

O Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, MG.



TERMO DE CONCESSÃO DE GRAU DE MESTRE

Aos 09 de outubro de 2006, no Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, procedeu-se a concessão do GRAU DE MESTRE em CIÊNCIAS NATURAIS a **LUIZ EMANOEL ALEXANDRE GOULART** concluinte do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, na área de concentração Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais. Como parte integrante dos requisitos institucionais, o aluno apresentou a dissertação "O complexo acamadado Itaguara - Rio Manso, MG", tendo sido implementadas e atendidas integralmente quaisquer exigências e ou prescrições apresentadas pela banca examinadora.

Desta forma, este termo passa a constituir dispositivo legal e regulamentar para a expedição e registro do diploma, sendo datado e assinado pelo mestrando, pelos membros da banca examinadora e pelo Presidente do Colegiado do Programa de Pós-Graduação.

Ouro Preto, 09 de outubro de 2006

Luiz Emanuel Alexandre Goulart

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro
Presidente

Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó

Prof. Dr. Marcus Tadeu de Freitas Suíta

Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro
Presidente Colegiado de Pós-Graduação - ECRN
Departamento de Geologia – EM/UFOP



Universidade Federal
de Ouro Preto

**O COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA-RIO MANSO,
MG.**

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luiz Martins

Vice-Reitor

Antenor Barbosa Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Marco Túlio Ribeiro Evangelista

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Paulo César Souza



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 37

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 249

O COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA-RIO MANSO, MG

LUÍS EMANOEL ALEXANDRE GOULART

Orientador

Mauricio Antonio Carneiro

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração:
Petrogênese/Depósitos Minerais/Gemologia

OURO PRETO

2006

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6
Depósito Legal na Biblioteca Nacional
Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

Goulart, Luís Emanuel Alexandre.

G694c O complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso, MG [manuscrito]/ Luís Emanuel Alexandre Goulart - 2006.
xxii, 186f.; il. color.; tabs.; graf.; mapas. (Contribuições às Ciências da Terra. Série M, v. 37, n. 249)

Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Área de concentração: Petrogênese/ Depósitos Minerais/ Gemologia

1 Petrologia - Teses. 2. Rochas - Teses. 3. Metarmorfismo (Geologia) –

ISSN 85-230-0108-6

Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título: O complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso, MG

CDU: 552(815.1)

Fonte de catalogação: sisbin@sisbin.ufop.br

*Aos meus queridos pais, Dona Nina e
Seu Goulart, pelo crédito e apoio infinitos,
dedico esse trabalho...*

AGRADECIMENTOS

A Deus pela constante Onipresença, Onisciência e Onipotência ao longo de minha existência;

Aos meus pais, por me concederem a dádiva da vida;

As minhas irmãs Solange, Soraia, Rita pelo incentivo e em especial à minha irmã Jussara, por acreditar mais de perto, que minha empreitada seria possível;

Ao meu orientador e amigo, prof. Dr. Mauricio Carneiro, pela oportunidade de realizar esse trabalho, pelas discussões, questionamentos e aprendizado constantes;

Ao pessoal da iniciação científica, por ordem apenas cronológica, Mike, Éder, Tai, Babe, Flaviola, Mariane, Grilo, Fabiana e João Emílio;

Aos professores e companheiros de pós-graduação, pelas discussões técnicas, aconselhamentos e cafezinhos na cantina;

Ao Cirilo, pela preparação das amostras e pelo bate-papo;

Ao Mário e Seu Paulo, pelo cuidado na laminação;

Aos bibliotecários Reginaldo, João Bosco e Teresinha, pela ajuda na localização dos títulos procurados;

Ao pessoal do Microlab, em especial à Paola, pela ajuda nas fotomicrografias;

A todos os que trilharam comigo, ainda que somente por algum tempo, o mesmo caminho;

A todos os outros que o cansaço me impediu de lembrar, mas que de alguma forma contribuíram para a realização desse trabalho;

Ao CNPq pela concessão da bolsa e a FAPEMIG, pelos projetos CRA 619/2004 e CRA 2032/05, que custearam esse trabalho de mestrado,

Meus sinceros agradecimentos.

Sumário

TERMO DE CONCESSÃO DE GRAU DE MESTRE	iii
AGRADECIMENTOS	xi
LISTA DE FIGURAS	xvii
LISTA DE TABELAS	xix
RESUMO	xxi
ABSTRACT	xxiii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações gerais.....	1
1.2 Objetivos e área pesquisada	1
1.3 Localizações e vias de acesso	2
1.4 Metodologia.....	3
1.4.1 Revisão bibliográfica.....	4
1.4.2 Mapeamento	5
1.4.3 Petrografia	6
1.4.4 Geoquímica.....	6
1.4.4.1 Preparação de amostras.....	6
1.4.4.2 Métodos analíticos e tratamento de dados	7
1.4.5 Trabalho de escritório para confecção do mapa e acervo georreferenciado	8
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.1 Apresentação.....	9
2.2 Complexo Metamórfico Campo Belo.....	11
2.3 Sequências supracrustais.....	12
2.3.1 O Supergrupo Rio das Velhas e o magmatismo máfico-ultramáfico no Cráton São Francisco Meridional.....	13
CAPÍTULO 3 - COMPLEXOS ACAMADADOS E OFIOLITOS: UMA REVISÃO DOS CONHECIMENTOS	15
3.1 Complexos acamados.....	15
3.2 Ofiolito.....	17
3.2.1 Etimologia	17
3.2.2 Definição	17
3.2.3 Evolução de um conceito.....	17
CAPÍTULO 4 - O SUBSTRATO CRUSTAL DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO	21
4.1 Introdução	21
4.2 Geologia da região estudada	21
4.2.1 Supergrupo Rio das Velhas	24
4.2.1.1 Unidade Metamáfica	24
4.2.1.1.1 Anfibólito	24
4.2.1.1.2 Metagabro	27
4.2.1.1.3 Tremolita xisto.....	29
4.2.1.2 Unidade Metassedimentar	30
4.2.1.2.1 Muscovita quartzito	31
4.2.1.2.2 Muscovita quartzito com sillimanita e granada	32
4.2.1.2.3 Sillimanita-biotita-muscovita-quartzo xisto com granada	33
4.2.1.2.4 Granada- biotita-plagioclásio-quartzo xisto	34
4.2.1.2.5 Sillimanita quartzito e sillimanita quartzito com granada	35
4.2.1.2.6 Granada-quartzo-sillimanita xisto	35
4.2.1.2.7 Mica branca fels e coríndon-mica branca fels	37

4.3 Metamorfismo.....	38
4.3.1 Considerações preliminares	38
4.3.2 Metamorfismo de contato	39
4.3.3 Metamorfismo regional de alto grau	42
4.3.4 Retrometamorfismo	42
CAPÍTULO 5 - COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA-RIO MANSO.....	43
5.1 Introdução	43
5.2 Variedades petrográficas do Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso	47
5.2.1 Metalherzolito.....	47
5.2.2 Metaharzburgito.....	49
5.2.3 Meta-olivina-websterito.....	51
5.2.4 Metaortopiroxenito e meta-olivina-ortopiroxenito.....	52
5.2.5 Metawebsterito.....	55
5.2.6 Hornblendito	57
5.2.7 Metagabronorito.....	59
5.2.8 Metagabro	60
5.3 Metamorfismo.....	63
5.3.1 Metamorfismo de alto grau	63
5.3.2 Metamorfismo de baixo grau	65
CAPÍTULO 6 - UNIDADES INTRUSIVAS NO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA-RIO MANSO.....	67
6.1 Introdução	67
6.2 Unidade Máfica.....	67
6.2.1 Metadiabásio	68
6.3 Unidade Vulcano-Exalativa	69
6.3.1 Metachert	70
6.3.2 BIF'S	71
6.4 Sistemas de Diques Máficos NE (SDM-NE)	71
6.5 Sistema de Diques Máficos NW (SDM-NW)	73
6.6 Unidade Granítica	75
6.6.1 Granito Córrego do Peixoto	76
6.6.2 Granito Mata Virgem.....	77
6.7 Unidade Máfica Tardia	78
6.8 Metamorfismo.....	80
CAPÍTULO 7 - LITOGEOQUÍMICA	81
7.1 Considerações preliminares	81
7.2 Mobilidade dos elementos.....	81
CAPÍTULO 8 - LITOGEOQUÍMICA DOS METAMAFITOS DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS E DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO	89
8.1 Características gerais.....	89
8.2 Diagramas de variação	94
8.3 Razões entre elementos incompatíveis.....	98
8.4 Padrão geoquímico.....	99
8.5 Resumo do capítulo.....	102
CAPÍTULO 9 - LITOGEOQUÍMICA DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO.....	105
9.1 Características gerais.....	105
9.2 Diagramas de variação	111
9.3 Razões entre elementos incompatíveis.....	115
9.4 Padrão geoquímico.....	118
9.5 Resumo do capítulo.....	122
CAPÍTULO 10 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA	123
10.1 Considerações preliminares	123
10.2 Aspectos petrogenéticos.....	123

10.3	Generalidades	126
10.4	Características da fonte magmática	131
10.5	Ambiência tectônica	133
10.6	Amplitude do magmatismo máfico-ultramáfico no Cráton São Francisco Meridional	135
10.7	Modelo evolutivo.....	143
CAPÍTULO 11 - CONCLUSÕES.....		147
11.1	O magmatismo ultramáfico-máfico no CSFM: características e amplitude	147
11.2	Relações petrogenéticas entre o CAIRM e a Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas	148
11.3	O CAIRM como um equivalente plutônico dos metavulcanitos ultramáficos de Morro da Onça. .	148
11.4	Relações petrogenéticas entre os metamafitos do Supergrupo Rio das Velhas (Unidade Metamáfica) e variedades congêneres encontradas no CSFM.....	149
11.5	Relações petrogenéticas entre as fases máficas e ultramáficas no CSFM.....	150
11.6	Evolução Tectônica.....	150
REFERÊNCIAS.....		153
APÊNDICES		175
ANEXOS.....		181

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização geográfica da área.....	2
Figura 1.2 - Mapa rodoviário de acesso à área em estudo (fonte guia Rivera 2003).....	4
Figura 2.1 - Mapa do Cráton São Francisco Meridional modificado de Sales (2005).....	10
Figura 4.1 - Mapa geológico da área mapeada.....	22
Figura 4.2 – Afloramentos de variedades metamáficas.....	25
Figura 4.3 – Detalhe de textura poligonal em anfibolito.....	26
Figura 4.4 – Texturas variadas em metamáficas do Supergrupo Rio das Velhas.....	28
Figura 4.5 - Textura poligonal nematoblástica em tremolita xisto.....	29
Figura 4.6 - Afloramento de quartzito.....	32
Figura 4.7 – Granadas sin-deformacionais e textura decussada a sillimanita.....	36
Figura 4.8 – Afloramento e seção delgada de coríndon fels.....	38
Figura 5.1 – Variação de granularidade em afloramentos do CAIRM.....	44
Figura 5.2 – Acamamento ígneo basculado no CAIRM.....	46
Figura 5.3 – Detalhe de microestratificações em afloramento do CAIRM.....	47
Figura 5.4 – Seção em metaortopiroxenito.....	52
Figura 5.5 – Crescimento simplectítico entre olivina e ortopiroxênio.....	53
Figura 5.6 – Clinocloro retrometamórfico e espinélio zonados em meta-olivina-ortopiroxenito.....	54
Figura 5.7 – Seção em metawebsterito mostrando textura adcumulática.....	56
Figura 5.8 – Textura adcumulática em hornblendito.....	58
Figura 5.9 – Seções em metagabros mostrando textura heteradcumulática e mesocumulática.....	61
Figura 6.1 – Intrusão cisalhada de diabásio e afloramento de quartzito ferruginoso.....	68
Figura 6.2 – Brecha em dique máfico com camada de metachert.....	70
Figura 6.3 – Seção delgada de gabro do SDM-NE.....	70
Figura 6.4 – Seção delgada de olivina gabro do SDM-NW.....	73
Figura 6.5 – Textura porfiróide em granada-granito.....	75
Figura 6.6 – Textura vesicular e porfirítica com plagioclásio zonado em metadiabásio.....	78
Figura 7.1 – Diagrama de razões de proporções moleculares (Supergrupo Rio das Velhas).....	84

Figura 7.2 – Diagrama de razões de proporções moleculares (CAIRM).....	85
Figura 8.1 – Diagrama discriminante de Winchester & Floyd (1977).....	90
Figura 8.2 – Diagrama triangular de Streckeissen (1976) para rochas gabróicas.....	91
Figura 8.3 – Diagramas triangulares de Irvine & Baragar (1971) e Jensen (1976).....	92
Figura 8.4 – Diagramas de Mg# x elementos diversos.....	96
Figura 8.5 – Diagramas de Mg# x elementos diversos.....	97
Figura 8.6 – Diagramas multi-elementares.....	100
Figura 8.7 – Diagrama de elementos terras raras.....	101
Figura 9.1 – Diagrama triangular de Streckeissen (1976) para rochas ultramáficas.....	107
Figura 9.2 – Diagrama triangular de Jensen (1976).....	107
Figura 9.3 – Diagrama $[Gd/Yb]_n \times Al_2O_3/TiO_2$	110
Figura 9.4 – Diagramas de MgO x elementos diversos.....	112
Figura 9.5 – Diagramas de MgO x elementos diversos.....	113
Figura 9.6 – Diagrama multi-elementar.....	119
Figura 9.7 – Diagrama de elementos terras raras.....	120
Figura 10.1 – Comparação entre padrões geoquímicos do CAIRM e da Unidade Metamáfica.....	124
Figura 10.2 – Diagrama $[Gd/Yb]_n \times Al_2O_3/TiO_2$ para CAIRM e da Unidade Metamáfica.....	125
Figura 10.3 – Diagrama de razões entre elementos incompatíveis.....	128
Figura 10.4 – Diagrama Th/Ta x La/Yb.....	132
Figura 10.5 – Diagramas discriminantes de Meschede (1986) e Wood (1980).....	134
Figura 10.6 – Padrões geoquímicos dos MTAMg e MTBMg e anfibolitos de Carneiro (1982).....	136
Figura 10.7 – Padrões geoquímicos dos MTAMg e MTBMg e anfibolitos de Fernandes (2001).....	138
Figura 10.8 – Padrões geoquímicos dos MTAMg e MTBMg e metabasaltos de Zuchetti (1998).....	139
Figura 10.9 – Padrões geoquímicos do CAIRM, Carvalho Jr (2001) e Couto (2004).....	141
Figura 10.10 – Padrões geoquímicos do CAIRM e ultramafitos de Pinheiro (1998).....	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Empilhamento estratigráfico da área	23
Tabela 8.1 – Porcentagens catiônicas de Mg, Ti, Fe, Al, e razões CaO/Al ₂ O ₃ e Al ₂ O ₃ /TiO ₂	92
Tabela 8.2 – Composição normativa dos metamafitos do CAIRM e Supergrupo Rio das Velhas.....	94
Tabela 8.3 – Razões entre elementos incompatíveis.....	99
Tabela 8.4 – Valores das razões [La] _n /[Yb] _n e [La] _n /[Sm] _n	100
Tabela 9.1 – Composição normativa das rochas do CAIRM.....	101
Tabela 9.2 – Porcentagens catiônicas e razões CaO/Al ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ /TiO ₂ e [Gd/Yb] _n	107
Tabela 9.3 – Razões entre elementos incompatíveis.....	116
Tabela 9.4 – Valores das razões [La] _n /[Yb] _n e [La] _n /[Sm] _n	121

RESUMO

O Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso (CAIRM) compreende um corpo intrusivo com características estratiformes e composição ultramáfica-máfica, situado entre os municípios de Itaguara e Rio Manso, MG. Nesse local, o CAIRM intrude unidades gnáissicas, atribuídas ao Complexo Metamórfico Campo Belo (ou Bonfim) e rochas metamáficas, metassedimentares e vulcanossedimentares atribuídas ao Supergrupo Rio das Velhas. Sobrepondo-se a isso, encontram-se os sistemas de diques máficos NW e SE (SDM-NW e SDM-NE), granitóides e uma unidade máfica Tardia. As estratificações do CAIRM têm espessura variável (centimétricas a métricas) e composição predominantemente lherzolítica-harzburgítica com intercalações subordinadas websteríticas, ortopiroxeníticas, gabronoríticas e gabróicas. São comuns as estratificações porfiríticas, de aspecto pegmatóide, gradando ou intercalando-se para variedades de granularidade mais fina. Microscopicamente, observa-se que as variedades mais finas apresentam textura adcumulática mono e poliminerálica ou, menos freqüentemente, textura mesocumulática, enquanto as variedades de granularidade mais grossa tendem a apresentar textura heteradcumulática com ou sem fase *intercumulus*. As análises geoquímicas das rochas do CAIRM indicam a afinidade komatiítica e, sob alguns aspectos, assemelham-se às rochas de outros complexos acamadados mundiais, tais como Gorgona, Bushveld e aqueles de Barberton. Regionalmente, as rochas do CAIRM apresentam padrão geoquímico semelhante às rochas da Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas e da Sequência Cláudio, mostrando que podem ser oriundas de um mesmo evento magmático regional. Os metamafitos do CAIRM, se comparados às rochas metamáficas do Supergrupo Rio das Velhas, que ocorrem nas imediações do complexo, apresentam padrões geoquímicos ligeiramente semelhantes, muito embora os padrões do CAIRM sejam menos fracionados. Contudo, verifica-se que os diagramas bivariantes de razões entre elementos incompatíveis dessas unidades, mostram trends distintos, gerados pela maior contribuição de LILE nas rochas metamáficas atribuídas ao Supergrupo Rio das Velhas. Por isso, descarta-se, a princípio, a possibilidade de que as rochas do CAIRM e os metamafitos em questão, sejam oriundas de um mesmo processo de cristalização fracionada. Porém, regionalmente, os padrões geoquímicos do CAIRM assemelham-se aos padrões de basaltos komatiíticos, atribuídos ao Supergrupo Rio das Velhas, que ocorrem na região de Conselheiro Lafaete/Congonhas. Se, localmente, as rochas do CAIRM diferem das rochas do Supergrupo Rio das Velhas mas, regionalmente, ocorrem de rochas ultramáficas-máficas semelhantes ao CAIRM, é provável que na porção meridional do Cráton São Francisco tenha ocorrido dois ou mais eventos magmáticos de natureza ultramáfica-máfica. Um deles estaria relacionado aos komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas. O outro (ou outros), estaria relacionados, por exemplo, ao CAIRM, a Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas, etc. Dessa forma é possível que o CAIRM e várias outras ocorrências de metaultramafitos presentes na porção meridional do Cráton São Francisco representem um evento intrusivo (parte plutônica, parte vulcânica) não suficientemente caracterizado. Sob muitos

aspectos, essa possibilidade é corroborada pela presença de derrames komatiíticos contendo basaltos komatiíticos subordinados na região do Morro da Onça, no limite norte da área mapeada, em continuidade ao CAIRM.

ABSTRACT

The Itaguara-Rio Manso Layered Complex (CAIRM) encompasses an intrusive body with stratiform characteristics and ultramafic-mafic composition, located between the Itaguara and Rio Manso cities (State of Minas Gerais, Brazil). There, CAIRM intrudes gneissic units of the Campo Belo (or Bonfim) Metamorphic Complex and metamafic, metasedimentary and volcano sedimentary rocks of the Rio das Velhas Supergroup. NW- and SE- (SDM-NW and SDM-NE) trending mafic dike systems, granitoids and a late mafic unit crosscut these sequences. The CAIRM stratifications are of variable (centimeter- to meter-sized) thickness and of predominant lherzolitic-harzburgitic composition with subordinated websteritic, orthopyroxenitic, gabbro-noritic and gabbroic intercalations. Porphyritic stratifications of pegmatoid aspect are common, grading to or intercalating finer-grained varieties. Under the microscope, these finer-grained varieties present mono- and polymineralic, adcumulatic texture, or less frequently mesocumulatic texture, whereas the coarser-grained varieties tend to a heteradcumulatic texture with or without the intercumulus phase. Geochemical analyses of the CAIRM rocks indicate a komatiitic affinity; in some aspects, they resemble rocks of other layered complexes, such as Gorgona, Bushveld and those of Barberton. Regionally the CAIRM rocks present geochemical patterns similar to those of the rocks of the Ribeirão dos Motas Layered Complex and of the Cláudio Sequence, indicating a common regional magmatic event. Despite less fractionated, the geochemical patterns of the CAIRM metamafites are slightly similar to those of the neighboring metamafic rocks of the Rio das Velhas Supergroup. On the other hand, bivariate diagrams using incompatible element ratios show distinct trends for these rocks, produced by a more expressive contribution of LIL elements for the metamafic rocks of the Rio das Velhas Supergroup. Thus, the possibility of a common fractional crystallization process for the CAIRM rocks and Rio das Velhas metamafites is ruled out at first. Nevertheless, regionally the CAIRM geochemical patterns are similar to those of the Rio das Velhas Supergroup komatiitic basalts that occur in the Conselheiro Lafaiete/Congonhas region. If locally the CAIRM rocks differ from those of the Rio das Velhas Supergroup but regionally ultramafic-mafic rocks similar to CAIRM occur, it is probable that in the southern portion of the São Francisco Craton two or more magmatic events of ultramafic-mafic nature occurred: one related to the Rio das Velhas Supergroup komatiites, and the other (or others) to CAIRM, the Ribeirão dos Motas Layered Sequence, etc. Therefore it is possible that CAIRM and several other metaultramafite occurrences of the southern portion of the São Francisco Craton represent an intrusive event (in part plutonic, in part volcanic) which is not sufficiently characterized. In many aspects this possibility is corroborated by komatiitic flows and subordinated komatiitic basalts of the Morro da Onça region, in the northernmost portion of the study area, representing a continuity of CAIRM.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Seqüências supracrustais, situadas a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero têm sido relatadas na literatura do Cráton São Francisco Meridional e, normalmente, são correlacionadas aos supergrupos Rio das Velhas ou Minas (*e.g.* Machado Filho et al. 1983). De gênese muitas vezes controversa, as unidades ultramáficas encontradas nessas seqüências, não raro, encontram-se correlacionadas aos vulcanitos ultramáficos presentes no Supergrupo Rio das Velhas (Machado Filho et al. 1983). É o caso, por exemplo, das rochas da região de Itapeçerica (Oliveira 1999; Oliveira & Carneiro 2001), Cláudio (Goulart 2001), Rio Manso (Pinheiro 1998) e, também, Bonsucesso (Machado Filho et al. 1983). Essa última, no entanto, tem outra interpretação que a considera com uma seqüência acamadada (Barbosa 1998). Nessa mesma linha de interpretação encontra-se a Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas (SARM), que são rochas máficas e ultramáficas de caráter plutônico (Carvalho Júnior et al. 1998; Carvalho Júnior 2001). Além dessa cita-se também a ocorrência da região Passatempo (Avelar et al 2002). Todavia, muitas outras ocorrências de ultramafitos encontram-se ainda totalmente desconhecidas. Nesse sentido, relatam-se os trabalhos de graduação de Caldas (2004), Carvalho (2004), Costa (2004), Meneghin (2004), Santos (2004), Silva (2003), Souza (2004), Reis (2004) e Tedeschi (2003) orientados pelo Prof. M. A. Carneiro, que fizeram um mapeamento prévio em parte da área em estudo nesse mestrado. Nessa ocasião, foi mapeado um corpo alongado segundo a direção NE-SW, composta por litotipos plutônicos, inicialmente descritos como metapiroxenitos e metaperidotitos, cuja ocorrência é agora denominada de Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso (CAIRM). Entretanto, mais para norte, em continuidade a esse corpo, especificamente na região do Morro da Onça, Pinheiro (1998) descreveu termos ultramáficos vulcânicos apresentando textura do tipo spinifex, pillow lavas, disjunções poliedrais e horizontes cumuláticos de derrame. Configura-se assim, a princípio, uma importante questão: seriam os ultramafitos do Morro da Onça a porção vulcânica dos plutonitos de Itaguara? Ou tratar-se-iam de duas unidades distintas? Estaria sua gênese associada a uma das fases do Evento Tectono Termal Rio das Velhas (Carneiro 1992) ou constituiria um evento distinto? Caso a resposta a essa questão seja positiva, de que forma a gênese dessas rochas se insere no contexto de arco-magmatismo discutido por inúmeros autores (*e.g.* Carneiro 1992, Teixeira 1985, Teixeira et al. 2000) como cenário para a evolução tectônica desse segmento do Cráton São Francisco Meridional?

Essas são algumas das questões que se pretende responder nesta dissertação.

1.2 OBJETIVOS E ÁREA PESQUISADA

A área pesquisada situa-se no município de Itaguara-MG e constitui um retângulo delimitado por seis ortofotos em escala 1:10.000, situado aproximadamente no centro da Folha Itaguara (1:50.000; Figura 1.1).

Em seu vértice sudoeste, a área coincide com o limite urbano da cidade de Itaguara; em seu vértice sudeste, coincide com o limite urbano do município de Crucilândia; o limite noroeste apresenta como referência o distrito rural de Córrego Cachoeira, localidade situada na jurisdição de Itaguara; o limite noroeste, a área mapeada apresenta seu limite extremo na divisa municipal entre Crucilândia e Rio Manso.

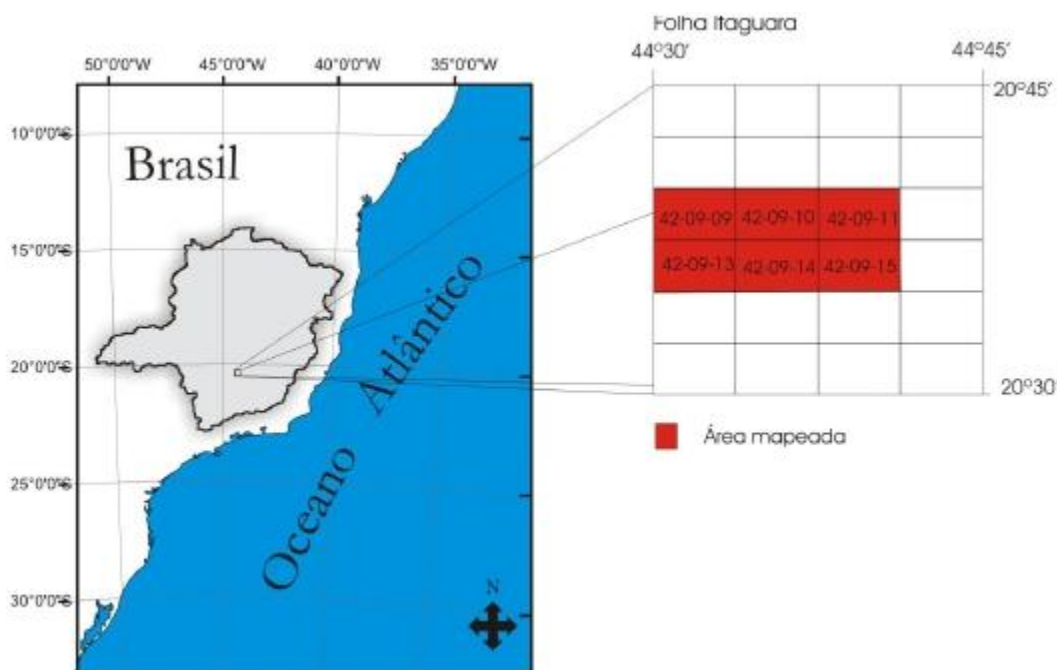


Figura 1.1 - Localização geográfica da área.

O objetivo, primordial, do presente trabalho foi realizar um estudo em escala de detalhe (1:10.000), caracterizando litogeoquímica e estruturalmente a associação ultramáfica- máfica presente na região, representada pelo Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso. Por meio dessa caracterização associadas a observações de campo, buscou-se identificar a gênese, o ambiente de formação e a relação estratigráfica existente entre essas rochas, finalizando, com um modelo tectônico-evolutivo.

1.3 LOCALIZAÇÕES E VIAS DE ACESSO

A cidade de Itaguara-MG, ponto logístico e estratégico fundamental para a realização desse trabalho, situa-se na região geográfica conhecida como Campo das Vertentes, centro-oeste mineiro.

O acesso até essa cidade, a partir de Ouro Preto, é realizado inicialmente pela Rodovia dos Inconfidentes, até a cidade de Belo Horizonte, a partir de onde o restante do trajeto é feito pela BR-381 (Rodovia Fernão Dias - Figura 1.2). Uma rota alternativa para quem parte de Ouro Preto pode ser realizada pela Estrada Real, via Ouro Branco, onde se segue pela BR-040 até Congonhas do Campo. De Congonhas, por estradas não pavimentadas, chega-se a Bonfim e cerca de 40 km depois a Crucilândia, a partir de onde se segue por estrada pavimentada até a cidade de Itaguara.

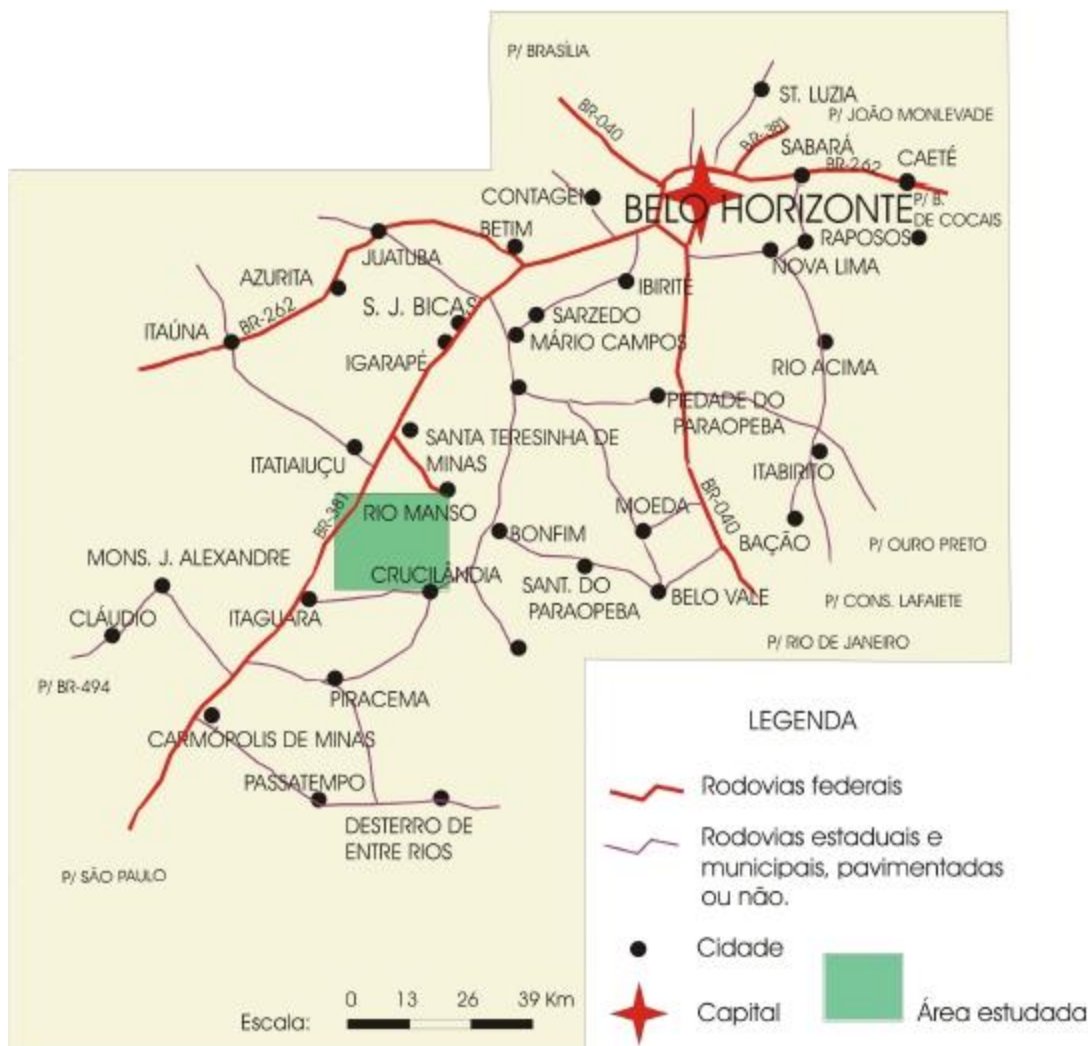


Figura 1.2 - Mapa rodoviário de acesso à área em estudo (fonte guia Rivera 2003).

1.4 METODOLOGIA

Assim como em toda pesquisa científica, precedendo o início dos trabalhos, buscou-se realizar uma sistemática revisão bibliográfica com o intuito de reciclar e aprimorar os conhecimentos já adquiridos a respeito do contexto geológico regional em que se insere a área estudada, assim como

assimilar novas informações a respeito de assuntos pertinentes ao conhecimento dos temas abordados.

No que diz respeito aos trabalhos de campo, como procedimentos para descrição de afloramentos, nomenclatura de pontos, coleta e preparação de amostras, estes foram realizados de acordo a metodologia desenvolvida pelo Professor Dr. Maurício Carneiro, ao longo de sua experiência como acadêmico e pesquisador (e.g. Carneiro 1992). A identificação das amostras analisadas encontra-se no Apêndice 1.1.

As técnicas analíticas utilizadas na quantificação dos teores dos elementos, óxidos e parâmetros físico-químicos, seguiram a metodologia adotada pelo laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, onde foram realizadas as análises de rocha total. Todos esses procedimentos previamente relatados até aqui, serão a detalhados seguir.

1.4.1 Revisão bibliográfica

O arcabouço do conhecimento geológico no que diz respeito ao Cráton São Francisco Meridional está embasado em um acervo de enorme erudição que vem sendo montado desde a segunda metade do século XIX.

Qualquer pesquisa focada dentro desse domínio, não se faz completa sem que sejam citados, entre outros, os trabalhos de Derby (1882), Harder & Chamberlain (1915), Barbosa (1954), Oliveira (1954), Guimarães (1951), Barbosa (1954), Oliveira (1954) e Ebert (1956), Dorr II et al. (1957), Dorr II (1969), Pires (1977), Silva et al. (1978), Machado Filho et al. (1983), Padilha (1984), Teixeira (1985), Marshak & Alkmin (1989), Carneiro (1992), Endo (1997), Schrank et al (1990), Valença et al (1998), Schorscher et al. (1998), considerados clássicos.

Dentre os trabalhos recentes, que com o aprimoramento do desenvolvimento tecnológico, permitiu que se tornassem uma contribuição de peso sem igual para o conhecimento geológico da região, citam-se os trabalhos de Costa (1995), Noce (1995), Endo et al. (1996), Pinheiro (1997), Endo & Machado (1998), Carvalho Jr. et al. (1998), Zucchetti (1998), Carneiro et al. (1996), Carneiro et al. (1997a, b), Carvalho Jr et al. (1997), Carvalho Jr et al (1998a, b), Carneiro et al. (1999), Carvalho Jr & Carneiro (1999), Oliveira (1999 e 2004), Teixeira et al. (2000), Carvalho Jr. (2001), Fernandes (2001), Oliveira et al. (2003 e 2004), Carneiro et al. (2006), Couto (2004), Campos (2004), Oliveira (2005) e Carneiro et al. (2006).

Da mesma forma, no que diz respeito a assuntos específicos pertinentes ao presente trabalho, como é o caso de terrenos do tipo *greenstone*, intrusões acamadadas estratiformes ou seqüências ofiolíticas, faz-se necessário ainda, mencionar alguns trabalhos clássicos da literatura mundial, como aqueles de Brongniart (1827), Fouqué & Michel-Levyi (1879), Dana (1946), Bowen & Tuttle (1949), Steinman (1927), Bowen (1927), Brunn (1940, 1960 e 1961), Thayer (1967), Irvine (1967), Irvine & Smith (1967), Wager & Brown (1976), Coleman (1977), Nicolas (1988), Cameron & Nisbet (1982),

Arndt & Nisbet (1982), Echeverria (1982), Zindler (1982), Jarvis & Campbell (1983), Nisbet (1982), Nisbet et al. (1993), Miller et al. (1991), Arndt (1994), Condie (1994), Windley (1995), Arndt et al. (1997), Allègre (1982), Campbell et al. (1989), Naldrett & Von Gruenewald (1989), Condie et al. (1997), Arndt et al. (1997), Kusky (2004).

Outros vultos sem dúvidas emprestariam sua efígie como contribuição a essa dissertação, mas esses nomes foram apenas uma citação para mostrar que uma revisão bibliográfica nesses moldes é necessária para fornecer os alicerces de qualquer trabalho científico, como este que aqui se inicia.

1.4.2 Mapeamento

Os trabalhos de campo contaram com o apoio de um mapeamento preliminar realizado por alunos do curso de Engenharia Geológica, durante o Trabalho de Graduação da turma de formandos de 2003/1, sob a orientação do Professor Dr. Maurício Carneiro.

Nesse mapeamento, que abrangeu uma área de aproximadamente 144 Km², foi adotado como base cartográfica, a folha topográfica Itaguara em escala 1:50.000 disponibilizada pelo IBGE para domínio público, apoiada por ortofotos em escala 1:10.000 adquiridas do acervo de imagens da CEMIG.

Durante essa etapa foram descritos 1040 pontos, todos georreferenciados segundo o datum da base cartográfica adotada (Córrego Alegre, meridiano 23 S e marégrafo de Ibituba-SC; ver Mapa de pontos, no Anexo 1.1).

Embora essa seja sem dúvida, uma quantidade razoavelmente grande de pontos, para uma área com o tamanho mencionado e a equipe igualmente grande, contando com 12 membros, o estudo forneceu apenas um esboço das principais feições geológicas de interesse no presente trabalho, não entrando em detalhes particulares de detalhe.

De fato, os trabalhos de detalhe, tiveram início com o desenvolvimento dessa pesquisa e a da dissertação de Andreatta (2007; em preparação), que estudou a continuidade da área ao norte.

Foram então realizados cerca de 840 pontos novos divididos em três etapas de campo, em apoio aos pontos relativos ao primeiro levantamento.

Para denominação dos pontos utilizou-se a metodologia desenvolvida por Carneiro (1992), já posta em prática desde o levantamento prévio da região. Essa metodologia, através de um código alfa-numérico, associa o número da folha topográfica, o código referente às quadrículas de 2 km no sentido N-S por 2 km no sentido E-W e o número de ordem do ponto nas quadrículas.

Nas ortofotos em escala 1:10.000 procedeu-se a mesma metodologia, por comporem a folha topográfica 1:50.000. A coleta de amostras para geoquímica baseou-se no tipo de rocha, na importância do litotipo para o trabalho e no grau de preservação dos afloramentos. A identificação da

amostras seguiu o mesmo padrão da nomenclatura dos pontos, precedidas da ordem da coleta no afloramento (amostra A, B, C, etc), permitindo que dessa forma as mesmas tivessem um controle georreferenciado.

1.4.3 Petrografia

Antes de serem preparadas para análise geoquímica, as amostras passaram por uma última triagem, baseada em análise petrográfica de seções delgadas, a fim de serem diagnosticadas eventuais transformações químico-mineralógicas que implicassem em alterações de massa por mobilização de elementos químicos. Somente com a posse dessas informações é que essas amostras foram então submetidas à preparação no Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG), do DEGEO/EM/UFOP. A confecção das lâminas delgada foi realizada no LAMIN – Laboratório de Laminação do DEGEO/EM/UFOP.

As amostras destinadas à laminação foram escolhidas de acordo a sua importância no contexto do trabalho, levando-se em conta critérios simples como presença de feições e composições mineralógicas de interesse.

Foram analisadas ao todo cerca de 90 lâminas, incluindo algumas lâminas do levantamento prévio do trabalho de graduação da turma de 2003/1 (Caldas 2004, Carvalho 2004, Costa 2004, Meneghin 2004, Santos 2004, Silva 2003, Souza 2004, Reis 2004 e Tedeschi 2003) assim como as lâminas referentes às amostras que foram submetidas a análise química.

Foram utilizados para descrição petrográfica, microscópios ópticos binoculares Leitz, modelo Laborlux 12 pol S, para luz transmitida e refletida, adotando-se métodos quantitativos por estimativa, sendo a nomenclatura das rochas baseadas na convenção adotada pela IUGS – International Union of Geological Sciences (Streckeisen 1976 e Le Maitre 1989).

As fotomicrografias foram realizadas utilizando uma câmera digital Nikon, modelo COOLPIX 3.34 megapixels, acoplada em microscópio binocular Leitz, modelo Laborlux 12 pol S acoplada a monitor de vídeo LG de 14”.

1.4.4 Geoquímica

Dividiu-se nesse capítulo introdutório a metodologia adotada em duas partes, descritas a seguir: preparação de amostras e métodos analíticos.

1.4.4.1 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

A preparação das amostras para análise litogeoquímica foram realizadas no LOPAG - Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia.

Antecedendo a preparação propriamente dita das amostras, que envolveu britagem e pulverização, com a intenção de evitar contaminação do material a ser analisado, a metodologia adotada incluiu a remoção a golpes de marreta, de crostas intemperizadas ou porções não desejáveis. No caso de porções de difícil desagregação, utilizou-se uma serra circular diamantada para rochas. Uma vez separadas as porções consideradas isentas de intemperismo (núcleo), mais uma vez as amostras foram serradas e cominuídas a golpes de marreta, de onde os fragmentos foram então encaminhados à moagem e em seguida armazenadas em pequenos pacotes lacrados, em quantidades aproximadas de 50g.

1.4.4.2 MÉTODOS ANALÍTICOS E TRATAMENTO DE DADOS

As análises foram realizadas pelo laboratório comercial canadense ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, em sua filial na cidade de Goiânia-GO.

Foram analisados três grupos de elementos, segundo os códigos do laboratório denominados Grupo 4A, Grupo 4B e Grupo 1DX. As amostras foram transformadas em pastilhas e fundidas com LiBo_2 .

O Grupo 4A compreende os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3 , Ni , Sc , além dos parâmetros LOI, C_t (carbono total) e S_t (enxofre total) os quais não foram computados na contagem total (SUM). As amostras foram analisadas em ICP-AES. O laboratório adverte que a fusão com LiBo_2 pode não ter sido suficiente para abrir possíveis sulfetos presentes nas amostras.

O grupo 4b inclui os elementos Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. As amostras foram analisadas por ICP-MS.

O Grupo 1DX inclui os elementos Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se. Para análise das amostras, utilizou-se digestão multiácida por solução de $\text{HCl} + \text{HNO}_3$ a 95°C por uma hora e em seguida analisada em ICP-MS. Quanto a esse grupo, o laboratório advertiu que alguns minerais podem ter sido apenas parcialmente atacados pela solução ácida.

No tratamento desses dados, como elaboração de diagramas, cálculo da norma CIPW e cálculo de FeOt , FeO e Fe_2O_3 , utilizou-se o software MINPET 2.0 e o aplicativo CIPW -WINTER. Os diagramas foram gerados no software MINPET 2.0, com auxílio da tabelas geradas no Microsoft EXCEL. Para o cálculo da norma CIPW e dos óxidos FeOt , FeO e Fe_2O_3 foi utilizado o aplicativo CIPW WINTER, assumindo-se a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,1$, aconselhado para rochas basálticas.

A utilização dessa razão nos metaultramafitos foi aceito após alguns testes ser verificado que razões menores, acrescentavam muito pouco em termos de quantidade de minerais normativos, o que

não influenciaria na classificação dessas rochas, utilizando os diagramas apresentados nesse trabalho.

1.4.5 Trabalho de escritório para confecção do mapa e acervo georreferenciado

Com o acervo de dados de campo pronto, criou-se um banco de informações georreferenciadas. Essas informações constituem o âmago do presente trabalho e juntamente com softwares de georreferenciamento como o ARCMAP e o Global Mapper, procedeu-se o refinamento e conclusão do mapa geológico.

A base cartográfica utilizada nessa etapa consistiu da Folha Itaguara (escala 1:50.000) disponíveis no acervo do IBGE, complementadas por um mosaico de seis ortofotos em escala 1:10.000, georreferenciadas, provenientes do acervo de imagens da CEMIG.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 APRESENTAÇÃO

A região estudada situa-se no domínio tectono-estrutural do Complexo Metamórfico Campo Belo (Teixeira et al. 1996), porção meridional do Cráton São Francisco (Figura 2.1). Essa porção do Cráton São Francisco é constituída por complexos metamórficos arqueanos, seqüências supracrustais (incluindo seqüências do tipo granito-*greenstone*) e unidades máfico-fissurais (Carneiro et al. 2006). Dentre os complexos metamórficos, destaca-se o Campo Belo (CMCB), que se estende a partir de cidade homônima para nordeste, em direção ao Quadrilátero Ferrífero, compreendendo a maior parte do substrato siálico do Cráton São Francisco Meridional (Teixeira et al. 1996).

Na região do Quadrilátero Ferrífero, encontra-se descritos em literatura, complexos semelhantes, destacando o Complexo Metamórfico Bonfim, no qual Carneiro (1992) definiu o Evento Tectono-termal Rio das Velhas, tomando como base a sua evolução tectônica. Como produto desse evento, além do retrabalhamento da crosta siálica anterior, tiveram lugar um magmatismo ultramáfico (ultramafitos do Supergrupo Rio das Velhas – Pinheiro 1998, Zucchetti 1998) e um magmatismo cálcio alcalino-andesítico (Tonalito Samambaia e Anfibolito Candeias – Carneiro 1992), segundo a interpretação de Teixeira et al. (2000).

Associado a processos distensivos ou de relaxamento crustal, um magmatismo fissural de idade presumidamente mesoarqueana colocou nessa crosta siálica, enxames de diques máficos que serviram de protólito para unidades anfibolíticas que ocorrem encaixadas nesse complexo metamórfico (Fernandes 2001). Pelo menos, dois outros episódios de magmatismo fissural básico tiveram lugar nessa região, um no Neoarqueano e outro no final do Mesoproterozóico, que foram responsáveis pela colocação de diques de gabronorito e gabro respectivamente (Teixeira 1985, Teixeira et al. 2000, Corrêa da Costa 1999 e Fernandes 2001).

Os *greenstone belts* descritos na porção meridional do Cráton São Francisco, são representados pelas seqüências vulcanossedimentares arqueanas, presentes tanto no Supergrupo Rio das Velhas quanto nas demais unidades congêneres encontradas a sul e a oeste do Quadrilátero ferrífero (*e.g. greenstone belts* Piumhí, Itumirim-Tiradentes, Fortaleza de Minas e Alpinópolis – Valença et al. 1998, Schorscher et al. 1998, Szabó 1996). As unidades metassedimentares de idade proterozóica são representadas pelo Supergrupo Minas, Supergrupo Espinhaço, Supergrupo São Francisco e pelos grupos Sabará e Itacolomi, caracterizando-se pela presença de depósitos metassedimentares clásticos, pelíticos e químicos.

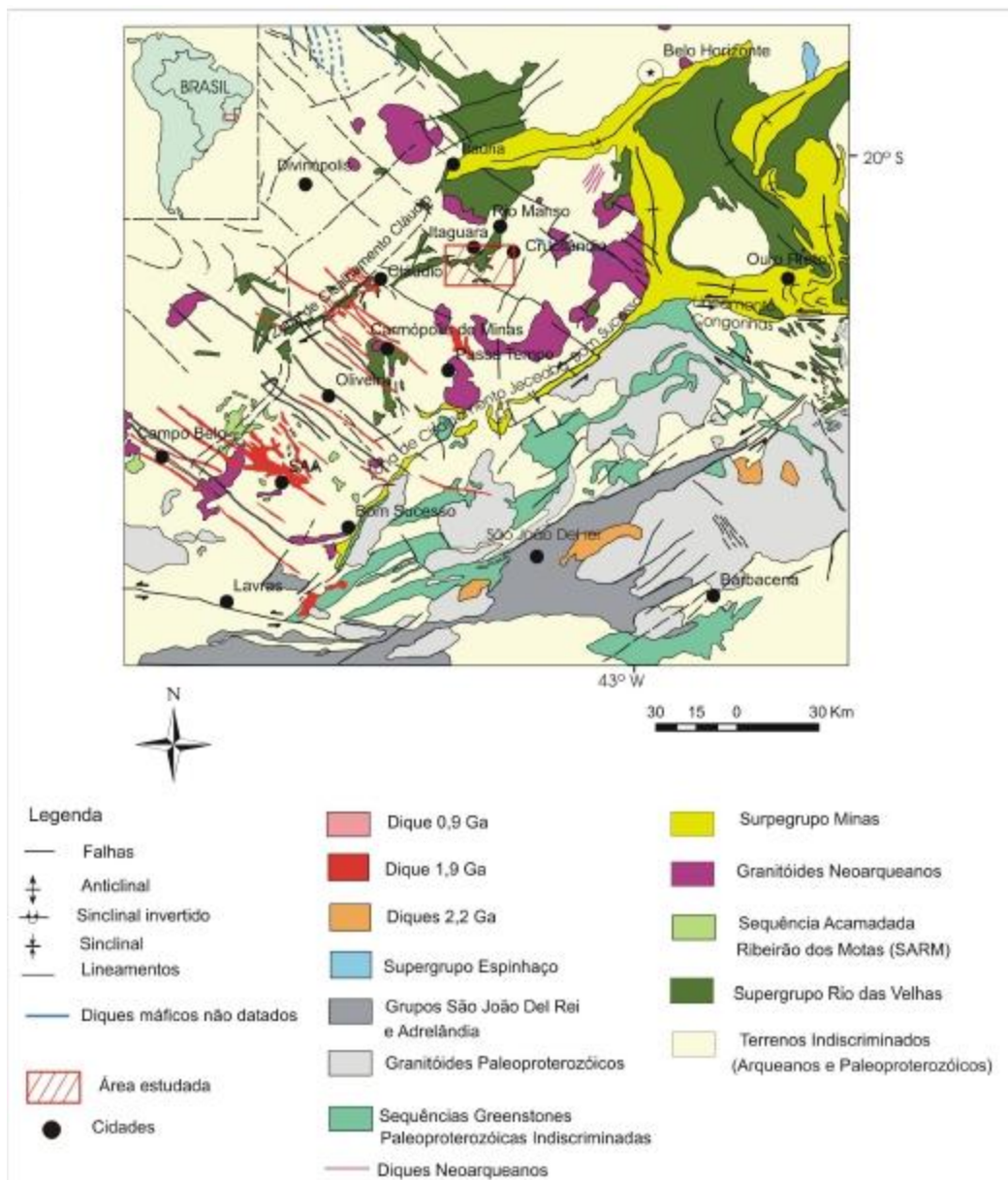


Figura 2.1 - Mapa geológico resumido do Cráton São Francisco Meridional modificado de Campos (2005).

O histórico evolutivo tectônico e deposicional das seqüências supracrustais do Cráton São Francisco Meridional, tem sua origem associada a episódios extensionais e compressionais de um segmento de crosta arqueana primitiva, correlacionáveis, provavelmente, a uma das fases do evento tectono-termal Rio das Velhas (Carneiro 1992, Endo et al. 1996), sendo responsável, pela extrusão de lavas komatiíticas e basaltos tholeiíticos durante o Neoproterozoico. No Paleoproterozoico, tem início a sedimentação em bacias do tipo rift, de histórico polifásico, cujos processos se estabilizaram ao final da Orogenia Transamazônica (Noce 1995), onde ocorreu a deposição dos grupos Sabará e Itacolomi.

Finalmente uma série de corpos granitóides aflora na região, sendo esse magmatismo iniciado no Neoarqueano e estendido até o Neoproterozóico, provavelmente correlacionando-se a fase compressional relativa a subducção da crosta oceânica gerada anteriormente (Noce 1995). Entre esses corpos destacam-se o Granito Porto Mendes, o Granito Amparo, o Granito Bom Sucesso e os granitos descritos nas imediações de Itaguara nesta dissertação.

No âmbito desse trabalho, pretende-se fazer uma apresentação prévia do ponto de vista geológico-evolutivo das principais unidades diretas ou indiretamente correlacionadas à área estudada.

Nesse sentido, define-se a seguir o Complexo Metamórfico Campo Belo e as seqüências meta-vulcanossedimentares.

2.2 COMPLEXO METAMÓRFICO CAMPO BELO

No contexto da crosta siálica que compõe os complexos metamórficos arqueanos presentes no Cráton São Francisco Meridional, destaca-se o Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB), que se estende à partir de cidade homônima para nordeste, em direção ao Quadrilátero Ferrífero (Teixeira et al. 1996; Figura 2.1). Essa unidade foi definida pelo autor supracitado, pela união dos complexos Barbacena e Divinópolis de Machado Filho et al. (1983), após estudos e comparações, verificar semelhanças entre ambas as unidades. É constituída essencialmente por suítes de alto grau metamórfico de composição TTG (tonalito-trondjemito-granodiorito) e charno-enderbíticas (Sales Campos 2005, Carneiro et al. 2006), estando sua evolução tectônica relacionada a vários eventos de acreção ocorridos entre o Paleo e o Mesoarqueano, a partir de primitivos arcos vulcânicos (Teixeira 1985, Teixeira et al. 2000, Fernandes 2001, Sales Campos 2004, Oliveira 2004a).

O estudo da crosta siálica na porção meridional do Cráton São Francisco, apresenta vasto acervo bibliográfico e tem seus trabalhos iniciados com Derby (1882) ao estudar o domínio geológico dos terrenos granito-gnáissicos na região compreendida entre o vale do rio das Mortes e o alto curso do rio São Francisco. Posteriormente, deve-se a Harder & Chamberlain (1915) a denominação de Complexo Gnáissico-Migmatítico ao conjunto de xistos e gnaisses presentes nas adjacências do Quadrilátero Ferrífero, bem como os gnaisses que ocorrem na faixa ao sul de Carmo do Rio Claro. Outros trabalhos sucederam (*e.g.* Barbosa 1954, Oliveira 1954), mas a primeira tentativa de caracterização litoestratigráfica surgiu apenas com Silva et al. (1978), onde os autores reunindo dados geológicos da região para o projeto Mantiqueira-Furnas organizaram os litotipos presentes no sul do Cráton São Francisco em associações, complexos e domínios.

Posteriormente, Machado Filho et al. (1983), ao retomarem os estudos dessa crosta siálica arqueana, realizaram um vasto levantamento petrográfico, estratigráfico e geocronológico, de cujos resultados, foi proposta uma divisão desse domínio em Complexo Metamórfico Barbacena e Complexo Metamórfico Divinópolis. Na definição desses autores, o Complexo Metamórfico

Barbacena compreenderia a porção oriental do Cráton São Francisco Meridional, englobando todos os complexos metamórficos reconhecidos atualmente no Quadrilátero Ferrífero, enquanto o Complexo Metamórfico Divinópolis representaria sua contrapartida oriental, a qual limitar-se-ia a oeste com o Quadrilátero Ferrífero.

Quanto aos processos tectônicos atuantes, Teixeira et al. (1985) apresentaram enorme conjunto de dados isotópicos da região e adjacências, propondo um modelo de evolução crustal durante o Arqueano e Proterozóico Inferior, caracterizado por fases de acreção associada a um retrabalhamento crustal subordinado. No mesmo sentido, a proposição de um modelo evolutivo para a região, baseado em um evento tectono-termal arqueano, foi apresentada por Carneiro (1992) ao estudar o Complexo Bonfim Setentrional, linha de pensamento bastante aceita e verificada pelo trabalho de Teixeira & Silva (1993), que em uma compilação de dados K-Ar de rochas constituintes do substrato cratônico do Cráton São Francisco Meridional e suas faixas marginais, descreveram um progressivo soerguimento da massa continental ao término dos processos tectono-magmáticos transamazônicos. Para os autores, esse processo está de acordo com a geodinâmica do Proterozóico Inferior, quando três cinturões móveis se instalaram marginalmente aos fragmentos continentais anteriormente aglutinados.

Após a proposta de Teixeira (1995), para os complexos Barbacena e Divinópolis, definindo-os unicamente como Complexo Metamórfico Campo Belo, inúmeros outros trabalhos vêm contribuindo para a evolução dos conhecimentos da crosta sílica na porção meridional do Cráton São Francisco, onde se destacam os trabalhos de Noce (1995), Endo et al. (1996), Endo & Machado (1998), Carneiro et al. (1997), Oliveira (1999), Teixeira et al. (2000), Fernandes (2001), Sales (2004), Oliveira (2004a e b) e Carneiro et al. (2006).

2.3 SEQÜÊNCIAS SUPRACRUSTAIS

As seqüências supracrustais presentes na porção meridional do Cráton São Francisco, compreendem cinturões arqueanos do tipo *greenstone belt* e unidades metassedimentares proterozóicas (Valença et al. 1998, Schorscher et al. 1998, Alkmin & Marshak 1998, Oliveira 1999, Carvalho Jr. 2001, Fernandes 2001, Oliveira 2004a). No Quadrilátero Ferrífero as seqüências supracrustais estão representadas pelos Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas e Grupo Sabará (Dorr II 1969).

O Grupo Rio das Velhas, de idade arqueana, subdivide-se em ordem estratigráfica, nos grupos Quebra-Osso, Nova Lima e Maquiné.

O Supergrupo Minas está dividido da base para o topo nos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba, estando sotoposto ao Grupo Sabará.

As primeiras descrições citando as ocorrências de unidades supracrustais na região, devem-se

a Guimarães (1951), Barbosa (1954), Oliveira (1954) e Ebert (1956), mas o detalhamento e aprimoramento do conhecimento litoestratigráfico vieram somente com Dorr II et al. (1957), Dorr II (1969) e Pires (1977). A evolução dessas unidades estaria no caso do Supergrupo Rio das Velhas ligados a um grande evento tectono-termal em ambiente de margem ativa, com instalação de arcos magmáticos, que finalizou com a edificação de protólitos continentais (Carneiro 1992, Endo et al. 1996, Fernandes et al. 1997, Fernandes & Carneiro 2001, Fernandes 2001), podendo estar ainda associado a instalação de plumas mantélicas (Zucchetti 1998).

Ao final do Evento Tectono-termal Rio das Velhas, tem início o Ciclo Transamazônico, inicialmente uma orogenia representada pelas mega-estruturas dobradas do Quadrilátero Ferrífero que dá lugar a uma fase de relaxamento crustal, com posterior granitogênese e colocação na crosta de diques máficos e acomodamento de estruturas, finalizando com a etapa de colapso orogenético e inversão da bacia Itacolomi (Marshak & Alkmin (1989), Endo (1997), Endo & Machado (1998)).

2.3.10 Supergrupo Rio das Velhas e o magmatismo máfico-ultramáfico no Cráton São Francisco Meridional

A gênese do Supergrupo Rio das Velhas parece estar associada a processos de acreção ocorridos no Mesoarqueano (Teixeira 1985 e Fernandes 2001) ocasionados pela colisão de delgados fragmentos crustais que já existiam no Paleoarqueano sobre uma crosta máfica/ultramáfica primitiva (Fernandes & Carneiro 2000, Fernandes 2001).

Carneiro (1992), Endo et al. (1996), Endo (1997), Endo & Machado (1998) relatam que durante o Neoarqueano, o sul do Cráton São Francisco sofreu um evento tectono-termal, com magmatismo ultramáfico-máfico a félsico, definido como Evento Tectono-termal Rio das Velhas. No Quadrilátero Ferrífero esse magmatismo ultramáfico-máfico associado, estaria representado por termos estritamente vulcânicos (Padilha 1984, Schrank et al. 1990, Costa 1995, Pinheiro 1997, Carvalho Jr. et al. 1998, Zucchetti 1998) e ao sul por seqüências acamadadas plutônicas (Carneiro et al. 1996, Carneiro et al. 1997a, b, Carneiro et al. 1999, Carvalho Jr. et al. 1997, Carvalho Jr. et al. 1998 a, b, Carvalho Jr. & Carneiro 1999, Carvalho Jr. 2001, Couto 2004, Carneiro et al. 2006).

Concomitante a esse evento tectono-termal, instalaram-se bacias intracontinentais profundas as quais eram alimentadas pelo material erodido das rochas de natureza variada. Esse material ao ser soterrado em grandes profundidades, sofreu metamorfismo de alto grau, sendo essa a provável origem dos quartzitos arqueanos observados no sul do Cráton São Francisco (Oliveira 1999).

Segundo Teixeira (1985), no Paleoproterozóico, um arco magmático abrangeu parte do domínio meridional do Cráton São Francisco, tendo desenvolvido esforços compressionais sobre núcleos arqueanos estáveis, gerando um processo de magmatismo fissural básico. Para Corrêa da Costa (1999) os diques de rochas gabronórficas gerados nesse episódio, são correlacionáveis à Suíte

Básica Norítica de Pinese (1997). Corrêa da Costa (1999) propõe ainda que após o magmatismo máfico-ultramáfico do Neoarqueano, a região foi afetada por fraturamentos de direção NW-SE, devido uma tectônica colisional ou uma etapa de relaxamento crustal, por onde penetraram magmas básicos, provavelmente correlacionados a etapas tardias do Evento Tectono-termal Rio das Velhas.

Discute-se ainda nos terrenos *greenstone* associados a essa etapa, a possibilidade de uma associação magmática a partir de plumas mantélicas, conforme é apresentado por Zucchetti (1998), a partir da interpretação de dados litogeoquímicos.

CAPÍTULO 3

COMPLEXOS ACAMADADOS E OFIOLITOS: UMA REVISÃO DOS CONHECIMENTOS

3.1 COMPLEXOS ACAMADADOS

Intrusões acamadadas, sejam sills, diques, facólitos ou prótons, são feições comuns em rochas gabróicas, sieníticas, graníticas ou ultramáficas (Naslund & McBirney 1996). Particularmente, complexos acamadados estratiformes de natureza ultramáfica, são mais raros. Complexos dessa natureza estão associados a terrenos arqueanos e proterozóicos do tipo granito-*greenstone* (Condie 1981). A petrogênese de complexos ultramáficos, em geral, está relacionada intrusões iniciais de magmas primários komatiíticos, como é o caso de Bushveld e Stillwater (*e.g.* Cawthorn & Davies 1982, Eales & Cawthorn 1996, McCallum 1996). Nos exemplos citados, entretanto, pulsos magmáticos posteriores, de natureza diferente, contribuíram para a formação de magmas híbridos que controlaram todo o processo de fracionamento e cristalização das unidades superiores.

Uma característica dos complexos acamadados arqueanos é que constituem corpos alongados, contínuos ou irregulares, de grandes dimensões. Um corpo acamadado típico apresenta largura entre 0,5 e 1 km e comprimento, não raro, se estendendo por mais de 20 km (Condie 1981). Um exemplo é o Complexo Stillwater que apresenta em média 8 km de largura possui mais de 50 km de comprimento (Jackson 1961).

É comum esses corpos intrudirem unidades vulcânicas e sedimentares em *greenstone belts*, ou associações do tipo granito-gnaiss, no caso de corpos muito extensos, como o Grande Dique do Zimbábue e o Complexo Stillwater (Wilson 1996a, McCallum 1996). Em geral os corpos são discordantes com as encaixantes embora alguns complexos acamadados apresentem contatos concordantes com unidades vulcânicas, as quais podem ter sido geradas em eventos magmáticos contemporâneos (Condie 1981). Contudo, apesar dessas relações de contato, auréolas de metamorfismo de contato são pouco expressivas e apresentam distribuição bastante irregular. A presença de xenólitos também é bastante freqüente em intrusões acamadadas. Viljoen & Viljoen (1970), nesse sentido, relatam em algumas intrusões do Complexo Barbeton, a presença de xenólitos provindos de regiões vizinhas ao corpo principal do complexo.

Quanto à variação composicional, os complexos acamadados estratiformes apresentam grande variedade em sua composição litológica, em geral exibindo termos estritamente ultramáficos na base, passando em direção ao topo para termos mais gabróicos ou anortosíticos (Wager & Brown 1967).

Muitos desses corpos caracterizam-se pela repetição cíclica e/ou intermitente dos seus litotipos

constituintes, onde os estratos variam da ordem de centímetros a poucos metros. As chamadas unidades cíclicas caracterizam os complexos máfico-ultramáficos de Bushveld, Stillwater, Selukwe, Grande Dique do Zimbábue e Muscox (e. g. Tyndale-Biscoe (1949), Jackson (1961), Irvine & Smith (1967), Wagner & Brown (1967), Cotterill (1969), Irvine (1970, 1975 e 1977), De Paolo & Wasserburg (1979), Wilson (1996), Duke (1983), Naldret & Von Gruenewald (1989), Eales et al. (1990, 1993, 1994), Eales & Cawthorn (1996), McCallun (1996)).

No Brasil, cita-se a exemplo, os complexos acamadados de Americano do Brasil (Nilson et al. 1982, 1986), Intrusões do Vale do Curaçá - Caraíba, Surubim e Angicos (Lindemeyer 1980, Tavares et al. 1987), Barro Alto (Suito 1996), Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas (Carneiro et al. 1997a e b, Carvalho Jr. 2001) e Seqüência Cláudio (Couto 2004). Em geral intrusões máfico-ultramáficas caracterizam-se na pela alternância microrítmica na base da intrusão, entre termos enriquecidos em olivinas e termos enriquecidos em ortopiroxênios (níveis harzburgíticos), com predomínio de fácies mais Ca-Na-Fe-enriquecidas em direção ao seu topo (Wagner & Brown 1967), como é o caso do Complexo Acamadado de Bushveld (Lee 1996, Eales & Cawthorn 1996).

Não obstante a isso, corpos máfico-ultramáficos não somente estratificados, apresentando estratificações mais espessas ou mesmo constituídos por unidades maciças, também podem ocorrer. Esse é o caso da ocorrência do Complexo Campo Formoso (Hedlund et al. 1974) onde camadas de cromitito podem alcançar até 6 metros de espessura.

Indiferente a natureza dos magmas parentais, o bandamento rítmico e as unidades cíclicas são feições mais comuns, em complexos acamadados de idade arqueana. Entre os complexos mais jovens citam-se a título de exemplo as ocorrências de Skaergaard (McBirney 1996) e Duluth (Miller & Ripley 1996). Modelos petrogenéticos para a origem dos complexos estratiformes arqueanos são diversos. Porém, não existe um único mecanismo que possa ser aplicável a todos os complexos, explicando suas texturas, acamamento e seqüência de cristalização. Em grande parte dos casos, o acamamento rítmico e as texturas cumuláticas sugerem processos de cristalização fracionada, mas que em geral ocorrem junto a outros processos, na maioria dos modelos propostos para os complexos acamadados conhecidos (Wager & Brown 1967).

Entre os processos e mecanismos que controlariam os processos intramagmáticos se incluiriam a injeção de novos magmas em ambiente de câmara, gerando um magma mixing (e.g. Duke 1988), processos de crescimento e nucleação em zonas preservadas de fluxo magmático (e.g. Jackson 1961), assimilação das paredes da câmara magmática (e.g. Campbell 1978, McBirney & Noyes 1979, Rice 1981, Irvine 1975), correntes de convecção (Wager & Brown 1967), variações de pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio (e.g. Ulmer 1969, Cameron & Desborough 1969, Cameron 1977, 1980), assimilação de enxofre das encaixantes (Thornett 1981) entre outros.

3.2 OFIOLITO

3.2.1 Etimologia

A estrutura do termo vem da língua grega e é constituída pelo prefixo óphis, que significa serpente e o radical litos, cujo significado é pedra.

De fato, a etimologia do tecnônimo ofiolito é atribuída a Brongniart (1827), que a incorporou a terminologia geológica de sua época, para se referir a rochas máficas e ultramáficas serpentinizadas, devido as cores apresentadas por essas rochas, semelhantes ao couro mosqueado e esverdeado de muitas serpentes conhecidas.

Quanto ao aspecto de tais rochas, Dana (1946) apresentou alguns nomes tais como ofito, ofiolito e oficalcito, para designar serpentinitos contendo minerais carbonáticos. Nesse sentido, uma confusão histórica se instaura quando Fouqué & Michel-Levy (1879), aplicaram o termo “ofítico” para designar a estrutura presente em doleritos, constituída pelo envolvimento de cristais de plagioclásio por cristais de augita.

Dessa forma, durante muito tempo o termo ofiolito foi utilizado como sinônimo de toda sorte de rochas ultramáficas serpentinizadas (Coleman 1977).

3.2.2 Definição

A reformulação do conceito de ofiolito foi apresentada por Steinman (1927), ao estudar as zonas ofiolíticas na região do Mediterrâneo, elevando o simples conceito de nomenclatura litológica a definição de uma associação litoestratigráfica, sendo formada na base por peridotitos serpentinizados, harzburgitos, piroxenitos e subordinadamente, termos gabróicos, dando lugar paulatinamente a um complexo enxame de diques de diabásio, que alimentam em sua porção apical, derrames espilitizados e lavas almofadadas. Rochas sedimentares de origem vulcanossedimentar, químico-sedimentar e carbonática, também podem estar presentes e compõem o arcabouço litoestratigráfico dos ofiolitos.

Essa sucessão, em sua maior parte composta por rochas cogenéticas, onde se destacam peridotitos e piroxenitos na base, enxame de diques em uma posição intermediária e pillow lavas, rochas vulcanossedimentares e químico-sedimentares na porção apical derrames, ficou então conhecida como “Trindade de Steinman” (Coleman 1977).

3.2.3 Evolução de um conceito

A “Trindade de Steinman”, como foi definida por Steinman (1927), associação litoestratigráfica típica de um ofiolito, serviu para explicar estágios de uma evolução tardia no

desenvolvimento de eugeossinclinais e associações máfico-ultramáficas intrusivas em metassedimentos, as quais Benson (1926) chamou-as de associações do tipo alpino.

Entretanto, quando da origem do conceito de ofiolito, parte do questionamento de seu tempo advinha de entender um mecanismo em que pudesse existir cogeneticamente termos peridotíticos plutônicos em associação com diques de diabásio e rochas efusivas.

Nesse sentido, o conceito de Bowen (1927) de cristalização fracionada, elucidou muitos desses questionamentos e paulatinamente, outros trabalhos o sucederam, elucidando também pontos falhos ou corroborando o modelo do conceito original, principalmente no que dizia respeito a diferenciação magmática e a caracterização da ambiência tectônica dos ofiolitos (*e.g.* Bowen & Tuttle 1949, Brunn 1940, 1960 e 1961).

De especial importância, Wyllie (1967) publicou uma coleção de trabalhos de 33 autores, esclarecendo divergências sobre os ofiolitos e caracterizando outras associações máfico-ultramáficas conhecidas, porém de gênese e significado tectônico, distintos.

Em um desses trabalhos, a proposta de Thayer (1967) trouxe à luz da razão do conhecimento geológico, uma reformulação da consangüinidade entre as associações máficas-ultramáficas dos complexos ofiolíticos. Segundo o autor, toda a diferenciação magmática, desde os termos estritamente ultramáficos, passando pelas associações gabróicas, enxames de diques e finalmente registros de magmatismo efusivo, seria originada a partir de um magma primário peridotítico, como os que seriam produzidos no manto.

Embora como resultado da publicação de Wyllie (1967), tenha-se observado uma grande tendência na aceitação quanto à origem mantélica das rochas ultramáficas, instaurou-se também uma grande divergência de opiniões quanto aos processos magmáticos envolvidos, destacando-se a hipótese da diferenciação de líquidos básicos para formar uma trama ultramáfica e a hipótese de magmas peridotíticos mantélicos que intrudiriam a crosta, durante os movimentos tectônicos, o que infelizmente, nem sempre poderia ser comprovado pela ausência de uma auréola de contato.

Com o advento da teoria de tectônica de placas, surgiu uma reestruturação no estudo sobre a gênese dos peridotitos do tipo alpino. Os primeiros ensaios teóricos retratando modelos em que lascas oceânicas poderiam ser obductadas em margens convergentes ativas, são devidos, entre outros a Coleman (1971), Dewey & Bird (1971), Davies (1971) e Moores (1975).

Estudos detalhados sobre a estrutura das placas oceânicas, revelaram enorme semelhança com a associação litoestratigráfica inicialmente proposta por Steimann (1927) e encontrada nas associações do tipo alpino, cujo conceito pode ser aprimorado com a evolução da petrologia moderna e da consolidação da teoria da tectônica de placas.

Tendo em vista a evolução desse conceito, em 1972, a Sociedade Geológica Americana promoveu uma conferência de âmbito internacional com a finalidade de se definir e convencionar a aplicação do termo ofiolito. Por fim, a organização dessa conferência, que ficou conhecida como “Conferência Penrose sobre ofiolitos”, definiu que o termo não pode constituir nomes de unidades geológicas ou nome de rochas, e refere-se a uma associação máfico-ultramáfica em particular, que apresenta como seqüência típica – a então chamada seqüência ofiolítica tipo Penrose – que quando completa, apresenta um pacote com espessura entre 5 e 15 Km, caracteristicamente falhado em sua base, o qual é estratigraficamente constituído da base para o topo por:

1. Complexo ultramáfico. Compreende a porção basal de seqüência e apresenta composição comumente harzburgítica, exibindo acamamento deformado e transposto, que vem a constituir assim um harzburgito-tectonito. Os harzburgitos são interpretados como sendo a representação do manto empobrecido. Em alguns ofiolitos, a base é composta por uma seqüência Iherzolítica, sendo então interpretada como tendo a composição do manto enriquecido. Nesses casos, esse intervalo é sobreposto por uma seqüência harzburgítica, do qual deriva um pacote de rochas máficas que por sua vez, o sobrepõem. Apresenta uma deformação ao longo da zona de cisalhamento que o separa das seqüências litosféricas superiores. Essa seqüência harzburgítica pode apresentar mais de 10 Km de espessura em alguns ofiolitos, como por exemplo, no ofiolito de Oman (Nicolas 1989). A porção superior do pacote harzburgítico é composta por rochas derivadas das porções inferiores por diferenciação e cristalização fracionada, onde se incluem dunitos, websteritos, wehrlitos e pods de olivina-cromitito. Existe uma região intermediária compreendida entre a porção superior e a inferior, definida como a base da crosta ou descontinuidade petrológica de Moho, diferente da descontinuidade de Moho sísmica, que ocorre cerca de 0,5 Km acima.
2. Complexo gabróico. Comumente menos deformado que as rochas do complexo ultramáfico. Apresenta na transição com este, um intervalo com aproximadamente 1 km, onde ocorrem níveis acamadados com texturas cumuláticas, incluindo, níveis duníticos, piroxeníticos e anortosíticos na base, apesar da predominância de gabros acamadados. Sobreposto ao intervalo de gabros acamadados, ocorre um pacote que pode alcançar 5 km de gabro predominantemente maciço, onde ainda ocorrem internamente, níveis de pouca expressão, por vezes representando trajetórias curvilíneas, interpretados como resultado da cristalização fracionada ao longo das paredes da câmara magmática. A parte superior do pacote de gabro maciço é cortada por diques de diabásio e, comumente, ocorrem bolsões trondhjemíticos.

3. Enxame de diques. Variando de 0,5 a 2 Km de espessura, esse intervalo consiste de diques de gabro, diabásio e veios silicosos que se entrecortam, e apresentam relação intrusiva com os gabros maciços. Esses diques representam os condutos que levam os magmas basálticos até a superfície.
4. Complexo vulcânico: Constitui-se de derrames de lavas em almofadas, com cerca de 0,5 a 1 km de espessura. Pode apresentar na base dos derrames, níveis de sulfetos maciços assim como os interstícios interpillows podem ser preenchidos por sulfetos e chert. Uma cobertura de rochas sedimentares, representadas por chert, argilitos e rochas carbonáticas pode estar presente.

Discutiu-se no passado a idade dessas seqüências, as quais eram tidas como resultado de acreções de fragmentos crustais oceânicos obductados durante orogêneses proterozóicas e fanerozóicas. A definição original proposta na Conferência Penrose, incluía seqüências desmembradas, parciais ou metamorfisadas, mas excluía terrenos do tipo *greenstone belts*, ainda que apresentassem várias das características ou membros de seqüências ofiolíticas mais jovens, fato já questionado por inúmeros autores (*e.g.* Condie 1981 e 1994, Kusky 2004, entre outros).

Atualmente, os ofiolitos são interpretados como segmentos tectônicos de antigas crostas oceânicas, formadas em diversos ambientes, que incluem zonas de espalhamento, bacias de antearco, pós-arco, arcos magmáticos e ainda associações com plumas mantélicas (*e.g.* Moore 2002, Parman & Grove 2004, Kusky et al. 2004), não se descartando, inclusive, a possibilidade de existirem ofiolitos arqueanos, idéia que atualmente parece tomar corpo e está levando inúmeras seqüências do tipo *greenstone* a serem reinterpretadas como seqüências ofiolíticas (Kusky 2004).

No Brasil são relatados os ofiolitos proterozóicos das faixas móveis limítrofes ao Cráton São Francisco (Morro do Feio (Faixa Brasília) e São José da Safira (Faixa Araçuaí,)) e de outros registros orogenéticos, como a Faixa Dom Feliciano (complexos Cerro Mantiqueira-Pr e Piên - RS), Faixa Sunsas-Aguapeí (Terreno Paraguá - MS) e Província Borborema (Complexo Pedra Branca - Ce; (*e.g.* Nilson 1984, Almeida et al. 1996, Brito Neves et al. 2000, Paixão et al. 2002, Suita et al. 2004).

CAPÍTULO 4

O SUBSTRATO CRUSTAL DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO

4.1 INTRODUÇÃO

A ênfase desta dissertação centra-se no estudo litogeoquímico das unidades máficas e ultramáficas que compõem o Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso (CAIRM, Figura 4.1 e Mapa Geológico no Anexo 1.2) e encaixantes. Entretanto, será apresentada neste capítulo, uma síntese do substrato crustal do segmento estudado, visando nessas informações, conseguir a sustentação para possíveis interpretações que venham decorrer desse trabalho. Entre essas informações, observa-se nas encaixantes do CAIRM, a presença de fragmentos reliquiais de pequenas auréolas de contato impressas em rochas metassedimentares, confirmando o caráter intrusivo dessa unidade. Com o intuito de se posicionar estratigraficamente as unidades estudadas, esse capítulo propõem ainda uma seqüência litoestratigráfica para as unidades que compõe o arcabouço geológico do segmento crustal em questão, levando em consideração o acervo estrutural da área, as relações de contato entre as unidades e sua implicação tectônica.

4.2 GEOLOGIA DA REGIÃO ESTUDADA

O substrato siálico do Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso (CAIRM) é representado localmente por gnaisses pertencentes ao Complexo Metamórfico Campo Belo e/ou Complexo Metamórfico Bonfim (*e.g.* Teixeira et al. 2000, Oliveira 2004a, Carneiro et al. 2006). Localizadas estratigraficamente acima desse substrato siálico, encontram-se as unidades supracrustais atribuídas no presente trabalho, ao Supergrupo Rio das Velhas (Tabela 4.1), as quais são representadas localmente pela Unidade Metamáfica e pela Unidade Metassedimentar.

Como mostram as relações de campo, o CAIRM encontra-se intrudindo tanto o substrato siálico quanto as unidades do Supergrupo Rio das Velhas. A correlação do CAIRM com ocorrências congêneres atribuídas ao Supergrupo Rio das Velhas (*e.g.* derrames komatiíticos de Morro da Onça – Pinheiro 1998) sugerem que essa unidade represente etapas tardias do Evento Tectono-termal Rio das Velhas ou constitua uma unidade distinta, tópico discutido no presente trabalho.

Intrudindo o CAIRM, encontram-se, a Unidade Máfica, a Unidade Vulcano-Exalativa, os sistemas de diques máficos NE e NW, a Unidade Granítica e a Unidade Máfica Tardia, conforme apresentado na seqüência estratigráfica apresentada na Tabela 4.1. O detalhamento dessas unidades será apresentado nos tópicos a seguir assim como nos Capítulos 5 e 6.

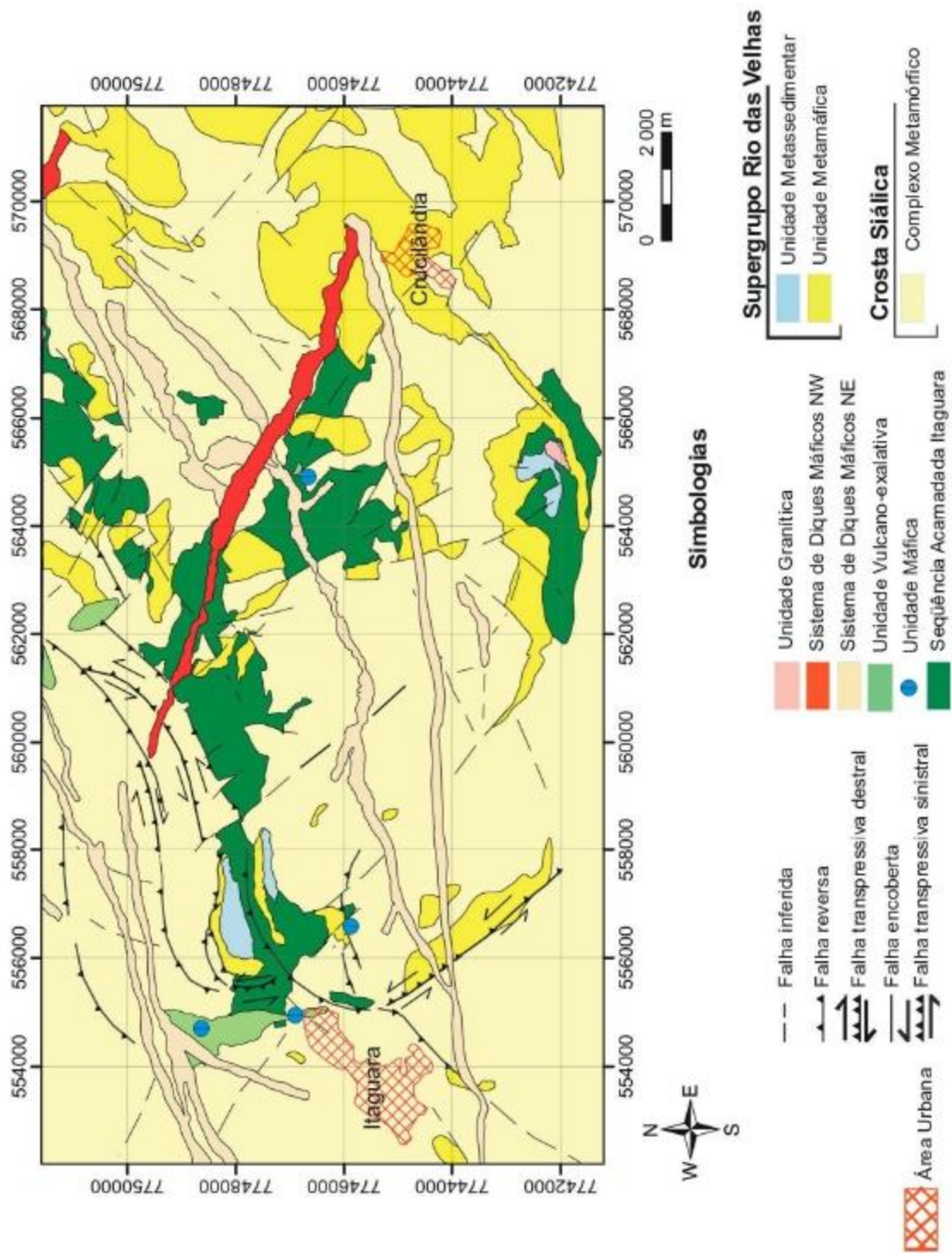


Figura 4.1 - Mapa geológico da área mapeada

Tabela 4.1 - Empilhamento estratigráfico da área em estudo

	Unidade Máfica Tardia	Diabásios preservados contendo vidro e amídalas preenchidas por minerais hidrotermais.
	Suíte Granítica	Granitos médios a finos, com ou sem granada, indeformados e não metamorfisados.
	Sistema de Diques Máficos NW (SDM-NW)	Localmente representado por diques de olivina gabro, de granularidade grossa, indeformados e não metamorfisados.
	Sistema de Diques Máficos NE (SDM-NE)	Unidade representada por diques de gabro, pouco deformados, exibindo transformações metamórficas de baixo grau em equilíbrio com paragêneses e texturas ígneas. Localmente podem apresentar reações metamórficas de graus metamórficos maiores
	Unidade Vulcano-Exalativa	Corpos de metachert, associados ou não a intrusões máficas brechadas. BIF's associados ou não a zonas de cisalhamento, e presença de lentes de metachert ferruginoso e manganêsífero.
	Unidade Máfica	Diques de diabásio de pequena espessura, deformados e cisalhados, metamorfisados em fácies xisto-verde. Localmente pode ocorrer diques de lamprófiro.
Supergrupo Rio das Velhas	Complexo Acamadado Itaguara Rio-Manso (CAIRM)	Corpo acamadado estratiforme, representado localmente por unidades cíclicas de composição predominantemente lherzoltítica-harzburgítica-ortopiroxenítica. Apresenta em quantidades subordinadas hornblenditos, metawebsteritos, metagabros e metagabronoritos.
	Unidade Metassedimentar	Quartzitos, muscovita quartzitos, sillimanita quartzitos e sillimanita xistos com ou sem granada, coríndon fels e muscovita fels.
	Unidade Metamáfica	Anfibolitos médios a grossos, metagabros foliados ou não, cummingtonita xistos em associação com anfibolitos.
Complexo Metamórfico (Campo Belo ou Bonfim)	Substrato Siálico	Gnaisses cinzas, finamente bandados e localmente migmatizados, por vezes contendo xenólitos anfibolíticos e ultramafíticos. Metagranitóides porfiroblásticos grossos a finos.

4.2.1 Supergrupo Rio das Velhas

Sobrepondo-se aos gnaisses e migmatitos pertencentes à crosta siálica arqueana (Complexo Metamórfico Campo Belo ou Bonfim?), aflora na área uma seqüência supracrustal possivelmente associável ao Supergrupo Rio das Velhas, o qual está representado na área pela Unidade Metamáfica e pela Unidade Metassedimentar.

Ao que indicam as relações de campo, a Unidade Metamáfica constitui a base da seqüência e está representada por corpos de anfibolito, metagabro e cummingtonita xisto.

Sobreposta estratigráfica e espacialmente à Unidade Metamáfica, encontra-se depositada uma associação pelito-psamítica, composta por xistos, quartzitos fels, a qual foi denominada de Unidade Metassedimentar.

4.2.1.1 UNIDADE METAMÁFICA

A Unidade Metamáfica é composta por metamafitos que afloram em grandes corpos descontínuos, encontrando-se ora intensamente deformados em alguns pontos ora mais preservados em outros. Em seções delgadas, esses metamafitos foram classificados em anfibolito (Figuras 4.2 A, C e D), metagabro (Figura 4.2 B) e cummingtonita xisto, averiguando-se um predomínio do anfibolito sobre as demais variedades. Posteriormente, como será visto no Capítulo 8 – Litogeoquímica dos Metamafitos do Supergrupo Rio das Velhas e do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso – esses metamafitos foram reclassificados quanto ao seu quimismo, na tentativa de se executar um detalhamento químico-estratigráfico, e sua classificação será apresentada no referido capítulo.

A maior expressão em termos de volume dessas rochas ocorre em uma faixa de direção N-S, ao longo de toda porção leste da área mapeada (Figura 4.1). Nessa região, que vai do sul da cidade de Crucilândia até o limite com o município de Rio Manso, a unidade metamáfica está aparentemente em contato falhado com as rochas do embasamento, conforme indicam os dados de campo, vindo a constituir a base da Unidade Metassedimentar, do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso (CAIRM) e da Unidade Granítica, representada localmente pelo Granito Córrego do Peixoto.

Ao longo de todo o limite oriental de grande parte do CAIRM, é possível que essa unidade atue como encaixante para o mesmo. Embora as relações de contato sejam apenas inferidas, nessa região a Unidade Metamáfica apresenta sua maior distribuição espacial e ocorre constantemente bordejando o CAIRM.

4.2.1.1.1 Anfibolito

O anfibolito é uma rocha anisotrópica, densa, foliada e não magnética (Figuras 4.1 A, C e D). Apresenta cor predominantemente mesclada em tons de negro e branco, com índice de cor variando de

mesocrático a melanocrático e granularidade variando de fina a muito grossa onde na maioria das vezes é possível distinguir a olho nu, uma composição com predomínio de hornblenda e quantidades subordinadamente variáveis de plagioclásio. Apesar de serem rochas essencialmente foliadas, alguns afloramentos apresentam variedades de aspecto isotrópico, não sendo claramente perceptível sua foliação.



Figura 4.2 – A) Anfibolito com dobra em bacia. B) Metagabro com nódulo preservado de metapiroxenito (núcleo no centro do afloramento), ponto 54KH61. C) Pequena intrusão anfibolítica deslocada por sistema de falhas. D) Anfibolito exibindo textura granonematoblástica em afloramento.

Microscopicamente essas rochas se caracterizam por cristais de hornblenda de granulação variada, exibindo muitas vezes segregação de quartzo em seu interior. Nas lâminas analisadas, a textura varia de nematoblástica a granonematoblástica. Ressalta-se, entretanto, que mesmo nas seções onde o bandamento composicional é mais proeminente, é comum ocorrerem agregados poligonalizados de hornblenda (*e.g.* 54GF61, Figuras 4.3 A e B). Quando próximos ao CAIRM, podem estar constituindo uma textura reliquiar das paragênese da auréola de contato geradas na intrusão dos magmas parentais desse complexo. De qualquer maneira, a orientação preferencial dos níveis poligonalizados alternados ora ricos em plagioclásio ora ricos em hornblenda evidenciam uma fase de recristalização dinâmica, responsável pela foliação da rocha, superimposta a uma fase anterior, estática, na maioria das vezes não clara ou obliterada. O quartzo incluso nos cristais de hornblenda, possivelmente está relacionado à segregação de sílica durante a recristalização desse mineral, pois diferentemente de como ocorre com os demais cristais de quartzo nas lâminas analisadas, esta variedade de quartzo não apresenta indícios de recristalização estática, como a formação de novos grãos, subgrãos ou extinção evanescente.

A hornblenda representa aproximadamente 60% dos minerais nas lâminas analisadas, apresentando-se como cristais anédricos, de granulação fina a média, e não raro, grossa. Notadamente caracteriza-se pelo forte pleocroísmo castanho claro - verde azulado - verde oliva, dispostos sob a forma de arranjos granoblásticos, ora exibindo cristais em contatos poligonais com junções tríplices perfeitas.

Comumente os cristais desse mineral comportam, além das inclusões de quartzo, minerais opacos e raros e pequeníssimos zircões, que causam halos pleocróicos nos cristais hospedeiros. Algumas transformações retrometamórficas, não raramente, são observadas nesse mineral, e compreendem uma transformação em minerais do grupo do epidoto, como a zoisita (e/ou clinozoisita) e a alanita.

O plagioclásio (An 70-75) compreende 25 a 30% dos minerais nas lâminas analisadas. Esse mineral representa-se por cristais incolores, anédricos, de granulação fina a média, que se dispõem juntamente com a hornblenda e o quartzo em arranjos granoblásticos ou granonematoblásticos. Comumente os cristais encontram-se geminados segundo a lei da albita e, nas lâminas analisadas, apresentam avançada saussuritização.

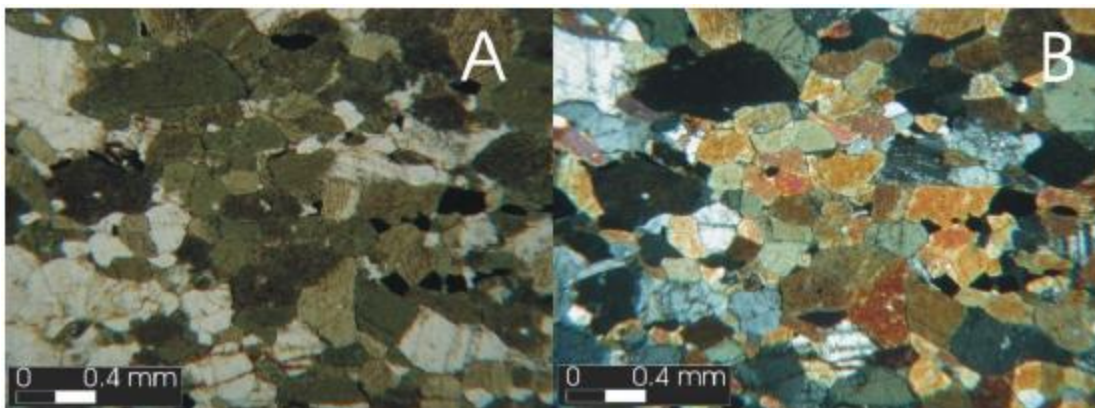


Figura 4.3 – A) Fotomicrografia de anfibolito com arranjo poligonal entre cristais hornblenda, sugerindo fase de recristalização estática. A seção foi obtida a partir de amostra do ponto 54GF61 (objetiva: 5x; polarizadores: descruzados) B) Mesmo enquadramento da fotomicrografia anterior obtida com polarizadores cruzados.

O quartzo ocorre em quantidades inferiores a 10% nas lâminas analisadas. Apresenta-se sob a forma de agregados de cristais anédricos monominerálicos poligonais recristalizados ou ainda incluso nos cristais de hornblenda.

Como minerais acessórios, essa variedade litológica apresenta zircão, opacos e menos freqüentemente biotita e granadas. Juntos esses minerais equivalem a quantidades menores que 2% nas lâminas. O zircão, bastante raro, aparece como minúsculos cristais subédricos, de relevo alto, birrefringência elevada, e promovem, em função da emissão natural de radiatividade, a formação de halos pleocróicos nas hornblendas, como já foi mencionado.

Os minerais opacos apresentam granularidade fina, são mais abundantes que os demais

acessórios e apresentam, em certos casos (amostra do ponto 54GF61), alguma orientação preferencial junto aos demais minerais da lâmina. A biotita foi observada apenas na lâmina 54HF40, próximo a pequenas e raras granadas. Nessa lâmina, a biotita parece ocorrer a partir da transformação metamórfica das hornblendas, apresentando como características diagnósticas, a cor castanha, o hábito tabular e a extinção “olho-de-pássaro”.

Minerais do grupo do epidoto ocorrem sob a forma de inclusões. Em geral, são representados por grandes cristais radioativos de alanita ou zoizita/clinozoizita preenchendo fraturas ou no interior de cristais de hornblenda (amostra do ponto 54DG02).

A muscovita se origina nos processos hidrotermais superimpostos, como sugerem as bandas de cisalhamento observadas na lâmina obtida no ponto 54GF52, que se encontram preenchidas por esse mineral além de epidoto e porfiroclastos de hornblenda.

4.2.1.1.2 Metagabro

A denominação utilizada para esse litotipo deve-se a presença de paragêneses primárias em equilíbrio com paragêneses metamórficas, assim como porções com texturas reliquiares ígneas que ocorrem em seções exibindo textura predominantemente metamórfica. Esse litotipo, embora mais raro que o anfibolito, apresenta distribuição relativamente homogênea na área em estudo e possivelmente representa porções que se mantiveram menos afetadas pelos eventos metamórficos que atuaram no restante da Unidade Metamórfica.

Os metagabros são rochas anisotrópicas, foliadas, escuras, apresentam densidade elevada e magnetismo fraco ou moderado, estimado em campo com imãs de mão. Em amostra de mão, apresenta textura inequigranular, de granulação fina a média ou menos freqüentemente, grossa. Afloramentos rasos ou com matacões esparsos na superfície são bastante comuns.

Verifica-se em lâmina que a hornblenda é o mineral mais abundante nessa rocha e pode alcançar quantidades equivalentes a 40% dos minerais em lâmina. O mineral ocorre como fase secundária, originando-se pela substituição de clinopiroxênio. Na lâmina obtida de amostra do ponto 54KH61, esse mineral é menos abundante e está restrito a um de seus extremos, onde o plagioclásio é mais freqüente. Nessa amostra, observa-se em lâmina que apresenta um fino acamamento ígneo preservado (Figuras 4.4 C e D).

A hornblenda apresenta forte pleocroísmo nos tons de verde escuro - verde oliva - castanha claro, e seu hábito anédrico nematoblástico, sugere uma pseudo-orientação que em verdade seria devida a um acamamento ígneo reliquiar, a piroxênio e plagioclásio, sobre o qual cresce (Figuras 4.4 C e D).

Esse acamamento embora mascarado pelo sobrecrecimento dos cristais de hornblenda e pela

deformação, mantêm inalterado alguns cristais reliquiais de clinopiroxênio (Figura 4.4 D), por vezes sugerindo texturas cumuláticas. Sustentando essa interpretação, ainda no ponto 54KH61, foi encontrado um nódulo indeformado contornado pela proeminente foliação geral do afloramento (Figura 4.1 B).

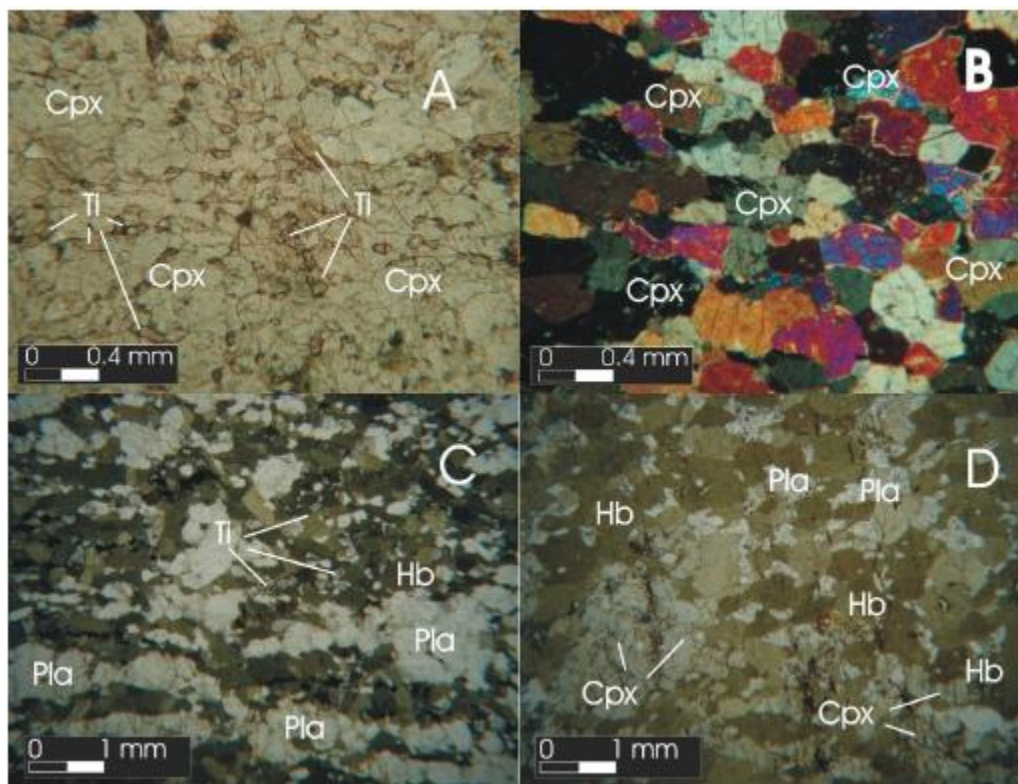


Figura 4.4 – A) Nódulo de clinopiroxenito preservado em metagabro, exibindo textura adcumulática monominerálica com titanita *intercumulus* (pol. //; objetiva: 5x). B) Fotomicrografia anterior vista sobre luz polarizada. Nota-se textura adcumulática com mais evidência (pol: X; objetiva: 5x). C) Foliação em metagabro deformado e anfibolitizado. Hornblenda desenvolveu-se sobre acamamento ígneo a clinopiroxênio e plagioclásio (objetiva: 1.6x; pol: //). D) Metagabro exibindo cristais reliquiais de clinopiroxênio e parcialmente anfibolitizado (Objetiva: 1.6x; pol: //). Cpx – clinopiroxênio; Ti – titanita; Pla – plagioclásio; Hb – hornblenda.

Em lâmina, esse nódulo mostrou se tratar de um fragmento de composição clinopiroxenítica (Figuras 4.4 A e B, lâmina 54KH61-A), apresentando plagioclásio como mineral varietal, que de alguma forma, foi preservado da deformação e do metamorfismo.

Essa informação sugere que esses magmas ou por mecanismos associados a derrames ou cristalização fracionada em intrusões, também geraram cumulos. Particularmente em um dos extremos da lâmina mencionada, o nível piroxenítico ocorre intercalado com níveis de plagioclásio, o que poderia ser interpretado como um processo de cristalização fracionada. Uma outra possibilidade é que esse nódulo fosse a porção reliquiar de um piroxênio fels, gerado no metamorfismo de contato com o CAIRM, uma vez que tal afloramento encontra-se próximo ao contato com esse corpo.

Essa rocha apresenta textura que sugere um adcumulato monominerálico a clinopiroxênio,

com fase mineral *intercumulus* discreta constituída por magnetita e em alguns casos, por plagioclásio, representando assim a transição para os termos gabróticos. Por outro lado, a feição equigranular anédrica, sugestivamente poligonalizada, às vezes apresentando algumas junções tríplices que perfazem 120° graus entre si, indicam uma recristalização superimposta ocorrida em condições estáticas.

De modo geral, nessas rochas, o clinopiroxênio está representado por cristais incolores a castanho-pálido, anédricos, de granulação média e relevo alto, apresentando cores de interferência que alcançam o alaranjado de 2ª ordem. Esse mineral pode perfazer de 15% a 30% do volume dos minerais em lâmina.

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos, por vezes deformados ou exibindo indícios de recristalização, os quais caracterizam-se entre outras propriedades, pela geminação polissintética bastante evidente. Esse mineral constitui em média 40% dos minerais em lâmina.

Minerais opacos ocorrem como acessórios, que ocupam os espaços intergranulares, entre cristais de hornblenda. Sua abundância é bastante pequena e está representada na rocha por quantidades inferiores a 3% do volume total.

A titanita não ocorre em todas as variedades e está representada por cristais euédricos a subédricos que se cristalizaram a partir da magnetita. O mineral destaca-se pelo relevo alto, cor castanha, birrefringência elevada e *habitus* comumente euédrico ou subédrico, apresentando seções losangulares e com certa freqüência, forma aglomerados monominerálicos.

4.2.1.1.3 *Cummingtonita xisto*

Em geral são rochas anisotrópicas ou isotrópicas, escuras, densas e não magnéticas. Os tipos encontrados são equigranulares de granulação fina a média, comumente apresentando aspecto escamoso, desagregável a mãos nuas em alguns casos.

Microscopicamente o cummingtonita xisto é uma rocha de granulação fina a média, caracterizada por textura inequigranular nematoblástica a decussada, com padrões sugestivamente poligonais em alguns casos, onde são observadas junções tríplices intergranulares formando ângulos a 120° (Figuras 4.5 A e B). Na amostra do ponto 54FF38, parte dos cristais de cummingtonita é envolvida por venulações de material opaco castanho semelhante a iddingsita, que ocupa grandes nódulos como se estivessem substituindo por pseudomorfose uma outra fase mineral outrora existente (Figura 4.5 A). Embora também ocorra disseminado em outros pontos da lâmina, mas principalmente nesses nódulos, é comum observar uma concentração maior de cristais granulares anédricos, amebóides de minerais opacos, levando a uma interpretação de que esses pseudomorfos representassem cristais fantasmas de olivina.

A cummingtonita compreende 78% dos minerais da lâmina. Ocorre sob a forma de cristais anédricos granulares, poligonais ou mais raramente amebóides, de granulação média a grossa, onde alguns cristais apresentam macla lamelar (Figura 4.5 B), caracterizando-se pela birrefringência predominantemente moderada, exibindo seções incolores ou fracamente pleocróicas.

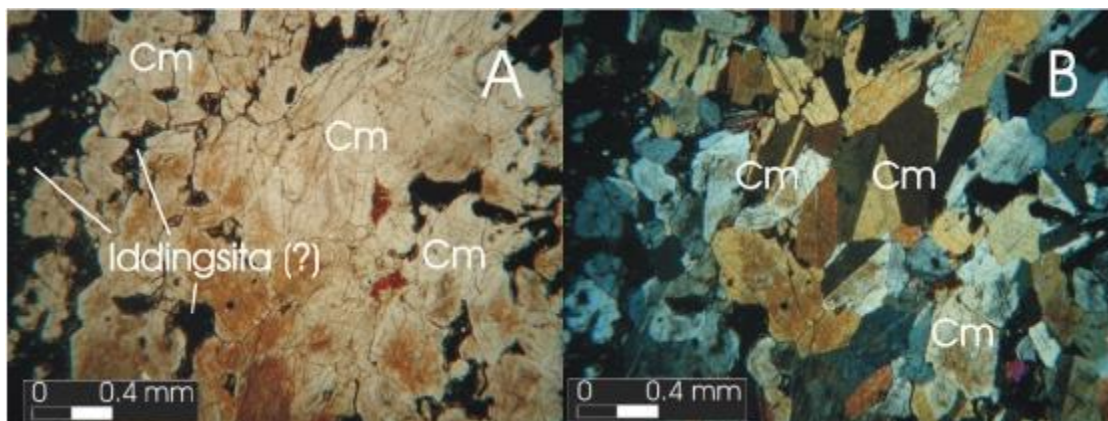


Figura 4.5 – A) Cummingtonita xisto mostrando material de alteração semelhante a iddingsita, sugerindo a presença pretérita de olivina nessa rocha (objetiva: 5x; pol.: //). B) Seção anterior vista sobre luz polarizada, mostrando trama subpoligonalizada dos cristais de cummingtonita e as suas freqüentes maclas lamelares. (objetiva: 5x; pol. //). Tr – cummingtonita.

Os minerais opacos granulares e a iddingsita somam 22% dos minerais na lâmina. A iddingsita ocorre constituindo pseudomorfos ou como preenchimento de venulações na lâmina, que envolvem os cristais de cummingtonita, às vezes cobrindo-os e parcialmente substituindo-os. Já os cristais granulares disseminam-se pela lâmina ou concentram-se nos pseudomorfos.

4.2.1.2 UNIDADE METASSEDIMENTAR

Essa unidade ocorre em áreas pouco expressivas sendo composta na base por uma associação pelítico-psamítica, caracterizada pela predominância de variedades de muscovita quartzitos (Figura 4.5 A), sillimanita quartzitos (Figura 4.5 A) e quartzo xistos com granada, que gradam em direção ao topo da seqüência para metassedimentos estritamente pelíticos, passando a predominar sillimanita xistos e sillimanita-(cordierita?) xistos com granada.

Essa unidade ocorre sob a forma de ilhas reliquiares isoladas (Figura 4.1) em algumas regiões com altos topográficos proeminentes. Em todos os pontos de ocorrência, essa unidade encontra-se em contato com a Unidade Metamáfica, situando-se espacialmente sobre a mesma conforme verificado nos pontos 54KG72, 54GJ73 e 54GJ74.

Embora os indicadores de topo e base não sejam claros ou simplesmente estejam ausentes, o padrão da distribuição espacial observada entre as unidades Metamáfica e Metassedimentar, nos afloramentos visitados, sugere que essa repetição possa de fato, estar mostrando um segmento da seqüência estratigráfica da região.

Nas porções mais deformadas do terreno, próximo às linhas de charneira ou zonas de cisalhamento, os afloramentos proporcionam aspecto ruiforme ao relevo, vez ou outra gerando modestas cristas isoclinais (Figura 4.6 A e B).

Não raramente, pequenas porções reliquias também ocorrem sobre o embasamento, mas a relação entre essas unidades é desconhecida, encontrando-se mascarada pela ação da erosão e do intemperismo.

Em relação às rochas do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, a Unidade Metassedimentar atua como encaixante para essa intrusão (indicado na Figura 4.6 B), conforme observado nos pontos 54GJ73 e 54GJ74 (mapa de pontos no anexo 1.1).

No ponto 54KH52, essa relação de corte está definida por porções reliquias de uma auréola de metamorfismo de contato, que apresenta paragêneses típicas, ora obliteradas pelo metamorfismo regional (Figura 4.7 A).

4.2.1.2.1 *Muscovita quartzito*

Em geral os litotipos de natureza pelito-psamítica caracterizam-se pela foliação espaçada proeminente embora algumas variedades apresentem constituição maciça.

Macroscopicamente são rochas de coloração variando de branco a cinza esverdeado e apresentam densidade moderada. A presença de estruturas sedimentares é rara, embora algumas feições mal preservadas, como estratificação cruzada e marcas reliquias de ondas, tenham sido encontradas na porção sul da área.

O litotipo típico ocorre no ponto 54GJ73 onde se verificou em lâmina que é caracterizado por expressiva foliação, proporcionada pelo alinhamento de ribbons de quartzo e muscovita fina, cujo arranjo final resulta em uma trama do tipo lepidogranoblástica. Menos deformados que os cristais de quartzo, finos cristais anédricos de rutilo e minerais opacos complementam essa trama, dispendo-se orientadamente ao longo da foliação da rocha.

O quartzo é o mineral mais abundante e equivale à cerca de 75 a 80% do volume da rocha. O mineral é representado por cristais alongados do tipo ribbon, de granularidade fina, exibindo intensa deformação interna, como pode ser visto pela extinção ondulante dos cristais. Apesar da deformação evidente, os cristais não constituem aglomerados monominerálicos e antes disso, são separados e circundados por finíssimas palhetas de muscovita.

A muscovita compreende aproximadamente 15% dos minerais da rocha. Ocorre sob a forma de palhetas de diversas granulações circundando os minerais granulares, caracterizando-se pelas cores de polarização entre 1ª e 2ª ordem e extinção anômala do tipo “olho-de-pássaro”.

O rutilo constitui quantidades subordinadas a 3% dos minerais em lâmina e ocorre sob a forma

de finíssimos cristais granulares, anédricos, de relevo alto e cor castanho avermelhado escuro, proporcionando aos cristais um aspecto semi-opaco. Os minerais opacos possuem granularidade fina, são anédricos e ocorrem em quantidades equivalentes ao rutilo.



Figura 4.6 – A) Afloramento com intercalação de sillimanita quartzito e muscovita quartzito com sillimanita e granada, mostrado pela linha vermelha. B) Afloramento de sillimanita-quartzito em contato com o Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, marcado pela linha vermelha.

4.2.1.2.2 *Muscovita quartzito com sillimanita e granada*

Litotipo porfiroblástico, caracterizado por densidade moderada a alta e cor cinza esverdeada escura. Comumente apresenta-se em lentes ou camadas junto a quartzitos (Figura 4.6 A), onde ocorre como variedades maciças ou como variedades anisotrópicas e foliadas.

Microscopicamente as variedades estudadas apresentam fina foliação associada à clivagem disjuntiva proeminente. A foliação da rocha é proporcionada por um arranjo de cristais de quartzo, alongados e deformados, que constituem com muscovita de granulação fina e algumas agulhas de sillimanita orientadas, uma matriz mais fina predominantemente lepidogranoblástica, onde grandes porfiroblastos anédricos de granada, de cristalização pré a sin-deformacional, estão imersos, constituindo a textura porfiroblástica com matriz lepidogranoblástica.

Constituindo de 75 a 80% dos minerais em lâmina (lâmina 54KH51), o quartzo ocorre sob a forma ribbons de granulação média e extinção ondulante, circundados por uma matriz mais fina, constituída predominantemente por muscovita fina ou sillimanita.

A muscovita equivale à cerca de 15 % dos minerais em lâmina e apresenta-se sob a forma de fina poeira circundando os cristais alongados de quartzo, constituindo com esses ribbons a matriz granolepidoblástica. As palhetas de muscovita caracterizam-se pela birrefringência elevada e pela extinção “olho-de-pássaro”.

A sillimanita ocorre em quantidades subordinadas, inferiores a 3%. Seus cristais apresentam *habitus* acicular e ocorrem sob a forma de feixes ocupando os espaços entre os cristais de quartzo da matriz, com orientação paralela aos demais minerais da lâmina. As agulhas apresentam cores variando de incolor a castanho claro com birrefringência moderada a baixa e extinção paralela medida em

relação às seções longitudinais.

Os porfiroblastos de granada são anédricos e apresentam granulação grossa. Em algumas situações, parecem ter crescido sobre os demais minerais da lâmina sem exercer qualquer perturbação na foliação. Em outras, o caráter ligeiramente amendoado da foliação é mais característico. Isso implica na possibilidade de duas fases de cristalização: uma de crescimento pós-tectônico em relação ao evento que imprimiu foliação ao protólito, e a outra de crescimento pré-tectônico. Os cristais desse mineral caracterizam-se pelo aspecto límpido sem inclusões, pelo relevo muito alto e pela cor rosada.

A matriz dessa rocha apresenta ainda de forma disseminada, pouquíssimos e diminutos cristais de rutilo, que se espalham pela lâmina e caracterizam-se pelo relevo alto e cor castanho-avermelhada muitíssimo escura, cuja absorção mascara as cores de interferência e faz com que os cristais apresentem um aspecto de falsa opacidade.

4.2.1.2.3 Sillimanita-biotita-muscovita-quartzo xisto com granada

Rocha escura, densa, isotrópica, de aspecto homogêneo e textura porfiroblástica. De ocorrência pouco freqüente, em campo foi encontrada constituindo camadas ou lentes entre camadas de quartzito e próximo ao corpo intrusivo do CAIRM.

A despeito das características e formas de ocorrência em campo, verifica-se em lâmina uma xistosidade, evidenciada por orientação preferencial de quartzo e filossilicatos, constituindo uma matriz lepidogranoblástica a nematogranoblástica. Mergulhados nessa matriz, cristais porfiroblásticos de granada sin a pós-deformacionais, podem ocorrer, conferindo a rocha, a textura porfiroblástica.

Em algumas situações, a rocha é cortada por zonas de cisalhamento rúpteis (lâmina 54HJ50B), que truncam a foliação original da matriz e reorientam os minerais na lâmina na direção dos esforços atuantes, gerando bandas de cisalhamento com textura cataclástica, assim como a cristalização de uma segunda geração de biotita.

Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e formam aglomerados de granulação fina, ora poligonais, ora granulares ou ligeiramente alongados. Esse mineral é o principal constituinte dessa rocha e compreende aproximadamente 65% a 70% dos minerais em lâmina. A muscovita equivale a frações entre 18 e 20% (lâmina 54GJ76-2) dos minerais em lâmina. Ocorre como lamelas delgadas ou fina poeira, nos espaços entre os agregados de quartzo. Suas principais propriedades ópticas residem no seu *habitus*, na ausência de cor, na birrefringência baixa a moderada e na extinção “olho-de-pássaro”.

A biotita pode equivaler a 10% dos minerais nessa rocha (*e.g.* lâminas 54HJ50-B e 54GJ77). Esse mineral ocorre como palhetas alongadas de granulação média, pleocróicas em tons de castanho-avermelhado a castanho-claro, que se dispõem ora decussada, ora alinhadas segundo a direção

preferencial de orientação dos demais minerais da rocha. O *habitus*, a cor do mineral, a extinção paralela, o caráter óptico biaxial (-) com pequeno ângulo $2V\alpha$ e a extinção incompleta do tipo “olho-de-pássaro”, constituem as principais propriedades ópticas do mineral.

A sillimanita pode equivaler a 10% dos minerais em lâmina (lâmina 54GJ76-2) embora normalmente ocorra em quantidades subordinadas. Apresenta-se isoladamente ou sob a forma de feixes de cristais aciculares que ocupam o espaço entre os cristais de quartzo na matriz. As agulhas apresentam cor acastanhada clara e birrefringência moderada, raramente chegando ao azul de segunda ordem. Ainda que bastante delgadas, exibem dimensões longitudinais expressivas que associada ao relevo moderadamente alto, ressaltam esse mineral em relação aos demais minerais na lâmina.

A granada ocorre em quantidades subordinadas, inferiores a 5%. Os cristais porfiroblásticos anédricos granulares desse mineral, apresentam nas lâminas analisadas, uma variação de granulação que vai de média (lâmina 54GJ76-2) a grossa e caracteristicamente, exhibe cor rosada pálida e caráter isotrópico. No entanto, em algumas lâminas, observa-se uma birrefringência anômala desse mineral, exibindo cores de interferência em tons cinza de 1ª ordem, podendo indicar a um maior enriquecimento do mineral no componente grossularita.

O rutilo ocorre com frequência, porém em quantidades traço. Esse mineral caracteriza-se pelo *habitus* granular, relevo alto e caráter pseudo-isotrópico proporcionado pela absorção da cor castanho avermelhada escura. Alguns raros cristais detríticos de zircões estão presentes na lâmina 54HJ50-B. Em geral são cristais granulares ou menos frequentemente, prismáticos alongados. Exibem birrefringência e relevo elevados e apresentam-se relativamente, pouco isotropizados.

4.2.1.2.4 Granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto

Rocha de densidade moderada a baixa, cor cinza a dourado pálido brilhante, aspecto escamoso e de fácil desagregação ao tato. Ocorre em alguns pontos na área, no contato com o CAIRM ou com diques gabróicos. Caracteriza-se por textura porfiroblástica em matriz granolepidoblástica, de granularidade fina a média (Figura 4.7 A).

O quartzo é principal constituinte dessa rocha, com 40% dos minerais em lâmina, e ocorre como cristais anédricos de formas angulosas ou amebóides, dispostos juntamente com plagioclásio e biotita, constituindo a foliação da rocha.

A biotita apresenta *habitus* lamelar e granularidade fina, apresenta pleocroísmo em tons castanhos a castanhos claros, e exhibe extinção “olho-de-pássaro”. Compreende cerca de 25% dos minerais em lâmina. Constitui com plagioclásio e quartzo a matriz da rocha.

O plagioclásio compreende cerca de 17% dos minerais em lâmina e ocorrem como cristais anédricos de formas angulosas e granularidade fina, raramente exibindo geminação polissintética,

disseminados na matriz. O tamanho dos cristais, a geminação pouco nítida e deformada ou ausente, impedem estimar a porcentagem do componente An.

A granada ocorre como porfiroblastos subédricos a anédricos que são envolvidos pela matriz da rocha, gerando foliação em forma de amêndoas, sugerindo uma cristalização pré a sin-deformacional em relação à foliação. Em geral a granada apresenta-se por cristais poiquiloblásticos, que ocorrem hospedando porções da matriz constituída por quartzo e plagioclásio. Esse mineral compreende cerca de 15% dos minerais em lâmina.

Opacos orientam-se com os demais minerais constituindo a foliação da rocha. Equivalem a porções menores que 3% dos minerais em lâmina.

4.2.1.2.5 *Sillimanita quartzito e sillimanita quartzito com granada*

Rocha de densidade moderada a baixa, de cor variando de castanho a esverdeado pálido, aspecto escamoso e fácil desagregação ao tato. Caracteriza-se a olho nu pela textura porfiroblástica em matriz de granularidade fina a média.

Em lâmina, a rocha apresenta textura nematogranoblástica a granoblástica, exibindo ribbons de quartzo envoltos por cristais de sillimanita fibrosa. Em algumas amostras, essa textura representa a matriz da rocha, a qual envolve porfiroblastos de granada, pré a sin-deformacionais.

O quartzo representa de 80 a 85% dos minerais nessas rochas e caracteriza-se pelo aspecto alongado e orientado, ora recristalizado, constituindo com a sillimanita, a foliação da rocha. A sillimanita é fibrosa orienta-se juntamente com os cristais de quartzo, constituindo a textura granonematoblástica, comumente observada na matriz. Constitui de 15 a 20% dos minerais em lâmina.

Os porfiroblastos de granada são granulares, anédricos e exibem uma ligeira perturbação na matriz que torna-se amendoada. Os cristais apresentam cor rosa-pálido e são isótopos.

4.2.1.2.6 *Granada-quartzo-sillimanita xisto (com cordierita?)*

Rocha foliada, fibrosa, terrosa, pouco densa e eventualmente porfiroblástica. Essa variedade pode ser encontrada principalmente na área da usina de reciclagem de lixo, na cidade de Itaguara.

Em lâmina, as variedades estudadas desse litotipo, exibem foliação espaçada com clivagem discreta, onde os micrólitos orientados são constituídos por cristais de sillimanita e quartzo, formando uma matriz granonematoblástica a decussada. Por sua vez, essa matriz sustenta porfiroblastos sin a pré-deformacionais de granada, que conferem à rocha a textura porfiroblástica com matriz nematoblástica (Figuras 4.7 A, B, C e D).

Na lâmina 54LH51, aglomerados nematoblásticos de sillimanita de granularidade mais fina, alternam-se com porções de foliação contínua mais grossa e textura variando de granoblástica a

porfiroblástica, constituídas mineralogicamente por quartzo, granada e um mineral muito alterado, contendo inclusões de sillimanita.

Esse mineral, a julgar pela paragênese em que ocorre e pelas bordas de reação observadas no contato com a granada, supostamente pode se tratar de fantasmas de cordierita. A presença de cordierita nessa paragênese com granada registra uma condição de equilíbrio que ocorre a temperaturas elevadas e intervalos restritos de pressões, em um sistema apresentando razão $FeO/(FeO+MgO)$ entre 0,4 e 0,8 (Currie 1971).

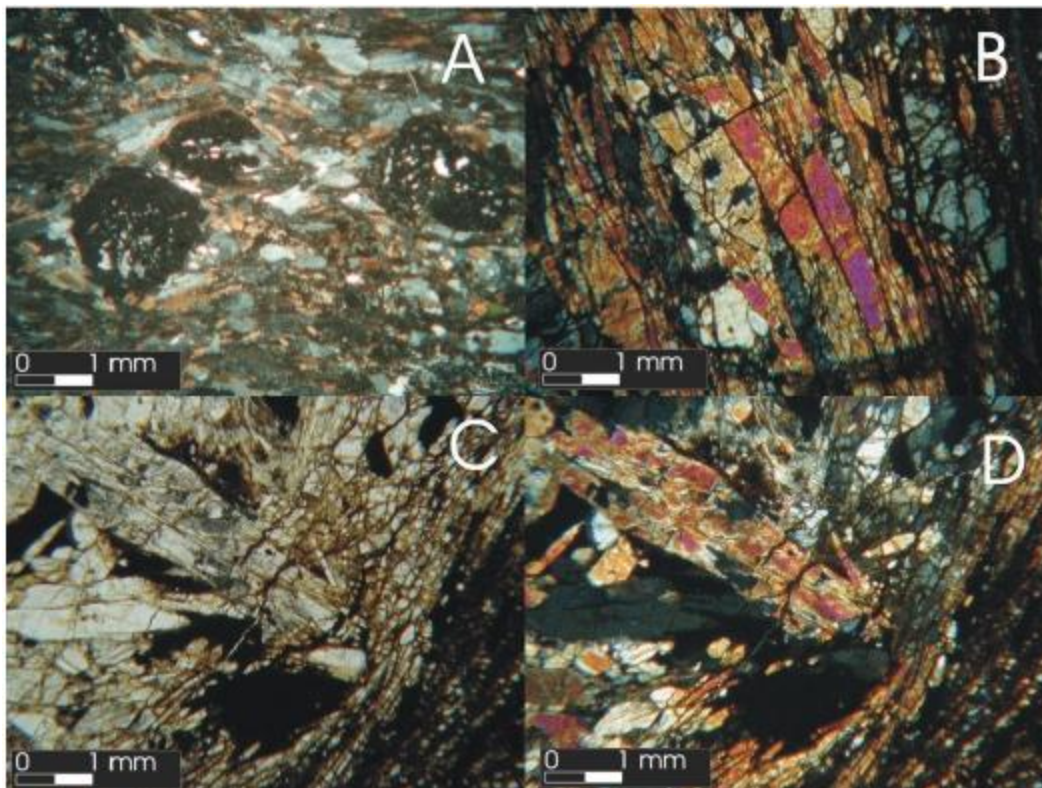


Figura 4.7 – A) Seção típica de granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto mostrando porfiroblastos amendoados sin-deformacionais de granada (mineral isotrópico) em matriz granolepidoblástica (objetiva 1.6x; pol.: X). B) Seção em granada-quartzo-sillimanita xisto mostrando feixe paralelo de sillimanita prismática (objetiva 1.6x; pol.: X). C) Seção da mesma lâmina anterior mostrando arranjo decussado de sillimanita prismática (objetiva 1.6x; pol.: //). D) Mesma seção anterior vista com luz polarizada (objetiva 1.6x; pol. //).

Em termos gerais, a sillimanita é o principal constituinte dessa rocha. Na lâmina 54LH51, equivale a 40% do volume de minerais na seção. O mineral ocorre como cristais aciculares e prismáticos de granulação média a fina, exibindo birrefringência moderada a baixa e extinção paralela em relação às seções longitudinais, sendo que nas seções basais são exibidos planos de clivagem dispostos diagonalmente em relação às seções quadráticas do prisma.

O mineral com alteração intempélica de cor marrom, supostamente interpretado como cristais fantasma de cordierita, compreende 35% em volume na lâmina 54LH51. Esse mineral está

representado por cristais anédricos de granulação grossa, totalmente encoberto por fina poeira marrom que oblitera a análise de suas propriedades ópticas. Nesses cristais, encontram-se inclusas acículas orientadas de sillimanita, quartzo e porfiroblastos anédricos de granada, rodeados por borda de alteração constituída por material opaco de cor vermelha, possivelmente uma fase da reação entre esse mineral e a granada.

Compreendendo aproximadamente 12% dos minerais em lâmina, o quartzo constitui agregados poliminerálicos deformados, com contatos interlobados e extinção ondulante.

A granada equivale por quantidades inferiores a 10% dos minerais em lâmina e está representada por cristais porfiroblásticos anédricos de granulação grossa, fraturados e corroídos, e às vezes, alterados para opaco e clorita. Nesse caso a clorita ocorre em quantidades traço, preenchendo fraturas na granada.

Minerais opacos encontram-se disseminados na lâmina e representam quantidades inferiores a 3%. Em geral são representados por cristais anédricos, às vezes corroídos, de granulação fina.

4.2.1.2.7 Mica branca fels e coríndon-mica branca fels

Em geral são rochas não foliadas, de aspecto maciço e cor verde clara, apresentando densidade elevada a moderada. O coríndon-mica branca fels apresenta textura porfiroblástica caracterizada por porfiroblastos de coríndon que alcançam seis ou sete centímetros de comprimento (Figura 4.8 A). Essa rocha ocorre próximo ao contato com o CAIRM, como um dos litotipos associados a auréola de metamorfismo de contato entre esse corpo e unidades metassedimentares.

Em seção delgada, essa rocha caracteriza-se pela textura decussada representada por cristais de mica branca acicular muito delgada, que ocorre por vezes entremeando cristais maiores de textura maculosa, conferindo a porções da rocha a textura homônima.

A mica branca na amostra do ponto 54JH56 equivale a 98% dos minerais na seção e caracteriza-se pelo hábito fibroso e extinção anômala “olho-de-pássaro”.

Em quantidades subordinadas a 2%, ocorre ainda o rutilo. Os cristais desse mineral são anédricos granulares de granulação fina, apresentam relevo alto e cor castanho avermelhada escuro que lhe confere falsa opacidade, em função do mascaramento das cores de interferência pela forte absorção, sob polarizadores cruzados.

O coríndon ocorre na amostra do ponto 54HF44, em meio à matriz de filossilicatos em quantidade relativa a 30% do volume da rocha (Figuras 4.8 B, C e D). O mineral é representado por cristais prismáticos, incolores, de relevo alto, birrefringência baixa, mostrando uma ligeira alteração para filossilicatos no interior das fraturas.

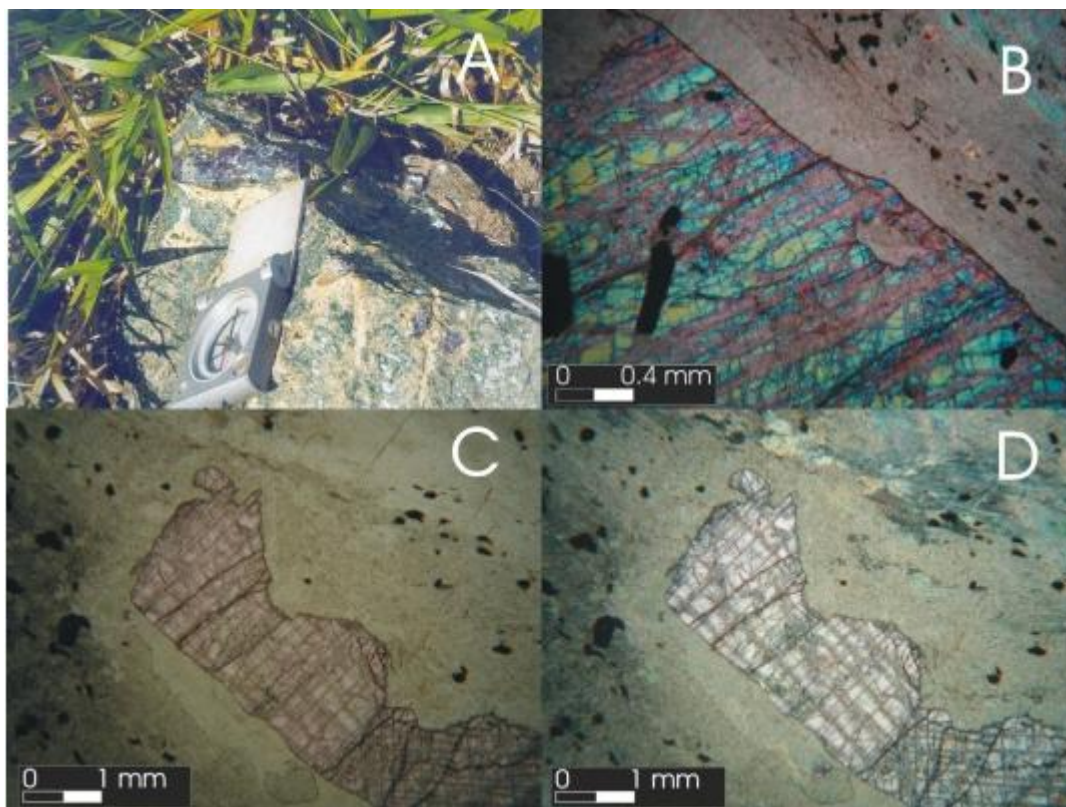


Figura 4.8 – A) Afloramento de coríndon-mica branca-fels mostrando porfiroblasto de coríndon à frente da bússola. B) Detalhe de porfiroblasto de coríndon. A birrefringência encontra-se anômala devido à dificuldade de atingir a espessura desejada da lâmina em seções em que esse mineral está presente (objetiva: 5x, pol. X), C) Porfiroblasto de coríndon em matriz de mica branca (objetiva: 16x; pol.: //). D) Fotomicrografia anterior com luz polarizada (objetiva: 16x; pol.: X).

4.3 METAMORFISMO

4.3.1 Considerações preliminares

Os eventos metamórficos que atuaram nas unidades abordadas no presente capítulo são discutidos nesse tópico, com base na interpretação das paragêneses e texturas observadas em lâmina. Em escala de lâmina, os eventos de superimposição metamórfica numa região qualquer, nem sempre podem ser diagnosticados com clareza, pois a superimposição desses eventos pode gerar a obliteração das estruturas preexistentes, o que dificulta a distinção dos mesmos.

Na região em estudo, a partir da análise petrográfica dos litotipos estudados, foram interpretadas pelo menos três fases de metamorfismo. Uma das fases diz respeito a uma auréola de contato gerada pela intrusão do Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso. A segunda fase compreende um metamorfismo regional de médio a alto grau, associado à deformação e acomodação de estruturas pré-existentes, que conforme será discutido posteriormente, também é observada no CAIRM. O terceiro evento diz respeito a processos retrometamórficos/metassomáticos, de baixo grau, associados a manifestações hidrotermais tardias diversas. Apresenta-se seguir, uma breve descrição

dessas fases de metamorfismo.

4.3.2 Metamorfismo de Contato

Ainda que a Unidade Metassedimentar não seja tão expressiva em termos de área, essa unidade resguarda um importante dado que é a relação de contato com o CAIRM, onde atua como encaixante para o mesmo. Conforme observado em vários pontos, os litotipos estudados dessa unidade, apresentam um conjunto de paragêneses, que a partir do contato com o CAIRM, indicam um decréscimo nas condições de temperatura que atuaram no metamorfismo dessas rochas. Muitas vezes, uma assembléia de litotipos que apresentam paragêneses de metamorfismo a temperaturas ou graus metamórficos diferentes, compartilham o mesmo afloramento ou afloram em porções bem próximas do terreno, sendo, portanto, interpretadas como porções reliquias de uma auréola de contato, gerada pela intrusão do CAIRM na Unidade Metassedimentar ou em seu protólito. No entanto, parte dessa auréola de contato, encontra-se obliterada por processos deformacionais e metamórficos posteriores, que segmentaram e reequilibraram sob novas condições de pressão e temperatura, não somente a Unidade Metassedimentar e Unidade Metamáfica, mas toda a geologia da região. A primeira ocorrência de sillimanita marca o início das fácies de maior temperatura, que nessa auréola de metamorfismo de contato, variam de piroxênio-hornfels a hornblenda-hornfels, vindo a constituir a sua zona mais expressiva. As demais zonas da auréola de contato foram erodidas ou encontram-se obliteradas pela superimposição do metamorfismo regional. Nas zonas de maior temperatura da auréola de contato, o mineral índice nas rochas meta-pelítico-psamíticas é a sillimanita. Nas metamáficas, a hornblenda é o mineral índice. As paragêneses predominantes nas rochas meta-pelítico-psamíticas ao que se parece, definem algumas subfácies, e são apresentadas a seguir, pelo que seria uma ordem decrescente de temperaturas:

- quartzo ± sillimanita ± granada;
- sillimanita ± (cordierita?) ± quartzo ± granada;
- quartzo ± muscovita ± biotita ± sillimanita ± granada;
- quartzo ± muscovita ± sillimanita ± granada;
- quartzo ± plagioclásio ± biotita ± granada;

Nas rochas metabásicas, a paragênese predominante é:

- hornblenda ± plagioclásio ± quartzo ± titanita ± granada;

Segundo Richardson (1968), nas pressões limites do metamorfismo de contato, a paragênese quartzo ± sillimanita ± granada (almandina) se cristalizaria em temperaturas na ordem de 700° C. Sob pressões menores, essa paragênese iria se cristalizar a temperaturas ainda maiores. Nesse caso, o

registro de elevadas temperaturas, está refletido na presença de sillimanita em paragêneses com almandina.

As rochas que apresentam paragêneses constituídas por quartzo, granada e sillimanita, muitas vezes apresentam indícios de terem sido reequilibradas e deformadas durante metamorfismo regional, conforme indica a recristalização e deformação dos cristais de quartzo e recristalização de sillimanita na variedade fribrolita. Nesse caso, os litotipos típicos, exibem cristais de granada com características de cristalização pré-deformacionais embora cristais sin-deformacionais também ocorram. No caso do granada quartzo-(cordierita?)-sillimanita xisto e do sillimanita quartzito com granada analisados, os cristais de granada apresentam crescimento estritamente pré-deformacional, mostrando que a gênese desse mineral não está associada ao metamorfismo regional. No entanto, alguns cristais de granada analisados, indicam crescimento variando de pré a sin-deformacionais, a citar, por exemplo, os porfiroblastos amendoados de granada envolvidos pela foliação da rocha no granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto descrita no texto. Essa textura pode ser devida a um possível sobrecrecimento metamórfico em cristais de granadas pré-existentes durante o reequilíbrio ocorrido no metamorfismo regional, uma vez que alguns cristais englobam parte da matriz. Contudo, a ausência de análises de microsonda eletrônica não sustenta essa interpretação. Além desses, alguns cristais estritamente pré-deformacionais e sin-deformacionais, constituem outras gerações de granada observadas nessa rocha. Esses cristais poderiam ter se cristalizado, respectivamente, durante o metamorfismo de contato e durante o metamorfismo regional.

Com o decréscimo gradual da temperatura, na auréola de contato, seria possível encontrar um ponto de equilíbrio, que estaria representado pela convivência estável das paragêneses sillimanita \pm cordierita e almandina \pm sillimanita \pm quartzo (Richardson 1968, Holdaway 1971, Holdaway & Lee 1977, Hegelson et al. 1978, Turner 1981). Isso explicaria a paragênese sillimanita \pm cordierita(?) \pm granada \pm quartzo observada na Unidade Metassedimentar. A amostra de granada-quartzo-(cordierita?)-sillimanita xisto analisada, parece ter sido bastante preservada pelo metamorfismo regional. Esse fato fica evidenciado pela textura variando de nematoblástica a decussada, constituída por sillimanita prismática, em equilíbrio com porções estritamente granoblásticas a poiquilo-porfiroblásticas, onde cristais de granada são envolvidos por possíveis macrocristais de cordierita alterada. A granada está presente como mineral de cristalização pré a sin deformacional com relação a sillimanita e apresenta bordas de reação com o mineral hospedeiro (cordierita?). Nesse exemplo em particular, essa borda de reação, é interpretada como o registro do equilíbrio entre granada e cordierita na paragênese sillimanita \pm cordierita (?) \pm granada \pm quartzo.

As paragêneses quartzo \pm muscovita \pm biotita \pm sillimanita \pm granada (sillimanita-biotita-sericita-quartzo xisto com granada) e quartzo \pm muscovita \pm sillimanita \pm granada (sillimanita-muscovita quartzito com granada) representam subfácies intermediárias que possivelmente possuem

os maiores sinais da obliteração causada pelo metamorfismo regional superimposto. O campo de estabilidade para essa paragênese, sob pressões do metamorfismo de contato equivalentes às aquelas encontradas em seu limite superior, próximo ao limite inferior da fácies anfibolito do metamorfismo regional, ocorre sob temperaturas da ordem de 680°C (Fyfe & Turner 1966, Fyfe 1967, Richardson 1968). Igualmente, sob mesma temperatura, a estabilidade dessa paragênese também é pertinente para pressões maiores, como acontece no metamorfismo regional. Nas amostras analisadas em que se observou essa paragênese, a relação textural nem sempre é muito nítida. Em alguns casos, as granadas são pré-deformacionais, com relação à foliação da rocha, o que suporta a tese de terem sido formadas durante o metamorfismo de contato. Em outros casos, as granadas são pós-deformacionais (e.g. lâmina 54GJ76-2), sugerindo que sua cristalização se deva ao metamorfismo regional. Conforme descrito, a granada observada na lâmina 54GJ76-2 que seria desse tipo, apresenta birrefringência anômala e exibe cores de interferência em tons cinza de 1ª ordem, podendo indicar um maior enriquecimento do mineral no componente grossularita, o que não condiz com o metamorfismo de contato em protólitos Fe-enriquecidos, onde a granada seria da variedade almandina.

Nas porções mais distais do contato com o CAIRM, as paragêneses indicam uma diminuição de temperatura, dentro do domínio do metamorfismo de contato. Essas paragêneses variam de quartzo ± sillimanita (sillimanita quartzito) a quartzo ± muscovita (muscovita quartzito). Em quantidades menos expressivas, algumas rochas apresentam ainda paragêneses constituídas por muscovita ± coríndon (muscovita-coríndon fels) ou apenas muscovita (muscovita fels).

Quanto a Unidade Metamáfica, a auréola de contato nessa unidade encontra-se totalmente obliterada pelo metamorfismo regional. A paragênese hornblenda ± plagioclásio ± quartzo ± titanita está presente tanto na região de contato com o CAIRM quanto nas demais áreas onde afloram a Unidade Metamáfica. É possível que a predominância na textura granonematoblástica com tendência a mosaico poligonal observada na Unidade Metamáfica, próximo ao contato com o CAIRM, constitua uma das poucas feições reliquiares da auréola de contato nessa unidade. Os cristais de quartzo inclusos nos cristais poiquilíticos de hornblenda teriam, contudo, se cristalizado durante o reequilíbrio dessa unidade sob condições de metamorfismo dinâmico. As porções da Unidade Metamáfica onde metamorfismo de contato atingiu temperaturas maiores, encontram-se totalmente reequilibradas em condições metamórficas de fácies anfibolito e os indícios da auréola de contato estão totalmente mascarados. O núcleo de metaclinopiroxenito descrito na amostra 54KH61 desponta-se uma possível porção reliquiar do protólito, talvez um núcleo de clinopiroxênio fels, que se manteve intacta ao metamorfismo regional de fácies anfibolito. Dessa forma, com exceção da Unidade Metassedimentar, a presença de porções reliquiares da auréola de contato na Unidade Metamáfica, é meramente especulativa. De forma geral, conforme mostram os indícios, o metamorfismo regional superimposto a auréola de contato, atuou de forma a reequilibrar e/ou recristalizar as paragêneses pré-existentes, sendo as feições desse metamorfismo nem sempre tão claras.

4.3.3 Metamorfismo Regional de Alto Grau

Essa fase de metamorfismo está relacionada à deformação regional com reequilíbrio das paragêneses pré-existentes. As paragêneses observadas na Unidade Metamáfica e de certa forma na Unidade Metassedimentar são compatíveis com metamorfismo de fácies anfíbolito a anfíbolito superior. Na Unidade Metamáfica, esse metamorfismo está representado pelas paragêneses plagioclásio ± hornblenda ± quartzo, plagioclásio ± hornblenda ± quartzo ± titanita e cummingtonita ± opacos (magnetita), onde a textura que varia de nematoblástica a granonematoblástica com tendência a mosaico poligonal, pode indicar um reequilíbrio dessas rochas em condições de fácies anfíbolito.

Na Unidade Metassedimentar, o metamorfismo regional está implícito na presença da foliação gerada a partir da deformação dos cristais de quartzo formando ribbons em quartzitos, na cristalização de cristais porfiroblásticos sin a pós-deformacionais de granada, e em uma possível recristalização de sillimanita acicular (fibrolita) a partir da sillimanita prismática.

4.3.4 Retrometamorfismo

As transformações retrometamórficas observadas nessas rochas não parecem ter apresentado uma abrangência regional ou os processos não foram tão eficientes. O retrometamorfismo presente nas rochas da região está associado a manifestações hidrotermais tardias em zonas de falha, e não raramente, através de processos vulcano-exalativos, como será descrito no Capítulo 6. No sul da área mapeada, os processos retrometamórficos na Unidade Metamáfica e Metassedimentar, assim como observado no CAIRM, podem, em parte, decorrer das fases hidrotermais tardias associadas à intrusão do Granito Córrego do Peixoto, dado que requer de mais estudos para ser confirmado.

A saussuritização do plagioclásio, a cloritização da granada, a geração de epidoto e biotita a partir de hornblenda e plagioclásio ou a geração de muscovita às custas de coríndon, constituem as principais transformações retrometamórficas observadas nas unidades Metamáfica e Metassedimentar na área mapeada. Além dessas transformações não apresentarem grande expressividade nessas unidades ou ainda se restringirem a pontos específicos (*e.g.*, zonas de cisalhamento), as alterações intempéricas na maioria das vezes, estão sobrepostas, mascarando suas principais feições.

CAPÍTULO 5

COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA-RIO MANSO

5.1 INTRODUÇÃO

Conforme dito anteriormente, denomina-se, nesta dissertação, de Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso (CAIRM) um corpo acamadado estratiforme de grandes proporções, de protólito ultramáfico-máfico, mapeado no segmento crustal em estudo, bem como a associação de corpos menores, aparentemente cogenéticos a esse e que ocorrem em suas imediações.

O corpo principal desse complexo acamadado ocupa toda a porção médio-oriental da área mapeada, por onde se estende na direção NW-SE. A norte, na localidade de Morro da Onça, esse corpo faz contato com uma seqüência ultramáfica efusiva atribuída por Pinheiro (1998) ao Supergrupo Rio das Velhas. A continuidade desse corpo na localidade de Morro da Onça é discutida por Andreatta (2007; no prelo) e a possibilidade de ambas ocorrências serem cogenéticas, será alvo de análise, em capítulos posteriores desta dissertação.

Outros corpos de menor dimensão, também ocorrem na região. Na porção meridional da área, existe um segmento desmembrado do corpo máfico-ultramáfico principal, porém suas reais dimensões, a sul da área mapeada necessitam ainda de maior detalhamento.

Composicionalmente, o Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso apresenta uma variação litológica que inclui de metaperidotitos (metaharzburgitos e metalherzolitos) a termos mais gabróticos, passando por metaclinopiroxenitos e metawebsteritos. Dentro desses domínios, o acamamento magmático exibe uma alternância químico-composicional entre um e outro termo ígneo com notada ciclicidade (Figuras 5.1 A e B, 5.2 A e B, 5.3 A e B) e estratificações apresentando espessura variando de centimétrica a métrica. Acamamentos mais delgados, com espessuras centimétricas variando até aproximadamente um metro e não raramente apresentando repetição rítmica de sua composição litológica, são bastante frequentes. Daí vem o termo “microrítmo”, utilizado no presente trabalho, para designar as estratificações e microestratificações, com repetição composicional rítmica. Os metaultramafitos pertencentes a essa unidade, em geral, constituem afloramentos com rocha sã, apresentando acamamento ígneo cíclico bastante preservado, com camadas ora maciças ora constituídas por microrítmos (Figuras 5.1 A e B; 5.2 A e B, 5.3 A e B).

Comumente em um mesmo afloramento, é possível observar uma enorme quantidade de termos química e mineralogicamente distintos coexistindo em intervalos que variam de alguns centímetros a poucos metros, e uma escala de granularidade que varia desde termos com textura pegmatóide, porfiríticos, até termos mais finos ou totalmente afaníticos e homogêneos.

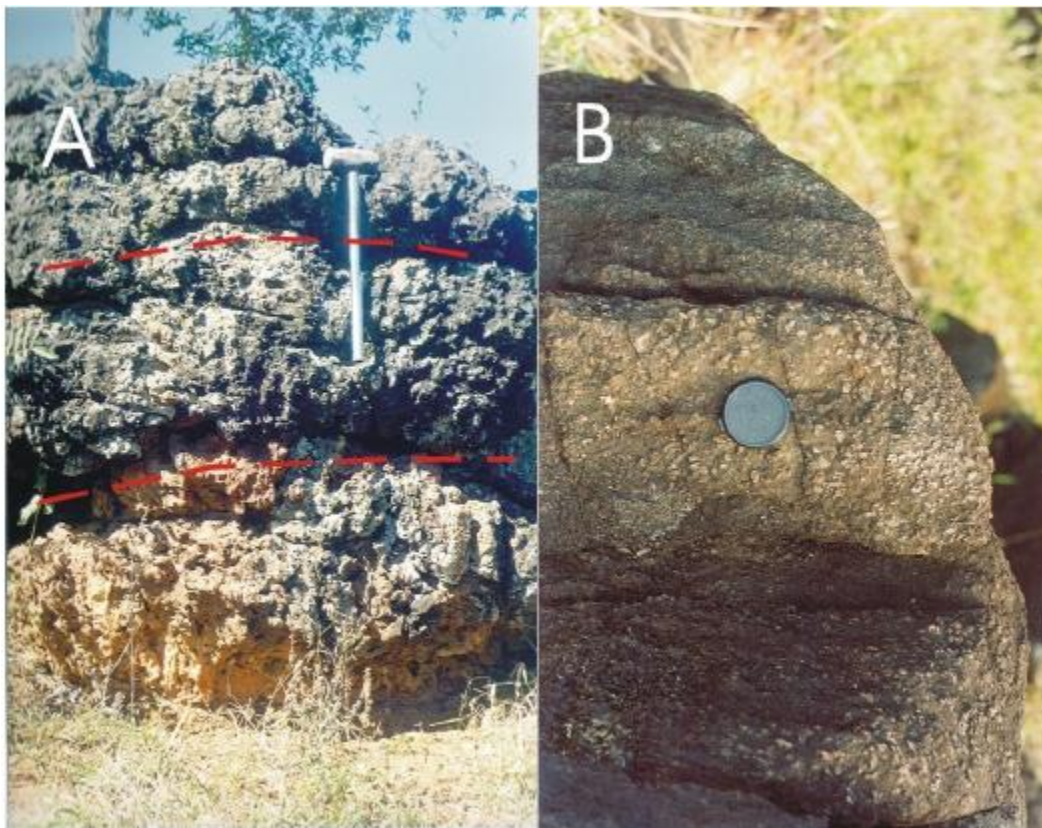


Figura 5.1 - Detalhes de variação granulométrica em acamamento ígneo do CAIRM. A) Observa-se o acamamento em metaortopiroxenito de aspecto pegmatóide. A linha tracejada em vermelho define os limites do acamamento. B) Afloramento de metaharzburgito apresentando variação de granularidade interna ao acamamento ígneo. Devida a localização do afloramento, em porção dobrada do CAIRM, observa-se foliação truncando o acamamento ígneo.

Os litotipos caracterizam-se por apresentarem índice de cor ultramelanocrático, densidade alta, e em geral, forte magnetismo, exibindo uma paleta de cores que oscila do negro ao cinza escuro esverdeado. De modo geral, o acamamento magmático (S0) encontra-se basculado e dobrado, o que parece estar associado a um sistema de dobras e falhas de empurrão com direção NE-SW e vergência predominante para NW, que desponta-se em todo o limite NW do CAIRM. Ao que parece, esse sistema de dobras e falhas de empurrão, soergueu e empurrou toda a porção NW da área mapeada em direção à sul e sudeste, gerando pequenas napes e anticlinais recumbentes. Estas estruturas estão bem definidas na porção SW do corpo ultramáfico-máfico, próximo à cidade Itaguara.

O complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, ao longo de toda a sua extensão ainda é afetada por um sistema de falhas direcionais NW-SE, que aparentemente também afetou o sistema de falhas de empurrão NE-SW. Falhas direcionais, apresentando componentes oblíquas, também parecem estar associadas a esse sistema falhas, como é o caso da falha transpressiva sinistral que ocorre no limite W da área mapeada (ver Figura 4.1). Completando esse cenário geológico, a porção sul e sudeste da área em estudo, exhibe um acervo de estruturas envolvendo dobras com planos axiais de direção NE-SW e E-W, além dos sistemas de falhas descritos.

Essas estruturas, ao que se parece, acomodaram as estruturas inicialmente formadas, colocando o CAIRM em contato tectônico com as demais unidades em vários locais. Quanto aos litotipos que compõem o CAIRM, sua distribuição espacial não é muito clara. Observa-se, nesse sentido, que na porção SW do corpo ultramáfico-máfico, existe uma maior representatividade de litotipos apresentando composição predominantemente peridotítica. Esse domínio aparentemente se estende na direção E, até a porção central da área, onde a composição piroxenítica é predominante.

Quanto às relações estratigráficas com as demais unidades litodêmicas que compõem a geologia da região, o Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso apresenta contato intrusivo com a maioria das unidades estudadas. Essa relação é bastante clara quanto às rochas do complexo metamórfico e as rochas da Unidade Metassedimentar.

Particularmente, entre o CAIRM e as rochas do complexo metamórfico, as relações litoestratigráficas são bem caracterizadas, exibindo em alguns pontos perfeita relação de intrusão (pontos 54KI54 e 54GI76) além de evidências em vários outros pontos que corroboram o fato dessa unidade ser intrusiva nas rochas do embasamento.

A título de exemplo, no ponto 54GI76, no distrito de Corrêas, na estrada que liga Itaguara à Crucilândia, é observado um afloramento que expõe, em parte do corpo ultramáfico, dois xenólitos, um de metagranitóide e outro de metaultramafito, semelhantes àqueles encontrados nos gnaisses da região, ao mesmo tempo em que as encaixantes do corpo, no local, são representadas por um saprólito de natureza félsica. O xenólito de metaultramafito está apresentado na Figura 5.2 A, encontrando-se envolvido por linha vermelha pontilhada, onde se pode verificar que está “mergulhado” em um dos estratos do acamamento ígneo.

Contornando o xenólito, pode-se observar em campo, a presença de uma fina foliação, provavelmente o resultado da interação entre os líquidos magmáticos quentes e o corpo estranho. Nesse afloramento, embora constituído em grande parte por saprólito, é possível verificar o acamamento magmático (S0) basculado e deslocado por zona de cisalhamento reversa. As cores distintas apresentadas nesse afloramento pelo material de alteração, nos estratos formados por litotipos de composições diferentes, marcam perfeitamente a repetição cíclica dentro dessa intrusão. O acamamento cíclico, no topo do corte de estrada, encontra-se bastante preservado, e exhibe blocos aflorantes de rocha sã.

No que diz respeito à Unidade Metamáfica, o contato encontra-se possivelmente encoberto, e sua representação em mapa é apenas inferida. As demais unidades presentes na área, ainda não mencionadas, são posteriores a intrusão do CAIRM e ao evento metamórfico de alto grau que retrabalhou a crosta siálica, o Supergrupo Rio das Velhas e o próprio CAIRM, a julgar pelas paragêneses metamórficas ou simplesmente pela ausência de metamorfismo.

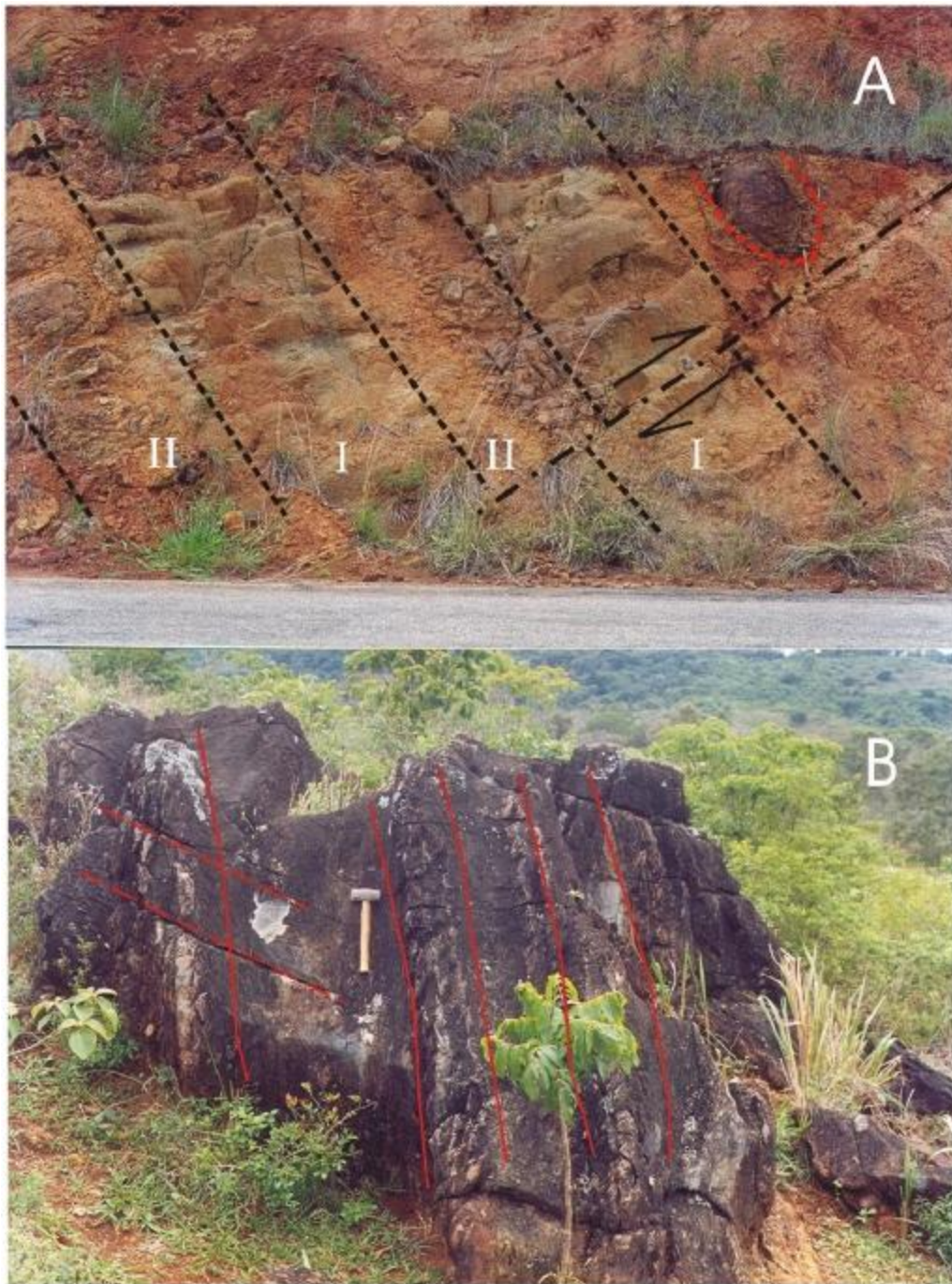


Figura 5.2 – A) Afloramento do ponto 54GI76, mostrando em saprólito, acamamento magmático basculado e deslocado por zona de cisalhamento. Observa-se repetição cíclica das variedades litológicas em estratos com pouco mais de um metro de espessura, representada pelos algarismos romanos. Nota-se xenólito de ultramafito demarcado por linha vermelha tracejada. B) Acamamento magmático (linha vermelha contínua) cortado por foliação (linha vermelha tracejada).

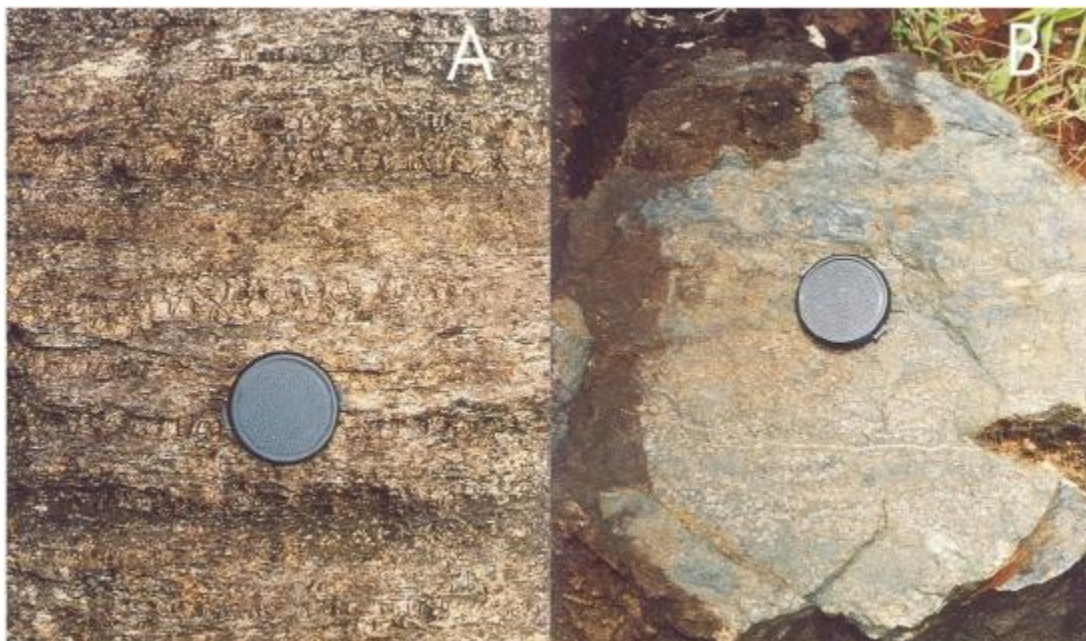


Figura 5.3 – A) Detalhe de microestratificações (microrítmos). B) Textura cumulática em metaharzburrito.

Descreve-se a seguir, as variedades petrográficas mais significativas, em função de sua ciclicidade e importância petrogenética.

5.2 VARIEDADES PETROGRÁFICAS DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO

5.2.1 Metalherzolito

O metalherzolito estudado caracteriza-se ou pela alternância de microrítmos, ora ricos em fantasmas de olivina, ora ricos em piroxênios (lâminas dos pontos 54IG90, 54IG85, 54IG88-2, 54IG-93, 54IG-31 e 54JH57) ou pela associação entre cumulatos pseudomorfisados de olivina e heteradumulatos caracterizados por cristais isolados de olivina talcificados/serpentinizados, englobados por cristais anédricos amebóides de ortopiroxênio (*e.g.* 54IG91). Comumente, essas texturas ígneas reliquiares encontram-se em equilíbrio com texturas metamórficas do tipo nematoblástica e decussada, associadas à pelo menos duas gerações de anfibólios. Particularmente, a amostra do ponto 54JH57, exibe em lâmina banda de cisalhamento com deformação milonítica, composta por piroxênios cominuídos e parcialmente anfibolitizados e anfibólios que se formaram ao longo da atuação dos esforços de cisalhamento. Esse processo de deformação rúptil parece ser responsável, pela geração de pelo menos uma das direções de foliação observadas não somente nas lâminas mencionadas, mas em todo o complexo acamadado. Em alguns casos, o material das bandas

de cisalhamento, é totalmente substituído por serpentina, sugerindo uma atividade metassomática ou metamórfica tardia de baixo grau. Nesse sentido, as amostras coletadas em pontos próximos a zonas de cisalhamento, apresentam uma substituição total dos níveis cumuláticos a olivina e piroxênio por talco e serpentina, gerando níveis intercalados, compostos essencialmente por esses minerais. Da mesma forma, palhetas de clinocloro, podem ser encontradas imersas na trama asbestiforme da serpentina. Não raramente, o clinocloro associa-se também a flogopita, nos agregados de serpentina, o qual ocorre substituindo. O clinocloro em algumas lâminas pode também se formar às custas de anfibólios, piroxênios e flogopita (ver Figura 5.5). Esse mineral ocorre sob a forma de escamas de cor cinza anômala, comumente exibindo cristais deformados e extinção ondulante. Os traços dos planos de clivagem mantêm-se preenchidos por opacos resultantes de processos de alteração, gerando feixes de cristais alongados e paralelos, característica também observada na flogopita.

Apesar de existir um padrão regional quanto às direções das bandas de cisalhamento observadas em escala de lâmina, as relações cronológicas entre as famílias de foliações observadas, não são, muito claras. Em várias situações, por exemplo, pouco se distingue essas famílias, ao analisar as várias direções de crescimento orientado dos anfibólios, que como mencionado, conferem à lâmina texturas nematoblástica a decussada, em equilíbrio, com texturas cumuláticas reliquias. Nas variedades de metalherzolito, que exibem textura heteradumulática reliquiar, os anfibólios desenvolvem-se marginalmente aos cristais de ortopiroxênio ou internamente, próximo aos traços de fraturas, juntamente com espinélios e opacos. A partir de suas propriedades ópticas, esses anfibólios foram caracterizados como antofilita e tremolita. A antofilita é incolor, apresenta sinal óptico biaxial (-), birrefringência alta ($\Delta \approx 0,025$), *habitus* acicular (ou menos frequentemente prismático) e extinção paralela. A tremolita também é incolor, sua birrefringência é alta ($\Delta \approx 0,026$), o sinal óptico é biaxial (-), seus cristais são aciculares ou prismáticos finos, pouco frequentemente apresentando-se maclado. À vista desarmada, difere-se da antofilita por apresentar extinção oblíqua. Não se descarta a possibilidade de ainda haver uma associação entre tremolita e Mg-hornblenda, uma vez que a distinção entre esses dois Ca-anfibólios, nessas rochas, seja praticamente impossível apenas por meios ópticos convencionais.

Quanto à composição modal da olivina, estima-se pela análise dos pseudomorfos nas lâminas estudadas, que esse mineral tenha alcançado quantidades em torno de 50% de volume dos minerais em rocha contra os 30% ou 35% dos piroxênios. Apesar de encontrarem-se, em alguns casos, intensamente serpentinizados, os cristais desse mineral, não raramente, mantêm preservadas porções intactas do mineral original, exibindo relevo alto, birrefringência elevada e um padrão randômico de fraturamento, típico das olivinas. Nas porções intactas, é possível verificar ainda, a presença de iddingsita como material de alteração. A serpentina que é geralmente incolor, também ocorre em tons amarelados, constituindo agregados asbestiformes substituindo antigos níveis cumuláticos ou preenchendo fraturas e bandas de cisalhamento. Esse mineral possui birrefringência baixa, com

predomínio de cores de polarização do início da primeira ordem. O talco ocorre como fina poeira ao redor e cobrindo os grandes cristais de ortopiroxênio. Menos freqüentemente, palhetas finas também ocorrem, caracterizando-se pela extinção olho-de-pássaro.

O espinélio representa cerca de 4% dos minerais em lâmina, podendo em alguns casos chegar a alcançar concentrações próximas a 15% (ponto 54IG90). Em geral, os cristais variam de anédricos a subédricos e em algumas amostras mais deformadas, apresentam estruturas de tração do tipo pull-apart. Esse mineral exibe granularidade variando de fina a média e comumente, zonamento composicional, apresentando cores que vão, do centro para as bordas, do castanho ao verde acastanhado, apesar de cristais essencialmente castanhos tenham sido observados em algumas amostras (e.g. lâmina 75IG85). Os opacos são representados por cristais de granularidade fina a média e podem alcançar quantidades equivalentes a 10% ou 12% dos minerais em lâmina. De formas comumente anédricas e raramente subédricas, algumas lâminas exibem ainda cristais com caverna de corrosão (e.g. pontos 54IG85 e 54IG90), evidenciando possíveis reações termodinâmicas intramagmáticas.

A flogopita é relativamente abundante em algumas amostras, chegando a compreender cerca de 10% a 15% dos minerais na lâmina (e.g. ponto 54IG90). Muitas vezes, os cristais do mineral encontram-se substituídos, total ou parcialmente, por clinoclóro. Além do *habitus* anédrico dos cristais que ocorrem em escamas tabulares, a birrefringência baixa à moderada desse mineral, permite que o mesmo também seja distinguido por suas cores de interferência, as quais alcançam no máximo, a cor laranja de segunda ordem. Assim como o clinoclóro, os cristais podem ocorrer envolvidos por massas de serpentina ou ainda como fase *intercumulus* em relação aos demais minerais essenciais da lâmina. Sob os traços da clivagem perfeita desse mineral, é comum ocorrer um processo de alteração para opacos (possivelmente magnetita e ilmenita), constituindo aglomerados de cristais paralelos e alongados.

5.2.2 Metaharzburgito

Assim como o metalherzolito, essa variedade litológica encontra-se em geral, pouco preservada. De seus minerais constituintes não restaram mais do que porções reliquiares em meio aos cumulos pseudomorfisados, comumente substituídos por serpentina ou talco (e.g. pontos 54FF37, 54HG49 A e B e KI-40-1). Essas rochas são texturalmente semelhantes aos metalherzolitos acima descritos, caracterizando-se por uma alternância microrítmica entre cumulos adumuláticos a ortopiroxênio (ou ortopiroxênio e clinopiroxênio) e cumulos a olivina, ambos pseudomorfisados à serpentina e talco.

Uma exceção ocorre na lâmina 75IG91, onde os ortopiroxênios constituem grandes cristais anédricos poiquilíticos, que englobam cristais de clinopiroxênio e adumulatos à olivina e espinélios,

caracterizando a textura heteradumulática. Com maior predominância nas bordas dos cristais de piroxênio, mas ocorrendo também próximo a fraturas e em seu interior, em regiões da lâmina às vezes bastante talcificadas, cristais de tremolita dispõem-se ora segundo direções preferenciais, ora decussadamente, mostrando um equilíbrio entre texturas metamórficas e ígneas reliquiares. A fase de metamorfismo de baixo grau mencionada anteriormente fica bem evidenciada na lâmina do ponto 54HG49B, onde bandas de cisalhamento preenchidas por serpentina, cortam uma delgada sucessão de níveis composicionais, caracterizada pela alternância de bandas de talco com bandas de serpentina.

Em termos gerais, nos harzburgitos estudados, a olivina compreende em média de 40% a 45% em volume da rocha. Na lâmina do ponto 54GF49, estima-se pela contagem dos pseudomorfos à serpentina, que esse mineral atinja quantidades equivalentes a 70% em volume. Assim como no metalherzolito, a olivina constitui microrítmos, totalmente serpentinizados, que de modo geral, pouco apresentam de porções reliquiares dos minerais originais.

Já as microestratificações a ortopiroxênio ou mais raramente a ortopiroxênio/clinopiroxênio, encontram-se intensamente substituídas por talco, tendo sido preservadas algumas porções intactas de ortopiroxênios ou ainda mais raramente, pequenos cristais de clinopiroxênio, bastante anfibolitizados. Em função dos cristais fantasmas, estima-se, que o ortopiroxênio tenha alcançado 40% do volume da rocha nas lâminas analisadas.

Os clinopiroxênios, mineral de menor expressão em volume nas lâminas, ocorrem em quantidades variando entre 7% e 10% nas lâminas analisadas. Esse mineral, juntamente com os ortopiroxênios, ocorre como fase mineral sin-cumulática nos raros microrítmos adumuláticos poliminerálicos a orto e clinopiroxênio.

Espinélios chegam a perfazer 7% dos minerais em algumas lâminas e concentram-se preferencialmente nos níveis de ortopiroxênio onde ocorrem inclusos nesses cristais, constituindo a textura heteradumulática. Esses cristais, que em geral possuem granularidade variando de fina a média, não raro apresentam formas subédricas e euédricas. Com frequência, os cristais desse mineral exibem um zoneamento composicional caracterizado pelas cores que variam no mesmo cristal, de verde para marrom.

Ocorrendo associado aos espinélios, os minerais opacos, somam 4% de volume da rocha e concentram-se principalmente nos microrítmos ricos em olivina, estando representados por cristais de granularidade fina e *habitus* variando de anédrico a subédrico.

A tremolita e antofilita equivalem a quantidades inferiores a 3% ou 4% do volume da rocha e associam-se aos cumulos de clinopiroxênios e serpentina. Nas lâminas analisadas, os cristais incolores, aciculares ou prismáticos desses minerais dispõem-se orientados, segundo pelo menos, uma direção preferencial, vindo a constituir em lâmina texturas variando de decussada a nematoblástica.

O clinocloro ocorre em quantidades traço ou inferiores a 3%. Forma-se a partir de cristais de flogopita, piroxênios e anfibólios, ou nas rochas mais serpentinizadas, conforme já descrito nesse trabalho.

5.2.3 Meta-olivina-websterito

Em geral são rochas de granularidade variando de média a muito grossa, comumente apresentando textura heteradumulática reliquiar, caracterizada por cristais pegmatóides poiquilíticos, constituídos de ortopiroxênio englobando espinélios, ou de clinopiroxênio englobando ortopiroxênio. Menos frequentemente, adcumulatos sub-poligonalizados de ortopiroxênio e clinopiroxênio intercalados com microrítmos adcumuláticos à olivina também ocorrem.

Em alguns casos, os adcumulatos à olivina gradam para mesocumulatos à olivina e piroxênios (Figuras 5.7 B, C e D), registrando a passagem gradual das etapas de cristalização fracionada do líquido magmático entre olivinas e piroxênios ou ainda, a injeção de um novo magma no sistema. É interessante ressaltar que conforme observado nas lâminas analisadas, o predomínio de texturas do tipo heteradumulática nessas rochas e demais termos ultramáficos, está associada ao incremento das porcentagens de olivina na composição dessas rochas (*e.g.* lâminas 54GJ78, 54KJ49, 54HG64, 54IG30 e 54GJ73-E). Revertendo-se as informações da lâmina para uma escala menor (por exemplo, uma escala de corpo) e fazendo uma analogia entre ambas, temos que em termos composicionais, os heteradumulatos a ortopiroxênio (metaortopiroxenitos, meta-olivina-ortopiroxenitos ou meta-olivina-websteritos), marcam uma região entre o topo dos estratos de composição estritamente peridotítica, e a base dos estratos de composição estritamente piroxeníticas.

Nesses litotipos, o ortopiroxênio e clinopiroxênio perfazem juntos, e em proporções variáveis entre um e outro, de 60 a 80% em média do volume dos minerais na rocha. O ortopiroxênio ocorre sob a forma de cristais anédricos, amebóides, hospedando uma infinidade enorme de cristais menores de outros minerais, como espinélios, opacos e piroxênios. Diferencia-se do clinopiroxênio pelo relevo mais alto, birrefringência baixa e extinção paralela, além da maior susceptibilidade a talcificação e serpentinação, visto que muitos desses minerais encontram-se parcialmente alterados, gerando um aspecto turvo com porções completamente consumidas pela transformação em talco. Em alguns casos, os grandes cristais reliquiares de ortopiroxênio, já bastante talcificados e fraturados, ocorrem em equilíbrio com texturas metamórficas, variando de nematoblástica a decussada, caracterizadas pela cristalização orientada ou não, de uma ou mais família de anfibólios, em geral tremolita.

A olivina equivale a proporções variáveis entre 10 e 40% do volume da lâmina. Em grande parte, esse mineral encontra-se intensamente serpentinado, formando pseudomorfos com faces cristalinas bastante preservadas dos cristais reliquiares. Entretanto, fragmentos reliquiares despontam como “ilhas” em meio à massa de serpentina, sendo distinguíveis pelo relevo alto, birrefringência

elevada e fraturas preenchidas por iddingsita. Nas lâminas estudadas, espinélios e opacos equivalem juntos a frações que variam de 3 a 15% (lâmina 54HG64) do volume da rocha, ocorrendo inclusos nos cristais poiquilíticos de ortopiroxênio.

5.2.4 Metaortopiroxenito e meta-olivina-ortopiroxenito

As variedades analisadas distinguem-se apenas pelas quantidades modais entre olivina e ortopiroxênio e texturalmente não apresentam maiores diferenças. Compreendem rochas com granularidade variando de média até muito grossa, destacando-se os litotipos de aspecto pegmatóide (Figura 5.4 A, B, C e D), com textura heteradcumulática reliquiar (lâmina 54GI76).

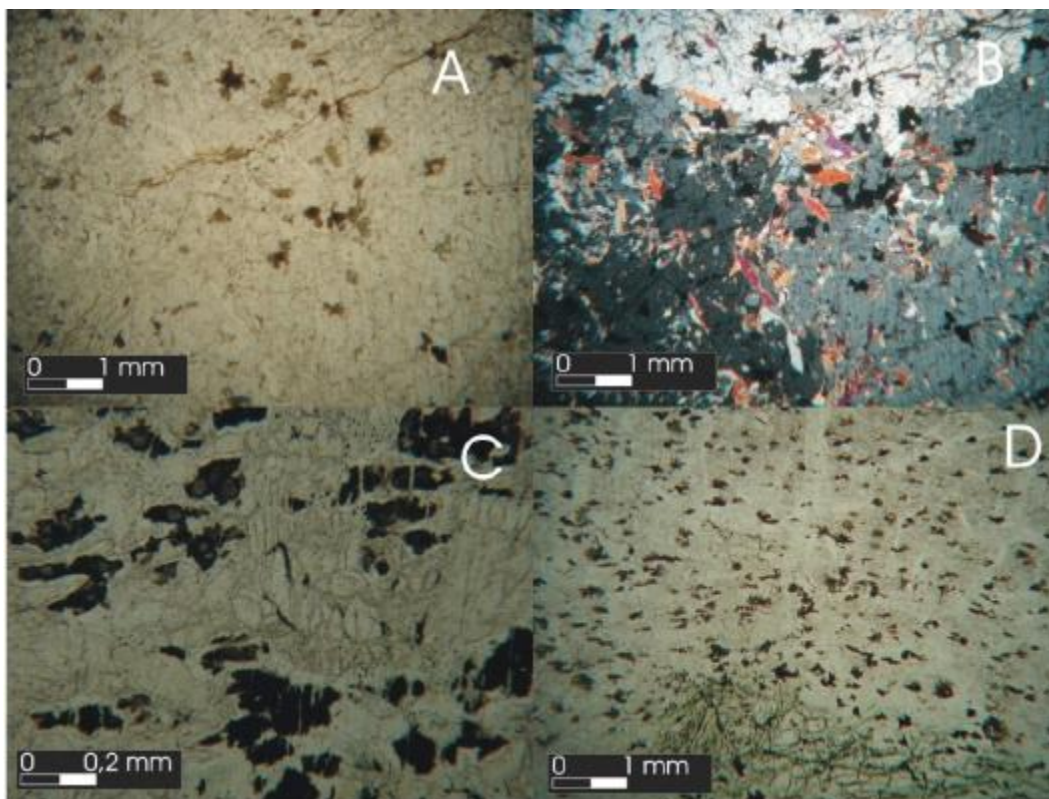


Figura 5.4 – A) Seção em metaortopiroxenito vista com polarizador descruzado. Nota-se a presença de cristais de espinélio disseminados (objetiva: 1.6x; pol.: //). B) Seção anterior vista com luz polarizada. Note-se o aspecto pegmatóide dos cristais de ortopiroxênio com anfibolitização incipiente concentrada tanto nas bordas dos cristais quanto em seu interior. C) Cristais de espinélio e opacos exibindo estrutura pull-apart (objetiva:10x; pol.: //). D) Seção de metaortopiroxenito com espinélio e opacos disseminados (objetiva:1.6x; pol.: //).

As variedades apresentando textura heteradcumulática reliquiar são constituídas por grandes cristais poiquilíticos amebóides de ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio que cresceram envolvendo uma infinidade de cristais menores de espinélio e opacos, intercalados com raros níveis de olivina adcumulática, em geral em avançada serpentinização.

Igualmente comum é o crescimento parcial ou incipiente de tremolita, ou mais raramente antofilita, às expensas dos níveis heteradcumuláticos, promovendo uma trama decussada ou mais

raramente nematoblástica em equilíbrio com as texturas ígneas reliquiares.

Essas rochas podem ainda apresentar mesocumulatos reliquiares à olivina e piroxênio além de estruturas de intercrescimento íntimo, do tipo simplectítico, entre ortopiroxênio e olivina ou clinopiroxênio e olivina (Figura 5.5 A e B), que poderiam ser o registro entre o término e o início da cristalização entre uma e outra fase mineral, ou ainda ser o resultado da injeção de um novo magma. Particularmente, a lâmina 54GJ78 exibe uma granularidade mais fina e cristais de ortopiroxênio juntamente com cristais de clinopiroxênio, constituem um adcumulato poliminerálico reliquiar, de granularidade fina a média, marcada por porções isoladas heteradcumuláticas pegmatóides a ortopiroxênio e clinopiroxênio, semelhante ao que ocorre na lâmina 54GI76.

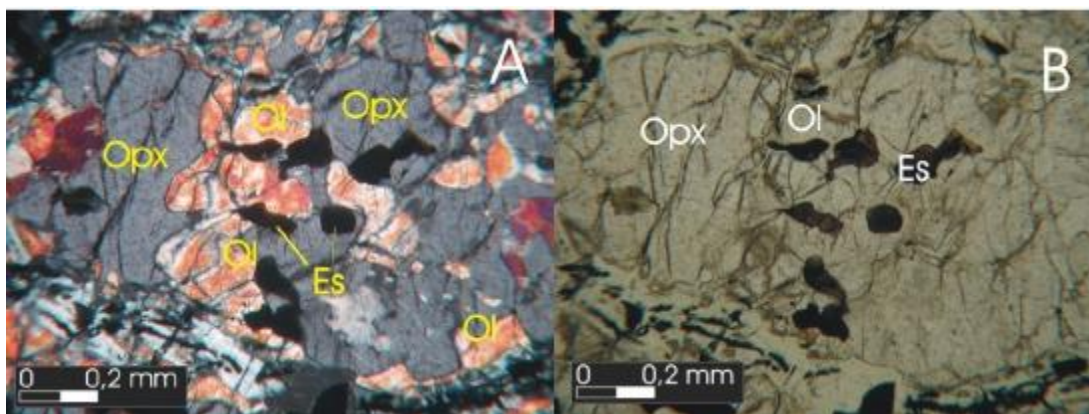


Figura 5.5 – A) Intercrescimento simplectítico entre olivina e ortopiroxênio (objetiva: 10x; pol. X). B) Seção anterior vista com polarizador descruzado.

De modo geral o ortopiroxênio equivale a frações entre 80 e 90% do volume das lâminas analisadas. Comumente esse mineral apresenta-se como cristais incolores, possui relevo alto, apresenta extinção paralela e baixa birrefringência, o que faz com que suas cores de interferência situem-se entre os tons cinza e alaranjado de primeira ordem. Com frequência, muitos cristais apresentam as bordas parcialmente talcificadas e fraturas preenchidas por serpentina, corroborando uma atividade metassomática ou de baixo grau tardia conforme já mencionado. Esse metamorfismo de baixo grau também é evidenciado pelo aparecimento de cristais poiquiloblásticos de clinocloro, gerados às custas de piroxênios e anfibólios, sobre os quais cresceu envolvendo (Figura 5.6 A).

O clinopiroxênio ocorre em quantidades subordinadas a 10%. Esse mineral apresenta-se como cristais poiquilíticos embora também ocorra como fase *cumulus* nos adcumulatos observados em lâmina. Embora difícil de se diagnosticar em função da anfibolitização parcial e incipiente dos cristais, com certa frequência, observa-se nesse mineral, lamelas de exsolução de ortopiroxênio e zonamento composicional nos adcumulatos. Opticamente, as seções analisadas apresentam birrefringência baixa à moderada, exibindo cores de polarização em tons de laranja e relevo moderado, inferior ao do ortopiroxênio, sendo que nas lâminas analisada, reside na extinção oblíqua, sua característica óptica mais diagnóstica.

A olivina apresenta quantidades modais entre 5 e 10% nas variedades de metaortopiroxenito podendo alcançar 25% ou 30% nas variedades de meta-olivina-ortopiroxenito. Comumente ocorre como fase *cumulus* nos adcumulatos e mesocumulatos. Muitas das seções de olivina, apesar da avançada pseudomorfose para serpentina, ainda resguardam grandes porções intactas do mineral original, onde se verificam algumas de suas propriedades ópticas principais, como relevo alto, birrefringência elevada, além do típico fraturamento em padrão randômico, comumente preenchido por iddingsita. Delgadas bordas quelifíticas parcialmente preservadas, também são observadas nas seções 54GJ78 e 54GI76, comumente ocorrendo no contato entre esse mineral e os piroxênios.

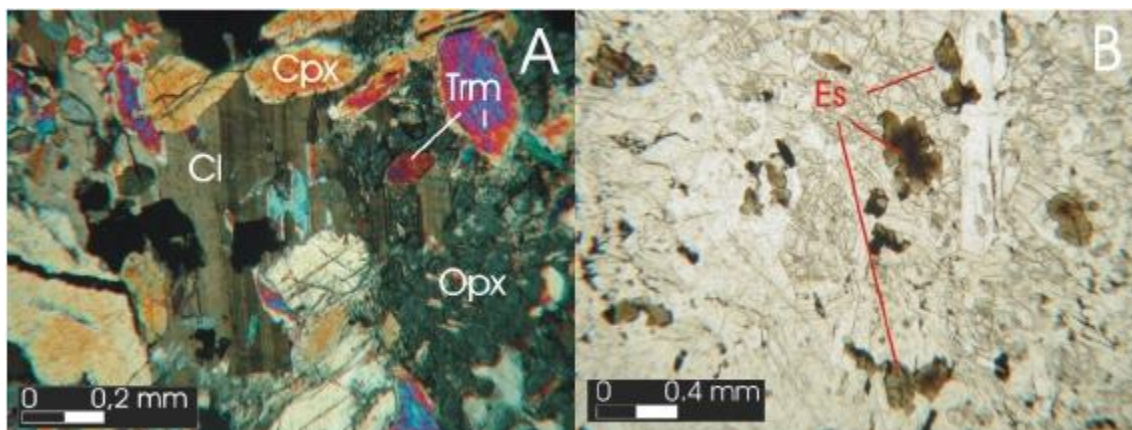


Figura 5.6 – A) Fotomicrografia de meta-olivina-ortopiroxenito obtida a partir de amostra do ponto 54GJ78, mostrando a presença de clinoclino (Cl) e tremolita (Trm) entre os minerais secundários (objetiva de 10x, pol. X). B) Outra região da lâmina anterior mostrando espinélios (Es) marrons sobrecrecidos por espinélios esverdeados (objetiva de 5x, pol. //).

O espinélio equivale de 7% a 10% em volume da rocha, tornando-se maiores as concentrações desse mineral nos metapiroxenitos de aspecto pegmatóide, onde ocorre inclusos nos cristais poiquilíticos de piroxênio, formando níveis disseminados (Figuras 5.4 A e D). De granularidade variando de fina a média, esse mineral que pertence ao sistema cúbico, surge com certa freqüência como cristais euédricos perfeitos, não raro exibindo seções com três ou quatro lados, embora cristais com estrutura de cisalhamento do tipo pull-apart também possam ocorrer (Figura 5.4 C). Seus cristais apresentam comumente zonamento nas cores castanho nas bordas e verde no centro (*e.g.* figuras 5.4 A, C e 5.6 B), ou ainda excepcionalmente, castanho no centro, verde em uma posição intermediária passando para uma variedade opaca nas bordas.

Como mineral varietal, salientamos em algumas amostras, a presença de flogopita, mineral que chega a alcançar quantidades modais de 7%. Esse mineral apresenta-se sob a forma de palhetas incolores, com extinção paralela incompleta e birrefringência alta, produzindo cores de interferência que alcançam o laranja de segunda ordem. Com freqüência ocorre apresentando pseudomorfose para o clinoclino. Conforme já descrito em outras lâminas, sob os traços de sua clivagem perfeita, ocorre com freqüência a exsolução de minerais opacos, provavelmente uma mistura de magnetita e ilmenita,

gerando estruturas aciculares paralelas compostas por esses minerais. Essa estrutura é bastante diagnóstica, pois mesmo nas regiões onde houve intensa serpentinização, é possível observar os cristais aciculares reliquiares, indicando uma existência pretérita desse mineral.

5.2.5 Metawebsterito

No caso das variedades apresentando textura adcumulática reliquiar, são rochas com tendência equigranulares, de granularidade fina. Nas porções de granularidade grossa, predominam a textura heteradcumulática reliquiar. Os adcumulatos poliminerálicos reliquiares (figuras 5.7 A, B, C e D) caracterizam-se pela disposição de cristais de orto e clinopiroxênio, formando uma trama subpoligonalizada, onde não raro, o contato entre os cristais lembra junções tríplices que chegam a exibir ângulos próximos a 120° entre si. As fases adcumuláticas poliminerálicas podem ainda apresentar uma intercalação de níveis de olivina de caráter *intercumulus* gradando para níveis de olivina adcumulática (figuras 5.7 B, C e D). Menos frequentemente indícios de textura ortocumulática também podem estar preservados e são marcados por cristais subédricos de ortopiroxênio zonado.

Restrito às porções e níveis heteradcumuláticos, aglomerados de cristais de espinélio verde acastanhado, euédrico ou subédrico incluso nos cristais anédricos poiquilíticos de ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio, representam provavelmente, as primeiras etapas de cristalização fracionada com formação dos cumulos de espinélio, onde o ortopiroxênio representaria uma fase de cristalização *pos-cumulus*. Principalmente nos grandes cristais de piroxênio, onde se observa um fraturamento mais expressivo, a geração de tremolita (ou mais raramente antofilita), tanto internamente quanto nas bordas e em diversas outras proporções da lâmina, confere texturas variando de decussada a nematoblástica, sobrepostas e em equilíbrio, a texturas reliquiares.

A tremolita, caracteriza-se pelos cristais incolores de *habitus* subédrico tabular, exibindo birrefringência moderada a alta ($\Delta \approx 0,028$) e extinção oblíqua. A antofilita é incolor, e apresenta extinção paralela. Na lâmina 54KJ49, os anfibólios dispõem-se segundo duas direções preferenciais de crescimento que se truncam sob um ângulo de aproximadamente 40° no intercepto agudo, gerando uma textura nematoblástica correspondente a pelo menos duas direções de foliação observadas em campo.

Em contrapartida, em regiões particulares de algumas lâminas, esses anfibólios orientados se mostram contornando fenocristais mais antigos, vindo a constituir um perfeito exemplo de equilíbrio entre texturas ígneas reliquiares e metamórficas. Mais uma vez, nota-se que uma dessas direções preferenciais de crescimento dos anfibólios ocorre paralela à direção de uma família de bandas de cisalhamento, responsável pela formação de uma foliação milonítica no nessas rochas. Estima-se que essas bandas de cisalhamento tenham atuado como regiões de fraqueza, em uma etapa posterior, vindo a servir de conduto para uma movimentação de fluidos, que teria promovido alterações

metassomáticas tardias nessas rochas.

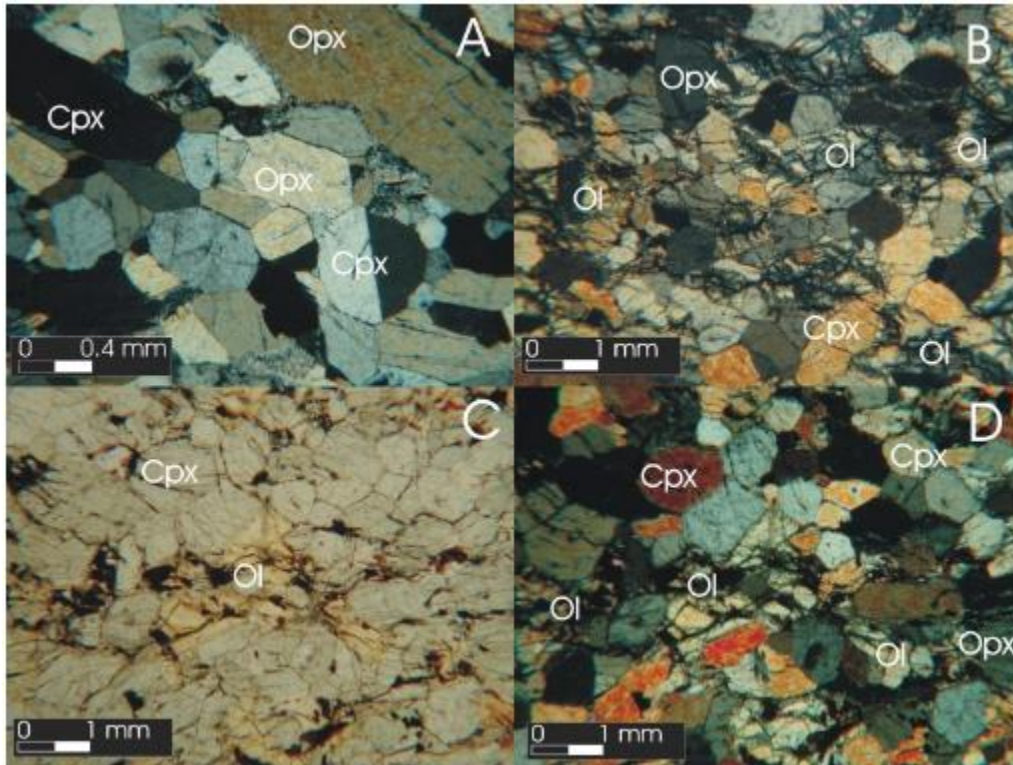


Figura 5.7 – A) Seção em metawebsterito obtido no ponto 54KJ49, mostrando textura adcumulática biminerática a clino e ortopiroxênio (objetiva: 5x; pol. X). B) Seção em meta-olivina-websterito exibindo textura mesocumulática entre ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina. (objetiva: 1.6x; pol. X). C) Vista de outra região da lâmina anterior, analisada com polarizador descruzado, exibindo textura adcumulática a orto e clinopiroxênio com olivina *intercumulus*. Nota-se olivina alterando-se para iddingsita (alteração marrom; objetiva 1.6x; pol. //). D) Seção anterior vista com polarizador cruzado.

O clinopiroxênio apresenta *habitus* subédrico a anédrico e constituem juntamente com os ortopiroxênios, os agregados com tendências poligonais nas fases adcumuláticas dessa rocha (figuras 5.7 A, B, C e D). Mais raramente também ocorre como cristais poiquilíticos anédricos nas fases heteradcumuláticas. Apresentam como características ópticas, a extinção oblíqua e birrefringência variando de 0,018 a 0,024, exibindo dessa forma, cores de interferência que alcançam até 2º ordem.

A olivina ocorre como mineral *intercumulus* e representa quantidades inferiores a 10% dos minerais em lâmina. Embora os cristais encontrem-se já em estágio avançado de serpentinização, porções intactas do mineral ainda estão presentes como “ilhas” que se despontam pelo relevo alto, birrefringência elevada, e presença de um padrão típico de fraturamento, onde as fraturas estão preenchidas por serpentina e/ou iddingsita. Nos cristais menos alterados, apesar das transformações hidrotermais avançadas da rocha, bordas quelifíticas encontram-se preservadas no contato desse mineral com piroxênios, constituindo delgadas franjas.

A serpentina forma agregados asbestiformes, finos, cujas cores variam de verde a amarelado claro, que em função da baixa birrefringência, suas cores de interferência situam-se nos tons cinza de

1º ordem. Os aglomerados de serpentina encontram-se alinhados segundo a direção de crescimento das microestratificações ricas em olivina, que em muitos casos, constituem pseudomorfos desse mineral. Compreende porções menores que 7% da rocha nas lâminas estudadas. Da mesma forma, nessas rochas, o talco equivale a frações menores que 5% em volume. Ocorre sobre os cristais de ortopiroxênio ou em espaços antes ocupados por esses sob a forma de fina poeira, com cores de interferência muito vivas, lembrando a sericita fina ou palhetas incolores, com extinção “olho-de-pássaro” e relevo baixo.

O espinélio ocorre em quantidades inferiores 3% do volume da lâmina. Mineral isótropo de relevo alto, cor verde acastanhado a castanho, apresenta cristais variando de euédricos a subédricos, onde com freqüência, podem ser observadas seções triangulares ou quadradas.

5.2.6 Hornblendito

De modo geral, o hornblendito (figuras 5.8 A e B) é uma rocha pouco freqüente na área em estudo, sendo encontrado apenas em alguns pontos. No ponto 54KI54, essa rocha ocorre como uma camada de transição, marcando o topo das unidades cíclicas estritamente ultramáficas e a base e primeira ocorrência dos termos de composição máfica, dada pelo início da cristalização do plagioclásio.

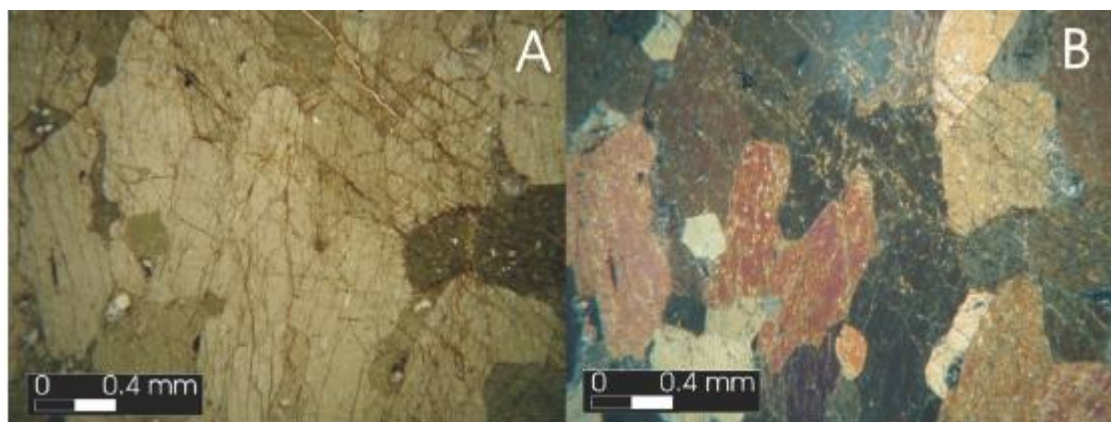


Figura 5.8 – A) A fotomicrografia apresenta textura adcumulática em hornblendito obtido no ponto 54KI41 (objetiva 5x; pol. : //). B): Seção anterior vista com luz polarizada (objetiva 5x; pol:X).

A paragênese dessa rocha é constituída por hornblenda ± plagioclásio, apresentando apatita e opacos como minerais acessórios, além de sericita, epidoto (alanita, zoisita/clinozoisita) como minerais metamórficos. Nas variedades analisadas, observa-se textura adcumulática constituída por cristais de hornblenda anédricos e raros cristais fantasma de plagioclásio onde é possível perceber zonamento composicional apesar do avançado estado de alteração.

Possivelmente, a cristalização desse plagioclásio pertence a uma fase de cristalização tardi-magmática, o que explicaria a presença reliquiar de zoneamento em alguns desses cristais fantasmas.

A primeira vista, as seções dessa rocha apresentam-se como um aglomerado monominerálico, constituído por proporções de hornblenda que variam entre 85 e 90% do volume da lâmina (amostras do ponto 54KI41). Nas lâminas estudadas, esse mineral apresenta-se como grãos anédricos, com granularidade variando de média a fina, dispendo-se segundo um arranjo monominerálico com freqüentes contatos intergranulares sugestivamente poligonalizados.

A despeito do metamorfismo já observado nas demais rochas do complexo, é possível que esses cristais de hornblenda sejam reliquiares e constituam pseudomorfos, pois a composição da hornblenda ígnea teria sido substituída por variedades mais aluminosas nos processos metamórficos de alto grau. A hornblenda apresenta pleocroísmo nos tons verde oliva médio - verde oliva claro - castanho claro, com elevada birrefringência, ocorrendo cores de interferência vivas de 2º e 3º ordem, que juntamente com a clivagem característica dos anfíbolios, com 56º no intercepto agudo entre as direções dos planos, constituem as principais características diagnósticas desse mineral.

O plagioclásio, mais raro nesses termos, constitui a fase mineral *intercumulus*, de cristalização possivelmente pós-cumulática, conforme já discutido. Ocorre em quantidades inferiores a 5 % nas lâminas analisadas, e aparece como cristais anédricos de granulação média, completamente saussuritizados e às vezes substituído por epidoto em pseudomorfose, onde pouco ou nada de distingue de suas propriedades ópticas.

Os minerais acessórios da rocha são representados pela apatita e pelos minerais opacos, onde juntos, ocorrem em quantidades subordinadas a 5%. A apatita está presente em pontos específicos das lâminas analisadas, no interior das hornblenda ou ao longo de algumas fraturas presentes nas mesmas, onde ocorre sob a forma de aglomerados de grãos perfeitamente euédricos, exibindo seções hexagonais típicas e granularidade fina. Devido a uma possível incorporação de elementos terras raras na estrutura desse mineral, alguns cristais de apatita são radioativos, vindo dessa forma, assim como os cristais de allanita, a destruir parcialmente a estrutura cristalina das hornblendas, gerando dessa forma inconfundíveis halos pleocróicos. Os minerais opacos apresentam *habitus* anédrico e ocorrem na fase *intercumulus*, juntamente com o plagioclásio.

Os epidotos (zoisita/clinozoisita e allanita) e a muscovita, constituem uma paragênese retrometamórfica. Nas lâminas analisadas, zoisita/clinozoisita apresentam-se como cristais anédricos, diminutos que substituem o plagioclásio nos pseudomorfos, e também como grãos incolores, anédricos, de relevo alto, apresentando a característica cor de interferência anômala azul de Berlim. Esses minerais ocorrem freqüentemente juntos, chegando a substituir totalmente os cristais de plagioclásio. No caso da allanita, os cristais ocorrem isoladamente, no interior das hornblendas onde se apresenta como cristais metamíticos anédricos. Em alguns casos imprimem nas hornblendas halos pleocróicos associado ou não a um fraturamento radial típico.

5.2.7 Metagabronorito

São rochas melanocráticas a mesocráticas, densas e não magnéticas, que apresentam preservado o bandamento ígneo reliquiar. Essa variedade distingue-se por apresentar como minerais máficos, clino e ortopiroxênio reliquiares, em associação com hornblenda metamórfica. No ponto 54KI41-2, essa rocha sucede um nível de hornblendito, situando-se estratigraficamente acima desse.

A hornblenda representa o mineral mais abundante dessa rocha, compreendendo cerca de 65% dos minerais presentes nas lâminas analisadas. Caracteristicamente, a primeira vista, esse mineral destaca-se pelo forte pleocroísmo nos tons verde oliva escuro-verde oliva claro-castanho claro, pela birrefringência elevada alcançando cores de interferência de final de 2º ordem e pela clivagem característica dos anfibólios. Os cristais anédricos, de aspecto granular, dispõem-se na lâmina formando aglomerados alongados e nematoblásticos, juntamente com os cristais relícticos de ortopiroxênio, exibindo assim um processo de substituição incompleto. Juntamente com o plagioclásio, dispõem-se formando uma textura granonematoblástica, embora seja possível que a orientação dos cristais de hornblenda estejam mais relacionadas à disposição dos cristais de piroxênio e plagioclásios no bandamento ígneo reliquiar, do que a um crescimento orientado segundo a direção das tensões atuantes durante o metamorfismo regional, pois nas texturas observadas nos demais termos que constituem o complexo, os indícios de recristalização dinâmica orientando os cristais metamórficos neoformados são pouco expressivos.

Os cristais de ortopiroxênio representam quantidades subordinadas a 5%. Esse mineral reliquiar que apresenta nas bordas de seus cristais uma substituição parcial por hornblenda, possui ainda alguns cristais com faces cristalinas subédricas que conservam suas principais propriedades ópticas. O mineral caracteriza-se por ser incolor, apresentar baixas cores de interferência, possuir relevo alto e *habitus* variando de anédrico a subédrico. O piroxênio é ainda mais raro. Os cristais desse mineral estão totalmente substituídos por hornblenda. Constituem raros cristais anédricos, de cor castanho-pálido, birrefringência moderada e extinção oblíqua.

O plagioclásio (An: 63-75%) equivale a quantidades superiores à 25% do volume da lâminas analisadas. De forma geral, os cristais são granoblásticos anédricos, exibem granulação variando de fina a média e comumente ocorrem exibindo geminação polissintética.

Os minerais opacos podem ainda ocorrer entre os níveis de hornblenda, formando, às vezes, aglomerados alongados orientados segundo uma direção preferencial. Constituem quantidades subordinadas a 2% na lâmina analisada.

Apatita nas lâminas estudadas, também pode ser observada, mas ocorre em quantidades traço, estando comumente inclusas ou próximas aos cristais de hornblenda.

A allanita ocorre como cristais granulares de relevo alto, metamórficos, dentro dos cristais de

hornblenda, nos quais imprime halos pleocróicos. A zoisita e clinozoisita ocorrem juntas, em aglomerados anédricos comumente substituindo os cristais de plagioclásio mais alterados. O mesmo ocorre com a sericita que se forma as custas dos plagioclásios, em processos intempéricos ou de grau metamórfico baixo.

5.2.8 Metagabro

Rocha macroscopicamente semelhante à anterior, essa variedade tem por característica predominante, a presença de clinopiroxênio como mineral reliquiar e titanita como mineral secundário, proveniente da transformação metamórfica de opacos, possivelmente titanomagnetita.

Assim como nos demais metamafitos, em algumas lâminas analisadas, observou-se a presença de bandamento ígneo reliquiar sobreposto por crescimento nematoblástico das hornblendas metamórficas (Figura 5.9 A e B). A hornblenda, embora pouco menos abundante que nas demais variedades, oscila de 50 a 55% em termos de volume das lâminas analisadas. Cristais de hornblenda com inclusão de quartzo são comuns e evidenciam transformações metamórficas incompletas, onde também ocorrem cristais relícticos de clinopiroxênio. Seus cristais anédricos, de granulação fina a média e aspecto nematoblástico, alinham-se segundo uma direção preferencial, conferindo à rocha juntamente com os cristais granulares de plagioclásio uma textura granonematoblástica.

Em alguns exemplares, o clinopiroxênio chega a alcançar de 10 a 15% do volume da rocha. Constituem cristais incolores ou fracamente coloridos em tons pálidos de castanho, apresentando *habitus* anédrico a subédrico de granulação fina a média e relevo alto. Em amostra obtida no ponto 54HG63, observou-se núcleo reliquiar contendo texturas heteradumulática preservada (Figuras 5.9 C e D). Esse núcleo poliminerálico é constituído por mega cristais amebóides de piroxênio (augita ou hedenbergita), que cresceram envolvendo cristais perfeitamente euédricos de plagioclásio.

Os cristais euédricos de plagioclásio dispõem-se imbricada e aleatoriamente e são “cimentados” pelo clinopiroxênio e plagioclásio *intercumulus*, o que caracterizaria a primeira vista, a textura ortocumulática (Wager & Brown 1967).

No entanto, nem os cristais de plagioclásio nem o piroxênio da fase pos-*cumulus* são zonados, não permitindo aventar sobre uma cristalização sin-magmática entre a fase *cumulus* e *intercumulus*, que caracterizaria essa textura, mesmo que o resfriamento dos minerais recém cristalizados, pudesse ter se dado de forma lenta. No entanto, segundo Bard (1980), é possível que esses grandes poiquilocristais de piroxênio, estivessem representando uma fase *intercumulus* formada ao final da fase de cristalização dos cristais de plagioclásio, em um momento do processo de cristalização fracionada do magma original em que ainda havia uma grande quantidade de líquido magmático envolvendo esses cristais cumuláticos neoformados.

Através da aglutinação, coalescência e crescimento de uma infinidade de núcleos cristalinos

dispersos, existentes nesse líquido *intercumulus*, se daria o desenvolvimento dos cristais de augita, que cresceriam envolvendo os plagioclásios pré-formados e demais minerais que estivessem cristalizado no líquido residual, permitindo dessa forma que essa textura fosse interpretada como heteradumulática.

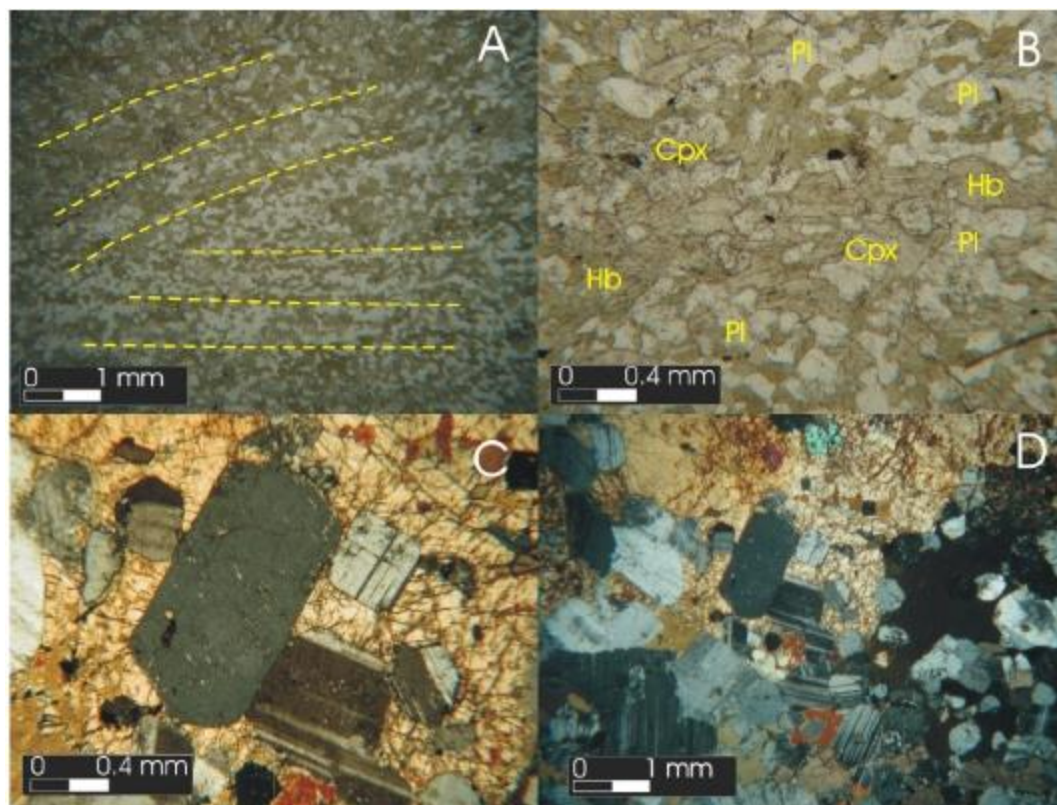


Figura 5.9 – A) Metagabro fino, obtido no ponto 54LH57. As linhas tracejadas mostram estratificação magmática em duas direções se cruzando. Os cristais de hornblenda cresceram sobre mesocumulos a clinopiroxênio e plagioclásio (objetiva: 1.6x; pol. //). B) Vista em detalhe da seção anterior. Nota-se a presença de hornblenda que se desenvolveu sobre os microritmos a partir anfibolitização do clinopiroxênio. (objetiva:5x; pol. //). C) Textura heteradumulática obtida em amostra do ponto 54HG63 caracterizada por cristais euhédricos de plagioclásio englobados por megacristal de augita (objetiva: 5x; pol.: X). D) Vista anterior com aumento reduzido, mostrando gradação de textura adcumulática monomineralica a plagioclásio (base da Figura) para textura heteradumulática (topo da foto; objetiva: 1.6x; pol. X).

Nessa mesma lâmina, à medida que se desloca o campo de visão para as regiões onde o metamorfismo foi mais eficiente, observa-se nos agregados de plagioclásio uma fase de transição, que embora obliterada pela recristalização metamórfica, resguarda indícios de uma fase adcumulática ou ortocumulática, caracterizada por cristais intercúmulus anédricos de augita, cimentando os cristais subédricos a anédricos de plagioclásio.

De modo geral, nas regiões com características estritamente metamórficas das lâminas analisadas, o plagioclásio assume formas anédrica e sua granulação em função da recristalização metamórfica torna-se mais fina. Em termos gerais, esse mineral representa quantidades não maiores

que 30% e caracteriza-se pela freqüente geminação polissintética dos seus cristais segundo as leis da Albita e da Periclina.

Associado aos cumulos estritamente máficos, onde se observa a substituição dos cristais de piroxênio por hornblenda, pode ainda ocorrer pequenos agregados de quartzo resultantes dessa transformação metamórfica. Esse mineral equivale a quantidades inferiores a 3%.

Os minerais opacos ocorrem entre, ou menos freqüentemente, hospedados no interior dos demais minerais da rocha (em particular, dentro das hornblendas) e são representados aparentemente por titanomagnetita, como se pode estimar em função das reações metamórficas observadas em alguns cristais, onde suas bordas exibem transformações metamórficas para titanita. Esses minerais constituem cristais isolados ou agregados cristalinos de granulação fina cujo *habitus* dos cristais, é em geral anédrico ou mais raramente subédrico.

A titanita representa cerca de 1 a 2% das amostras analisadas e a primeira vista, não ocorre em todas as amostras encontradas. Suas principais características são o relevo proeminente, a cor castanho-claro, com birrefringência alta e o típico *habitus* losangular nas seções euédricas. Comumente é observada formando agregados monominerálicos ou cristais isolados, que variam de anédricos a subédricos. Nesse litotipo, esse mineral é estritamente metamórfico, e sua gênese está atrelada a transformação metamórfica de titanomagnetitas, conforme já mencionado.

A tremolita é pouco freqüente e foi observada apenas na lâmina 54HG63, onde ocorre no interior do agregado poliminerálico descrito, sob a forma de cristais incolores e aciculares, de extinção oblíqua, exibindo cores vivas de interferência. Constitui quantidades menores que 3%.

Os epídotos ocorrem em quantidades traço e são representados pela allanita e zoisita. O primeiro aparece como minerais granulares, de relevo alto, diminutos e parcialmente isotropizados, ocorrendo principalmente dentro de cristais de hornblenda, onde geram halos pleocróicos. A zoisita e a clinozoisita ocorrem normalmente juntas e aparecem principalmente associadas a cristais alterados de plagioclásio onde freqüentemente, formam uma paragênese com a sericita, e às vezes allanita, estando não raramente a substituir a estrutura cristalina dos plagioclásios.

Tal qual os epídotos, a sericita ocorre em quantidades traço sob a forma de finíssimas paletas incolores, apresentando birrefringência elevada e extinção “olho-de-pássaro”. Encontra-se normalmente associada aos plagioclásios, mineral às custas do qual se forma. No caso particular, representa processos retrometamórficos ou intempéricos.

5.3 METAMORFISMO

Ao se analisar as relações texturais e paragenéticas encontradas nos litotipos que compõe o CAIRM, distingue-se, pelo menos três fases de metamorfismo que atuaram nessas rochas, sendo um de alto grau, um retrógrado e outro associado a processos hidrotermais tardios, de caráter localizado.

Essas fases são detalhadas a seguir, de acordo a ordem cronológica dos eventos e grau metamórfico identificado. Não obstante, os resultados apresentados são meramente interpretativos, uma vez que o presente trabalho não abordou estudos de química mineral, que permitissem averiguar variações composicionais nas fases minerais formadas assim como modelagens geotermobarométricas.

5.3.1 Metamorfismo de alto grau

O metamorfismo regional na Unidade Metassedimentar, conforme descrito no Capítulo 4, atingiu fácies anfibolito a anfibolito superior. Igualmente, no CAIRM, o metamorfismo imposto, registra um reequilíbrio paragenético e textural, ocorrido de forma incompleta e talvez em domínios seletivos, tanto em escala de corpo, quanto em escala de afloramento. Possivelmente, essas transformações ocorreram de forma progressiva e não constante, permitindo que dessa forma, texturas reliquiares e paragêneses primárias, viessem a coexistir em equilíbrio com texturas e paragêneses metamórficas.

O início do metamorfismo parece correlacionar-se a um processo de serpentinização generalizada, gerada às custas de olivina e ortopiroxênio, juntamente com cristalização de clinoclóro e a substituição parcial do clinopiroxênio por tremolita. Entre as várias reações possíveis, a serpentina seria gerada em um consumo não total, de olivina e ortopiroxênio, com cristalização de clinoclóro. Nessa fase, a incorporação de água no sistema, no início do metamorfismo, pode ter favorecido o fraturamento, por onde se iniciaram algumas dessas reações metamórficas. Feições sugestivas desse fraturamento podem ser observadas nos heteradcumulatos reliquiares a piroxênio e espinélio. Nesses níveis heteradcumuláticos, porções ora mais ora menos talcificadas se desenvolveram não somente nas bordas, mas também internamente, a partir de fraturas nos grandes cristais de ortopiroxênio.

Não raramente, esse processo de talcificação adentra o domínio dos cristais de clinopiroxênio, que ocorrem às vezes mostrando relictos poiquilíticos, de mesma continuidade óptica, separados por agregados de talco fino. Igualmente, sobre as porções mais ou menos talcificadas, observa-se o desenvolvimento de uma trama decussada a nematoblástica constituída por tremolita e mais raramente, antofilita, que nesse último caso, sobrevive em equilíbrio metaestável. A cristalização da antofilita ocorre com o incremento da temperatura, no médio grau metamórfico, após a substituição do talco por serpentina: nessa transformação, o talco, reage com porfiroblastos neoformados de olivina cristalizando antofilita.

Contudo, na falta de análises de química mineral, a presença de olivina metamórfica é apenas sugestiva. Sendo preservadas as estruturas ígneas durante o metamorfismo, é possível que as diversas reações para a cristalização de olivina tenham acontecido sobre os cristais de olivina primária, que sucessivamente passaram ser substituídos por minerais metamórficos, preservando o *habitus* dos cristais primários. Entre essas reações, a serpentina reagiria com clinopiroxênio, também presente na

paragênese primária, gerando olivina e tremolita.

O metamorfismo de fácies granulito nessas rochas é questionável, pois ou não ocorreu amplamente ou as transformações desse tipo estiveram associadas a pequenos picos metamórficos não diagnosticados nas lâminas estudadas, que tiveram curta duração durante o metamorfismo generalizado de fácies anfíbolito.

Caso as condições de temperatura e pressão tivessem atingido fácies granulito, a associação clinocloro-tremolita passaria a ser substituída por variedades mais aluminosas, permanecendo estável até a quebra do clinocloro, onde seria gerada a nova paragênese olivina \pm ortopiroxênio \pm Mg-Al-espinélio (espinélio verde garrafa) (Paktunç 1984, Jenkins & Chernosky Jr. 1986, Bucher & Frey 1994). Nas mesmas condições, a tremolita seria toda substituída por hornblenda e a antofilita reagiria com porfiroblastos de olivina formando ortopiroxênio.

No entanto, o metamorfismo de fácies granulito nessas rochas, sob a ótica das paragêneses encontradas é discutível. O espinélio encontrado nas variedades petrográficas estudadas, por exemplo, apresenta-se como cristais zonados, caracterizados por um sobrecrecimento opaco que envolve uma auréola de cor castanho-esverdeada situada em posição intermediária, que por sua vez circunda um núcleo de cor castanha escura, possivelmente de composição Cr-enriquecida, sugestivamente primária.

Conforme já mencionado, embora não tenham sido realizadas análises de química mineral para se conhecer as variações composicionais desses minerais e corretamente caracterizá-los, a julgar pela cor, o espinélio castanho-esverdeado corresponde a uma picotita, variedade de Cr-Al-espinélio de fácies anfíbolito superior (Evans & Frost 1975). Ressalta-se que o Cr-Al-espinélio constitui uma fase mineral que antecede a cristalização do Mg-Al-espinélio (espinélio verde-garrafa), o qual se cristaliza em fácies granulito (Evans & Frost 1975, Paktunç 1984).

Se o auge do metamorfismo no CAIRM estabilizou-se em condições de no máximo fácies anfíbolito, transformações de mesma magnitude são também observadas nos termos metamárficos dessa unidade, vindo a corroborar a interpretação das paragêneses acima descritas.

De forma geral, os termos metamárficos apresentam um reequilíbrio textural e mineralogicamente ora mais eficiente em fácies anfíbolito, o qual que promoveu a geração de uma textura nematoblástica constituída por hornblenda verde, formada às custas de uma seqüência de microestratificações ígneas reliquiares, caracterizadas pela sucessão de microníveis apresentando textura mesocumulática a piroxênio (orto e clino) e plagioclásio.

Com isso, descreve-se os processos que atuaram nessa unidade: paragêneses e texturas ígneas foram parcialmente reequilibradas em proporções diversas, ocorrendo, em muitos, casos feições reliquiares semi-reconstituídas, em equilíbrio com texturas e paragêneses metamórficas, as quais indicam, que o pico de metamorfismo, atingiu, em condições extremas, fácies anfíbolito superior.

5.3.2 Metamorfismo de baixo grau

Após um reequilíbrio regional, ora mais, ora menos eficiente, em condições metamórficas que atingiram possivelmente fácies anfibolito superior, uma paragênese de baixo grau é observada, nas rochas do CAIRM. Essa paragênese pode ser dividida em duas fases.

A primeira fase é de âmbito regional e no CAIRM está associada a um processo retrometamórfico, desenvolvido após o ápice do metamorfismo, com o decréscimo das condições de pressão e temperatura.

Entre as diversas transformações ocorridas nessa fase, observa-se uma geração de porfiroblastos, poiquilíticos, de clinocloro, que se desenvolveu às custas da paragênese tremolita ± clinopiroxênio (reliquiar) ± ortopiroxênio (reliquiar) ± espinélio, previamente estabilizada, e a qual envolve (Figura 5.6 A). Da mesma forma, flogopita anteriormente cristalizada, passa a ser substituída por clinocloro.

É possível que em parte dos domínios, o CAIRM tenha sido reequilibrado em condições de fácies xisto-verde, conforme atesta a substituição da antofilita por talco, observada em algumas lâminas. Nesse sentido, nas amostras menos eficientemente reequilibradas, os cristais zonados de espinélio, passam a ser envolvidos pelo sobrecrecimento de espinélio opaco (Cr-magnetita?) apresentado anteriormente. Já nos domínios mais eficientemente retrometamorfizados, a variedade opaca de espinélio, envolve os núcleos de espinélio castanho, não ocorrendo nesse caso, o sobrecrecimento de picotita. Nos termos metamórficos, esse retrometamorfismo está representado pela substituição de hornblenda por epidoto e pela saussuritização do plagioclásio, preservando, entretanto, as texturas anteriormente formadas. A segunda fase de metamorfismo de baixo grau está condicionada a domínios geológicos específicos, relacionados a zonas de cisalhamento ou suas proximidades. A presença de fase fluída é estimada pelas transformações metassomáticas que foram observadas em associação a bandas de cisalhamento. Essas bandas de cisalhamento, em geral, encontram-se preenchidas por serpentina, que truncam o arranjo textural e paragenético previamente reequilibrado, e em muitos casos, substitui as fases minerais anteriormente cristalizadas. O clinocloro começa a ser substituído por serpentina, despontando-se como palhetas reliquiares em meio a porções intensamente serpentinizadas. Nas rochas onde são observadas transformações mais eficientes, nota-se uma alternância entre níveis que foram serpentinizados e talcificados simultaneamente, constituindo possíveis pseudomorfos de texturas ígneas primárias, que porventura se mantiveram semi-inalteradas até essa fase tardia. Uma nova geração de tremolita também parece associar-se às bandas de cisalhamento, que nestes casos, definem uma nova direção de foliação, condicionada pelo padrão de crescimento nematoblástico cuja direção é a mesma das bandas de cisalhamento.

De notável interesse na compreensão do quimismo dessas rochas, é possível que essa fase de metamorfismo/metassomatismo, com atividade fluída associada, seja responsável, por contribuir na

mobilidade de elementos como o Ca, K, Na, Mg e em parte, na mobilidade de elementos terras raras, diagnosticada nas análises litogeoquímicas, conforme será apresentado e discutido no Capítulo 7 – Litogeoquímica e demais capítulos seguintes.

CAPÍTULO 6

UNIDADES POSTERIORES AO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA–RIO MANSO

6.1 INTRODUÇÃO

Posterior a colocação na crosta, dos magmas máfico-ultramáficos que originaram o CAIRM, assim como também posterior aos eventos metamórficos e deformacionais que retrabalharam a crosta siálica e parte da cobertura supracrustal, pelo menos quatro episódios de magmatismo máfico, um de magmatismo granítico e um episódio vulcano-exalativo, estão registrados no segmento estudado do CSFM. Em ordem estratigráfica, localmente esses eventos são representados pela Unidade Máfica, pela Unidade Vulcano-Exalativa, pelo Sistema de Diques Máficos NW (SDM-NW), pelo Sistema de Diques Máficos NE (SDM-NE), pela Unidade Máfica Tardia e pela Suíte Granítica. Faz-se importante salientar que a última fase de metamorfismo de baixo grau observada nas rochas do CAIRM, conforme descrito no Capítulo 5, é possível que em parte, esteja associada à intrusão de algumas dessas unidades, dentre as quais se destaca a Unidade Vulcano-Exalativa. A ação dos processos hidrotermais que atuaram na deposição dessa unidade, poderia ter condicionado a mobilização de elementos no CAIRM, tanto em escala localizada e regional, possibilitando as transformações metassomáticas e/ou metamórficas de baixo grau observadas, fato que melhor será discutido no Capítulo-7 – Litogeoquímica. A seguir, apresenta-se uma síntese das principais características dessas unidades.

6.2 UNIDADE MÁFICA

Essa unidade é representada por pequenas intrusões de metadiabásio, que alcançam espessuras inferiores a um metro. Os afloramentos típicos foram observados em cortes de estrada (Figura 6.1 A) ou em áreas de empréstimo, geralmente associada à presença de metachert (Figuras 6.2 A, B e C). Vários afloramentos dessa natureza foram observados, onde as intrusões encontram-se brechadas e os sistemas de fraturas ocorrem preenchidos por metachert. Esse diabásio apresenta cor esverdeada, densidade elevada, e magnetismo fraco a moderado. Já na estrada que liga Itaguara a Crucilândia, no ponto 54 KI 54, ocorre outra rocha intrusiva sob a forma de dique, de aproximadamente 1,5 metros de largura. Já em estado de saprólito, o material da intrusão descreve-se como uma argila marrom esverdeada, onde pode-se observar enorme quantidade de filossilicatos nas bordas da intrusão, assim como vesículas ainda preservadas no material argiloso. Essa rocha é interpretada como sendo um lamprófiro e pode também estar associada a essa unidade. Foi impossível obter material fresco para confecção de lâminas e não conhece outras intrusões dessa natureza na área mapeada.

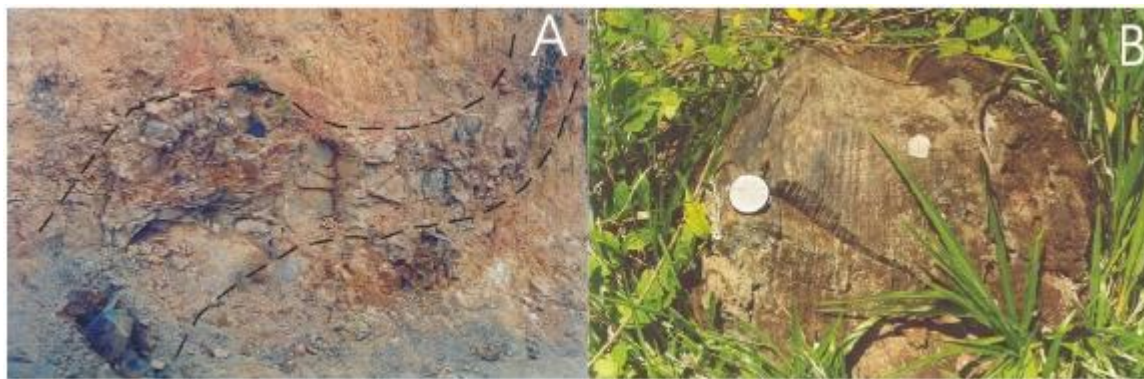


Figura 6.1 – A) Intrusão cisalhada de diabásio marcado por linha pontilhada. B) Detalhe em afloramento de BIF.

6.2.1 Metadiabásio

O metadiabásio encontrado na área é uma rocha melanocrática, densa, apresentando-se comumente foliada ou cisalhada (Figura 6.1 A). Caracteriza-se pela cor cinza esverdeada e pelo aspecto afanítico, não raramente apresentando disseminação de sulfetos. Macroscopicamente e em alguns casos, resguarda feições ígneas reliquiárias, como a geometria dos afloramentos e presença de esfoliação esferoidal.

Verifica-se microscopicamente que essa rocha apresenta-se em avançado estado de cloritização e epidotização, sendo caracterizada por uma grande massa constituída por clorita, epidoto, actinolita e sericita, além de poucos minerais reliquiários da paragênese ígnea.

Uma textura granonematoblástica insipiente é observada na maioria das lâminas e caracteriza-se por uma orientação sugestiva de cristais de actinolita, que aparentemente cresceram sobre massas de clorita e epidoto. Raramente, em porções isoladas da lâmina, a textura ofítica reliquiária pode ser encontrada e é caracterizada por cristais fantasmas de plagioclásio englobados por cristais totalmente uralitizados de piroxênio.

O plagioclásio (An₁₀₋₃₅) ocorre como minerais prismáticos, de granularidade fina, completamente saussuritizados e sericitizados. Em função do avançado intemperismo, torna-se difícil uma contagem modal para esse mineral, estimando-se que o mesmo compreenda de 30 a 40% do volume dos minerais nas lâminas estudadas.

A actinolita ocorre como minerais de granulação fina, *habitus* acicular ou raramente prismático, quando substituindo o clinopiroxênio, dispostos segundo textura variando de granonematoblástica a decussada. O mineral caracteriza-se pela birrefringência moderada, extinção oblíqua e cristais aproximadamente incolores. Compreende 20% dos minerais em lâmina. O piroxênio é raro e sua presença é reliquiária. Seus cristais anédricos granularidade fina e encontram-se em estado avançado de uralitização.

A clorita ocorre como agregados lamelares verdes, que cobrem a maior parte da superfície das lâminas. Esses agregados são fracamente pleocróicos e apresentam baixa birrefringência, exibindo cores anômalas de interferência. Equivale a 40% dos minerais em lâmina.

Os minerais opacos ocorrem como cristais granulares, de granulação média ou como agregados alongados e paralelos, dispostos aleatoriamente (lâminas 54KH51A e 54DF21). O mesmo tipo de agregado foi descrito em metaultramafitos estando associado ao clinocloro ou a flogopita, onde surge como uma espécie de alteração ao longo dos traços da clivagem perfeita desses minerais. No entanto, as amostras encontram-se intensamente metamorfisadas, não tendo sobrado qualquer indício do mineral do qual esses agregados seriam um produto de alteração. Compreendem quantidades inferiores a 5 ou 6% dos minerais em lâmina. O epídoto ocorre como pequenos cristais granulares, amarelos, de relevo e birrefringência elevados. Aparentemente, o mineral é gerado às custas do plagioclásio. Ocorre em quantidades traço. Da mesma forma que o epídoto, a sericita ocorre como finas palhetas de birrefringência elevada e extinção olho de pássaro, geradas às custas da transformação metamórfica dos plagioclásios. Também ocorre em quantidades traço.

6.3 UNIDADE VULCANO-EXALATIVA

As rochas que compõe essa unidade estão relacionadas a zonas de falha, onde representam fases hidrotermais e/ou vulcano-exalativas sin a pós-tectônicas com relação à deformação regional.

Essa unidade é representada predominantemente por depósitos metassedimentares químico-exalativos, constituídos por metacherts, metacherts manganésíferos, ou em quantidades subordinadas, formações ferríferas bandadas (BIF's), que ocorrem nas regiões mais distais ou preferencialmente associadas a zonas de falha.

Conforme dito anteriormente, em alguns casos o metachert ocorre associado à Unidade Máfica (Figura 6.2 A, B e C), a qual sobrepõem-se através de um sistema brechas. Aparentemente as intrusões que compõem essa unidade, atuaram como zonas de fraqueza por onde se instalou um processo de fraturamento hidráulico e conseqüente atividade hidrotermal, alterando metassomaticamente tanto intrusivas como encaixantes.

Essas brechas representam uma complexa rede de venulações superimpostas as encaixantes e intrusivas (Figura 6.2 A, B e C), exibindo veios e fraturas que alcançam alguns poucos centímetros de espessura e normalmente alimentam uma camada mais espessa, de algumas dezenas de metros, situadas normalmente na porção superior do afloramento. Na maioria dos afloramentos estudados, essa camada encontra-se situada espacialmente acima das intrusivas, onde pode ser observado com clareza, um emaranhado de venulações alimentando-a. Em alguns casos, a geometria reliquiar dos corpos intrusivos, geralmente diques, (Figura 6.2 A) está preservada. De forma rara, blocos preservados da

alteração hidrotermal e metassomatismo podem ser encontrados nesses locais, comumente apresentando intemperismo diferenciado e estruturas do tipo esfoliação esferoidal.

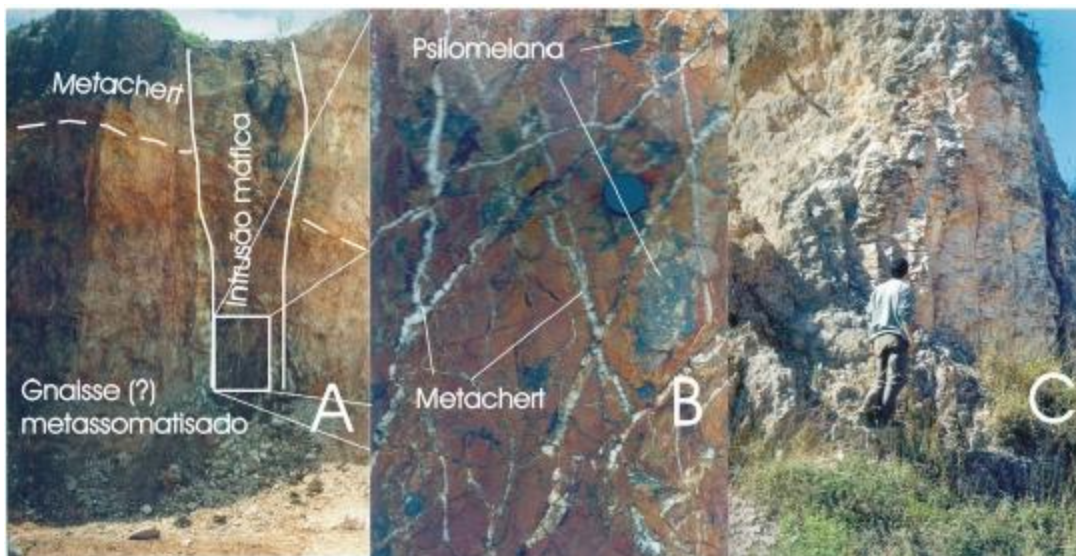


Figura 6.2 – A) Intrusão máfica brechada com metassomatismo das encaixantes onde observa-se camada de metachert no topo. B) Detalhe da brecha com deposição de psilomelana. C) Afloramento de metachert. Esse material é utilizado para pavimentação de estradas (“cascalho”).

Os BIF's (Figura 6.1 B) encontram-se nas porções mais distais das áreas de ocorrência do metachert e ocorrem sob a forma de lentes ou pequenos corpos. Lentes de BIF's também foram observadas ocorrendo próximo a zonas de cisalhamento, junto a metamafitos cisalhados.

Faz-se a seguir uma descrição dos principais litotipos que compõe essa unidade.

6.3.1 Metachert

Esse litotipo está diretamente ligado aos processos hidrotermais exalativos (Figuras 6.2 A, B e C). Comumente apresenta uma sutil foliação e caracteriza-se pela cor clara e granulação criptocristalina, por vezes tendendo a sacaroidal. De forma não rara, é comum a esse litotipo apresentar dendritos de manganês e em menor escala, psilomelana.

As variedades de metachert estudadas são rochas de predominância monominerálica apresentando textura granoblástica e constituídas por mais de 90% de quartzo em volume, com raríssimos minerais opacos (minerais de manganês e ferro). O quartzo apresenta granulação variando de fina a média, e seus cristais apresentam-se constantemente deformados, exibindo extinção ondulante e presença de grãos e novos grãos. O metamorfismo superimposto a essas rochas é evidenciado pela textura granoblástica poligonal dos cristais de quartzo, que podem ainda apresentar contatos lobados ou menos freqüentemente suturados. O rutilo mostra-se um acessório comum no

metachert, onde ocorre em quantidades subordinadas a 2%.

6.3.2 BIF's

Os BIF's são rochas muito densas, apresentando magnetismo forte, caracterizando-se pelo bandamento composicional proeminente, com intercalação de bandas mais quartzosas e bandas mais ferríferas (Figura 6.1 B). Às vezes apresenta textura sacaroidal fina, com aspecto arenoso ao tato. Nas seções analisadas, essas rochas apresentam textura granoblástica, constituídas por bandas ricas em quartzo, alternadas com bandas ricas em opacos. O quartzo é o mineral mais abundante constituindo cerca 60% a 80% dos minerais em lâmina. O mineral caracteriza-se por cristais incolores apresentando extinção ondulante e granulometria variando de fina a média. Os cristais encontram-se normalmente alongados formando ribbons, embora o contato entre os grãos possa variar de amebóide a interdigitado. Os minerais opacos apresentam granulação entre fina e média e *habitus* anédrico, embora não raramente ocorram seções perfeitamente euédricas. Constituem de 20 a 40% do volume da rocha. Ilmenita e rutilo podem ocorrer subordinadamente como minerais acessórios.

6.4 SISTEMAS DE DIQUES MÁFICOS NE (SDM-NE)

Esse sistema de diques ocorre cortando todo o empilhamento litoestratigráfico até agora descrito. É constituído por uma família de diques gabróicos, parcialmente deformados, metamorfisados em fácies xisto-verde, apresentando direção predominante NE-SW. Os diques possuem espessura variada, que inclui desde trechos mais delgados com 5 ou 10 metros, até porções mais espessas, alcançando mais de 100 metros. Em comprimento, é comum alcançarem algumas dezenas de quilômetros.

No âmbito do Cráton São Francisco Meridional, é possível que esse sistema de diques máficos seja correlacionável ao Sistema de Diques Máficos Timboré, de Carneiro et al. (2006, inédito), cujo local típico ocorre ao norte da Folha Campo Belo (escala 1:100.000), embora ainda não existam dados geoquímicos disponíveis que permitam atestar sua similaridade.

A rocha típica dessa unidade é representada por gabro de aspecto porfirítico caracterizado por fenocristais mais grosseiros de opacos em meio matriz afanítica, com presença de sulfetos disseminados. Caracteristicamente apresenta cor verde-azulada, com elevada densidade, índice de cor melanocrático, magnetismo moderado ou inexistente.

Em seções delgadas, verifica-se que a rocha apresenta textura reliquiar porfirítica, inequigranular e seriada, de granularidade variando de média a grossa. Particularmente, os cristais de plagioclásio, em geral cristais fantasma, sugerem uma cristalização ocorrida de forma contínua e concomitante à cristalização das demais fases minerais. Com frequência, observa-se em lâmina,

cristais anédricos de clinopiroxênio, parcialmente uralitizados (Figura 6.3 A e B), envolvendo total ou parcialmente cristais fantasma de plagioclásio, configurando assim texturas ofítica e subofítica reliquiares.

O plagioclásio, o clinopiroxênio e minerais opacos, apresentam *habitus* tendendo a anédrico, com aspecto estilizado ou corroído nas bordas, não raramente com textura esqueletiforme. Feixes de actinolita fibrosa formam-se preferencialmente nas bordas dos cristais de clinopiroxênio e adentram juntamente com clorita e epídoto os domínios das demais fases minerais das lâminas, configurando uma textura decussada a granonematoblástica.

O plagioclásio (An 65-70) é o mineral mais abundante da rocha, podendo alcançar 45% dos minerais na lâmina. Apesar da intensa saussuritização, não raramente exibe característica geminação polissintética e apresenta uma ampla variação de granularidade, variando desde grandes cristais tabulares, euédricos a subédricos, até cristais finos e médios, com *habitus* tendendo a subédrico e anédrico.

O clinopiroxênio, de forma geral, está presente em proporções variando de 20 a 30% dos minerais nas lâminas analisadas. O mineral apresenta-se como cristais anédricos ou raramente subédricos, de granulação média a grossa, cor castanho pálido, e cores vivas de interferência que alcançam o início da segunda ordem. Com frequência, encontram-se parcialmente substituídos por actinolita, que muitas vezes constituem feixes aciculares nas bordas dos prismas. A actinolita compreende cerca de 15% da composição modal das lâminas. Esse anfibólio caracteriza-se por ser incolor ou levemente esverdeado, por apresentar extinção oblíqua e cores de interferência muito vivas, que chegam à metade da 2ª ordem.

A titanita está presente na rocha na proporção de aproximadamente 10% dos minerais na lâmina. Os cristais maiores, que chegam a apresentar granularidade média, tendem a *habitus* subédrico e apresentam-se totalmente alterados em leucóxênio, que muitas vezes, substitui a estrutura da titanita mantendo o *habitus* do mineral original. Uma segunda geração de titanita parece estar presente e forma-se partir da alteração de titanomagnetitas, em volta das quais ocorre como um aglomerado amorfo ou forma pequeníssimos cristais euédricos. Quanto aos minerais opacos, nota-se que os cristais maiores, possivelmente titanomagnetitas, são anédricos e normalmente apresentam estrutura esqueletiforme, com gretas de corrosão e embaiamento. Os sulfetos em geral são menores e apresentam *habitus* euédrico.

A apatita constitui aglomerados de cristais perfeitamente hexagonais, relevo alto e baixa birrefringência. Apresenta uma composição modal inferior a 3% nas lâminas analisadas.

Os minerais do grupo do epídoto (epídoto s.s., zoisita e allanita) ocorrem em quantidades

subordinadas aos demais minerais da lâmina. À exceção da allanita, os epídoto ocorrem substituindo parcial ou totalmente a estrutura cristalina de cristais de plagioclásio. Suas principais características são o relevo alto, as cores de interferência vivas (no caso dos epídotos ss) ou no tom anômalo azul de Berlim (zoisita e clinozoisita), podendo ainda constituir cristais metamícticos, como ocorre com alguns grãos de allanita presentes na borda ou dentro de cristais de piroxênio. Além desses, a muscovita também ocorre na lâmina e participa da substituição dos cristais de plagioclásio na saussuritização e sericitização dos mesmos.

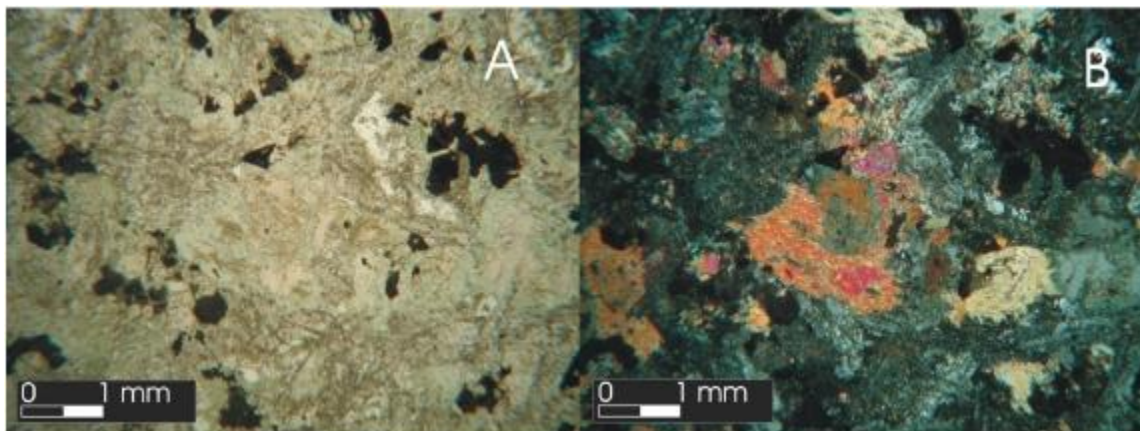


Figura 6.3 – A) Seção de gabro típico do SDM-NE (objetiva: 1.6x; pol. //). B) Vista anterior com luz polarizada. Observa-se vestígios de textura subofítica, superimosta por avançado metamorfismo de baixo grau (objetiva:1.6x; pol. X).

A clorita também está presente na rocha e ocorre formando massas anédricas esverdeadas, exibindo cores de interferência anômalas cinza-azuladas, comumente substituindo cristais de plagioclásio e clinopiroxênio. O quartzo ocorre em algumas lâminas como agregados poligonalizados, mas de modo geral não excedem 5%.

6.5 SISTEMA DE DIQUES MÁFICOS NW (SDM-NW)

Essa família de diques máficos corresponde a uma unidade máfico-fissural aparentemente mais jovem que a anterior. Embora tenha verificado sua ocorrência em áreas adjacentes, na área mapeada essa unidade é composta unicamente por um dique de direção NW-SE, que ocorre truncando a unidade anterior, o SDM-NE.

O dique em questão apresenta cerca 9 ou 10 km de comprimento e largura variável entre 20 e 100 metros. Essa unidade está possivelmente associável ao Sistema de Diques Máficos Lençóis, de Carneiro et al. (2006, inédito), que ocorre desde ao sul da região de Campo Belo, se entendendo por grande parte do CSFM.

A rocha típica dessa unidade na área estudada é um olivina gabro, de granularidade média a grossa, porfírico, índice de cor melanocrático a mesocrático e densidade elevada.

Microscopicamente a rocha é holocristalina, apresenta granulação fina a grossa, com textura inequigranular seriada, porções ofíticas/subofíticas e intergranulares (Figura 6.4 A, B C e D). As texturas ofítica e subofítica são bastante freqüentes, e ocorrem entre cristais de plagioclásio que são envolvidos, total ou parcialmente, tanto por cristais de clinopiroxênio quanto por cristais de olivina. Da mesma forma, uma geração de cristais de olivina e plagioclásio, foi cristalizada no espaço entre ripas de plagioclásio anteriormente formadas, constituindo assim a textura intergranular.

O plagioclásio (An 70-85) compreende cerca de 60% do volume dos minerais nas lâminas analisadas. Ocorrem sob a forma de cristais tabulares, subédricos, exibindo típica geminação polissintética, em uma escala de granulação contínua, de fina a grossa.

O clinopiroxênio representa de 20 a 25% do volume da rocha. O mineral é representado por cristais anédricos de granularidade média a grossa e clivagem prismática característica, apresentando nas seções basais duas direções em ângulos retos. As principais características ópticas desse clinopiroxênio residem em sua cor castanha-rosada pálida, em sua extinção oblíqua, em seu relevo moderado a alto - intermediário nas lâminas entre o relevo do plagioclásio e da olivina – e na birrefringência moderada a alta, chegando suas cores de interferência à metade da 2º ordem.

Constituindo de 12 a 15% em volume das lâminas estudadas, a olivina ocorre como cristais de granularidade média, cujos *habitus* variam desde cristais anédricos até cristais com seções perfeitamente hexagonais (Figura 6.4 A e B). Esse mineral caracteriza-se por seu relevo alto, pela birrefringência elevada com seções exibindo cores de interferência muito vivas e pelo padrão randômico de fraturamento, onde as fraturas encontram-se preenchidas por opacos (possivelmente magnetita) e/ou iddingsita.

Quando em contato com plagioclásio, ocorre a formação de delgadas bordas quelifíticas, constituídas por um agregado poliminerálico, formado provavelmente por clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio e espinélio. Na lâmina 54GH73, pelo menos um cristal de olivina encontra-se inclusa em cristal de clinopiroxênio.

Os minerais opacos ocorrem em quantidades inferiores a 5% e são representados principalmente pela magnetita, embora iddingsita possa ocorrer preenchendo fraturas nas olivinas, como já mencionado. Os cristais de magnetita apresentam *habitus* variando de subédrico a anédrico e granularidade entre fina a média. Quando inclusos nas olivinas, dispõem-se formando agregados minerálicos de granulação fina, estando esses agregados, por vezes a substituir completamente os cristais de olivina. A iddingsita apresenta agregados amorfos, de cor alaranjada em função da presença dos hidróxidos de ferro, caracterizando-se pela propriedade de não se extinguir em posição alguma da lâmina.

A titanita encontra-se em quantidades inferiores a 5%. Esse mineral é representado por cristais anédricos a subédricos de granularidade média, onde as poucas seções encontram-se totalmente alteradas em leucoxênio.

A apatita aparece nessa rocha em quantidades traço, e nas lâminas analisadas ocorre como cristais euédricos, em sua maioria, perfeitamente hexagonais, com relevo intermediário e baixíssima birrefringência. Sericita e epídoto ocorrem como alteração dos cristais de plagioclásio, em pequenas quantidades, já que as amostras encontram-se bastante preservadas.

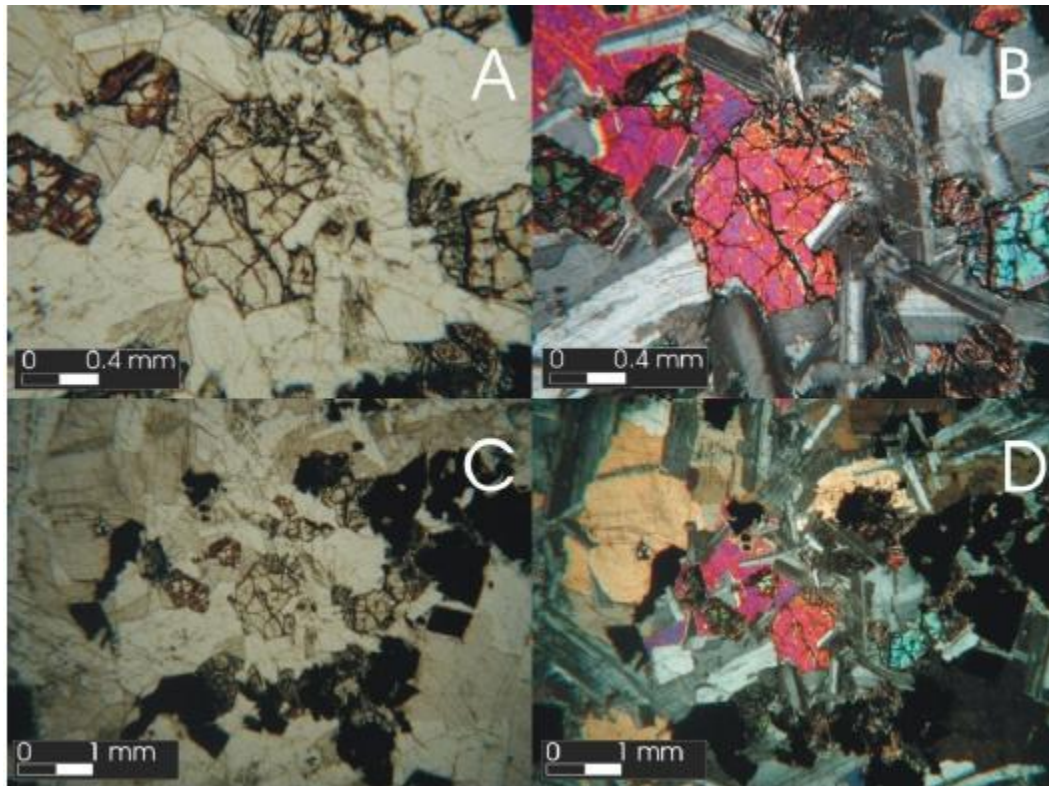


Figura 6.4 – A) Cristal euédrico de olivina em olivina gabro obtido no ponto 54GG20 (objetiva: 5x; pol.: //). B) Vista anterior com luz polarizada, notando-se cristal de plagioclásio parcialmente incluído. C) Mesma seção anterior com aumento reduzido (objetiva: 1.6x) e polarizador descruzado. D) Fotomicrografia anterior vista luz polarizada. Nota-se a variação de textura ofítica a subofítica (objetiva: 1.6x; pol.: X).

6.6 UNIDADE GRANÍTICA

Essa unidade compreende rochas jovens, indeformadas, representadas na área por um granito a duas micas com granada e por um granito rosa, ambos de pequena expressão e distribuição geográfica denominados nesse trabalho respectivamente Granito Córrego do Peixoto e Granito Mata Virgem.

O Granito Córrego do Peixoto ocorre como um plúton de pequenas dimensões localizado ao sul da área mapeada, e ocorre cortando a Unidade Metassedimentar, a Unidade Metamáfica e o Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso.

O Granito Mata Virgem restringe-se ao leste da área mapeada e apresenta-se sob a forma de pequenos diques. A ocorrência dessas rochas na área estudada é bastante limitada e não foram encontrados outros corpos dentro dos limites mapeados, a fim de que se pudesse extrair melhores informações quanto sua continuidade e distribuição.

6.6.1 Granito Córrego do Peixoto

O Granito Córrego do Peixoto é uma rocha isótropa, porfírica de granularidade grossa, caracterizada pela presença de fenocristais de granada distribuídos em matriz fanerítica de granularidade média. Apresenta cor cinza azulada, índice de cor leucocrático e ausência de magnetismo. Em lâmina delgada, a rocha apresenta caráter holocristalino inequigranular porfírico, caracterizado por um arranjo poliminerálico, constituído por cristais anédricos, de granularidade variando de média a grossa, onde se despontam fenocristais anédricos de granada, de granulação muito grossa. É comum a presença de textura porfiróide, caracterizada por fenocristais de k-feldspato euédricos a subédricos (Figura 6.5 A), mergulhados em matriz mais fina composta por cristais de k-feldspato e plagioclásio. Em alguns cristais, embora de maneira rara, é possível observar contatos intergranulares serrilhados, gerando a textura consertal.

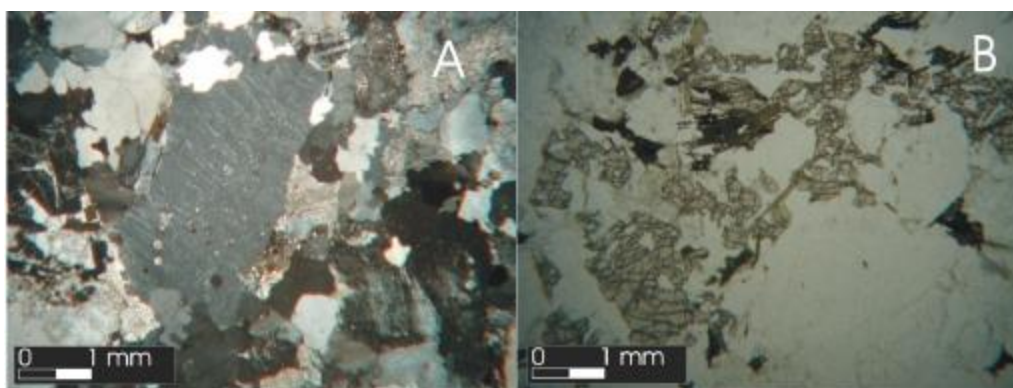


Figura 6.5 – A) Detalhe de textura porfiróide com k-feldspato pertítico (objetiva 1.6x; pol. X). B) Fenocristais de granada configurando a textura porfirítica (objetiva 1.6x; pol. //).

Compreendendo cerca de 47% dos minerais em lâmina, o feldspato alcalino ocorre como cristais granulares anédricos, raramente maclados (macla de Carlsbad ou tartan, no caso da microclina), diferenciando-se do plagioclásio pelo relevo ligeiramente menor e por este apresentar aspecto turvo. Com frequência, ocorrem cristais perthíticos e de forma menos comum, intercrescimento micrográfico e granofírico. No contato com o plagioclásio, ocorre exsolução de quartzo, que configura a textura mirmequítica.

O quartzo compreende 23% da rocha e seus cristais se caracterizam pelo *habitus* granular

anédrico de aspecto límpido, apresentando algum indício de recristalização como cristais ligeiramente deformados e extinção ondulante.

Ocorrendo em quantidades subordinadas aos demais feldspatos, o plagioclásio (An 07-25) compreende cerca de 22% dos minerais nas lâminas estudadas. A geminação polissintética segundo as leis da Albita e Periclina são freqüentes, e às vezes encontram-se bem preservadas até mesmo nos cristais mais saussuritizados. A antipertita e a textura mirmequítica são estruturas típicas e ocorrem com relativa freqüência.

A granada ocorre como mineral varietal como fenocristais porfiríticos (Figura 6.5 B). Os cristais caracterizam-se por seu relevo muito alto, cor rosada, caráter isotrópico e apresentam proeminente sistema de faturamento, através do qual observa-se um processo de alteração em clorita, bastante insípiente. A granada ocorre em quantidades subordinadas a 5%.

A biotita representa cerca de 3% dos minerais em lâmina. Esse mineral que apresenta-se como palhetas alongadas de granularidade média, exibe forte pleocroísmo nos tons verde escuro a castanho esverdeado claro, apresentando a extinção “olho-de-pássaro” como importante propriedade diagnóstica.

A muscovita ocorre como alteração dos feldspatos, geradas no processo de saussuritização e sericitização ou como mineral varietal. Quando gerada nos processos de alteração do plagioclásio, ocorre como delgadíssimas palhetas dispersas, como produto dessa alteração, juntamente com epidoto. A muscovita de origem ígnea é bastante rara nessas rochas e ocorre como aglomerados de cristais planares, de granulação média, ocupando o espaço intersticial de outros minerais. Esses filossilicatos distinguem-se por serem incolores, pela birrefringência elevada e pela extinção “olho-de-pássaro”.

O zircão ocorre em quantidades traço como mineral acessório no interior de feldspatos ou mais comumente nas biotitas, onde produzem halos pleocróicos. O mineral representa-se por cristais que variam de granulares anédricos até exemplares perfeitamente prismáticos e euédricos, destacando-se por seu relevo alto e birrefringência altíssima. Não raramente ocorrem cristais metamíticos, que são cristais que se tornaram isotropizados em função de sua própria emissão radiativa.

A turmalina é um mineral extremamente raro nessa rocha e se formou provavelmente através da turmalinização de biotitas. Caracteriza-se pelas seções triangulares, cor verde azulada, relevo moderado, birrefringência elevada e sinal uniaxial (-).

6.6.2 Granito Mata Virgem

O Granito Mata Virgem apresenta-se como uma rocha leucocrática, isótropa e fanerítica, exibindo textura granular média e cor característica rosa. Esse granito microscopicamente exibe

caráter holocristalino, com arranjo equiigranular anédrico de granulação grossa, com raros contatos serrilhados que imprimem à rocha textura consertal.

O plagioclásio (An 05-20) é o mineral mais abundante, equivalendo a 40% dos minerais da rocha. Encontra-se comumente maclado segundo as leis da Albita e Periclina. Alguns poucos cristais, no contato com k-feldspato, podem apresentar intercrescimento com quartzo, gerando assim a textura mirmequítica.

O k-feldspato compreende 32% dos minerais em lâmina. Frequentemente pertítico, o mineral apresenta aspecto turvo em função da alteração intempérica. Raramente os cristais são maclados, diferenciando-se do plagioclásio pelo relevo ligeiramente menor.

O quartzo representa 25% da rocha e ocorre de forma disseminada pela superfície da lâmina. Os cristais apresentam aspecto límpido e em alguns locais da lâmina exibem fraca extinção ondulante.

A biotita ocorre em quantidades subordinadas a 3% e apresenta-se como cristais lamelares de granularidade fina, com forte pleocroísmo nas cores castanho-avermelhado clara e castanho clara. Apresentam, em alguns pontos, alteração para clorita e traços de leucoxênio. O zircão ocorre como cristais granulares e prismáticos, de granulação fina, relevo alto e birrefringência elevada. Quando incluso em biotitas, frequentemente promove a formação de halos pleocróicos.

6.7 UNIDADE MÁFICA TARDIA

Possivelmente é a unidade mais jovem da área. Ocorre restrita a poucos locais na região mapeada, aflorando em pequenos diques não mapeáveis em escala 1:10.000.

Semelhante ao Diabásio Santa Cruz de Carneiro (1992), o litotipo típico dessa unidade é um diabásio de cor cinza clara, afanítico, denso apresentando magnetismo variando de fraco a moderado. Embora escassa em termos de área e volume, nos poucos afloramentos onde essa rocha foi encontrada, foi possível obter amostras com porções exibindo vesículas e textura fluidal a traquítica.

Em escala microscópica esse diabásio é uma rocha hipocristalina, inequiigranular hiatal com tendência porfirítica com matriz apresentando texturas orientadas variando de traquítica a fluidal (Figura 6.6 A e B), sendo a rocha composta por cerca de 65% de plagioclásio (An 55-75). Quando constituindo a matriz, esse mineral configura texturas variando de traquítica a fluidal. Quando representado por fenocristais, ocorre como cristais porfiríticos isolados, de granulação média, como agregados glomerofíricos porfiríticos a plagioclásio ou poliminerálicos constituídos por plagioclásio e piroxênio. Uma característica dos fenocristais de plagioclásio é que apresentam tendências mais anédricas e com certa frequência encontram-se zonados (Figura 6.6 B), possivelmente em decorrência de um resfriamento rápido sofrido pela rocha em condições subvulcânicas. Nos núcleos poliminerálicos, a associação com piroxênios, com frequência, proporciona o aparecimento da textura

intergranular, caracterizada pela cristalização de piroxênios entre ripas de plagioclásio. Na matriz, o mineral comumente apresenta geminação polissintética e ocorre sob a forma de ripas subédricas a euédricas. É possível observar que o resfriamento rápido possibilitou a formação de vidro ao redor e entre ripas de plagioclásio, proporcionando em alguns pontos da matriz, a textura variando de intersectal a hialopílica. Apresentam como propriedades diagnósticas extinção oblíqua, cores de interferência que alcançam o laranja de segunda ordem e maclas de contato.

O clinopiroxênio compreende cerca de 15% dos minerais nas lâminas observadas e é representado por cristais incolores anédricos e subédricos de granularidade fina, por vezes encontrando-se substituídos por anfibólio. Quando em processo de pseudomorfose para actinolita, esse mineral tem sua birrefringência aumentada e conseqüentemente exibe cores mais vivas de interferência. A actinolita apresenta *habitus* acicular ou ocorre como pseudomorfo do clinopiroxênio. O mineral é incolor, apresenta extinção oblíqua, birrefringência moderada e não raramente geminação lamelar.

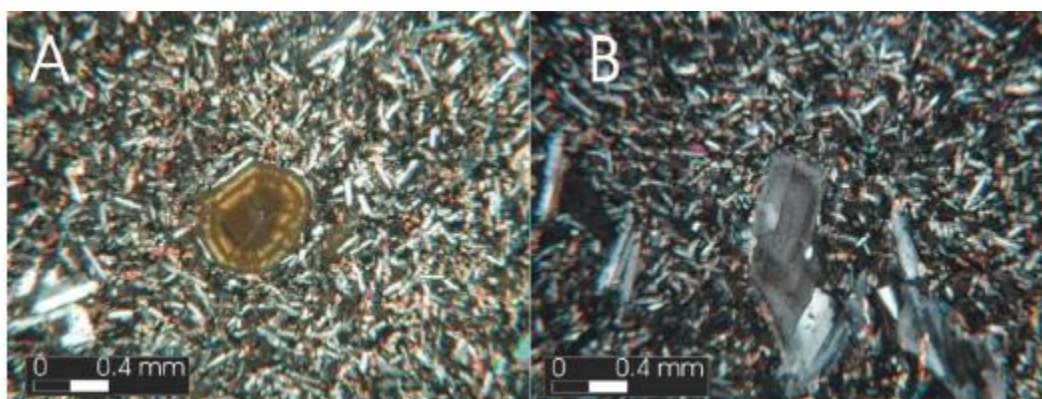


Figura 6.6 – A) Lâmina obtida em amostra do ponto 54HG50. A fotomicrografia mostra amídala preenchida por minerais hidrotermais concêntricos dispostos em matriz ligeiramente fluidal, constituída por micrólitons orientados de plagioclásio (objetiva: 5x; pol. X). B) Seção com textura hialal porfirítica constituída por fenocristal de plagioclásio zonado (objetiva: 5x; pol. X).

Pelo menos cerca de 5% de vidro está presente nas lâminas analisadas. Esse material constitui massas castanhas e isótropas, dispersas no interior de vesículas ou presentes na matriz, onde ocorre envolvendo alguns pequenos micrólitons, em porções isoladas da lâmina. As vesículas ocorrem em quantidades equivalentes do vidro total na lâmina analisada (*e.g.* lâmina 54HG50) e apresentam-se como núcleos amigdalóides, de granularidade variando entre fina e média, exibindo zoneamento concêntrico de cores em seu interior que vai do castanho ao alaranjado. Esse zoneamento possivelmente é decorrente de uma alteração do material no interior das amídalas (possivelmente vidro e minerais hidrotermais), que ocorreu de forma diferenciada, gerando uma associação de hidróxidos de ferro, clorita e diversos outros minerais de baixa temperatura, em camadas circuncêntricas.

Os minerais opacos compreendem cerca de 10% do volume de minerais nas lâminas estudadas

e se distribuem de forma homogênea pelas seções, sob a forma de cristais de granularidade fina, subédricos a anédricos. A clorita é mais rara nas seções analisadas e ocorre como mineral secundário, formado provavelmente às custas do vidro. Ocorre como pequenos agregados anédricos de cor verde em porções isoladas da lâmina.

6.8 METAMORFISMO

As unidades apresentadas no presente capítulo constituem fases de uma atividade termal sin a pós-tectônica com relação ao evento metamórfico-deformacional de alto grau que retrabalhou a crosta sílica pré-existente e metamorfoisou as unidades Metamáfica, Metassedimentar e o Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso.

A Unidade Máfica, possivelmente registra uma fase de atividade deformacional tardia, observada na região, a qual associa-se à instalação de zonas de cisalhamento. Posteriormente, os sistemas de falhas formados nessa fase, permitiram a instalação notável atividade hidrotermal, a qual impôs-se em parte à Unidade Metamáfica e depositou a Unidade Vulcano-Exalativa. A intensa mobilização de fluídos associados a essa atividade hidrotermal, teria em parte, favorecido os episódios metassomáticos localizados observados no CAIRM e a mobilização de elementos, como será discutido no capítulo seguinte – Litogeoquímica. Aparentemente, a instalação desses sistemas de falhas tardias também atuou na deformação localizada do sistema de Sistema de Diques Máficos NE (SDM-NE), que nesse contexto, registra os episódios de baixo grau ocorridos após os picos do metamorfismo regional de fácies anfíbolito a anfíbolito superior, como indica a paragênese clinopiroxênio ± plagioclásio ± actinolita ± clorita ± epídoto ± titanita ± muscovita que caracteriza essa unidade.

As demais unidades possivelmente são posteriores aos eventos metamórficos e deformacionais observados em escala regional e quando muito, apresentam fracos e localizados indícios de transformações metamórficas de baixo grau ou eventuais transformações intempéricas.

CAPÍTULO 7

LITOGEOQUÍMICA

7.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Com o objetivo de avaliar possíveis relações cogenéticas entre os metamafitos e mafitos presentes na região de Itaguara - Rio Manso mediante suas características litogeoquímicas, dois grandes grupos distintos de rochas constituem os alvos de interesse desse trabalho.

O primeiro grupo compreende os metamafitos pertencentes à Unidade Metamáfica do Supergrupo Rio das Velhas. O segundo grupo é compreendido pelos metamafitos e metaultramafitos pertencentes ao Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso. Ressalta-se que no intuito de se investigar as semelhanças entre as assinaturas litogeoquímicas de ambos os grupos de rochas, indiferente do seu grau de diferenciação, a título de comparação, as amostras provenientes dos estratos gabríticos presentes nas unidades cíclicas do Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso, foram estudadas conjuntamente, tanto com as metaultramáficas dessa unidade, quanto com as amostras da Unidade Metamáfica, do Supergrupo Rio das Velhas.

Para tanto, optou-se em um primeiro momento por se estudar cada grupo individualmente, particularizando as características geoquímicas de seus litotipos constituintes, conforme será abordado neste e nos capítulos 8 e 9. Por fim, com as informações geradas no cruzamento desses dados, no Capítulo 10 – Evolução Tectônica, serão apresentadas interpretações petrogenéticas e suas possíveis ambiências tectônicas.

7.2 MOBILIDADE DOS ELEMENTOS

Um grande problema do estudo de rochas muito antigas, arqueanas ou paleoproterozóicas, são as diversas transformações químicas que sofreram desde sua origem, sendo que muitas das quais passaram por esses processos logo nos primeiros momentos de sua colocação na crosta através, por exemplo, da espilitização, no contato com a água do mar.

A avaliação macroscópica e escolha das melhores amostras, baseada na presença de mineralogia e estruturas magmáticas preservadas, nem sempre constitui um procedimento seguro, quanto à garantia dessas amostras não terem sido afetadas por processos secundários de transformações químicas (Beswick 1982, Arndt et al. 1997).

Como já discutido, os litotipos que compõem as duas unidades estudadas apresentam paragêneses metamórficas que variam de fácies xisto-verde a anfíbolito superior. Durante a lixiviação promovida pelos processos intempéricos, os elementos de raio iônico intermediário (Al, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ga, Y, Zr, Nb, REE (exceto La), Hf, Ta e Th) tendem a se manter imóveis. Nas reações de

hidratação, como aquelas, ocorridas durante o metamorfismo de fácies xisto-verde a fácies anfibolito, ou ainda durante grandes eventos de atividade hidrotermal, os elementos de baixo potencial iônico (Mg, K, Na, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Cs, Ba, La, Yb e Lu) e alto potencial iônico (Si, B, P, C, S) podem ser removidos do sistema por fluidos percolantes ou incorporados a partir de suas encaixantes através de processos metassomáticos (Winchester 1984, Winchester & Max, 1984). Na maioria das vezes, esses processos apresentam um íntimo controle estrutural, estando costumeiramente associados a zonas de cisalhamento (Winchester 1984 e Winchester & Marx 1984), em regiões tectonicamente ativas.

Esse processo parece ser semelhante ao que atingiu pelo menos em uma fase de metamorfismo, as rochas da Unidade Metamáfica e do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso ou ainda semelhante aos processos que ocorreram em fases posteriores, onde imperou intensa atividade hidrotermal, responsável por promover o retrometamorfismo dessas rochas e ainda atingir de forma mais moderada, as rochas de alguns dos sistemas de diques máficos encontrados na região.

Durante o metamorfismo de fácies anfibolito, a remoção dos elementos em meio aquoso, principalmente aqueles de alto potencial iônico, pode ocorrer a partir da solubilização de determinados elementos sob elevadas temperaturas, promovendo a eventual formação de complexos iônicos (Winchester & Marx 1984).

Dentre as rochas estudadas, as rochas do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, seriam as mais propensas a apresentar uma assinatura litogeoquímica de alguma forma afetada por processos similares, como será mostrado a seguir. Esses processos teriam ocorrido durante as fases metamórficas de temperatura e pressões mais elevadas, pois como se verifica nas descrições petrográficas dessas rochas, transformações químico-mineralógicas evidenciam que as mesmas foram afetadas por metamorfismo de fácies anfibolito superior, com posterior reequilíbrio em fácies de graus metamórficos mais baixos, com superimposição ou não, de alteração intempérica.

Particularmente, essas informações nos levam a indagar se os metaultramafitos do CAIRM, não teriam sofrido processos de perda ou ganho de massa, como indica a intensa serpentinização e talcificação dos níveis peridotíticos, a geração de Ca-anfibólios a partir de clinopiroxênio ou o sobrecrescimento em cristais de espinélio, uma vez que elementos como K, Na, Si, Ca e Mg seriam facilmente mobilizados em processos como os que afetaram essas rochas (Condie 1982). A formação de minerais hidratados no decorrer do metamorfismo, muitas vezes remete, além da mobilização química de determinados elementos em escala de corpo, a uma possível incorporação de elementos ocorrida a partir das encaixantes ou a um enriquecimento originado pela percolação de fluidos saturados em determinados sais, durante os processos metamórficos envolvendo fase fluida. Por exemplo, Winchester (1984) estudando um caso particular, utilizou um critério para avaliação de mobilidade química, baseado nos teores relativos de K_2O e Rb. Segundo o critério utilizado pelo autor, teores acima de 2% de K_2O ou com mais de 50 ppm de Rb, seriam indicadores de que essas rochas

pudessem ter sofrido intensa mobilidade química se comparadas ao seu protólito. Amostras com teores entre 1% e 2%, indicariam que o protólito teria sofrido alguma mobilidade química e as amostras com teores abaixo de 1%, seriam as que apresentariam a assinatura litogeoquímica melhor preservadas em relação à fonte, ou refletiriam com maior fidedignidade as características originais do protólito.

No caso das rochas estudadas, foram gerados diagramas bivariantes de razões de proporções moleculares (MPR; Figuras 7.1, 7.2), segundo a proposta de Beswick & Soucie (1978) e Beswick (1982), que analisou a mobilidade geoquímica decorrente principalmente de processos metassomáticos em *greenstone belts* arqueanos. De acordo essa metodologia, óxidos como Fe_2O_3 , MgO , e SiO_2 , que participam efetivamente nos processos de fracionamento de magmas máficos e ultramáficos, são normalizados por óxidos incompatíveis em magmas dessa natureza, que também apresentam a propriedade de serem mobilizados quando submetidos a processos metamórficos/metassomáticos. Dessa forma, o conjunto de amostras cujas tendências obedecem alguma regularidade e boa correlação, podem estar resguardando muitas das características do seu protólito ou ainda representar processos magmáticos. Por outro lado, os diagramas que exibem uma dispersão de pontos, principalmente, quando ocorre uma tendência que se abre em leque a partir da origem, indicam a sobreposição de transformações químicas posteriores, denotando assinaturas geoquímicas mais distantes entre o protólito e a rocha atual. Algumas possibilidades podem ocorrer durante a análise dos diagramas, como por exemplo, o normalizador ser móvel, um dos óxidos normalizados ser móvel, os três óxidos serem móveis ou os três óxidos serem imóveis.

Foram testados alguns diagramas tentando uma correlação entre óxidos de elementos relativamente imóveis com óxidos de elementos móveis. No caso das amostras pertencentes à Unidade Metamáfica (Figura 7.1), o diagrama de FM (somatório $\text{FeO} + \text{MgO}$) versus SiO_2 , ambos normalizados por TiO_2 , apresentou tendência bem definida.

Nesse caso, como TiO_2 é pouco móvel e o somatório FM se comporta igualmente como um óxido de baixa mobilidade, o SiO_2 denota ter sido relativamente mobilizado. Substituindo SiO_2 por FeO e FM por MgO observa-se um diagrama exibindo tendência com ligeira dispersão. Nesse caso, se o FeO é pouco móvel e o TiO_2 apresenta mobilidade relativa baixa, a dispersão deve estar associada a mobilidade do MgO .

A mobilidade do MgO fica perfeitamente evidenciada no diagrama FM versus MgO normalizado por CaO . Nesse diagrama que ilustra a situação em que um dos óxidos normalizados (no caso MgO) é móvel, observa-se uma inflexão na tendência, mostrando uma mobilização simultânea do MgO com CaO com incremento nos valores de FM.

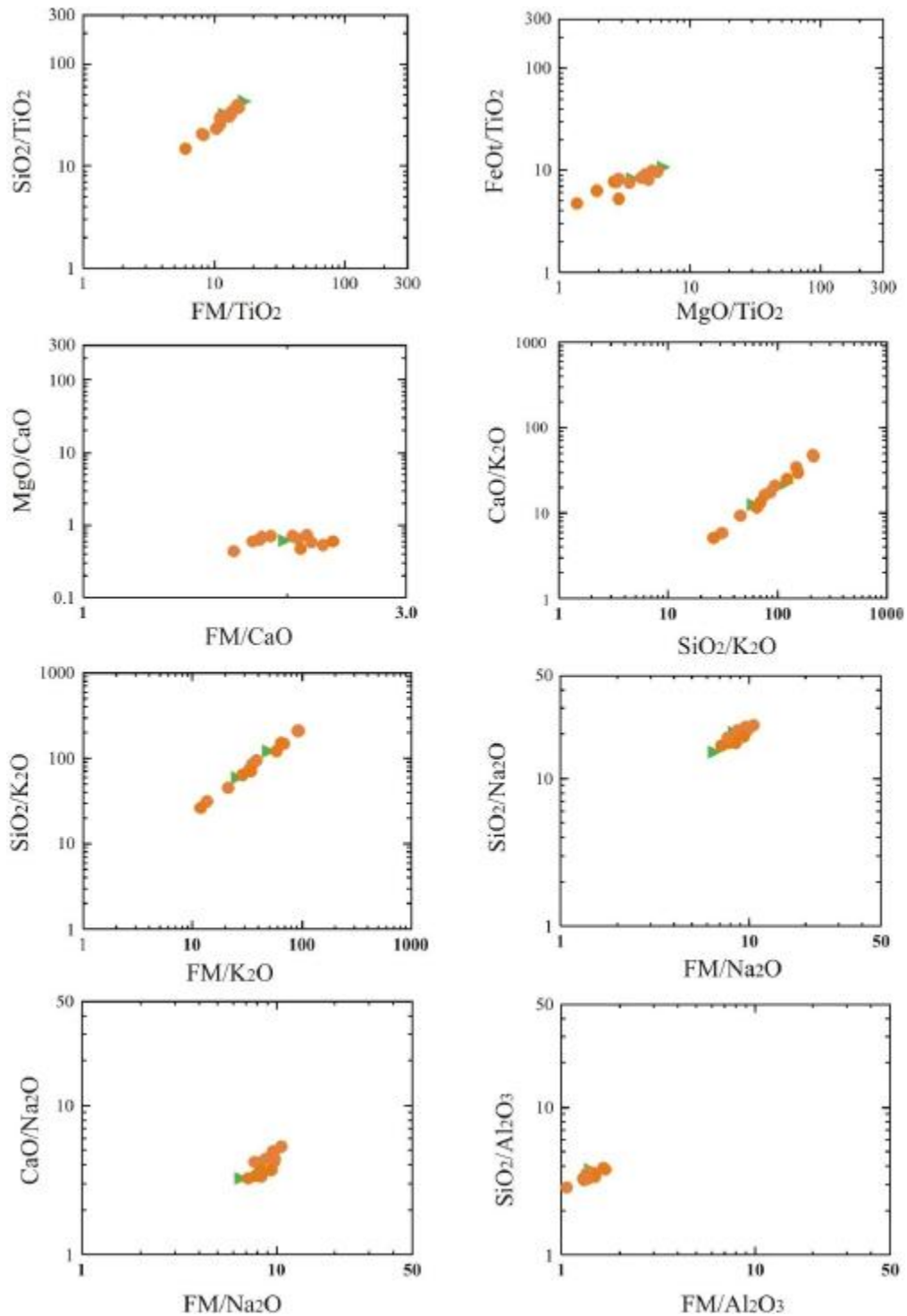


Figura 7.1 - Diagramas de razões de proporções moleculares de Beswick & Soucie (1978) e Beswick (1982). Círculos alaranjados: metamafitos da Unidade Metamáfica. Triângulos verdes: metamafitos do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso.

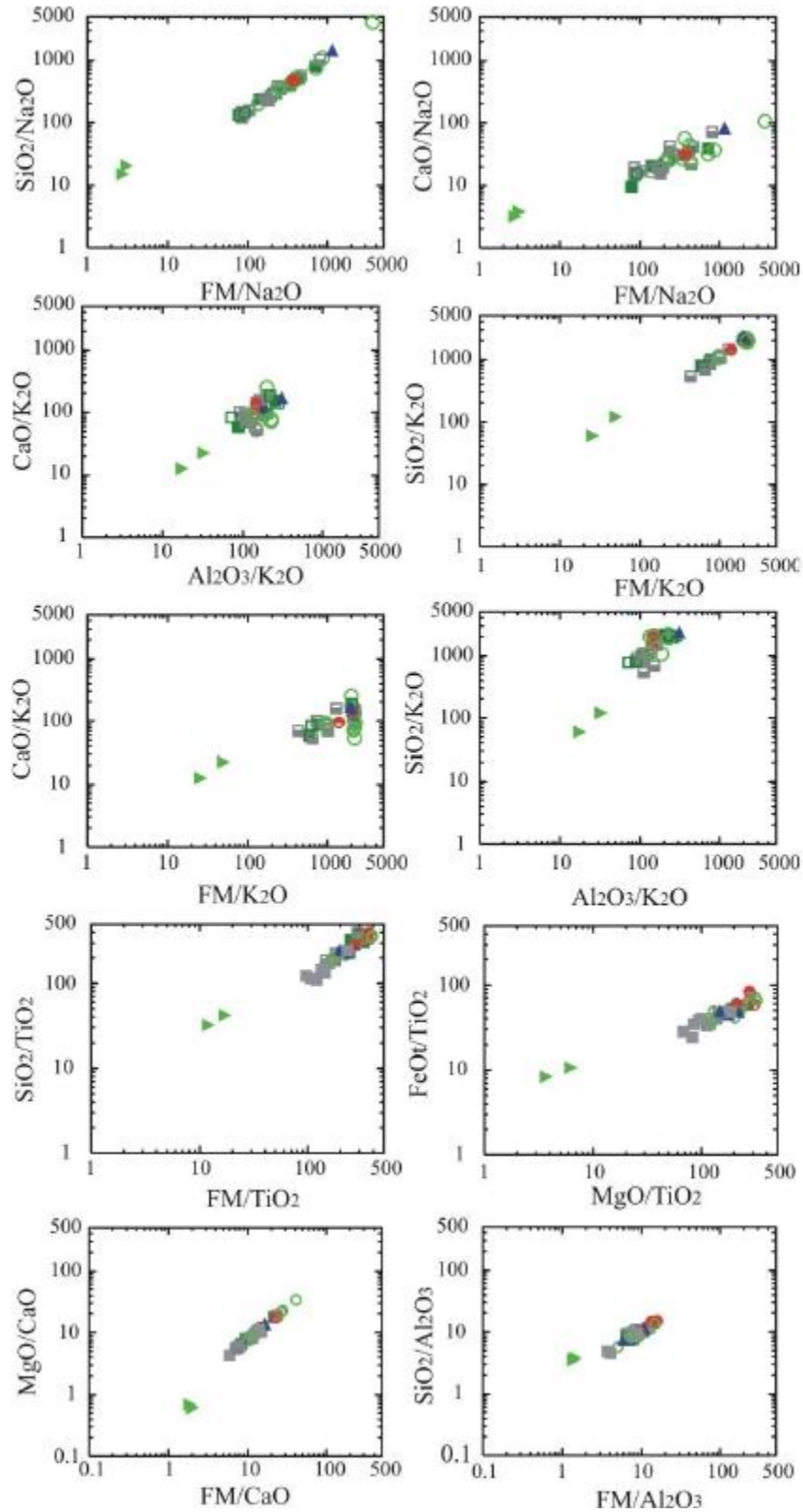


Figura. 7.2 - Diagramas de razões de proporções moleculares (MPR) de Beswick & Soucie (1978) e Beswick (1982), para as rochas do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso. Triângulos verdes: metamáficas. Outros símbolos: metaultramafitos indiferenciados.

A mobilidade do CaO foi atestada em alguns diagramas onde foi utilizado como óxido

normalizado ao invés de normalizador. Aqui apresentamos o diagrama SiO_2 versus CaO normalizado por K_2O , que ilustra a situação em que os três óxidos são móveis ou relativamente móveis, gerando nesse caso uma tendência bem definida pela mobilização concomitante do K_2O , do CaO e em menor escala, do SiO_2 .

Tendência semelhante é apresentada pelo grupo de amostras ao substituir o CaO por FM no diagrama FM versus SiO_2 normalizado por K_2O , onde percebe-se a mobilidade concomitante do K_2O e do SiO_2 . Com relação ao Na_2O , a mobilidade desse óxido não é muito clara ou foi de pequena expressão nos diagramas testados. No diagrama FM versus SiO_2 normalizado por Na_2O , observa-se uma tendência relativamente retilínea, mostrando que esse óxido pode ter sido pouco mobilizado juntamente com SiO_2 . Por outro lado, substituindo SiO_2 por CaO , observa-se uma forte dispersão gerada no diagrama, em decorrência, possivelmente da forte mobilidade do CaO . Já o diagrama FM versus SiO_2 normalizado por Al_2O_3 apresenta tendência sugestivamente definida do grupo de amostras. Esse diagrama ilustra o caso em que apenas um dos elementos foi relativamente pouco mobilizado ou apresenta maior susceptibilidade à mobilização, nesse caso em específico, representado pelo SiO_2 .

Quanto às rochas do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso (Figura 7.2), observam-se tendências bastante marcadas. Dentre essas, destacam-se as tendências geradas nos diagramas FM versus SiO_2 normalizado por Na_2O , FM versus SiO_2 normalizado por K_2O , FM versus MgO normalizado por CaO . Esses diagramas ilustram uma situação em que pelo menos dois óxidos são móveis ou relativamente móveis, destacando-se nesse caso, a significativa mobilidade do K_2O , do Na_2O e do CaO . A mobilidade do CaO nas amostras do CAIRM, pode também ser constatada nos diagramas FM versus CaO normalizado por Na_2O , FM versus CaO normalizado por K_2O e Al_2O_3 versus CaO normalizado por K_2O os quais exibem forte dispersão em leque com relação à origem. O diagrama Al_2O_3 versus SiO_2 normalizado por K_2O , igualmente, apresenta dispersão em leque e sugere que ou Al_2O_3 ou SiO_2 podem ter sofrido mobilizações consideráveis durante o metamorfismo. No entanto, analisando os diagrama FM versus SiO_2 normalizado por Al_2O_3 , e FM versus SiO_2 normalizado por TiO_2 , percebe-se tendências retilíneas, bem definidas. Nesses diagramas, se o SiO_2 desponta-se como o óxido mais susceptível à mobilidade, é possível que durante o metamorfismo essa mobilidade tenha sido pouco considerável, porém algo mais significativo que o Al_2O_3 .

De fato, algumas dessas amostras encontram-se afetadas por processos de serpentinização e talcificação bastante avançados. Para Arndt (1994), a alteração da olivina controla a mobilidade de diversos elementos, motivo que explicaria porque o mesmo não ocorre com as amostras da Unidade Metamáfica, que seriam rochas em que as quantidades modais desse mineral, no protólito, seriam menos expressivas. Esses metamafitos, embora mineralogicamente nada ou muito pouco resguardem da paragéneses do seu protólito, apresentam padrões geoquímicos bastante condizentes com esse tipo

de rocha. Já as amostras do CAIRM, apresentam um enriquecimento anômalo em REE, conforme será apresentado no Capítulo 9 – Litogeoquímica do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, constituindo um fato pouco comum para rochas dessa natureza, mas que encontra similares em outras ocorrências no Brasil (Candia 1982, Szabó 1996, Pinheiro 1998, Zucchetti 1998, Carvalho Jr. 2001). Entretanto, surgindo um fato pontual em que os grupos de amostras apresentam indícios de terem sofrido processos de mobilização, ocorridos de forma não sistemática em determinados elementos, verifica-se que no conjunto geral há uma significativa mobilidade com características diferentes entre as amostras da Unidade Metamáfica e as do CAIRM.

Nas amostras da Unidade Metamáfica, observa-se uma mobilização menor ou menos perceptível, principalmente nos óxidos MgO, Na₂O e K₂O. No CAIRM, o conjunto amostral apresenta uma significativa mobilização nos óxidos Na₂O, K₂O, CaO. Em menor escala, o SiO₂ pode também ter sido mobilizado, assim como o Al₂O₃. Quanto ao MgO, é possível que esse óxido tenha sido remobilizado internamente, em escala de corpo, durante os processos de baixo grau tardios discutidos, como sugere a presença de fraturas e zonas de cisalhamento preenchidas por serpentina observadas em lâmina e em campo.

Portanto, devido esses fatos apresentados, conclui-se que o grupo de amostras do CAIRM não representa com fidedignidade, as características litogeoquímicas originais de seu protólito, enquanto as amostras da Unidade Metamáfica, a assinatura litogeoquímica do protólito encontra-se mais preservada. Com isso, sugere-se que quaisquer conclusões baseadas nas análises litogeoquímicas dessas rochas, e principalmente nas amostras do CAIRM, sejam formuladas com cautela.

CAPÍTULO 8

LITOGEOQUÍMICA DOS METAMAFITOS DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS E DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO

8.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

Os metamafitos que compõe a Unidade Metamáfica, petrograficamente foram classificados como metagabro e anfibólito. Neste capítulo, como já feito anteriormente, os termos metamáficos associados ao Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso, serão constantemente plotados com os demais metamafitos estudados, com a finalidade de comparação.

Embora seja difícil afirmar que essas rochas tenham se cristalizado em ambiente vulcânico ou plutônico, utilizou-se o diagrama discriminante Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester & Floyd (1977) para rochas vulcânicas em sua classificação (Figura 8.1), considerando-se que as correlações quanto aos equivalentes plutônicos sempre podem ser feitas. Nesse diagrama, as amostras plotadas mostraram ocupar preferencialmente o campo dos basaltos, com uma única amostra ocupando o campo dos basaltos alcalinos.

A metodologia do diagrama baseia-se na evolução de um magma básico, onde as elevadas razões Zr/TiO₂ remetem o empobrecimento em TiO₂ nos diferenciados não-basálticos enquanto a variação da razão Nb/Y marca a alcalinidade desse magma.

Seguindo essa premissa, a composição normativa dessas rochas, sugerem protólitos basálticos, com composições gabronoríticas a olivina-gabronotriticas (Tabela 8.2 e Figura 8.2). Os metamafitos amostrados do CAIRM, por sua vez, apresentam paragêneses similares, embora deva ser notado, que na amostra AG28 (Tabela 8.2) a paragênese normativa é de um olivina gabro enquanto na amostra AG29, onde toda a olivina normativa é substituída por hiperstênio normativo, a composição é de um gabronorito.

Os diagramas da Figura 8.3 A e B evidenciam o caráter ferromagnesiano dessas rochas. A Figura 8.3 A (Jensen 1976, corrigido por Rickwood 1989), permite uma distinção dessas rochas quanto as proporções catiônicas de Fe-Ti-Mg, sendo que um grupo de amostras ocupa o campo dos tholeiítos de alto-Fe e o outro grupo, conseqüentemente mais magnesianos, ocupam o campo dos basaltos komatiíticos.

No entanto, ressalta-se que embora as porcentagens catiônicas de Mg encontradas nas rochas estudadas se enquadrem na proposta de Jensen (1976) e Jensen & Pyke (1982) para as definições de basaltos komatiíticos (e. g. basaltos komatiíticos: 10% < Mg < 20% - comparar com Tabela 8.1),

excluem-se da proposta original de Arndt & Nisbet (1982) e Brooks & Hart (1974) que levam em consideração o magnésio sob a forma de óxido (e. g. basaltos komatiíticos: $9 < \text{MgO} < 18\%$, ver Apêndice 2.1).

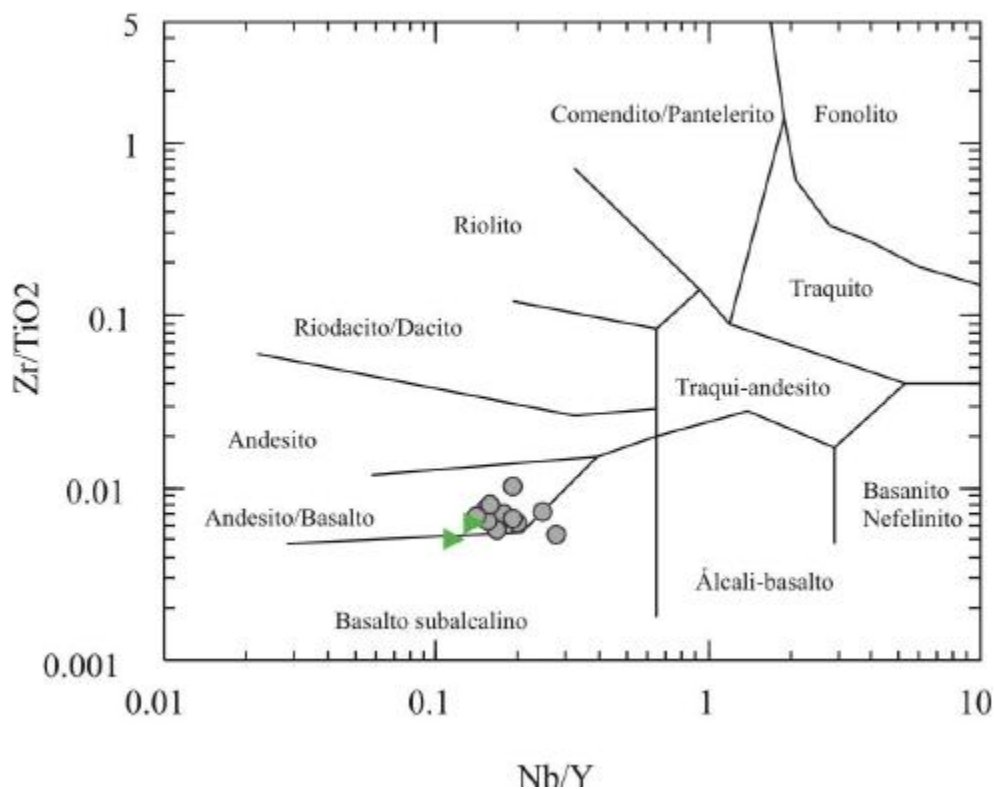


Figura 8.1 - Diagrama discriminante de rochas vulcânicas de Winchester & Floyd (1977). Círculos cinzas: Unidade Metamáfica indiscriminada. Triângulos verdes: metamafitos do CAIRM.

Outras características presentes na definição original de basaltos komatiíticos também não foram observadas, como razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.8 - 1$ (que nos metamafitos estudados situa-se entre 0,63 a 0,9), a relação espacial com komatiitos ultramáficos (derrames?), o que sugeriria alguma afinidade cogenética e a ausência de estruturas que indiquem extrusão, como pillow lavas, disjunções poliédricas e presença de textura spinifex.

Por outro lado, os valores dos óxidos MgO , SiO_2 , FeO_t e Al_2O_3 , obtidos nas análises dessas rochas enquadram-se nas concentrações descritas por Arndt et al. (1997) para basaltos tholeiíticos arqueanos. Segundo esse autor, os tholeiitos arqueanos apresentam concentrações de SiO_2 entre 46% e 56%, FeO_t entre 7% e 17%, Al_2O_3 entre 11% e 15% e MgO entre 4% e 15% (comparar essa informação com valores da tabela nos Apêndices 2.1, 2.2 e 2.3). Quanto a ausência de texturas, Arndt & Nisbet (1982) e Arndt et al. (1997) afirmam que em basaltos komatiíticos com concentrações de MgO inferiores a 10% ou 12%, são textural e composicionalmente muito semelhantes a basaltos tholeiíticos, sendo de extrema dificuldade diferenciá-los.

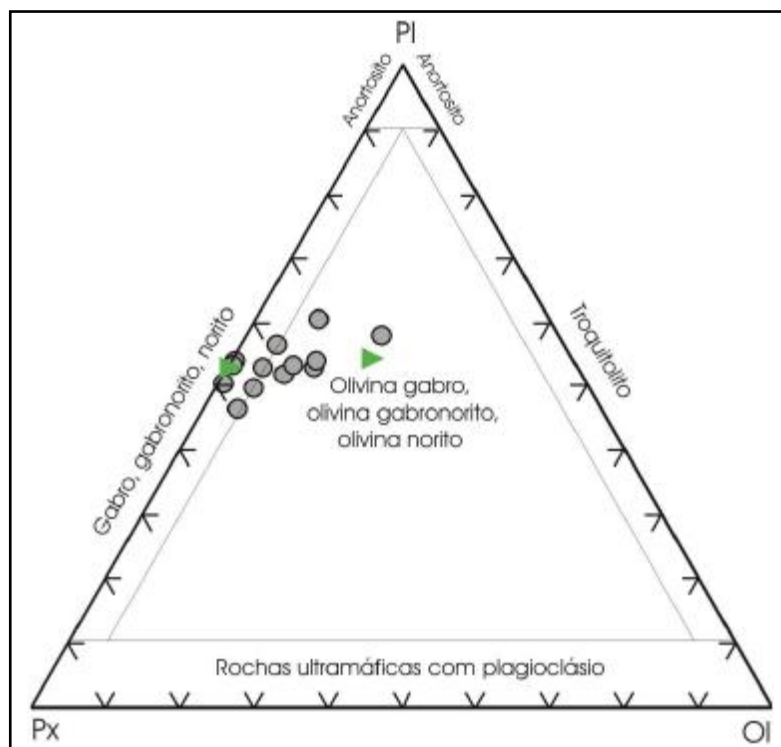


Figura 8.2 - Diagrama plagioclásio-piroxênio-olivina de Le Maitre et al. (1989), para classificação de rochas máficas. Círculo cinza: Unidade Metamáfica. Triângulo verde: metamafitos do CAIRM.

Assim, na ausência de argumentos e antes de se proceder à classificação dessas rochas como basaltos komatiíticos, segue-se a recomendação de Arndt & Nisbet (1982), de se referir a tais rochas apenas como basaltos de afinidade komatiítica. Nesse grupo enquadram-se também as duas amostras analisadas dos metamafitos provenientes do CAIRM. Quanto a isso, o caráter tholeiítico dessas rochas é demonstrado na Figura 8.3 B (Irvine & Baragar 1971). Nessa linha de raciocínio, uma possibilidade de classificação para essas rochas seria quanto aos teores de TiO_2 , onde as amostras com valores acima de 2%, seriam classificadas como tholeiítos de alto-Ti, e as amostras com valores inferiores a 2%, em tholeiítos de baixo-Ti. Essa classificação baseia-se na proposta utilizada para caracterização de mafitos adotada em inúmeros trabalhos a respeito sobre rochas basálticas, principalmente naqueles referentes ao estudo dos basaltos da Bacia do Paraná (e.g. Bellieni et al. 1984 e 1986, Kirstein et al. 2000, Ernesto et al. 2002), do Cráton Rio de la Plata (e. g. Mazzucchelli et al. 1995, Iacumin et al. 2001), dos metabasaltos paleoproterozóicos do Carajás (e. g. Rivalenti et al. 1998) e da província Tocantins (e. g. Corrêa da Costa 2002, Corrêa da Costa et al. 2003). Entretanto a amostra AG 53 que apresenta TiO_2 elevado ($> 2\%$), também apresenta MgO elevado, assim como a amostra AG65 que apresenta baixo TiO_2 ($< 2\%$), também apresenta baixo MgO, fato que no cômputo geral das porcentagens catiônicas, fez com que essas amostras caíssem em campos trocados no diagrama de Jensen (1976). Dessa forma, embasado na afinidade tholeiítica observada no diagrama B da Figura 8.3 e nas informações de Arndt et al. (1997), preferiu-se classificar os metamafitos da Unidade Metamáfica, quanto ao seu caráter tholeiítico, denominando-os de metatholeiítos de alto-Mg (MTAMg - amostras

com %Mg >10%) e metatholeiítos de baixo-Mg (MTBMg – amostras com %Mg < 10%).

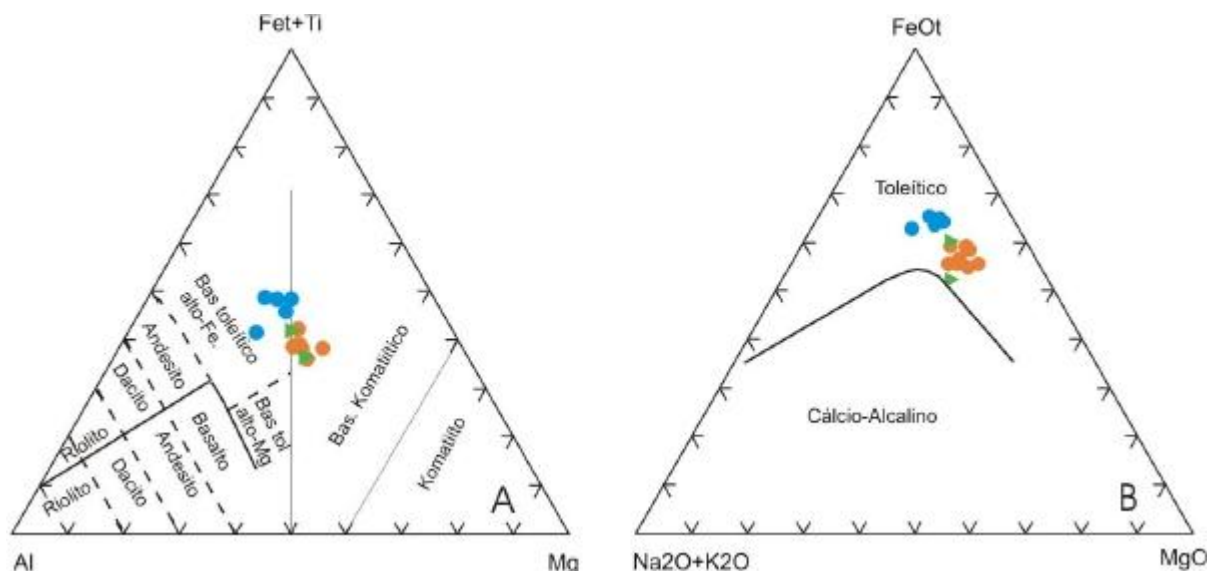


Figura 8.3 –A) Diagrama proposto por Jensen (1976, modificado por Rickwood 1989), para discriminação de suítes cálcio-alcálicas, tholeiíticas e komatiíticas. B) Diagrama AFM (álcalis totais – FeOt – MgO) de Irvine & Baragar (1971), para classificação de rochas máficas mostrando uma variação de caráter tholeiítico a cálcio-alcálico. Círculos azuis: MTBMg; círculos laranjas: MTAMg; triângulos verdes: metamafitos do CAIRM.

Tabela 8.1 - Porcentagem catiônica de Mg, Fe, Ti, Al e valores das razões CaO/Al₂O₃ e Al₂O₃/TiO₂ para os metamafitos estudados.

Grupo	Amostra	CaO/Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	%Mg	%Fe	%Ti	%Al
MTAMg	AG30	0.76	9.92	10.65	11.40	1.14	9.44
	AG31	0.71	7.44	9.90	12.26	1.45	9.00
	AG34	0.73	10.52	9.94	11.23	1.11	9.70
	AG38	0.63	9.41	10.22	11.33	1.21	9.47
	AG46	0.90	7.86	11.93	11.09	1.24	8.09
	AG47	0.76	10.88	10.05	10.80	0.98	8.88
	AG53	0.65	6.09	10.37	10.76	1.84	9.32
	AG56	0.72	11.30	11.34	10.80	1.00	9.44
	Média	0.73	8.84	10.55	11.21	1.25	9.17
MTBMg	AG42	0.62	4.65	6.74	13.04	2.49	9.65
	AG44	0.65	5.63	7.41	13.44	1.92	8.98
	AG49	0.69	6.98	8.67	13.57	1.58	9.18
	AG57	0.72	6.19	8.45	14.11	1.62	8.37
	AG65	0.64	10.44	7.20	11.70	1.27	11.05
	Média	0.66	6.39	7.69	13.17	1.78	9.44
CAIRM	AG28	0.73	12.34	10.85	10.44	0.88	9.03
	AG29	0.71	8.42	9.01	11.45	1.24	8.71
	Média	0.72	10.05	9.93	10.94	1.06	8.87

Ressalta-se, entretanto, que a classificação de metatholeiítos de alto-Mg não se deve ao campo homônimo no diagrama de Jensen (1976), mas ao invés disso, foi uma opção utilizada antes de classificar essas rochas precipitadamente como basaltos komatiíticos, pois como já foi dito, as mesmas

não apresentam todos os atributos esperados para tal classificação.

Quanto a composição geral dessas rochas, os MTBMg apresentam variações nos teores de MgO entre 4,24% a 5,56%, nos teores de FeOt (recalculado) de 13,32% a 16,17%, nos teores de Fe₂O_{3t} de 14,37% a 17,97%, teores de álcalis (K₂O + Na₂O) de 3,06% a 4,43% e nos teores de TiO₂ de 1,61% a 3,11%. Esse grupo apresenta também os maiores teores de P₂O₅, com valores situados entre 0,15% e 0,48%.

Nos MTAMg, os teores de MgO variam entre 6,32% a 7,84%, os teores de FeOt (recalculado) variam de 12,47% a 13,95%, os teores de Fe₂O_{3t} variam de 13,86% a 15,50%, os teores de álcalis (K₂O + Na₂O) variam de 2,41% a 3,74%, o TiO₂ varia de 1,27% a 2,37% e o P₂O₅ de 0,12% e 0,21%.

Comparativamente, as metamafitos do complexo acamadado, por sua vez, apresentam nas duas amostras analisadas, os teores de MgO de 5,81% e 7,10%, teores de FeOt (recalculado) de 12,17% e 13,16%, teores de Fe₂O_{3t} de 13,53% e 14,63%, álcalis (K₂O + Na₂O) de 2,89% e 4,01%, TiO₂ variando de 1,14% e 1,59% e P₂O₅ de 0,12% a 0,15%. Como se podem observar, esses valores são bastante próximos do grupo dos MTAMg, característica que será melhor percebida nos diagramas de variação, no tópico seguinte.

Quanto aos teores de SiO₂, ambos os grupos analisados, apresentam caráter básico, sendo que nas amostras dos MTBMg, os teores de SiO₂ situam-se entre 46,47% e 48,93%, nas amostras relativas aos MTAMg, os teores situam-se entre 47,59% e 50,63% e nas amostras correspondentes aos metamafitos do CAIRM, as concentrações de SiO₂ situam-se entre 48,56% e 51,00%.

Um aparente enriquecimento em CaO é observado nas amostras dos MTAMg, cujas concentrações oscilam entre 9,13% e 11,33%, contra as concentrações observadas nas amostras de MTBMg, que exibem variações entre 8,80% e 9,71%, assim como as amostras relativas aos metamafitos do CAIRM, cujas variações nos teores de CaO situa-se entre 9,56% e 10,32%. Da mesma forma, o Al₂O₃ no grupo dos MTAMg varia 12,65% a 14,83%, no MTBMg varia de 12,81% a 16,81% e no metamafitos do CAIRM, os valores encontrados foram de 13,38% e 14,07%.

Quanto aos elementos maiores e traços, o grupo dos MTAMg são ligeiramente mais enriquecidos em Cr e Ni, com valores de Cr oscilando entre 123,16 ppb a 273,68 ppb e valores de Ni entre 78,00 ppm e 136,00 ppm. Nos MTBMg, os teores de Cr oscilam entre 47,89 ppb e 164,21 ppb e os teores de Ni oscilam entre 51,00 ppm e 72,00 ppm. Esses valores são bastante similares aos valores de Cr e Ni observados nos metamafitos do CAIRM, onde o Cr varia de 47,89 ppm a 157,37 ppm e o Ni de 55,00 ppm a 100,00 ppm.

Por fim, o grupo dos MTBMg diferencia-se dos demais por apresentar um sensível enriquecimento nos elementos Nb, V, Ta, Th, Hf, Zr, Y, Rb, Ba e HREE (ver valores nas tabelas dos Apêndices 2.1, 2.2 e 2.3), fato que sugere a possibilidade de serem essas rochas os termos mais

evoluídos de uma mesma série magmática, conforme será discutido no Capítulo 10 – Evolução Tectônica.

Tabela 8.2 - Composição normativa das rochas metamáficas presentes na Unidade Metamáfica e CAIRM (valores em %).

GRUPO	MTBM g											MTAMg				CAIRM	
	Amostra	AG42	AG44	AG49	AG57	AG65	AG30	AG31	AG34	AG38	AG46	AG47	AG53	AG56	AG28	AG29	
Quartzo	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.74	
Plagioclásio	45.95	46.27	48.78	43.61	55.12	48.66	44.40	49.45	44.48	42.52	45.95	50.74	47.99	47.05	45.98		
Ortoclásio	11.19	4.83	2.44	4.35	3.15	1.43	6.53	1.43	9.73	2.02	3.62	1.96	3.91	5.04	2.61		
Nefelina	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.41	0.00		
Leucita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Kalsilita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Corindon	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Diopsídio	18.45	16.59	19.16	19.61	16.63	20.91	19.74	19.32	16.39	25.98	21.94	15.32	20.10	24.40	19.05		
Hiperstênio	0.97	24.35	12.73	20.98	12.26	17.15	13.60	23.09	14.71	19.69	23.42	20.08	12.71	0.00	23.99		
Wollastonita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Olivina	14.36	0.00	10.05	4.16	7.21	6.44	9.25	1.47	9.14	4.02	0.27	4.04	10.34	17.56	0.00		
Larnita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Acmita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
K ₂ SiO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na ₂ SiO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Rutilo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Ilmenita	6.08	4.69	3.89	4.01	3.10	2.83	3.59	2.73	3.00	3.10	2.43	4.58	2.51	2.20	3.08		
Magnetita	2.44	2.51	2.55	2.65	2.17	2.16	2.32	2.12	2.15	2.12	2.04	2.04	2.06	2.00	2.16		
Hematita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Apatita	0.51	0.65	0.35	0.56	0.32	0.35	0.51	0.32	0.35	0.44	0.28	1.14	0.28	0.28	0.35		
Zircão	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01		
Perovskita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cromita	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.06	0.03	0.01		
Titanita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Pirita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Halita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Fluorita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Anidrita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na ₂ SO ₄	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Calcita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na ₂ CO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		

8.2 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Para os índices de variação, procurou-se utilizar um parâmetro que registrasse características particulares dos grupos de rochas amostrados, e que representasse uma relação com os demais parâmetros analisados, de forma a possibilitar a representação gráfica do comportamento dos elementos e óxidos envolvidos durante os processos de fracionamento e diferenciação magmática.

Foram testados vários índices de diferenciação e a escolha foi pelo Mg# (número de magnésio), usando a razão molecular $100 * \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$. O FeO e FeOt foram calculados a partir do Fe₂O_{3t} obtido nas análises de laboratório, usando a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} = 0, 1$, no software Minpet 2.0 e CIPW Winter. A utilização do Mg#, além de permitir que fossem gerados diagramas com

tendências satisfatórias, possibilitou um melhor entendimento das variações de FeO e MgO no decorrer dos processos de fracionamento magmático.

A variação do Mg# no grupo de amostras dos MTBMg oscila de 23,81 a 28,08 e no grupo dos MTAMg, oscila de 32,85 a 39,84. No grupo dos metamafitos do CAIRM, os valores obtidos foram respectivamente 32,46 e 38,82, números esses bastante semelhantes aos encontrados nos MTAMg. As Figuras 8.4 e 8.5 apresentam alguns diagramas de variação de óxidos, elementos maiores e traços.

Em linhas gerais, os dados apresentados mostram que com o decréscimo nos valores de Mg#, ocorre um incremento na abundância relativa de Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, álcalis e MnO, gerando tendências bastante definidas (Figura 8.4), salvo a exceção da amostra AG53 (ver análise nos Apêndices 2.1, 2.2 e 2.3) que apresenta um enriquecimento anômalo em P₂O₅ e MgO, proporcionando também dessa forma valores discordantes de Mg#.

O Mg# nessas rochas claramente é controlado pela cristalização de olivina e piroxênio em seus magmas genitores enquanto o CaO apresenta comportamento adverso, onde a tendência gerada sugere uma diminuição no conteúdo relativo de CaO a medida que os valores de Mg# diminuem. Esse dado pode ser entendido como uma diferenciação semelhante a que ocorre em magmas basálticos, onde juntamente com os minerais ferro-magnesianos, o plagioclásio constitui uma fase importante nos processos de diferenciação.

De fato, Irvine (1970) sintetizando líquidos basálticos experimentalmente conseguiu promover uma cristalização fracionada nesses líquidos, concluindo que a olivina, os piroxênios e o plagioclásio constituem as principais fases cumuláticas em alguns complexos acamadados. Nessa mesma linha de pensamento, Corrêa da Costa (2003) analisou rochas onde a variação de CaO em função de MgO apresentou comportamento parecido ao que foi observado nas rochas estudadas nesse trabalho, chegando a conclusão semelhante.

Igualmente, o incremento de TiO₂ com decréscimo de Mg#, em ambos os grupos de amostras, poderia denotar que o fracionamento em termos dos Fe-Ti-minerais apresentou uma importância menor no momento da diferenciação magmática em que foram cristalizados, mostrando que nos magmas parentais dessas rochas, magnetita e titanita constituíram fases secundárias.

Com relação ao diagrama de SiO₂ versus Mg#, o aumento esperado de SiO₂ com a diminuição de Mg# não é observado ou é sugerido apenas pelas amostras do metamafitos do CAIRM. A mobilidade do SiO₂ assim como do Na₂O, K₂O e CaO (Arndt 1994) é um fato indiscutível, e dentre outras possibilidades, o diagrama citado registra um provável enriquecimento em SiO₂ ocorrido durante as fases de metamorfismo, obliterando dessa forma uma análise direta quanto aos conteúdos originais desse óxido nas amostras estudadas.

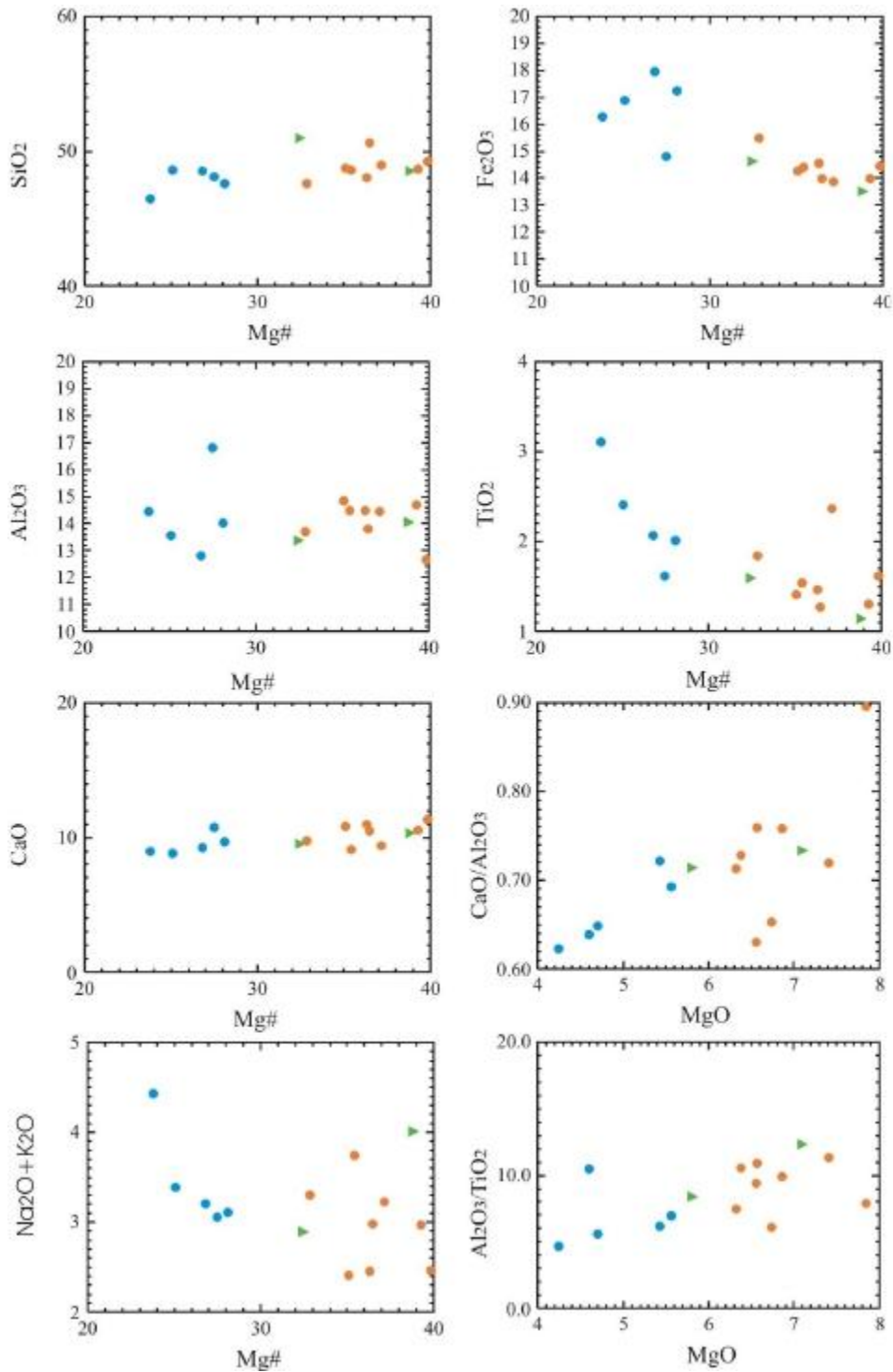


Figura 8.4 - Diagramas de variação de Mg# versus óxidos. Círculos azuis: MTBMg. Círculos laranjas: MTAMg. Triângulos verdes: metamafitos do CAIRM.

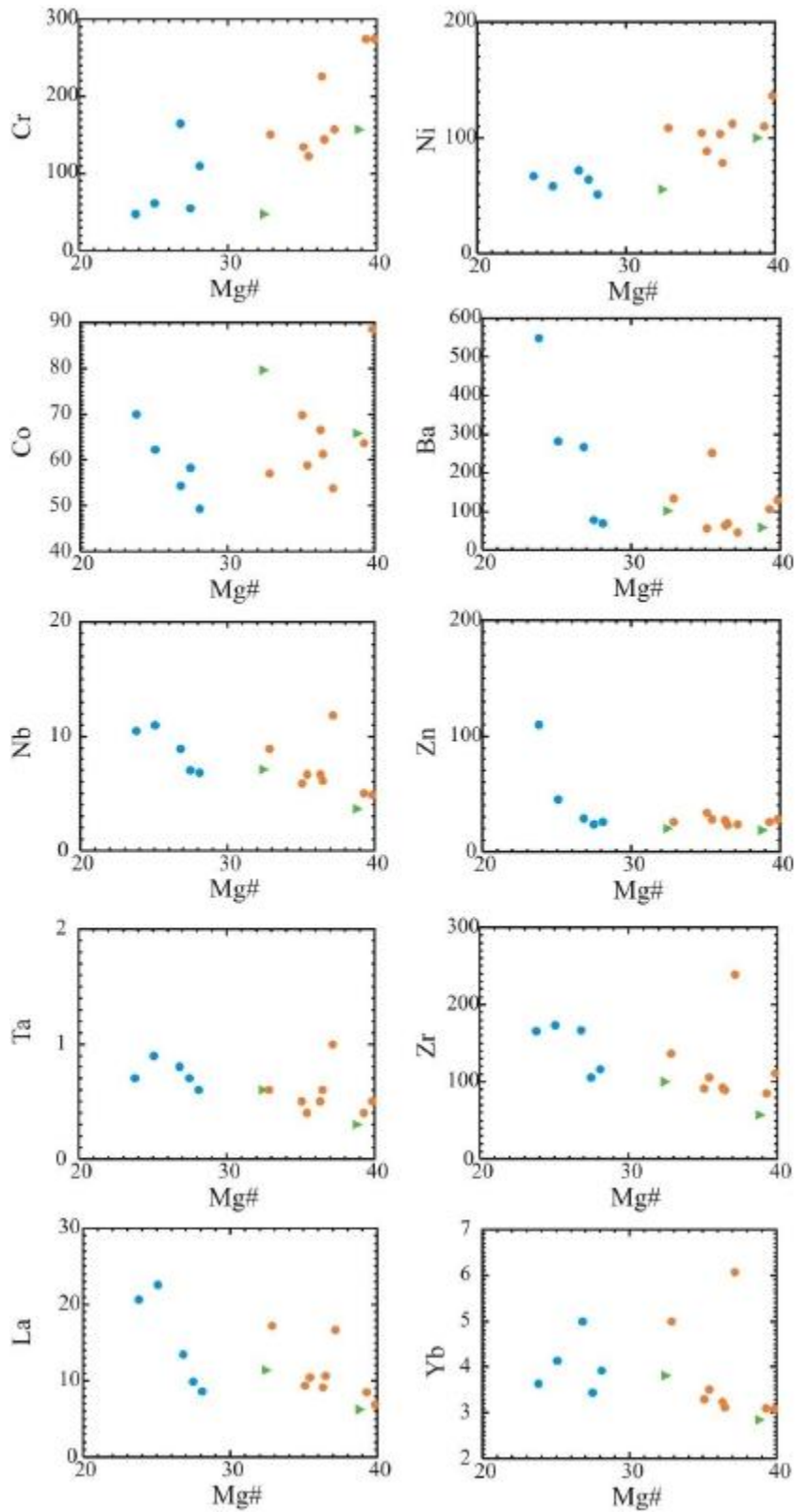


Figura 8.5 - Diagramas de variação de Mg# versus elementos maiores. Círculos azuis: MTBMg. Círculos laranjas: MTAMg. Triângulos verdes: metamafitos do CAIRM.

Entretanto, o Al_2O_3 que é comumente imóvel, apresenta uma leve dispersão nos MTAMg, tornando-se paulatinamente mais acentuada nos MTBMg. A relação desse óxido com o Mg# sugere uma tendência negativa nos MTAMg e metamafitos do CAIRM, enquanto os MTBMg, aparentemente apresentam seu conteúdo de Al_2O_3 aumentado com a diminuição do Mg#. Partindo da premissa que essas rochas tenham se formado a partir de uma mesma fonte, torna-se difícil fazer qualquer afirmativa diante dessa ambigüidade, realidade que talvez pudesse ser resolvida com adição de mais algumas amostras entre as analisadas.

A relação do Ni com o Mg# nessas rochas parece bastante condizente com aquelas observadas em basaltos arqueanos de platôs submarinos (Condie 1994) onde para Mg# igual a 45, equivalem teores de Ni da ordem de 80 ppm a 100 ppm. Relações semelhantes em rochas provenientes de platôs submarinos com idade presumidamente arqueana, também são observadas com o Cr que igualmente apresenta uma forte depleção com o decréscimo do Mg#.

Um outro processo interessante da evolução dos magmas genitores dessas rochas, é registrado no enriquecimento que as mesmas apresentam em Ga, Ba, Zr, Hf, Th, Ta assim como os LREE, onde se observa um incremento nos teores relativos desses elementos com a diminuição dos valores de Mg# (Figura 8.5). O enriquecimento em LILE de muitas rochas basálticas incluindo basaltos komatiíticos muitas vezes é associado a um enriquecimento da fonte por material mantélico reciclado (e. g. Pearce 1983, Wather & Pearce 1987) ou contaminação por assimilação de constituintes crustais durante a colocação desses magmas na crosta (Leshner & Arndt 1995).

8.3 RAZÕES ENTRE ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS

O presente tópico faz uma apresentação geral sobre as razões elementares entre elementos incompatíveis, apresentadas na Tabela 8.3. Essas razões serão retomadas no capítulo 10 - Evolução Tectônica - quando serão demonstradas em diagramas, e discutido o seu significado tectônico.

Entre as razões apresentadas, não foram observados intervalos de valores que caracterizassem um ou outro grupo. Ao invés disso, foram observados valores muito próximos entre os grupos, ou em alguns casos pontuais, uma ou outra amostra apresentou valores anômalos para determinadas razões (ver valor na Tabela 8.3). Com isso, a média dessas razões eventualmente se destoa dos demais valores do grupo, não sendo dessa forma também representativas.

Esse é o caso da amostra AG42 que apresenta um enriquecimento em Ba e Nb, e conseqüentemente razões Ba/Nb e Nb/Y com valores bastante elevados (ver valor na Tabela 8.3). O mesmo acontece com a amostra AG 44, que apresenta razões Th/Ta e La/Yb anômalas em relação ao restante do grupo.

O mesmo não pode ser dito em relação aos metamafitos do CAIRM. Essas rochas apresentam algumas razões bastante peculiares que as diferem dos demais grupos, como é o caso das razões Zr/Y,

Ce/Zr, Nb/Y, Th/Ta e Ti/Zr (ver valores na Tabela 8.3).

Obviamente o pequeno número de amostras desse grupo não constitui uma quantidade representativa, fato que possivelmente pode vir a ser alterado com o incremento de novas análises.

Tabela 8.3 - Valores de razões entre elementos incompatíveis.

GRUPO	Amostra	Ti/Nb	Ce/Ti	Ti/Zr	Ti/P	Zr/Nb	P/Nb	Zr/Y	Ce/Zr	Ba/Nb	La/Nb	Nb/Y	Th/Ta	La/Yb
MTBMg	AG42	1775.66	0.00	112.72	20.34	15.75	87.28	4.35	0.26	52.19	1.96	14.42	4.57	5.66
	AG44	1313.45	0.00	83.32	12.26	15.76	107.12	3.90	0.26	25.55	2.05	6.31	6.67	5.47
	AG49	1772.05	0.00	103.26	18.41	17.16	96.26	2.86	0.19	10.18	1.26	1.70	2.17	2.19
	AG57	1394.34	0.00	74.67	11.85	18.67	117.68	2.93	0.19	29.91	1.51	4.69	2.13	2.68
	AG65	1378.85	0.00	91.14	15.80	15.13	87.28	2.89	0.22	11.13	1.41	2.13	3.14	2.89
	Média	1526.87	0.00	93.02	15.73	16.50	99.12	3.39	0.22	25.79	1.64	5.85	3.73	3.73
MTAMg	AG30	1306.37	0.00	95.03	13.37	13.75	97.70	2.76	0.23	9.25	1.36	1.86	3.60	2.81
	AG31	1239.42	0.00	80.69	12.04	15.36	102.97	2.34	0.21	15.06	1.93	2.29	3.00	3.44
	AG34	1432.70	0.00	92.08	13.84	15.56	103.55	2.72	0.22	9.66	1.59	1.69	4.80	2.86
	AG38	1377.96	0.00	87.10	14.10	15.82	97.70	2.86	0.23	37.61	1.55	6.79	4.75	2.97
	AG46	1969.79	0.00	87.03	11.64	22.63	169.22	3.21	0.16	26.53	1.41	3.76	1.20	2.25
	AG47	1248.14	0.00	84.69	14.54	14.74	85.85	2.60	0.26	11.31	1.75	1.99	4.67	3.43
	AG53	1204.08	0.00	59.60	6.78	20.20	177.52	3.85	0.17	3.90	1.42	0.74	2.20	2.75
	AG56	1558.70	0.00	92.01	14.88	16.94	104.74	2.61	0.22	20.98	1.70	3.23	3.75	2.75
Média	1417.14	0.00	84.78	12.65	16.88	117.41	2.87	0.21	16.79	1.59	2.79	3.50	2.93	
CAIRM	AG28	1847.11	0.00	119.69	13.05	15.43	141.54	1.80	0.18	15.68	1.68	1.83	1.00	2.18
	AG29	1342.54	0.00	94.85	14.56	14.15	92.20	1.95	0.22	14.37	1.61	1.98	1.50	2.98
	Média	1594.83	0.00	107.27	13.81	14.79	116.87	1.88	0.20	15.02	1.64	1.91	1.25	2.58

8.4 PADRÃO GEOQUÍMICO

Para análise do comportamento multi-elementar dos metamafitos da seqüência supracrustal, foram gerados diagramas multi-elementares normalizados com os valores de MORB apresentados por Bevins et al. (1984) e valores de condrito C1 apresentados por Sun & McDonough (1989) e Boynton (1984).

A normalização por ambos os valores de condrito C1, (e. g. Sun & McDonough 1989 e Boynton 1984), apresentaram pouca diferença, mas a título de ilustração e a fim de se comparar futuramente com os metaultramafitos do CAIRM, utilizou-se na Figura 8.6 os valores de Sun & McDonough (1989). Com o intuito de se comparar os dados apresentados no presente trabalho, com os envelopes de variações apresentados por outros autores para rochas semelhantes, no Capítulo 10 - Evolução Tectônica, também foi utilizada a normalização com os valores de Boynton (1984).

A normalização pelo MORB ou pelo Manto Primitivo de Wood et al. (1979, 1981), também foi utilizada no presente capítulo, tendo em vista esses valores corresponderem a fontes de composição tão primitiva quanto se supõe que tenham sido a fonte de onde se originaram os magmas parentais das rochas estudadas. A distribuição multi-elementar e o comportamento geral das curvas que caracterizam a assinatura geoquímica dos litotipos dessa unidade e dos metamafitos do CAIRM são

mostrados na Figura 8.6, com diagramas multi-elementares normalizados ao MORB de Bevins et al. (1984) e ao condrito C1 de Sun & McDonough (1989).

No diagrama A da Figura 8.6, os grupos analisados caracterizam-se principalmente pela elevada anomalia negativa de Pb, presentes até mesmo nas rochas do CAIRM. Outros aspectos, no entanto, diferenciam as rochas do CAIRM com as demais estudadas, como é o caso das anomalias positivas de Y e negativas em Th e Zr, não observadas nos metamafitos da Sequência Supracrustal.

No diagrama B, os grupos assemelham-se por aspectos peculiares tais como anomalias positivas em Tb, Nb, La, Rb (sendo as anomalias negativas de La e Th bastante pronunciadas) e anomalias negativas em Ce, Sr e K₂O. A média dos metamafitos do CAIRM apresenta padrão bastante semelhante aos metamafitos da Sequência Supracrustal, diferenciando-se dos mesmos, pelo fracionamento menor, pela ausência das anomalias positivas em Th e pela presença da moderada anomalia positiva em Eu.

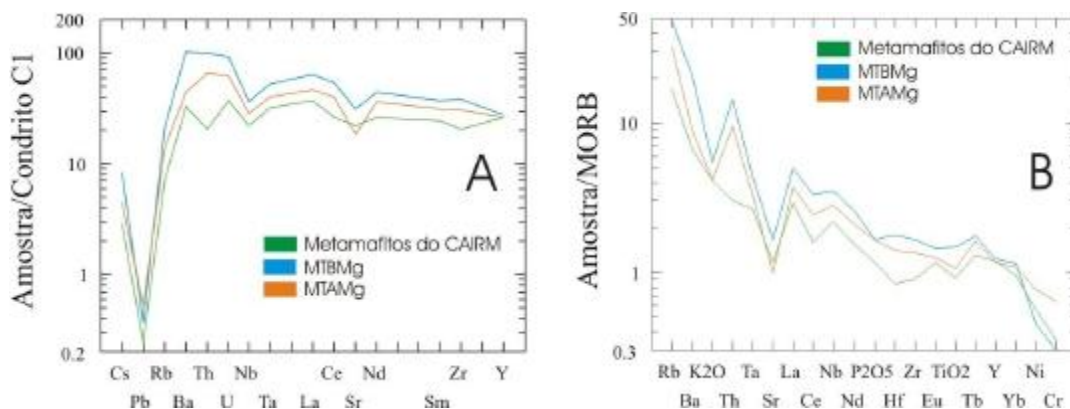


Figura 8.6 - Diagramas multi-elementares dos metamafitos da Sequência Supracrustal. Para fins de comparação, também estão plotados no diagrama os metamafitos encontrados no CAIRM. Normalização: MORB (Bevins et al. 1984) e Condrito C1 (Sun & McDonough 1989).

Em termos de diferenciação, as curvas médias dos MTAMg e dos MTBMg apresentam padrões idênticos, embora se verifique que os MTBMg são pouco mais diferenciados que os MTAMg.

Os padrões semelhantes sugerem que esses três grupos de rochas poderiam ser oriundos de uma mesma fonte, representando etapas de evolução distintas de um mesmo magmatismo, ou ainda serem o produto puramente de uma diferenciação magmática com cristalização fracionada associada, fato discutido a contento nos capítulos 10- Evolução Tectônica e 11 – Conclusões, dessa dissertação.

Quanto ao comportamento dos elementos terras raras, a Figura 8.7 apresenta um diagrama multi-elementar, normalizado aos valores do condrito C1 de Sun & McDonough (1989).

Os metamafitos da Unidade Metamáfica caracterizam-se pelas anomalias negativas de Eu e anomalias positivas de Tb. Os metamafitos do CAIRM apresentam anomalias negativas acentuadas

em Ce, sendo essas anomalias não observadas ou apenas sugerida nos demais grupos. Da mesma forma, o trecho da curva entre Sm e Gd nas amostras do CAIRM, é constante, não ocorrendo anomalias.

Ao analisar a relação desse grupo com os termos ultramáficos do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso (ver Capítulo 9 - Litogeoquímica do Complexo Acamadado Itaguara – Rio Manso), a ausência de anomalia de Eu remete a um processo de fracionamento onde os termos máficos poderiam representar os líquidos residuais formados durante a cristalização fracionada dos magmas ultramáficos, onde teria sido incorporado todo o Eu existente. De fato, como será visto no capítulo seguinte, relativo às análises geoquímicas dessas rochas, os diagramas esboçaram anomalias negativas de Eu, confirmando que esse elemento pode ter sido acumulado nos líquidos residuais gerados com a cristalização fracionada. Em relação aos HREE, a média dos metamafitos do CAIRM apresenta um enriquecimento de 20 a 25 vezes ao condrito, valor que nos MTAMg e nos MTBMg alcançam 25 a 30 vezes.

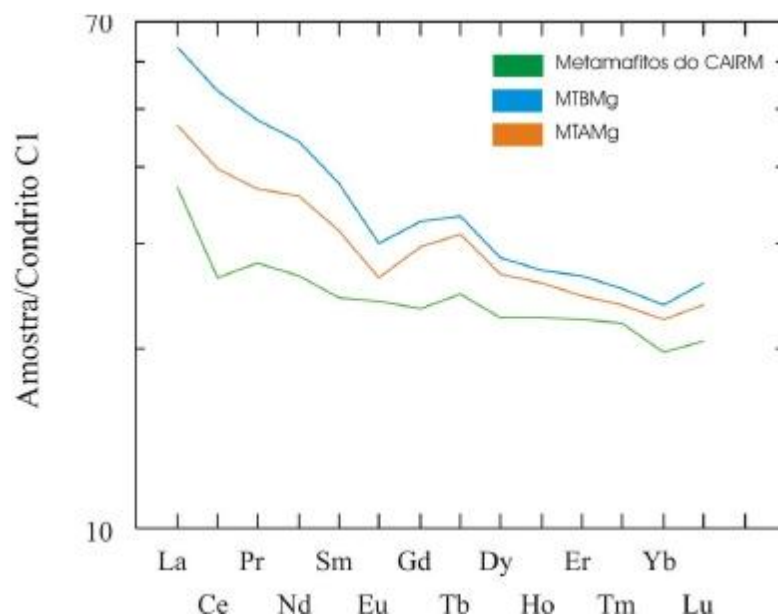


Figura 8.7 - Diagrama multi-elementar de terras raras dos metamafitos da Sequência Supracrustal. Comparativamente, nota-se o padrão diferenciado dos metamafitos encontrados no CAIRM. Normalização: Condrito C1 (Sun & McDonough 1989).

O enriquecimento em LREE com relação aos valores do condrito é da ordem de 25 a 38 vezes nos metamafitos do CAIRM, de 28 a 48 vezes nos MTAMg e de 30 a 65 vezes nos MTBMg. A curva ascendente verificada na série dos LREE é demonstrada nas razões $[La]_n/[Yb]_n$ e $[La]_n/[Sm]$ (Tabela 8.4) onde também se verifica baixo índice de fracionamento de ambos os grupos analisados.

Nos MTAMg, a razão $[La]_n/[Yb]_n$ varia de 1,52 a 2,32. Nos MTBMg, essa razão varia de 1,48 a 3,81 enquanto nas amostras do CAIRM, os valores observados são de respectivamente 1,47 e 2,01.

Já razão $[La]_n/[Sm]_n$, varia de 0,99 a 1,80 para os MTAMg e de 1,08 a 2,16 para os MTBMg. Nas duas amostras analisadas do CAIRM, os valores obtidos foram respectivamente de 1,44 e 1,53.

Tabela 8.4 - Valores das razões $[La]_n/[Yb]_n$ e $[La]_n/[Sm]_n$.

GRUPO	Amostra	[La] _n	[Yb] _n	[Sm] _n	[La] _n /[Yb] _n	[La] _n /[Sm] _n
MTAMg	AG30	29.35	15.50	20.00	1.89	1.47
	AG31	55.48	23.92	30.77	2.32	1.80
	AG34	30.32	15.74	22.05	1.93	1.38
	AG38	33.55	16.75	24.10	2.00	1.39
	AG46	22.26	14.69	22.56	1.52	0.99
	AG47	34.52	14.93	20.51	2.31	1.68
	AG53	53.87	29.04	38.97	1.85	1.38
	AG56	27.42	14.78	18.46	1.85	1.49
	Média1	35.85	18.17	24.68	1.96	1.45
MTBMg	AG42	66.45	17.42	30.77	3.82	2.16
	AG44	72.90	19.76	33.85	3.69	2.15
	AG49	27.74	18.76	25.64	1.48	1.08
	AG57	43.23	23.92	34.87	1.81	1.24
	AG65	31.94	16.41	22.05	1.95	1.45
		Média2	48.45	19.25	29.44	2.55
CAIRM	AG28	20.00	13.64	13.85	1.47	1.44
	AG29	36.77	18.28	24.10	2.01	1.53
		Média3	28.39	15.96	18.97	1.78

Em ambos os casos, os valores dessas razões aproximam-se bastante da norma e no caso particular da razão $[La]_n/[Sm]_n$, na amostra AG46, o valor obtido é inferior a 1.

Esses valores que refletem a horizontalidade aproximada das curvas médias, conseqüentemente indicando o baixo fracionamento da fonte dos magmas geradores dessas rochas.

8.5 RESUMO DO CAPÍTULO

As análises litogeoquímica das amostras da Unidade Metamáfica e do CAIR, revelaram características peculiares que definem cada unidade. Nesse sentido, esse tópico traz de forma resumida algumas conclusões obtidas nas análises dessas características, sendo as mesmas apresentadas a seguir:

1. Segundo o diagrama de Winchester & Floyd (1977), as rochas estudadas no presente capítulo, apresentam composição química tal que permite inferir que seus protólitos tivessem composição basáltica/gabroica.
2. As paragêneses normativas dessas rochas apresentam composições que variam de gabro/gabronorítica a olivina gabro/olivina gabronorítica.
3. As rochas estudadas apresentam afinidade tolheítica, conforme pode ser verificada no diagrama de Irvine & Baragar (1971). Utilizando o diagrama de Jensen (1976, modificado por Rickwood 1989), essas rochas foram divididas em dois grupos

denominados respectivamente MTAMg e MTBMg. Os MTAMg apresentam elevada %Mg e ocupam nesse diagrama o campo dos basaltos komatiíticos, juntamente com os metamafitos do CAIRM. Por não apresentarem feições características como textura spinifex, foi mantida a classificação para essas rochas como tholeiítos. Da mesma forma, embora os MTBMg ocupem o campo dos tholeiítos de alto-Fe, foi mantida a classificação quanto a %Mg.

4. O Mg# parece ser controlado pela cristalização de olivinas e piroxênios, minerais que constituem fases preponderantes no processo de cristalização fracionada desses magmas. Com o decréscimo de Mg# observa-se uma diminuição nos conteúdos de Cr, Ni, CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂ e de forma sutil, nos conteúdos de CaO, mostrando que a cristalização do plagioclásio também constitui um importante processo no fracionamento de magmas basálticos. Igualmente, observa-se um incremento nos conteúdos de Fe₂O_{3t} e TiO₂, mostrando que a cristalização de titanomagnetita, magnetitas e titanitas apresentaram importância secundária na cristalização desses magmas.
5. Observou-se um incremento nos teores relativos Ga, Ba, Zr, Hf, Th, Ta assim como os LREE, com a diminuição dos valores de Mg#. O enriquecimento em LILE pode indicar um enriquecimento da fonte por material mantélico reciclado ou contaminação por assimilação de constituintes crustais durante a colocação desses magmas na crosta. Por outro lado, as baixas razões [La]_n/[Sm]_n e [La]_n/[Yb]_n indicam que os magmas genitores dessas rochas eram pouco fracionados.

CAPÍTULO 9

LITOGEOQUÍMICA DO COMPLEXO ACAMADADO ITAGUARA – RIO MANSO

9.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

As rochas do Complexo Acamadado Itaguara Rio-Manso, caracterizam-se pelo caráter variando de ultrabásico a básico, exibindo valores de SiO₂, situados entre 38,14 ppm e 49,38 ppm nas rochas metaultramáficas, e entre 48,56 ppm e 51,00 ppm nas amostras de metamáficas estudadas (ver tabela de análise litogeoquímica no Apêndice 3.1, 3.2 e 3.3).

A composição normativa dessas amostras apresenta paragêneses de composição predominantemente lherzólítica/harzburgítica, embora algumas poucas amostras subordinadas, exibindo paragêneses olivina-ortopiroxenítica a olivina-websterítica também ocorram (Tabela 9.1).

O diagrama triangular olivina-clinopiroxênio-ortopiroxênio de Le Maitre et al (1989) e Streckeisen (1976; Figura 9.1) para rochas ultramáficas permite uma melhor visualização da composição normativa dessas amostras. A classificação normativa dos termos metamáficos foi apresentada na Figura 8.2 – Capítulo 8.

A composição normativa das amostras do CAIRM é relativamente condizente com a composição modal observada nas mesmas, contudo não foram observadas amostras de composição websterítica e ortopiroxenítica no resultado final da norma. Esse fato possivelmente deve-se ao enriquecimento de Mg e Si observado em algumas amostras, às vezes com mobilização simultânea de Ca e Na, que no cálculo final da norma CIPW, refletiu principalmente sob a forma de olivina e ortopiroxênio normativos.

Apresentando teores de MgO acima de 18% e TiO₂ menores que 0,9%, as rochas ultramáficas se enquadram nas concentrações propostas na definição de ultramafitos komatiíticos propostos por Arndt & Nisbet (1982). Porém os metamafitos diferenciam-se composicionalmente da definição de basaltos komatiíticos apresentadas pelos mesmos autores, cujos valores de MgO oscilam entre 8% e 18%.

Por outro lado, quando essas amostras são plotadas no diagrama de Jensen (1976) que utiliza proporções catiônicas de Mg, Ti, Fe e Al, esboça-se uma tendência típica que caracteriza suítes komatiíticas. Nesse diagrama, segundo a definição do autor, os metamafitos se enquadram quanto à %Mg, no campo dos basaltos komatiíticos, situando-se em um intervalo entre 10% e 20% de Mg, onde apenas a amostra AG 29 fica pouco fora desse limite.

Tabela 9.1 - Composições normativas das rochas do CAIRM. Os metamafitos encontram-se em negrito.

Amostra	Q	P	Or	Ne	Lc	Ka	C	Di	Hy	Wo	Ol	Ac	Il	Mt	Hm	Ap	Zr	Cm	Ti
AG01	0.00	13.50	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	5.23	30.28	0.00	48.81	0.00	0.34	1.17	0.00	0.02	0.00	0.50	0.00
AG02	0.00	16.64	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	4.52	58.18	0.00	18.33	0.00	0.25	1.20	0.00	0.05	0.00	0.47	0.00
AG03	0.00	27.43	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	3.83	32.62	0.00	32.40	0.00	0.72	1.73	0.00	0.07	0.00	0.65	0.00
AG04	0.00	11.31	0.12	0.00	0.00	0.00	0.41	0.00	25.85	0.00	60.14	0.00	0.28	1.38	0.00	0.02	0.00	0.47	0.00
AG05	0.00	15.65	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	6.70	54.25	0.00	20.94	0.00	0.28	1.33	0.00	0.02	0.00	0.50	0.00
AG07	0.00	17.62	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	9.67	25.33	0.00	44.54	0.00	0.40	1.57	0.00	0.05	0.00	0.52	0.00
AG08	0.00	13.90	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	11.45	44.69	0.00	27.20	0.00	0.42	1.41	0.00	0.02	0.00	0.62	0.00
AG09	0.00	17.09	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	3.48	59.00	0.00	18.04	0.00	0.25	1.19	0.00	0.09	0.00	0.50	0.00
AG10	0.00	16.04	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	1.36	19.22	0.00	60.80	0.00	0.36	1.52	0.00	0.02	0.00	0.54	0.00
AG11	0.00	10.46	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	4.76	24.45	0.00	56.35	0.00	0.76	2.22	0.00	0.09	0.00	0.78	0.00
AG12	0.00	9.79	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	4.62	27.82	0.00	54.85	0.00	0.40	1.74	0.00	0.02	0.00	0.62	0.00
AG13	0.00	10.52	0.12	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	30.38	0.00	56.07	0.00	0.25	1.48	0.00	0.02	0.00	0.94	0.00
AG14	0.00	8.16	0.12	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	47.12	0.00	40.40	0.00	0.28	1.35	0.00	0.02	0.00	0.52	0.00
AG15	0.00	12.71	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	7.17	31.26	0.00	45.92	0.00	0.78	1.58	0.00	0.05	0.00	0.38	0.00
AG16	0.00	8.97	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	5.78	29.85	0.00	51.85	0.00	0.63	2.15	0.00	0.05	0.00	0.59	0.00
AG17	0.00	21.58	0.24	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	34.52	0.00	40.88	0.00	0.44	1.80	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
AG18	0.00	15.94	0.12	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	31.41	0.00	49.61	0.00	0.38	1.46	0.00	0.07	0.00	0.53	0.00
AG19	0.00	12.67	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	12.66	20.44	0.00	52.01	0.00	0.30	1.23	0.00	0.02	0.00	0.54	0.00
AG20	0.00	11.30	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	1.71	38.90	0.00	45.73	0.00	0.32	1.29	0.00	0.05	0.00	0.56	0.00
AG21	0.00	8.54	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	1.86	29.71	0.00	56.51	0.00	0.25	1.80	0.00	0.07	0.00	1.15	0.00
AG22	0.00	15.48	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	9.46	33.68	0.00	38.32	0.00	0.42	1.62	0.00	0.14	0.00	0.69	0.00
AG23	0.00	12.89	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	2.56	38.52	0.00	42.58	0.00	0.30	1.58	0.00	0.05	0.00	1.33	0.00
AG24	0.00	13.94	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	6.17	27.92	0.00	48.93	0.00	0.46	1.61	0.00	0.05	0.00	0.63	0.00
AG25	0.00	9.26	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	5.37	38.41	0.00	44.86	0.00	0.23	1.16	0.00	0.07	0.00	0.50	0.00
AG26	0.00	9.47	0.12	0.00	0.00	0.00	1.73	0.00	21.99	0.00	64.35	0.00	0.25	1.46	0.00	0.02	0.00	0.60	0.00
AG27	0.00	16.31	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	3.06	38.07	0.00	39.61	0.00	0.47	1.52	0.00	0.05	0.00	0.57	0.00
AG32	0.00	18.46	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	52.57	0.00	25.84	0.00	0.38	1.58	0.00	0.14	0.00	0.63	0.00
AG36	0.00	5.91	0.12	0.00	0.00	0.00	1.17	0.00	32.80	0.00	57.89	0.00	0.23	1.32	0.00	0.05	0.00	0.49	0.00
AG58	0.00	13.70	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	12.01	43.84	0.00	27.49	0.00	0.51	1.45	0.00	0.07	0.00	0.57	0.00
AG59	0.00	18.44	0.41	0.00	0.00	0.00	3.28	0.00	36.63	0.00	37.83	0.00	0.57	1.87	0.00	0.07	0.00	0.87	0.00
AG61	0.00	15.82	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	31.54	0.00	49.12	0.00	0.36	1.45	0.00	0.07	0.00	0.62	0.00
AG62	0.00	14.05	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	3.40	38.19	0.00	41.42	0.00	0.53	1.55	0.00	0.07	0.00	0.54	0.00
AG63	0.00	16.37	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	1.90	46.76	0.00	32.10	0.00	0.47	1.54	0.00	0.05	0.00	0.56	0.00
AG28	0.00	47.05	5.04	1.41	0.00	0.00	0.00	24.40	0.00	0.00	17.56	0.00	2.20	2.00	0.00	0.28	0.01	0.03	0.00
AG29	2.74	45.98	2.61	0.00	0.00	0.00	0.00	19.05	23.99	0.00	0.00	0.00	3.08	2.16	0.00	0.35	0.01	0.01	0.00

Verifica-se nesse diagrama que as amostras de metaultramafitos situam-se no subcampo dos komatiitos peridotíticos e os dois metamafitos situam-se no subcampo dos basaltos komatiíticos, próximo ao limiar do campo dos tholeiitos de alto-Fe. Dessa forma, nos metaultramafitos as porcentagens do cátion Mg variam de 35,40% a 51,91% e as porcentagens de Ti variam de 0,08% a 0,27% enquanto nos metamafitos, as porcentagens de Mg encontradas foram de 9,01% e 10,85% e as porcentagens de Ti foram de 0,88% e 1,24% (ver valores na tabela 9.2). Nas metaultramáficas, as porcentagens de Al variam de 1,64% a 5,68% e as porcentagens de Fe variam de 5,19% a 10,20%. Nos metamafitos, as porcentagens de Al encontradas foram de 8,71% e 9,03% e as porcentagens de Fe foram de 10,44% e 11,45%.

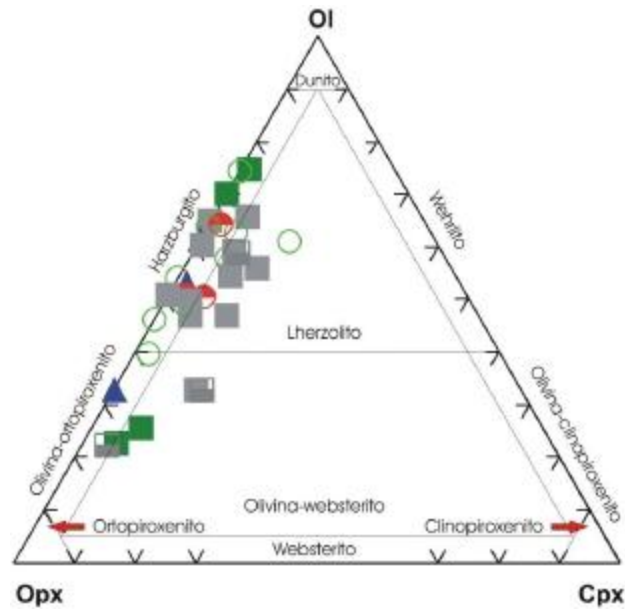


Figura 9.1 - Diagrama olivina-ortopiroxênio-clinopiroxênio de Le Maitre et al. (1989), para classificação de rochas ultramáficas. Círculo verde vazio: metalherzolito. Meio-quadrado cinza: meta-olivina-websterito. Triângulo azul: metaortopiroxênio. Quadrado cinza: metaharzburgito. Meio-círculo vermelho: meta-olivina-ortopiroxênio. Quadrado verde cheio: metawebsterito. Triângulo verde: metamafitos.

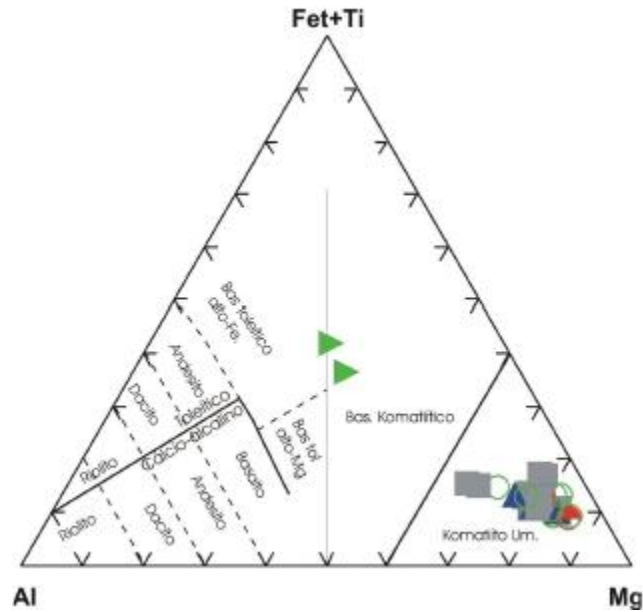


Figura 9.2 - Diagrama discriminante de Jensen (1976) (corrigido por Rickwood 1989), para komatiitos, tholeiitos e rochas cálcio-alcalinas. O diagrama utiliza a proporção catiônica dos elementos Al, Mg, Fe e Ti para discriminar os grupos litológicos a que se propõem. Convenções: como a figura anterior.

Tabela 9.2 - Porcentagem catiônica de Mg, Ti, Al, Fe e valores das razões CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂ e [Gd]_n/[Yb]_n.

Rocha	Amostra	CaO/Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	%Mg	%Fe	%Ti	%Al	[Gd] _n /[Yb] _n
Metalherzolito	AG01	0.81	27.25	47.10	5.30	0.12	2.64	1.16
	AG12	0.86	16.32	47.18	7.86	0.14	1.88	0.91
	AG14	0.32	32.43	47.54	6.14	0.10	2.71	2.73
	AG17	0.49	35.52	40.40	8.49	0.16	4.63	0.84
	AG19	1.24	29.00	45.91	5.57	0.10	2.48	1.39
	AG21	0.69	22.50	48.27	8.13	0.09	1.64	1.06
	AG26	0.35	41.09	50.92	6.54	0.08	2.78	0.85
	AG27	0.66	23.00	42.97	7.07	0.17	3.24	3.75
	AG36	0.36	26.82	51.90	5.85	0.08	1.79	1.13
	AG63	0.61	23.39	41.86	7.14	0.17	3.28	1.14
	Média	0.62	27.05	46.42	6.80	0.12	2.70	1.87
Metawebsterito	AG02	0.69	43.25	39.95	5.56	0.09	3.13	0.64
	AG04	0.49	30.62	50.20	6.18	0.10	2.43	2.29
	AG05	0.82	35.33	39.81	6.18	0.10	3.07	1.02
	AG10	0.59	30.29	47.56	6.93	0.13	3.15	1.00
		Média	0.66	34.42	44.31	6.21	0.10	2.95
Metaharzburgito	AG03	0.62	25.66	35.39	8.35	0.26	5.65	0.59
	AG07	0.90	28.74	41.44	7.27	0.14	3.34	0.87
	AG08	1.11	22.90	40.09	6.53	0.15	2.79	1.54
	AG11	0.86	9.42	44.85	10.20	0.26	2.08	1.94
	AG13	0.50	29.50	49.30	6.63	0.09	2.15	2.01
	AG15	0.93	11.00	44.47	7.26	0.27	2.48	1.23
	AG16	0.99	9.80	44.75	9.84	0.22	1.80	1.45
	AG22	0.97	24.50	40.94	7.57	0.15	2.96	1.25
	AG59	0.35	32.46	39.67	8.95	0.21	5.68	0.79
	AG61	0.56	29.65	45.86	6.64	0.12	3.06	0.99
AG62	0.70	17.84	44.05	7.12	0.18	2.73	1.31	
	Média	0.72	20.23	42.83	7.85	0.19	3.14	1.12
Meta-olivina-websterito	AG09	0.65	44.67	39.95	5.55	0.09	3.23	0.58
	AG24	0.84	20.27	44.52	7.38	0.16	2.74	3.47
	AG58	1.15	17.28	39.82	6.71	0.18	2.57	1.38
		Média	0.86	23.97	41.40	6.55	0.14	2.85
Metaortopiroxenito	AG18	0.50	31.22	46.06	6.69	0.13	3.43	0.96
	AG20	0.65	24.67	47.72	5.81	0.11	2.24	1.10
	AG32	0.55	32.68	39.94	7.42	0.14	3.71	0.69
		Média	0.56	29.87	44.55	6.64	0.13	3.13
Meta-olivina-ortopiroxenito	AG23	0.67	28.47	44.84	7.24	0.11	2.55	0.72
	AG25	0.95	26.91	47.98	5.19	0.08	1.77	0.73
		Média	0.79	27.81	46.41	6.22	0.09	2.16
Metamafitos	AG28	0.73	12.34	10.85	10.44	0.88	9.03	1.01
	AG29	0.71	8.42	9.01	11.45	1.24	8.71	1.32
		Média	0.72	10.05	9.94	10.94	1.06	8.87

Um outro aspecto importante na definição da suíte komatiítica segundo Arndt & Nisbet (1982), diz respeito a razão CaO/Al₂O₃. Nos metaultramafitos, essa razão apresenta valores que oscilam entre 0,32 e 1,24, intervalo em que alguns termos seriam excluídos da definição inicial de komatiúto proposta por Viljoen & Viljoen (1979), e de certa forma por Arndt & Nisbet 1982, onde os

valores de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ deveriam ser maiores que o intervalo situado entre 0,8 e 1,0. Porém, quanto aos valores da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e dos teores de TiO_2 e MgO , as rochas estudadas no presente trabalho assemelham-se em parte, aos komatiítos do tipo Bushveld (Cawthorn & Davies 1982).

Quanto aos metamafitos, os valores obtidos da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ foram de 0,72 e 0,73, resultados bastante próximos aos limites proposto pelos autores supracitados. No entanto, razões similares às observadas nos metamafitos estudados, são encontradas, por exemplo, em alguns tholeiítos fanerozóicos (Cameron & Nisbet 1982), em basaltos komatiíticos de Barberton (Brooks & Hart 1974), e nos basaltos komatiíticos modernos da Ilha de Gorgona, Colômbia (Echeverria 1982).

Ressalta-se que o uso da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ na definição de komatiíto é discutível em função da mobilidade do CaO , mesmo porque do ponto de vista petrológico, nos komatiítos, o Al_2O_3 constituiria um constituinte mais importante (Arndt 1994).

Baseados na questão da susceptibilidade a mobilização apresentada pelo CaO , Nesbitt et al. (1979) e Jahn et al. (1982), corroborados por Beswick (1982), propõem uma classificação de komatiítos baseados nas razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e no conteúdo de HREE (razão $[\text{Gd}]_n/[\text{Yb}]_n$) a qual divide-se em três grupos:

- Grupo I: Komatiítos Al-depletados (razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 20$) e empobrecidos em HREE (razões $[\text{Gd}]_n/[\text{Yb}]_n > 1$). Foi denominado por Arndt (1994) de komatiíto tipo Barberton. São os komatiítos mais antigos que se conhece;
- Grupo II: Komatiítos não-depletados em Al, apresentam valores condríticos da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (~ 20) e padrão achatado de HREE $[\text{Gd}]_n/[\text{Yb}]_n \sim 1$). Foi denominado por Arndt (1994) de komatiíto tipo Munro. São característicos do Neoproterozoico;
- Grupo III: Komatiítos Al-enriquecidos (razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 20$) e HREE-enriquecidos (razão $[\text{Gd}]_n/[\text{Yb}]_n < 1$). Essa variedade é semelhante aos jovens komatiítos fanerozóicos da Ilha Gorgona.

O Diagrama de Jahn et al. (1982) foi reproduzido na Figura 9.3 com as rochas do CAIRM.

Em geral a maioria das amostras analisadas apresentam características do Grupo III (Figura 9.3). As demais amostras afinam-se com o grupo GI ou apresentam características peculiares ocupando o campo em branco não definido. Nos termos metaultramáficos analisados, as razões $[\text{Gd}]_n/[\text{Yb}]_n$ oscilam de 0,58 a 3,75, enquanto nos metamafitos, os valores obtidos foram de 1,01 e 1,32. Em análise a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, os valores variam nos metaultramafitos do CAIRM de 9,42 a 44,67 e nos mafitos, variam de 8,42 a 12,34.

Quanto às amostras que ocupam o campo em branco, em parte esse resultado poderia ser

condizente com o fracionamento magmático, porém as amostras que apresentam forte dispersão, claramente refletem um enriquecimento em Gd (e em REE de modo geral) durante processos independentes, não associados ao fracionamento, como por exemplo, transformações metamórficas ou metassomáticas e contaminação da fonte por material com elevadas concentrações de HREE (Pushtel et al. 1993). Dessa forma admite-se nesse trabalho que em parte, os HREE sejam controlados por um enriquecimento secundário à partir de concentrações médias associadas à cristalização fracionada, como mostra o paralelismo não-caótico das curvas do diagrama multi-elementar de terras raras, apresentados mais adiante nesse capítulo, no tópico 9.4 – Padrão Geoquímico.

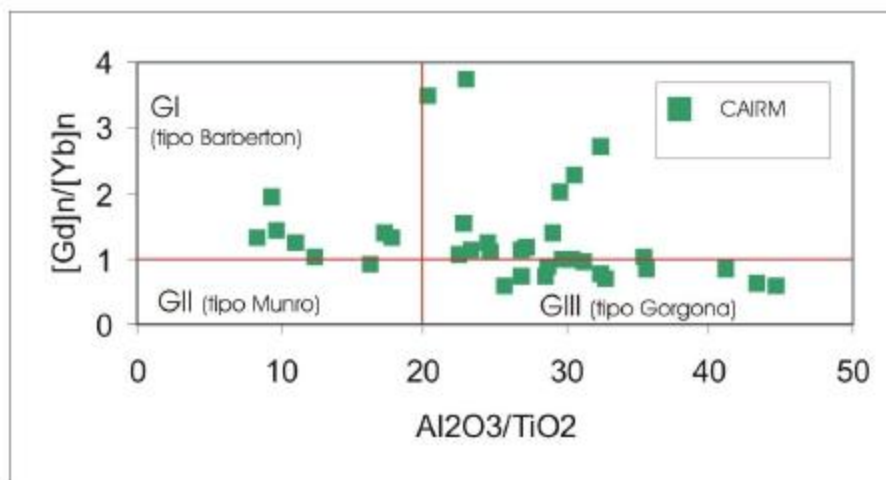


Figura 9.3 - Diagrama adaptado de Arndt (1994) apresentando a classificação de rochas ultramáficas komaatíticas propostas por Jahn et al. (1982). As linhas representam valores condríticos. As razões $[Gd]_n/[Yb]_n$ foram normalizadas como os valores de manto primitivo de Sun & McDonough (1989), embora no trabalho original tivessem sido adotados os valores do manto primitivo de Hofmann (1988).

Além de enriquecimento em REE, essas rochas também apresentam baixos teores nos incompatíveis Nb, Th, Ta, V, Zr e Ba (ver concentrações nas tabelas dos Apêndices 3.1, 3.2 e 3.3) e com exceção dos termos metamórficos, elevados teores de Ni, Cr, Co.

As maiores concentrações desses elementos foram particularmente observadas nos metaharzburgitos, meta-olivina-ortopiroxenitos e nos metalherzolitos, onde estão associados a valores elevados de Mg#, que controla o sistema de cristalização olivina-ortopiroxênio-espinélio, mais susceptíveis até mesmo ao metamorfismo de baixo grau. Entre as amostras analisadas, os valores de Mg#, variam nas rochas ultramáficas de 72,54 a 85,21, decaindo, nos termos gabróicos, para 38,82 e 32,46. Bossi et al. (1993) admite para magmas primários, valores de Mg# na ordem de 74 a 80, o que seria pertinente afirmar, que mesmo sobre intenso fracionamento, os valores obtidos nas amostras dos termos ultramáficos, refletiriam a composição esperada de uma fonte bastante primitiva, corroborada não somente pelos elevados valores de Mg# mas também pelo enriquecimento mencionado em Cr, Ni, Co e MgO.

Nessas rochas, o Ni ocorre em concentrações variando de 1189,00 ppb a 2870,00 ppb, decrescendo drasticamente de 100,00 a 55,00 ppb nos níveis metagabroicos. O Cr, nas rochas metaultramáficas, varia de 1956,81 ppb a 5678,86 ppb, enquanto nas metamáficas essas concentrações caem para 157,37 ppb e 47,89 ppb. O Co, embora em concentrações mais modestas, varia de 72,70 ppb a 122,60 ppb nas amostras de metaultramáficas, decaindo para 65,80 ppb a 79,60 ppb nas amostras de metamáficas. Dessa forma tentou-se aqui mostrar algumas características gerais das rochas do CAIRM, que se enquadram sob alguns aspectos, nas definições de komatiitos e particularmente mostram ser bastante similares às rochas de composição komatiítica do tipo Gorgona e Barberton. Relações de caráter petrogenético são melhor visualizadas nos diagramas de variação e nos padrões multi-elementares apresentados nos tópicos seguintes.

Quanto às relações de campo observadas entre as rochas do CAIRM e as rochas da seqüência supracrustal, não é possível, em um primeiro momento, falar sobre quaisquer indícios de consangüinidade. Esse assunto será aprofundado no Capítulo 10 - Evolução Tectônica, onde também serão discutidas, possíveis ambiências tectônicas para essas rochas.

9.2 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Embora seja de uso freqüente a utilização do Mg# como índice de diferenciação em diagramas binários para rochas de composição máfica e ultramáfica, esse índice apresentou diagramas com tendências menos definidas que o MgO nas rochas estudadas no presente capítulo.

A utilização do MgO em substituição ao Mg#, favoreceu a construção de diagramas apresentando menores dispersões e possibilitou dessa forma uma análise mais confiável dos processos de diferenciação magmática, controlados quase que exclusivamente pela cristalização da olivina, ortopiroxênio e espinélios.

Nas Figuras 9.4 e 9.5 são apresentados alguns diagramas de MgO versus óxidos, elementos maiores e traços. Analisando os diagramas, observa-se que o SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, álcalis totais (Na₂O + K₂O), Fe₂O₃, V, Rb e Sc apresentam um incremento, com a diminuição dos teores de MgO, enquanto o Co, o Ni e o Cu apresentam uma forte depleção. Essa correlação negativa, principalmente com os óxidos é condizente com a diferenciação do líquido ultramáfico, mostrando que nos termos mais magnesianos, a cristalização da olivina e do ortopiroxênio e do espinélio, controla o processo de fracionamento, restando MgO nas primeiras fases minerais cristalizadas enquanto os demais óxidos, incompatíveis, tendem a ser incorporados nos termos mais evoluídos. Irvine (1975 e 1977) mostraram que a cristalização da cromita no início do fracionamento de um magma primitivo também pode acontecer juntamente com a olivina, nesse caso soma-se ao ortopiroxênio e olivina como fases fundamentais no processo de diferenciação de magmas ultramáficos.

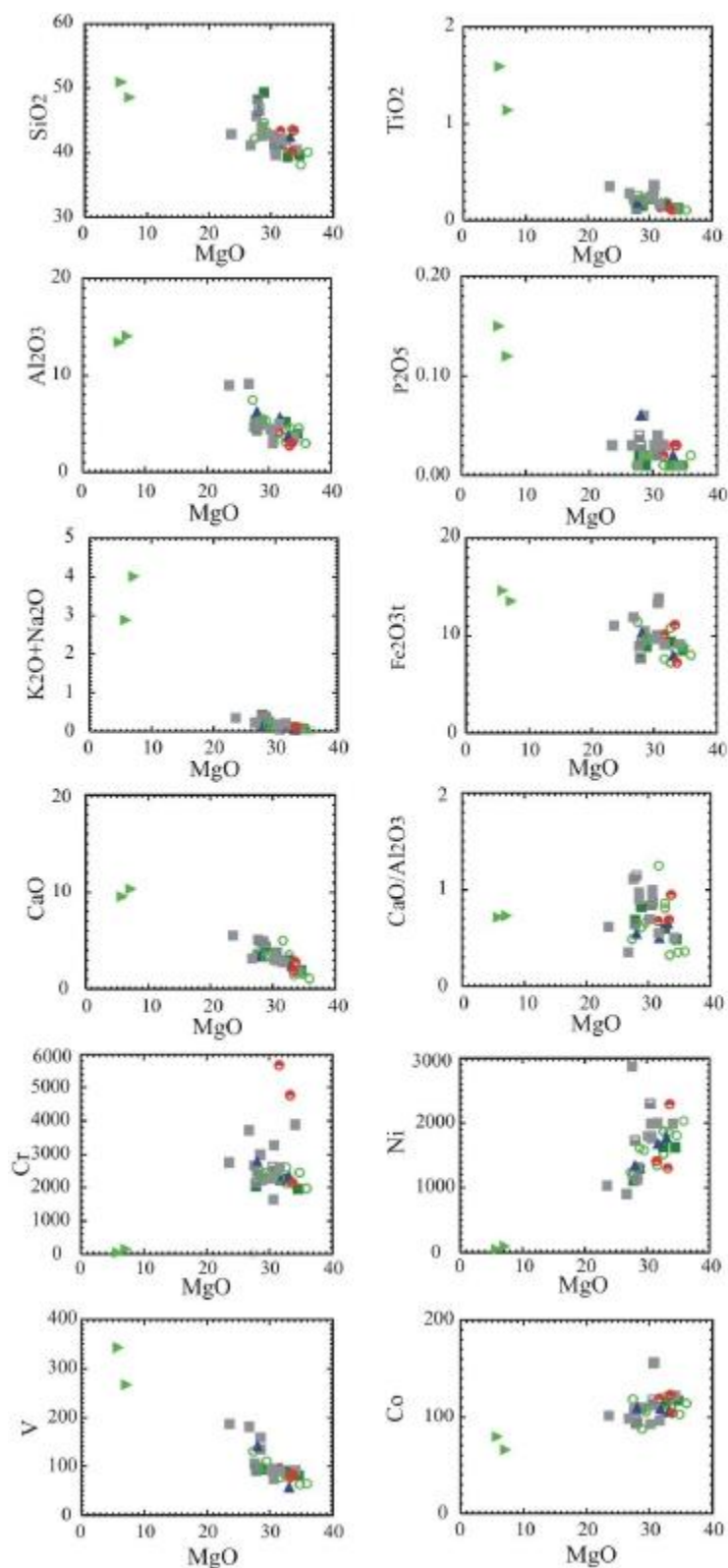


Tabela 9.4 - Diagramas de variação de óxidos e elementos menores versus MgO. Círculos verdes vazios: metalherzolito. Meio-quadrado cinza: meta-olivina-websterito. Triângulo azul: metaortopiroxenito. Quadrado cinza: metaharzburgito. Meio-círculo vermelho: meta-olivina-ortopiroxenito. Triângulo verde: metamafitos. Quadrado verde cheio: metawebsterito.

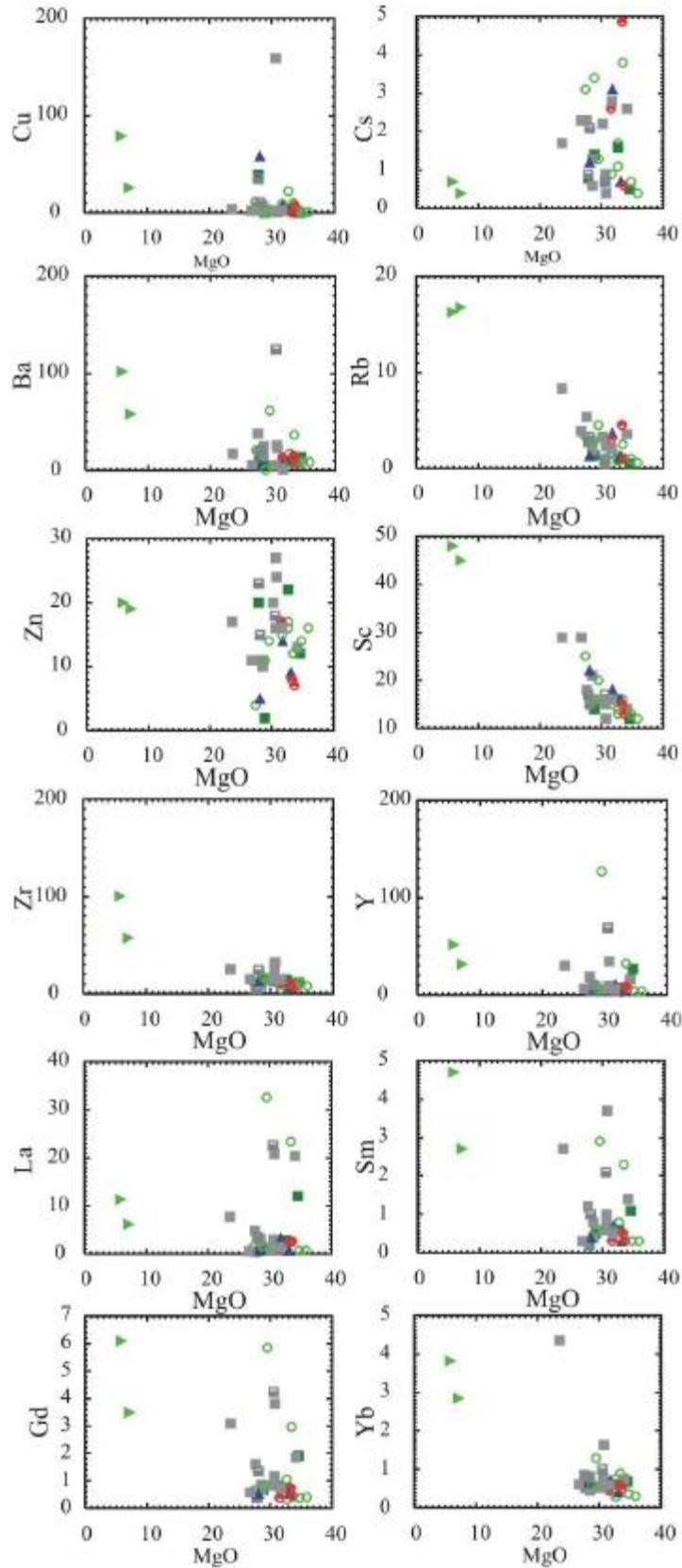


Figura 9.5 - Diagramas de variação de elementos traços versus MgO. Convenções: como a figura anterior.

No entanto, a correlação positiva de Cr em função de MgO, no respectivo diagrama da Figura 9.4, não é tão clara ou apenas sugerida pelo alinhamento de metaharzburgitos e metaortopiroxênitos (respectivamente quadrados cinzas e triângulos azuis). A dispersão observada entre as amostras, pode estar associada a mobilização do MgO durante a serpentinização/talcificação de olivinas e ortopiroxênios e principalmente na transformação de espinélios marrons em hercinita e esse mineral em variedades opacas. Igualmente, os teores de Ni e Co, mostram-se como elementos compatíveis e apresentam uma forte depleção com o decréscimo do MgO. Já o diagrama com Cu, embora menos abundante nessas rochas, não apresenta tendência com inclinação muito forte, mas pode ser verificado um decréscimo nesse elemento com a depleção do MgO. De modo geral, a depleção de Ni, Cu e Co, em função do decréscimo de MgO resguarda processos magmáticos primordiais, estando associados a cristalização da olivina e espinélio, ou ainda a minerais sulfetados.

Embora não tenham sido realizadas análises mineralógicas nas rochas estudadas, a fim de se descrever sulfetos e outros minerais opacos, quantidades apreciáveis de pentlandita foram descritas em área adjacente a estudada, no município de Carmópolis de Minas (Carneiro et al. 2006 inédito). A extração de sulfetos por segregação de líquido sulfetado constitui um mecanismo concomitante ou precedente a cristalização da olivina, os quais formam camadas sulfetadas na base de intrusões estratiformes, originadas a partir de magmas primários saturados em enxofre (Naldrett & Von Gruenewald 1989).

A variação negativa CaO, TiO₂, Fe₂O_{3t}, Al₂O₃, SiO₂ e álcalis totais em função do MgO, pode ser observada nos respectivos diagramas da Figura 9.4. O enriquecimento desses óxidos em função da depleção do MgO é devida a incompatibilidade dos mesmos na cristalização dos primeiros precipitados ferro-magnesianos. Dessa forma, se os diferenciados gabróicos, em geral mais cálcicos, por hipótese constituíssem os últimos termos de uma série ou de um pulso magmático a se cristalizar, o incremento em seus conteúdos de TiO₂, SiO₂, Al₂O₃, CaO e Fe₂O_{3t}, poderia estar refletindo a presença de minerais como clinopiroxênio, plagioclásio e magnetita em sua paragênese. Por outro lado, se a cristalização do plagioclásio e de forma geral dos piroxênios, realmente constituem fases importantes nos processos de fracionamento e cristalização dos diferenciados mais evoluídos (e. g. Irvine 1970), seria de se esperar nos termos máficos, concentrações mais elevadas de CaO, e conseqüentemente razões CaO/Al₂O₃ maiores correspondendo a tendência geral das demais amostras plotadas no diagrama, reproduzindo assim a evolução de um líquido de características komatiíticas, passando de komatiítos ultramáficos a basaltos komatiíticos ou até mesmo até diferenciados tholeiíticos de alto-Mg. Contudo esse fato que não ficou muito claro apenas com as duas amostras analisadas e nesse momento pouco se pode afirmar sobre o processo de diferenciação desses metamafitos.

Já o incremento observado de V com a depleção de MgO é compatível com a diferenciação do TiO₂ e do Fe₂O₃ com eventual concentração desses óxidos nos termos mais evoluídos, fato que remete a uma analogia com certos complexos acamadados, os quais exibem no topo da seqüência, anortositos intercalados com magnetitos titano-vanadíferos, como é o caso por exemplo da Zona Superior de Bushveld (e. g. Wagner & Brown 1976).

De fato a razão CaO/Al₂O₃, apesar da dispersão observada pelas amostras, sugere um incremento nos valores com o decréscimo do MgO (ver diagrama respectivo na Figura 9.4), apresentando dessa forma um comportamento diferente com relação dois metamafitos analisados (triângulos verdes), que exibem razões menores.

Quanto a evolução dos REE observa-se nos diagramas de MgO versus Yb, Gd e Sm e La, um empobrecimento nos termos ultramáficos com maior incorporação desses elementos nos metamafitos, conforme está representado nos diagramas da Figura 9.5. Apesar de algumas amostras apresentarem forte dispersão, a variação negativa dos REE em função do MgO, como sugerida nesses diagramas, mostra que existe uma incompatibilidade entre esses elementos e os primeiros diferenciados, onde a tendência negativa em geral, evidencia que o aumento geral do conteúdo de REE, com a diminuição do conteúdo de MgO, é também, nesse caso, controlado pela cristalização fracionada. A depleção em HREE é um atributo que pode ter sido herdada de uma fonte rica em granada (Rollinson 1993) e como já mencionado, constitui uma importante característica de suítes komatiíticas arqueanas do tipo Barberton, a citar, por exemplo, a ocorrência de Crixás (Arndt et al. 1989) e de alguns metabasaltos magnesianos do Grupo Nova Lima (Zucchetti 1998).

9.3 RAZÕES ENTRE ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS

A Tabela 9.3 apresenta o panorama geral de algumas razões entre alguns elementos incompatíveis. A razão Ti/Nb nas rochas metaultramáficas analisadas variam de 799,33 a 3357,2, sendo que a maior média alcançada representa as amostras de metaortopiroxenito (média de 1833,77 com intervalo entre 1541,57 e 2278,10) e a menor média, as amostras de metawebsterito (média de 1067,86 e intervalo de 999,17 a 1199,00).

As amostras de metaortopiroxenitos apresentam também as maiores razões P/Nb, com a média de 282,38 e variação de 187,03 a 523,68. Em toda a porção do complexo ultramáfico mapeado, os valores máximos e mínimos dessa razão são respectivamente de 36,37 (metaharzolito) e 523,68 (amostras metaharzurgito e metaortopiroxenito). Os Metaharzurgito e meta-olivina-websterito possuem a maior média da razão Ce/Ti, com o valor de 0,003 e variações respectivamente de 0,001 a 0,007 e 0,001 e 0,005, cujos limites, coincidentemente, representam as máximas e mínimas do CAIRM.

Tabela 9.3 - Razões entre elementos incompatíveis.

Rocha	Amostra	Ti/Nb	Ce/Ti	Ti/Zr	Ti/P	Zr/Nb	P/Nb	Ba/Nb	La/Nb	Nb/Y	Zr/Y	Ce/Zr	La/Yb	Th/Ta
Metalherzolito	AG01	799.33	0.0039	64.38	21.98	12.42	36.37	14.17	2.08	0.16	1.94	0.04	3.33	3.00
	AG12	2278.10	0.0010	203.40	26.10	11.20	87.28	18.00	1.60	0.15	1.70	0.03	2.76	1.00
	AG14	1199.00	0.0021	77.00	19.23	15.57	62.34	52.86	33.43	0.02	0.34	0.34	26.00	2.00
	AG17	2517.90	0.0006	112.41	28.85	22.40	87.28	42.00	3.00	0.07	1.62	0.02	2.31	1.00
	AG19	1678.60	0.0033	164.57	19.23	10.20	87.28	22.00	2.80	0.08	0.78	0.07	2.80	1.00
	AG21	1438.80	0.0039	71.23	5.50	20.20	261.84	30.00	5.00	0.06	1.16	0.05	4.39	2.00
	AG26	1099.08	0.0027	58.88	15.11	18.67	72.73	15.00	1.33	0.18	3.29	0.02	2.16	2.00
	AG27	1969.79	0.0021	96.42	15.80	20.43	124.69	88.57	46.57	0.01	0.11	0.26	25.27	2.00
	AG36	1318.90	0.0014	81.41	7.56	16.20	174.56	18.00	1.60	0.15	2.38	0.02	2.67	1.00
	AG63	1723.56	0.0027	78.79	15.80	21.88	109.10	1.13	2.00	0.14	3.02	0.03	2.67	3.00
	Média	1512.58	0.0023	90.28	15.02	16.75	100.71	29.37	10.45	0.03	0.53	0.09	7.44	1.80
Metawebsterito	AG02	1199.00	0.0008	135.74	8.24	8.83	145.47	16.67	0.83	0.13	1.13	0.02	0.96	1.00
	AG04	1113.36	0.0031	68.36	17.86	16.29	62.34	20.00	17.29	0.03	0.42	0.13	17.54	3.00
	AG05	999.17	0.0028	61.59	20.61	16.22	48.49	5.56	1.67	0.17	2.75	0.03	2.68	2.00
	AG10	1019.15	0.0031	72.28	23.35	14.10	43.64	9.00	2.90	0.14	1.99	0.04	4.75	4.00
		Média	1067.86	0.0025	75.27	15.66	14.19	68.19	11.88	5.31	0.07	1.03	0.05	6.48
Metaharzburgito	AG03	1748.54	0.0068	83.26	16.03	21.00	109.10	14.17	6.42	0.04	0.83	0.08	1.77	7.00
	AG07	876.19	0.0035	112.78	13.05	7.77	67.14	19.23	2.46	0.14	1.09	0.06	3.90	3.00
	AG08	1998.33	0.0018	199.83	27.47	10.00	72.73	63.33	8.17	0.03	0.32	0.16	5.70	2.00
	AG11	899.25	0.0035	67.23	12.36	13.38	72.73	9.58	8.67	0.07	0.93	0.13	12.76	3.50
	AG13	1438.80	0.0022	102.77	16.48	14.00	87.28	14.00	40.80	0.03	0.44	0.34	26.84	2.00
	AG15	1584.39	0.0027	70.42	25.41	22.50	62.34	18.57	2.14	0.15	3.28	0.03	3.75	4.00
	AG16	1124.06	0.0032	70.53	20.61	15.94	54.55	3.75	1.56	0.26	4.18	0.03	4.17	7.00
	AG22	2398.00	0.0014	122.35	4.58	19.60	523.68	30.00	5.60	0.05	1.08	0.04	6.22	2.00
	AG59	3357.20	0.0005	109.00	12.82	30.80	261.84	11.40	1.20	0.07	2.30	0.01	0.98	1.00
	AG61	1455.93	0.0030	68.40	7.78	21.29	187.03	1.00	2.00	0.11	2.44	0.03	2.33	3.00
	Média	1454.44	0.0030	86.35	12.78	16.84	113.84	14.65	5.95	0.08	1.27	0.07	6.41	3.23
Metaortopiroxenito	AG18	1541.57	0.0032	87.02	8.24	17.71	187.03	15.71	4.57	0.07	1.22	0.05	5.00	1.00
	AG20	1798.50	0.0011	130.33	10.30	13.80	174.56	32.00	1.40	0.11	1.47	0.02	1.00	1.00
	AG32	2278.10	0.0011	84.37	4.35	27.00	523.68	10.00	1.40	0.08	2.25	0.02	1.00	6.00
		Média	1833.76	0.0019	95.04	6.49	19.29	282.38	18.82	2.71	0.08	1.57	0.03	2.33
Meta-olivina-ortopiroxenito	AG23	1798.50	0.0019	88.16	10.30	20.40	174.56	26.00	1.80	0.11	2.32	0.02	2.00	3.00
	AG25	1318.90	0.0015	96.98	5.04	13.60	261.84	16.00	5.20	0.08	1.05	0.03	5.20	1.00
		Média	1558.70	0.0017	91.69	7.14	17.00	218.20	21.00	3.50	0.09	1.56	0.02	3.60
Meta-olivina-websterito	AG09	899.25	0.0011	112.41	4.12	8.00	218.20	26.25	0.75	0.16	1.28	0.01	1.11	1.00
	AG24	1884.14	0.00	100.68	15.11	18.71	124.69	178.57	32.29	0.01	0.19	0.20	22.38	1.00
	AG58	1070.54	0.00	60.92	11.45	17.57	93.51	14.00	2.43	0.14	2.48	0.04	4.20	6.00
		Média	1219.67	0.00	80.21	9.01	15.21	135.43	57.10	9.17	0.03	0.53	0.08	9.23
Metamáficas	AG28	1847.11	0.00	119.69	13.05	15.43	141.54	15.68	1.68	0.12	1.80	0.03	2.18	1.00
	AG29	1342.54	0.00	94.85	14.56	14.15	92.20	14.37	1.61	0.14	1.95	0.03	2.98	1.50
		Média	1515.40	0.00	103.85	13.89	14.59	109.10	14.81	1.63	0.13	1.89	0.03	2.58

Os valores da razão Ti/Zr variam no CAIRM de 58,88 a 203,40, sendo máximo e mínimo representados nas amostras de metalherzolito e a maior média representada no grupo das metamáficas, com o valor de 103,85.

A razão Zr/Nb apresenta a maior média nas amostras de meta-ortopiroxenito com o valor de 19,29 e máximo e mínimo, respectivamente de 13,80 e 27,00. No CAIRM, os valores máximo e mínimo são de 7,77 e 30,80, ambos nas amostras de metaharzburgito.

Da mesma forma, as amostras de metalherzolito apresentam o valor máximo da razão Ti/P com 28.85 enquanto o valor mínimo encontra-se nas amostras de meta-olivina-websterito com 4.12, enquanto a maior média ocorre nas amostras de metawebsterito, com valor de 15.66.

A razão Ba/Nb apresenta o valor máximo de 178.57 nas amostras de meta-olivina-websterito e valor mínimo de 1,13 nas amostras de meta-olivina-websterito. O valor máximo valor de média obtido foi de 57,10 e ocorre nas amostras de meta-olivina-websterito.

O máximo valor da razão La/Nb 46,57, ocorre nas amostras de metalherzolito enquanto o mínimo de 0,75, ocorre entre as amostras de meta-olivina-websterito. A maior média obtida foi de 10.45 e encontra-se no grupo dos metalherzólitos e a menor, no grupo das metamáficas, com 1,63.

A razão La/Yb varia de varia de 0,98 (metaharzburgito) a 26,00 (metalherzolito), sendo que a menor média apresenta o valor de 2,58 (metamáfica) e a maior 9,23 (meta-olivina-websterito).

A razão Nb/Y, varia de 0,01, nas amostras de meta-olivina-websterito a 0,18, nas amostras de metalherzolito. A média máxima obtida foi de 0,13, no grupo de amostras dos metamafitos, e a mínima de foi de 0,032, no grupo de amostras de metalherzolito. As amostras de metamafito também apresentam a maior média Zr/Y, com valor de 1,89. A menor média dessa razão foi obtida entre as amostras de meta-olivina-websterito, com o valor de 0,53. Em todo o complexo acamadado, o valor máximo encontrado foi de 4,180 (metaharzburgito) e o mínimo de 0,11 (metalherzolito).

A razão Ce/Zr varia de 0,01 a 0,34, ambas em metaharzburgito. A maior média foi obtida entre as amostras de metalherzolito e apresenta o valor de 0.09. A menor média foi obtida entre as amostras de meta-olivina-ortopiroxenito e apresenta o valor de 0.02.

O valor máximo da razão Th/Ta ocorre no grupo dos metaharzburgitos (7,00) sendo que a maioria dos grupos um limite inferior igual a 1,0000. A maior média apresenta o valor de 3,23 (metaharzburgito) e a menor média, o valor de 1.25 (metamáfica).

As diferentes amplitudes observadas nos intervalos entre as razões nos termos ultramáficos estudados, nem sempre evidenciam que o processo controlador seja o fracionamento do magma gerador. O que se propõe mais a frente no desenvolver dessa dissertação é que processos secundários como contaminação da fonte magmática e mobilidade química, poderiam ser os mecanismos controladores da grande amplitude de valores observada nessas razões. No item seguinte, padrão geoquímico essa discussão será retomada e analisada sob a ótica do comportamento geral dos demais elementos químicos que compõem essas rochas, assim como no Capítulo 10 – Evolução Tectônica,

novos diagramas com essas razões serão apresentados e analisados segundo os prováveis processos envolvidos em sua gênese.

9.4 PADRÃO GEOQUÍMICO

Para análise e elaboração de diagramas de padrões geoquímicos das rochas do Complexo Acamadado Itaguara Rio-Manso, procurou-se um padrão de normalização que fosse tão primitivo quanto supostamente seria a fonte de seus magmas genitores. Inicialmente foram testadas normalizações pelo manto primitivo de acordo as concentrações propostas por vários autores. As normalizações utilizando o manto primitivo poderiam fornecer informações quanto à composição da fonte mantélica. Igualmente foram feitos testes com vários valores de condrito (e. g. Wood et al. 1979b, Sun 1980, Bevins et. al. 1984, Taylor & McLennan 1985, Sun & McDonough 1989) que por fim apresentaram pequenas diferenças nos padrões gerados. De modo particular, o condrito de Sun & McDonough (1989), refere-se a uma classe de condritos carbonosos, bastante primitiva, chamada C1, que se caracteriza por não ter sofrido processos de diferenciação, aproximando-se bastante do que seria a composição do manto terrestre primitivo.

Além da busca pela similaridade composicional com as rochas analisadas, tem-se o fato de que o condrito C1 de Sun & McDonough (1989), é uma atualização de trabalhos anteriores (e. g. Taylor & McLennan 1985) e foi utilizado por outros autores trabalhando com rochas semelhantes em regiões de contexto geológico parecido (e. g. Pinheiro 1997, Zucchetti 1998), o que favoreceu na escolha pela adoção desses valores de normalização.

A Figura 9.6 apresenta o diagrama multi-elementar construído com as médias dos termos ultramáficos e máficos, analisados no presente trabalho. De modo geral, para alguns elementos, essas rochas são algumas vezes mais fracionadas que os valores do condrito C1, salvo a exceção da pronunciada anomalia negativa de Pb, que as caracterizam. Além dessa anomalia, outras anomalias negativas, menos pronunciadas, completam o esboço da assinatura geoquímica dessas rochas. Tais anomalias estão representadas nas quantidades relativas dos elementos Nb, Sr e Zr. Nota-se que tais características acompanham todos os termos, inclusive aqueles mais diferenciados como os metamafitos.

Obviamente essa diferenciação não corresponde necessariamente à seqüência apresentada no diagrama, a qual remete apenas a média dos intervalos de concentrações dos elementos nas variedades litológicas analisadas. Por exemplo, o conjunto de amostras que compreende metalherzolitos e metaharzburgitos apresenta um amplo intervalo de concentrações, onde algumas dessas amostras possuem, inclusive, um padrão igual ou inferior aos valores da norma.

Assim como o diagrama do multi-elementar apresentado na Figura 9.6, o diagrama multi-

elementar de padrão terras raras na Figura 9.7, foi plotado como uma tentativa de se analisar as relações entre as diversas classes de litotipos metaultramáficos a partir de suas médias.

Em um primeiro momento observa-se um enriquecimento generalizado em REE não condizente com rochas dessa natureza.

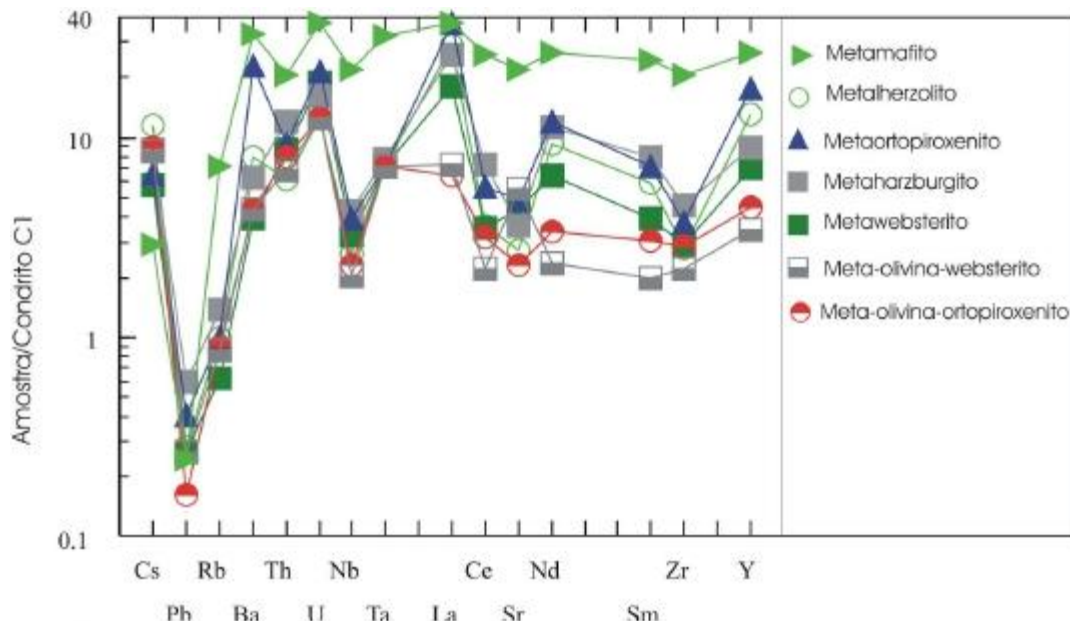


Figura 9.6 - Diagrama multi-elementar mostrando o padrão geoquímico das rochas do CAIRM.

Verifica-se que a média dos termos ultramáficos analisados alcançam um nível de diferenciação 7 a 20 vezes maior que o condrito conforme o elemento (Figura 9.6) e os termos máficos, cerca de 30 vezes.

Da mesma forma, a média com os menores valores (meta-olivina-websterito), é cerca de apenas 2 vezes maior que os valores de normalização, sendo que para muitas amostras em particular, esse valor se equipare ou constitua ainda números inferiores aos valores de normalização.

As razões $[La/Yb]_n$ e $[La/Sm]_n$ das amostras estudadas são apresentadas na Tabela 9.4. Em uma análise rápida a esses valores, observam variações de máximos e mínimos que se situam para a razão $[La/Yb]_n$ no intervalo compreendido entre 0,69 e 19,25 e para a razão $[La/Sm]_n$ no intervalo compreendido entre 1,61 e 9,41. Em todos os casos, se comparados os valores das razões $[La/Yb]_n$ e $[La/Sm]_n$ para uma mesma amostra, verifica-se que uma razão nunca excede em aproximadamente 2,5 vezes o valor da outra. Entre outras possibilidades, esse fato sugere que o enriquecimento generalizado em REE e nos demais elementos, foi iniciado à partir de concentrações médias primordiais, de forma que os padrões atuais não apresentam comportamento anômalo, mas sim curvas com padrões paralelos.

Esse padrão de anomalias observadas nas assinaturas litogeoquímicas, ao que parece, é uma característica de rochas ultramáficas brasileiras. Entre as ocorrências de rochas congêneres encontradas no Brasil, onde se observam litotipos com comportamento similar, destacam-se o Complexo Mangabal I e II (Candia 1982), o *Greenstone Belt* de Crixás/GO (Arndt et al.1989), a Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro (Szabó 1996), as seqüências tipo *greenstone* do Supergrupo Rio das Velhas (Zucchetti 1998), os derrames komatiíticos do Morro da Onça (Pinheiro 1998) e Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas (Carvalho Jr. 2001).

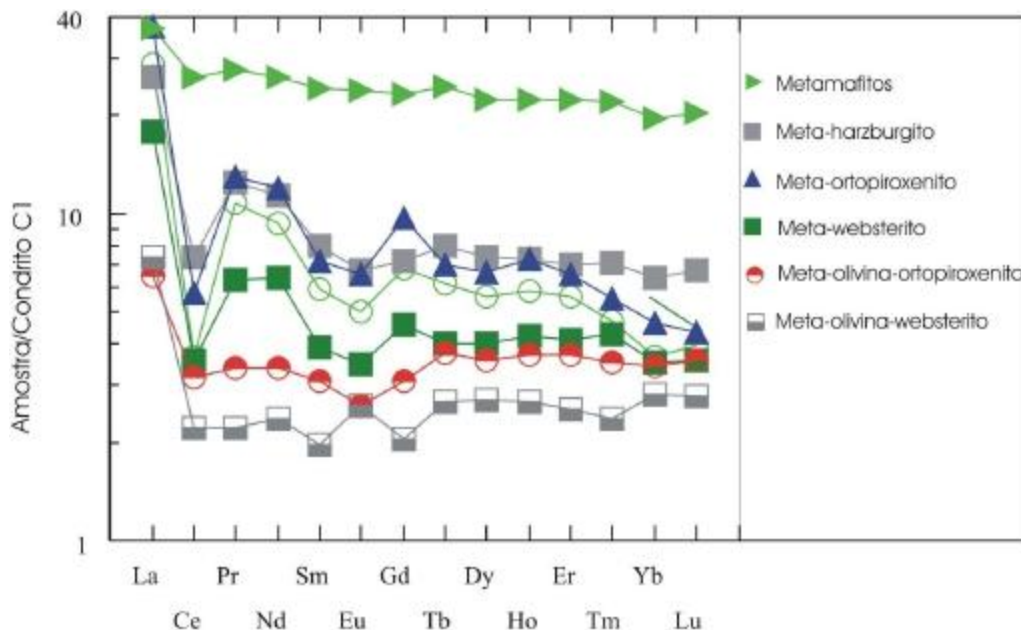


Figura 9.7 - Diagrama multi-elementar mostrando o padrão dos elementos terras raras.

O resultado dos padrões geoquímicos nos apresenta alguns fatos importantes:

- 1°. Observa-se, uma mobilidade seletiva nas amostras estudadas, com empobrecimento em Pb, Ce e enriquecimento em Y, Th, e de forma generalizada nos elementos terras raras, destacando-se os elementos terras raras leves.
- 2°. No padrão geoquímico geral, as médias do conteúdo de REE apresentadas, sugerem que as modificações ocorreram de maneira uniforme com relação a composição primária dessas rochas. Contudo, o amplo intervalo observado nas composições entre amostras do mesmo tipo, levam a considerar que mobilização não ocorreu com mesma intensidade em todo o CAIRM, onde processos secundários, posteriores, promoveram uma mobilização diferenciada ao longo do corpo.

No presente capítulo, pelo menos uma etapa do processo evolutivo dessas rochas começou a ser apresentada. No capítulo seguinte, Evolução Tectônica, essa discussão será feita de forma mais

abrangente, englobando também os metamafitos da seqüência supracrustal, onde se pretende definir as associações cogenéticas entre ambos os grupos de rochas.

Tabela 9.4 – Razões de La/Yb e La/Sm normalizados.

Rocha	Amostra	[La]n	[Yb]n	[Sm]n	[La]n/[Yb]n	[La]n/[Sm]n
Metalherzolito	AG01	10.55	4.41	5.23	2.39	2.02
	AG12	3.38	1.71	2.61	1.98	1.29
	AG14	98.73	5.29	15.03	18.65	6.57
	AG17	6.33	3.82	1.96	1.66	3.23
	AG19	5.91	2.94	3.92	2.01	1.51
	AG21	10.55	3.35	3.27	3.15	3.23
	AG26	3.38	2.18	1.96	1.55	1.72
	AG27	137.55	7.59	18.95	18.13	7.26
	AG36	3.38	1.76	1.96	1.91	1.72
	AG63	6.75	3.53	3.92	1.91	1.72
	Média	28.65	3.66	5.88	7.83	4.87
Metawebsterito	AG02	2.11	3.06	1.31	0.69	1.61
	AG04	51.05	4.06	7.19	12.58	7.10
	AG05	6.33	3.29	3.27	1.92	1.94
	AG10	12.24	3.59	3.92	3.41	3.12
	Média	17.93	3.50	3.92	5.12	4.57
Metaharzburgito	AG03	32.49	25.65	17.65	1.27	1.84
	AG07	13.50	4.82	5.23	2.80	2.58
	AG08	20.68	5.06	7.84	4.09	2.64
	AG11	87.76	9.59	24.18	9.15	3.63
	AG13	86.08	4.47	9.15	19.25	9.41
	AG15	12.66	4.71	6.54	2.69	1.94
	AG16	10.55	3.53	5.23	2.99	2.02
	AG22	11.81	2.65	2.61	4.46	4.52
	AG59	2.53	3.59	1.96	0.71	1.29
	AG61	5.91	3.53	3.27	1.67	1.81
AG62	4.64	3.12	3.92	1.49	1.18	
Média	26.24	6.43	7.96	4.08	3.30	
Meta-olivina-websterito	AG09	2.53	3.18	1.31	0.80	1.94
	AG24	95.36	5.94	13.73	16.05	6.95
	AG58	14.35	4.76	6.54	3.01	2.19
	Média	37.41	4.63	7.19	8.08	5.20
Metaortopiroxenito	AG18	13.50	4.12	4.58	3.28	2.95
	AG20	2.95	2.35	1.96	1.26	1.51
	AG32	2.95	3.82	2.61	0.77	1.13
	Média	6.47	3.43	3.05	1.89	2.12
Meta-olivina-ortopiroxenito	AG23	3.80	2.65	1.96	1.43	1.94
	AG25	10.97	2.94	1.96	3.73	5.59
	Média	7.38	2.79	1.96	2.64	3.77
Metamafitos	AG28	26.16	16.76	17.65	1.56	1.48
	AG29	48.10	22.47	30.72	2.14	1.57
	Média	37.13	19.62	24.18	1.89	1.54

9.5 RESUMO DO CAPÍTULO

O resultado das análises litogeoquímicas do CAIRM permitiu definir características genéticas dos magmas parentais que as geraram bem como estimar processos petrogenéticos predominantes e as principais fases minerais controladoras dos processos de cristalização fracionada. Quanto a isso, o presente tópico apresenta um resumo dessas informações enumeradas a seguir:

1. As rochas do CAIRM apresentam composição predominantemente lherzolítica-harzburgítica, podendo ocorrer intercalada e subordinadamente rochas de composição, websterítica, gabronorítica e gabróica;
2. Quimicamente essa unidade apresenta afinidade komatiítica, verificado pelos teores de MgO, Fe₂O_{3t}, TiO₂ e razões CaO/Al₂O₃ e Al₂O₃/TiO₂, mas também atestada pelo diagrama de Jensen (1976, modificado por Rickwood 1989);
3. Quanto às razões Al₂O₃/TiO₂ e [Gd]_n/[Yb]_n, o CAIRM apresenta características tanto das suítes komatiíticas do tipo Gorgona quanto do tipo Barberton. Quanto a isso, conclui-se que ou o CAIRM apresenta características transicionais entre uma e outra variedade de komatiíto, ou simplesmente, esse resultado esteja refletindo uma significativa mobilidade apresentada no conteúdo desses elementos;
4. Nas amostras analisadas SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, álcalis totais (Na₂O + K₂O), Fe₂O_{3t}, V, Rb e Sc apresentam um incremento, com a diminuição dos teores de MgO, enquanto o Co, o Ni e o Cu apresentam uma forte depleção, mostrando que a cristalização de olivina, ortopiroxênio, espinélios e possivelmente sulfetos, controlam a cristalização fracionada desses magmas.

Os padrões geoquímicos mostram um padrão de enriquecimento anômalo no conteúdo de REE. As razões [La/Yb]_n e [La/Sm]_n nos diferentes termos, indicam uma proporção que se repete entre uma e outra amostra, mostrando que a mobilidade desse elementos se deu a partir de uma composição primária, mas que ocorreu de forma diferenciada ao longo do corpo.

CAPÍTULO 10

EVOLUÇÃO TECTÔNICA

10.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Esse capítulo pretende analisar o acervo de dados levantados nesta dissertação e responder as seguintes questões:

- Quais as características das possíveis fontes do magmatismo ultramáfico-máfico Arqueano-Paleoproterozóico do Cráton São Francisco Meridional?
- Existem relações cogenéticas entre os metamafitos do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso e os metamafitos do Supergrupo Rio das Velhas?
- Existem relações cogenéticas entre o CAIRM, os vulcanitos ultramáficos atribuídos ao Supergrupo Rio das Velhas e os demais Complexos Acamadados atualmente conhecidos no CSFM?
- Caso existam, seria o magmatismo ultramáfico do CAIRM uma fase desse evento magmático? O CAIRM representaria os equivalentes plutônicos dessas conhecidas unidades?
- Qual seria a ambiência tectônica que serviu de cenário para esse magmatismo?
- Qual teria sido a sua amplitude?

10.2 ASPECTOS PETROGENÉTICOS

Após a caracterização do CAIRM e da Unidade Metamáfica, foram notadas semelhanças entre as mesmas que induzem interpretá-las como possíveis relações de consangüinidade. Inicialmente essas semelhanças podem ser observadas através da Figura 10.1, nos diagramas multi-elementares apresentados. Esses diagramas foram normalizados ao condrito C1 de Sun & McDonough (1989) e gerados com os valores médios dos principais litotipos do CAIRM e das rochas da Sequência Supracrustal.

Analisando o diagrama A, é possível notar características bastante comuns, entre as rochas do CAIRM (símbolos nas cores verde e cinza) e as rochas da Sequência Supracrustal. A primeira vista, as semelhanças despontam-se através das anomalias negativas em Pb, Sr e Nb, comuns em ambas as unidades. Percebe-se que as amostras do CAIRM apresentam um padrão de anomalias de Th, Nb Sr e Zr que se destacam de forma negativa em função de um incremento respectivamente em Ba, U, Ta, La, Nd, Sm e Y. Por sua vez, os metatholeiítos da Unidade Metamáfica (respectivamente círculos azuis e alaranjados cheios), apresentam, com relação ao CAIRM, enriquecimento em Th, Ba, U, Nb, Ta, Zr e

REE, e padrão de Y, variando de achatado a ligeiramente enriquecido.

No diagrama B, observa-se que esses metatholeiítos são pouco fracionados (MTAMg: $[La]_n/[Yb]_n = 1,52 - 2,32$; $[La]_n/[Sm]_n = 0,99 - 1,80$; MTBMg: $[La]_n/[Yb]_n = 1,48 - 3,81$; $[La]_n/[Sm]_n = 1,08 - 2,16$). Enquanto no CAIRM, embora seja observado um enriquecimento anômalo em REE, de onde se destaca o La, que alcança 40 ou 50 vezes o valor do condrito, nota-se que esses padrões são sugestivamente horizontalizados, pois os valores da razão $[La]_n/[Yb]_n$ nunca o excedem em 2 ou 3 vezes os valores da razão $[La]_n/[Sm]_n$ (ver tabela 9.3 - Capítulo 9), o que também sugere magmas pouco fracionados. Porém, os metatholeiítos da Unidade Metamáfica são mais enriquecidos em REE que as rochas do CAIRM, apresentando abundâncias relativas em LREE cerca de 80 vezes o valor do condrito, e em HREE, cerca de 40 vezes.

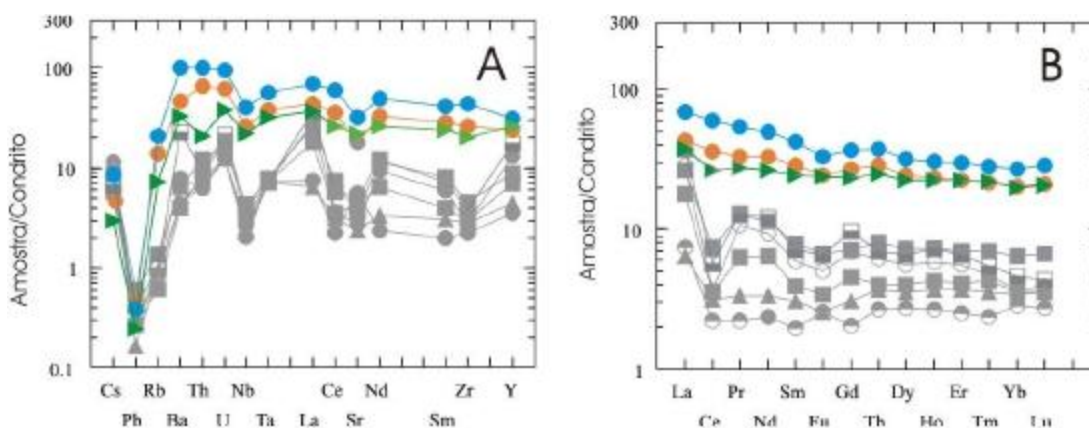


Figura 10.1 - Diagramas multi-elementares, normalizados ao condrito C1 de Sun & McDonough (1989), mostrando uma comparação entre os grupos de amostras estudados. Símbolos em cinza: metaultramafitos do CAIRM. Triângulo verde: metamafitos do CAIRM. Círculos laranjas cheios: metatholeiítos de alto-Mg (MTAMg). Círculos azuis cheios: metatholeiítos de baixo-Mg (MTBMg).

Uma explicação para o incremento em elementos como o Th, Ta, Ba, Rb, Zr poderia residir em processos de enriquecimento do manto e assimilação de componentes crustais. No caso dos REE e Y, as razões são discutíveis. Para rochas máficas/ultramáficas vulcânicas, uma explicação plausível para as anomalias em REE e Y, estaria associada à mobilização “a frio” do Ce, no contato com água do mar, onde esse elemento seria transformado em Ce^{+3} e mobilizado sob a forma de CeO_2 (Brookins 1989). Igualmente, o contato da água do mar, promoveria o enriquecimento nos demais REE e Y (Brookins 1989, Wood 1990).

No entanto essa afirmativa torna-se difícil de ser sustentada quando se trata de uma unidade plutônica, como é o caso do CAIRM, que se encontra intrusivo em crosta continental. Rollinson (1993) menciona a possibilidade de uma retirada de Ce a partir da cristalização fracionada, mecanismo pelo qual esse elemento teria sido retirado do líquido ao ser assimilado na estrutura cristalina de minerais como olivina e ortopiroxênio. No entanto, a ausência de análises de química mineral, no

presente momento, não permite que essa possibilidade seja discutida.

A razão $[Gd]_n/[Yb]_n$ também reflete características diferentes entre o CAIRM e os metatholeiítos da Unidade Metamáfica. Como resposta ao ligeiro achatamento no padrão de HREE, as rochas do CAIRM apresentam baixas razões $[Gd]_n/[Yb]_n$, o que equivale dizer que existe uma depleção relativa de Gd em relação ao Yb. Como esse comportamento é geral e ocorre em maior ou menor proporção individualmente em cada amostra, esse fato suporta a tese de um incremento generalizado de REE a partir de uma média, assim como igualmente observado nas razões $[La]_n/[Yb]_n$, $[Sm]_n/[Yb]_n$.

Contrariamente, os metatholeiítos da Seqüência Supracrustal, apresentam elevadas razões $[Gd]_n/[Yb]_n$, que descrevem não somente um incremento no conteúdo de Gd em detrimento do Yb, mas também um enriquecimento mais acentuado em HREE.

A Figura 10.2 apresenta as relações entre ambos os grupos estudados em função das razões Al_2O_3/TiO_2 e $[Gd]_n/[Yb]_n$. Quanto a isso, os metatholeiítos (triângulos amarelos), foram plotados com a finalidade de tentar diagnosticar uma possível consangüinidade com o CAIRM.

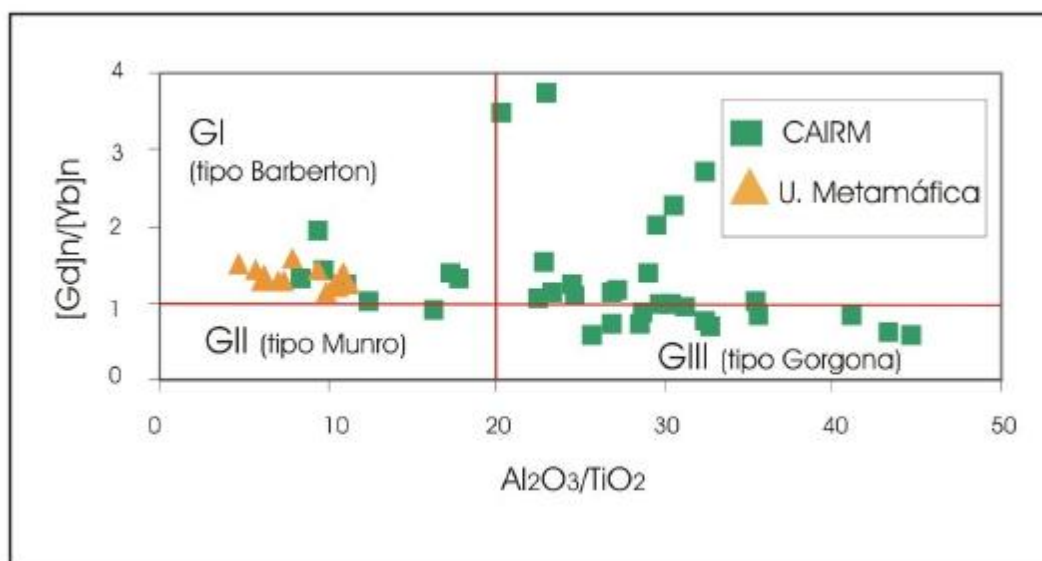


Figura 10.2 – Diagrama de Arndt (1994) segundo a proposta de Jahn et al. (1982) para classificação de suítes komatiíticas. O diagrama aqui apresentado tenta mostrar a evolução magmática a partir de uma tendência negativa entre as razões Al_2O_3/TiO_2 e $[Gd]_n/[Yb]_n$ onde aparentemente as rochas plotadas transicionam de komatiítos do tipo Gorgona para Komatiítos do tipo Barberton. Nesse caso, os metatholeiítos da Unidade Metamáfica são plotados meramente com a finalidade de comparação. As linhas indicam os valores condriticos.

Conforme foi discutido no Capítulo 9 os metaultramafitos do CAIRM caracterizam-se pelas elevadas razões Al_2O_3/TiO_2 e por apresentarem baixas razões $[Gd]_n/[Yb]_n$. Na Figura 10.2, verifica-se que os metatholeiítos de alto e baixo-Mg, são mais enriquecidos em TiO_2 e apresentam razões $[Gd]_n/[Yb]_n$ maiores. Associado possivelmente a mobilidade do Al_2O_3 , melhor verificada em algumas amostras, a Figura 10.2, sugere a existência de uma evolução dos líquidos komatiíticos, gerando uma

suíte de transição entre suítes do tipo Gorgona e do tipo Barberton.

Apesar das diferenças observadas nos diagramas multi-elementares entre as unidades estudadas, os dados apresentados nas figuras 10.1 e 10.2, levam em um primeiro momento, a indagação quanto aos metamafitos da Unidade Metamáfica, de terem se originado por diferenciação magmática a partir dos metaultramafitos do CAIRM.

Todavia, ainda que essa afirmação seja pertinente do ponto de vista do diagrama Al_2O_3/TiO_2 versus $[Gd]_n/[Yb]_n$, as relações de campo, envolvendo observações de contato e deformação das estruturas não suportam essa possibilidade, pois indicam que o CAIRM seria posterior a Unidade Metamáfica estudada no presente trabalho. A título de exemplo, na região do Córrego do Peixoto, na porção sul da área mapeada, são encontrados afloramentos de metaultramafitos acamadados e indeformados que, embora não apresentem uma relação de contato muito clara, se encontram ao lado ou próximo a afloramentos de metamafitos com dobras em bainha, mostrando com base apenas nessa relação entre os graus de deformação entre ambos, que a Unidade Metamáfica seria mais velha.

Do ponto de vista litogeoquímico, algumas diferenças observadas entre as duas unidades comparadas, em seus padrões multi-elementares, podem então servir como guia para se tentar chegar a evolução desses magmas. Variações composicionais definindo arranjos litoestratigráficos são descritos imensamente em literatura, como é o caso da Seqüência Warrawoona, no Cráton Pilbara (Condie 1994), o *greenstone* Olondo - Sibéria (Pushtel 2004) e o *greenstone* Bellingwe - África (Holfman & Kusky 2004) que exibem um decréscimo nos valores das razões Th/Ta , La/Yb , Th/Nb , Ti/Zr , Zr/Y e Ti/V com a ascensão na estratigrafia da seqüência ígnea.

A fim de discutir e entender as variações que não se explicariam por simples processos de cristalização fracionada, aventa-se à possibilidade de uma gênese associada a magmas diferentes gerados a partir de uma mesma fonte e cujas modificações teriam se dado por inúmeros processos ao longo da evolução petrogenética de cada unidade individualmente, conforme será discutido nos tópicos a seguir.

10.3 GENERALIDADES

A seqüência de padrões geoquímicos, nas unidades estudadas, remetem a uma questão direta: a possível existência de uma variação química associada à estratigrafia das unidades. Essa hipótese é bastante pertinente ao se tratar de terrenos do tipo *greenstone*, sendo muitas vezes sugerida pelo controle de campo, mas nem sempre confirmada geoquimicamente. Sucessões semelhantes em seqüências *greenstone*, onde a base é dominada por uma alternância de basaltos submarinos e komatiítos foram referidas por Thurston & Chivers (1990) como planícies máficas. Vários trabalhos atribuem essa variação composicional a um enriquecimento da fonte mantélica, contaminação dos magmas por componentes crustais (e. g. Gruau et al. 1987, Polat & Kerrish 2004, Parman & Grove

2004) ou ainda magmas gerados a partir da mesma fonte mantélica por diferentes graus de fusão parcial (e. g. Thurston et al. 1985), onde a contribuição em LILE teria sido maior nos primeiros estágios do magmatismo (Carlson 1991). A fim de avaliar o comportamento de LILE na formação desses magmas, a Figura 10.3 apresenta diagramas entre razões de elementos incompatíveis onde os metaultramafitos e metamafitos do CAIRM foram plotados juntamente as rochas da Unidade Metamáfica. Em função de uma mobilidade algo menos efetiva na Unidade Metamáfica, a maioria desses diagramas apresentou resultados mais satisfatórios com relação a essa unidade do que com relação às amostras do CAIRM, que apresentam resultados sempre confusos, gerando tendências pouco confiáveis em função do enriquecimento anômalo em diversos elementos, e empobrecimento em outros. Por exemplo, o diagrama La/Yb versus La, mostra que um determinado grupo de metaultramafitos apresenta comportamento caótico com relação ao enriquecimento incomum de La, fato que será observado na Figura 10.4 (diagrama Th/Ta versus La/Yb), onde é sugerido que parte do conteúdo de La, seria atribuído a incorporação de componentes crustais. No diagrama Ce/Ti versus Ti, a razão Ce/Ti produz tendências incoerentes para amostras CAIRM, isso devido à mobilidade do Ce já mencionada. Por outro lado, nos metatholeiítos, são geradas tendências bem definidas, separando-os em dois grupos conforme discriminados nesse trabalho (MTAMg e MTBMg). Apesar dessas discrepâncias, entretanto, algumas possibilidades puderam ser levantadas. No diagrama Zr/Y versus Mg#, ao se desconsiderar o enriquecimento anômalo em Y e Zr, é possível observar uma relação direta entre os valores de Mg# e a razão Zr/Y. A geração dos elevados valores de Mg#, como os observados no CAIRM, somente seria possível a temperaturas elevadíssimas (Jaques & Green 1980, Herzberg 1992) e decorrentes de profundas regiões mantélicas. A relação entre os valores de Mg# observados entre CAIRM e Unidade Metamáfica nos leva a interpretá-la como um produto de fusões parciais ocorridas a temperaturas diferentes, possivelmente em diferentes profundidades ou diferentes regiões mantélicas. Nesse sentido, Pearce (1983) advogando que embora o Y seja encontrado na crosta, esse elemento apresenta afinidade mantélica, o que nos leva a interpretar que suas concentrações anômalas não seriam decorrentes apenas da assimilação de componentes crustais, mas refletiria em parte, os mesmos processos que geraram as elevadas concentrações de REE, já que esses elementos apresentam comportamento semelhante em alguns casos. Mas como esse padrão não reflete magmas primários ultramáficos, essa possibilidade talvez descreva os mecanismos associados à Unidade Metamáfica. Nessa unidade, a contribuição do Zr assimilado assim como demais LILE, poderia estar associado a um manto enriquecido, pois esse elemento que poder ser derivado de um manto subcontinental (Pearce 1983), passaria a ser incorporado aos fundidos produzidos a partir de processos de reciclagem sob a forma de componentes geoquímicos de subducção (SGC; Condie 1994), juntamente com Th, Zr, Sr, Ba e REE. Esse enriquecimento é condizente com basaltos de arcos continentais, e sugere que a contaminação crustal seria capaz de produzir basaltos e komatiítos enriquecidos em LILE, conforme proposto por Gruau et al. (1987).

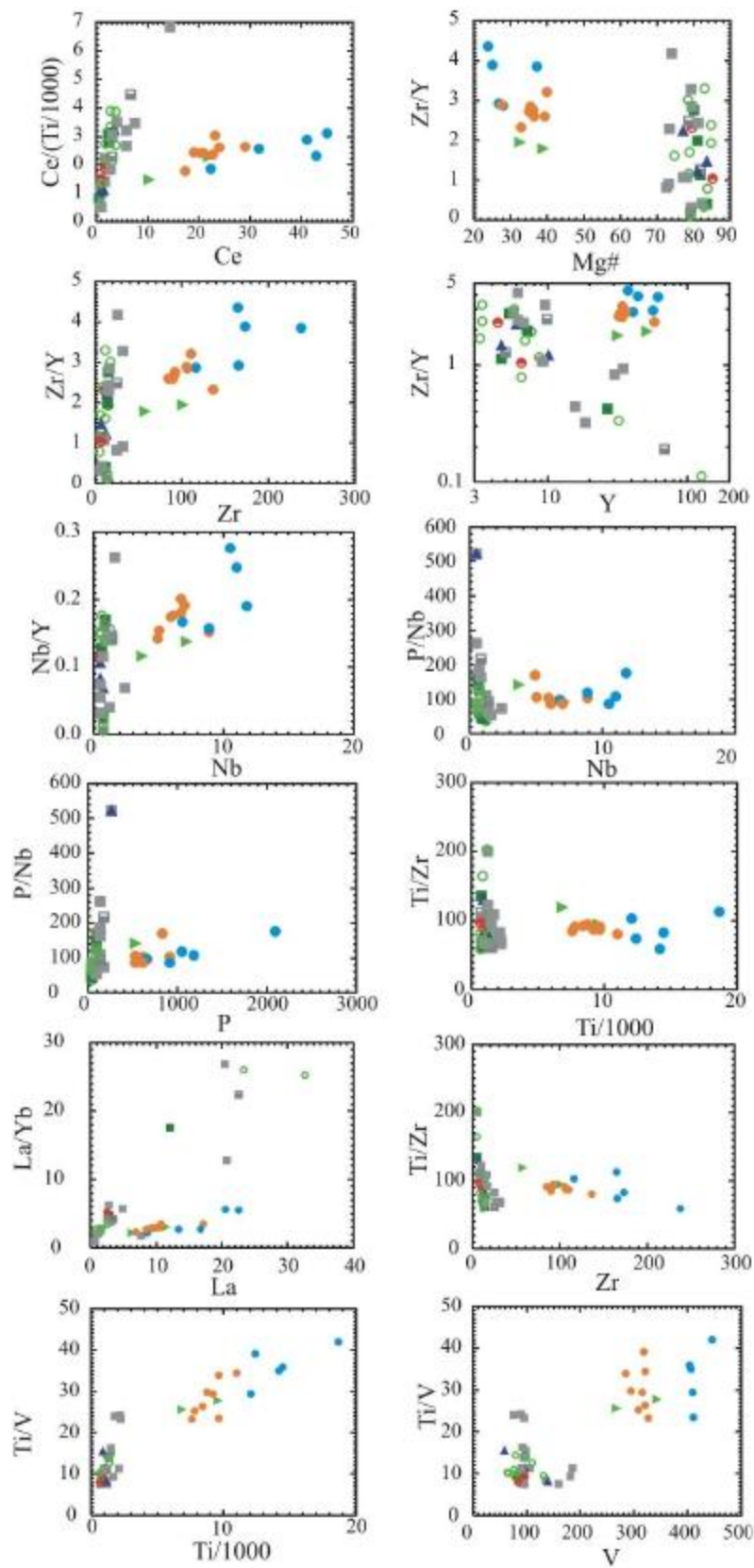


Figura 10.3 - Diagramas bivariantes com razões de elementos incompatíveis (mesma legenda utilizada nos diagramas bivariantes dos capítulos 8 e 9).

No caso dos metaultramafitos, uma possível contaminação por assimilação de componentes crustais durante a ascensão dos seus magmas primários, também não é descartada, como evidencia o controle de campo, onde são observados xenólitos ultramáficos e félsicos em afloramentos de metaultramafitos em corte de estrada.

Quanto aos termos metamáficos do CAIRM, as únicas duas amostras analisadas, apresentam comportamento diferente com as demais amostras do CAIRM. Ainda que os padrões multi-elementares dessas rochas sejam mais condizentes com o fracionamento dos termos estritamente ultramáficos, as discrepâncias com relação às anomalias nos diversos elementos citados são menores, ou às vezes não observadas, assemelhando-se algumas vezes ao padrão geral das amostras da Unidade Metamáfica (Figura 10.1). Na maioria dos diagramas apresentados da Figura 10.3, os metamafitos do CAIRM aproximam-se em valores, aos metatholeiítos da Seqüência Supracrustal, com os quais forma uma linha de tendência. Particularmente nos diagramas envolvendo as razões Zr/Y e Ti/Zr , observa-se que as duas amostras tiveram um enriquecimento em Zr, assim como algumas amostras de metaharzburgito (quadrados cinzas) que se destoam das demais. Por outro lado, talvez a razão Ti/V represente processos petrogenéticos dos magmas originais dessas rochas, pois as variações nos conteúdos de V são mais modestas. No diagrama Ti/V versus V, observa-se nitidamente uma separação entre as rochas do CAIRM, os MTAMg e os MTBMg enquanto no diagrama Ti/V versus Ti, observa-se uma linha de tendência entre os três grupos. Se a variação do Ti pode estar associada a evolução de uma fonte magmática, a variação do V, promovendo tendências paralelas, leva a suposição de que o conteúdo desse elemento poderia variar ao longo da evolução desses magmas, por exemplo, através de graus diferentes de fusão parcial do manto ou com a profundidade do manto em que esses magmas seriam produzidos. Essa observação tem em vista que os termos mais magnesianos (CAIRM e MTAMg), teoricamente obtidos a partir de graus maiores de fusão parcial ou em grandes profundidades mantélicas, são mais empobrecidos em V.

Elementos como o P e Nb aparentemente tiveram concentrações equivalentes durante a formação dos magmas tholeiíticos, como mostram as tendências horizontalizadas nos diagramas envolvendo a razão P/Nb versus P e Nb. Já durante o magmatismo ultramáfico, é possível que tenha havido incorporação de P, como mostram as oscilações verticais da razão P/Nb , fato que explicaria a presença de apatita modal em alguns hornblenditos.

No entanto, em função dos vários processos superimpostos, torna-se difícil concluir com esses diagramas até que ponto a contaminação crustal controla o padrão geoquímico dessas rochas ou ainda tentar compreender o comportamento da fonte mantélica ao longo do tempo. No caso da fonte mantélica, paira a dúvida de que ou essa fonte teria sido depletada ao longo do tempo com a formação dos magmas tholeiíticos, ou os magmas mais jovens, por alguma razão passaram a ser provenientes de regiões do manto cada vez mais profundas e isentas de contaminação, o que suportaria a produção de

magmas ricos em MgO, mas sem explicar o enriquecimento em HREE em algumas amostras (baixas razões $[Gbn]/[Ybn]$, Figura 10.2). Por outro lado, se baixos graus de fusão de uma fonte depletada poderiam produzir elevadas concentrações de REE em magmas máficos, não se explicaria dessa forma as concentrações em Th, Ba, Zr, Nb, Sr e Y observadas no CAIRM, ou muito menos, as profundas anomalias negativas Pb, observadas em ambas as unidades.

Com relação ao Ce, Echeverria (1982) descreve que a depleção desse elemento com relação ao Gd e de forma geral, a depleção relativa dos HREE observada em basaltos e ultramafitos da suíte komatiítica da Ilha Gorgona, estariam associados a diferentes graus de fusões parciais de uma região da fonte mantélica a qual foi previamente depletada com a produção de basaltos tholeiíticos.

Essa possibilidade é corroborada pelo trabalho de Jaques & Green (1980), os quais mostraram que sob pressões de 15 Kb a 20 Kb, magmas basálticos tholeiíticos podem ser produzidos a taxas de 20% ou 30% de fusões parciais, partindo de uma fonte lherzolítica. Segundo os mesmos autores, sobre pressões acima de 10 Kb, magmas komatiíticos também poderiam ser produzidos a partir de um lherzolito fértil, porém sob taxas de 40% a 50% de fusões parciais ou sob taxas de 30% a 40% de fusões parciais a partir de um lherzolito depletado.

Modelos propõem que a origem de muitos *greenstone belts* arqueanos esteja associada à presença de plumas mantélicas (Arndt 1994, Condie 1994, Arndt et al. 1997) sendo, contudo contraditória a composição geoquímica dessas plumas, pois não se explica como no Arqueano essas plumas estariam associadas a um manto depletado enquanto no presente, estariam associadas a um manto enriquecido.

Uma possibilidade foi proposta no modelo apresentado por Campbell et al. (1989) em que o eixo da pluma mais quente e trazendo material não contaminado oriundo do manto profundo geraria os magmas komatiíticos. Por sua vez, a cabeça da pluma, mais fria, responsável por baixo graus de fusão parcial do manto e sujeita a maior contaminação crustal, gerariam basaltos komatiíticos e tholeiíticos.

Porém, para os komatiitos do tipo Gorgona, Echeverría (1982) e Kerr et al. (1996), apresentam dados que mostram uma grande heterogeneidade isotópica na suíte máfico-ultramáfica estudada por esses autores, sugerindo que a heterogeneidade geoquímica pudesse ser uma característica de algumas a plumas mantélicas, assim como a que foi iniciada a 80 Ma sobre a Província Colombo-Caribenha (Storey et al 1991, Hill 1993).

O modelo de pluma mantélica quer seja pluma homogênea ou heterogênea, é bastante plausível para explicar a presença de magmas magnesianos depletados em associação com magmas tholeiíticos, explicando inclusive a presença de padrões geoquímicos semelhantes para rochas diferentes. Todavia esse modelo continua não sendo suficiente para explicar as relações de contato observadas na região de Itaguara entre metaultramafitos intrusivos indeformados e metamafitos deformados.

10.4 CARACTERÍSTICAS DA FONTE MAGMÁTICA

Antes de adentrar em interpretações quanto à ambiência tectônica dessas rochas, tentou-se fazer algumas comparações quanto a possíveis fontes de seus magmas genitores. A partir de normalizações com valores do manto primitivo de Wood et al. (1979, 1981), foram comparadas as rochas estudadas com alguns valores típicos de rochas primitivas obtidos em literatura como o E-MORB (Sun 1980), N-MORB (Sauders & Tarney 1984, Sun 1980), OIB (ocean island basalts, Sun 1980), OIT (oceanic island tholeiits, Thompson et al. 1984), WPT (within plate tholeiits, Pearce 1982) e BAT (back-arc tholeiits; Hawksworth et al. 1977). Quanto ao CAIRM, as anomalias nos padrões geoquímicos, não permitiram que fossem alcançados resultados satisfatórios. Quanto aos metatholeiitos, alguns valores discrepantes observados em amostras individuais, induziram a dúvidas quanto ao resultado dessas comparações, as quais foram realizadas a partir das médias de cada grupo. Dessa forma e por conveniência, em função dos resultados atípicos pouco conclusivos, esses dados não foram apresentados no presente trabalho. Segue, entretanto, uma reflexão quanto a essa tentativa de comparação com fontes magmáticas mencionadas. Embora as fontes com as quais essas rochas foram comparadas, se refiram a rochas produzidas em modernos ambientes tectônicos, inúmeros autores são unânimes em afirmar que esses ambientes resguardam inúmeras similaridades geoquímicas com *greenstone belts* arqueanos e proterozóicos (Condie 1994, Arndt 1994, Arndt et al. 1997). Uma das possibilidades apontadas até então, para a análise das razões apresentadas, na Figura 10.3, seria a contribuição de material mantélico, associada uma fonte que poderia ter sofrido depleção ao longo do tempo. Rochas com características parecidas, estudadas por Zucchetti (1998) no Grupo Nova Lima, nas quais se incluíam metabasaltos de alto-Mg e basaltos komatiíticos, apresentaram elevadas razões Th/Ta. Uma das interpretações apresentadas pela autora foi que essas razões pudessem ser decorrentes de uma fonte que sofreu contribuição crustal, através de processos semelhantes aos que acontecem em arcos de ilhas.

A variação composicional da fonte mantélica, é explicada por Condie (1994) a partir da distribuição de LILE observada em basaltos modernos, a qual o autor expressou sob a forma de misturas de composições variadas entre componentes crustais e mantélicos DM (depleted mantle), HIMU (high-MU mantle), AUC (archean upper continental crust), UC (upper continental crust), EM I e EM II (enriched mantle). O autor supracitado defendeu sua explanação utilizando razões Th/Ta e La/Yb, justificando que esses elementos são bastante sensíveis quanto a variações composicionais da fonte mantélica, ao mesmo tempo em que apresentam um comportamento inócuo quanto à alteração e o metamorfismo, além do que suas concentrações relativas seriam pouco afetadas pela cristalização fracionada, ou por diferentes graus de fusão parcial. Dessa forma, as distribuições das razões Th/Ta e La/Yb em basaltos modernos, foram apresentadas pelo autor como que ocasionadas em três mecanismos principais.

O primeiro mecanismo seria a formação dos componentes geoquímicos de subducção (SGC – subduccion geochemical components), ou seja, soluções enriquecidas em LILE, formadas a partir de slabs subductados, as quais ascenderiam e produziram as transformações metassomáticas na cunha mantélica. O segundo mecanismo seria a contaminação de magmas basálticos pela crosta continental, a qual produziria um mixing entre os componentes, Manto Depletado (DM) e Crosta Continental Superior (UC ou AUC). O último mecanismo seria um mixing entre os componentes, Manto Depletado (DM) e Manto Enriquecido (EM I, EM II e HIMU), comuns na litosfera subcontinental e em regiões de plumas mantélicas.

A Figura 10.4 reproduz o diagrama Th/Ta versus La/Yb apresentado pelo autor supracitado onde, assumindo-se a origem das rochas estudadas como oriundas de uma fonte mantélica comum, foram plotadas as amostras de ambas as unidades.

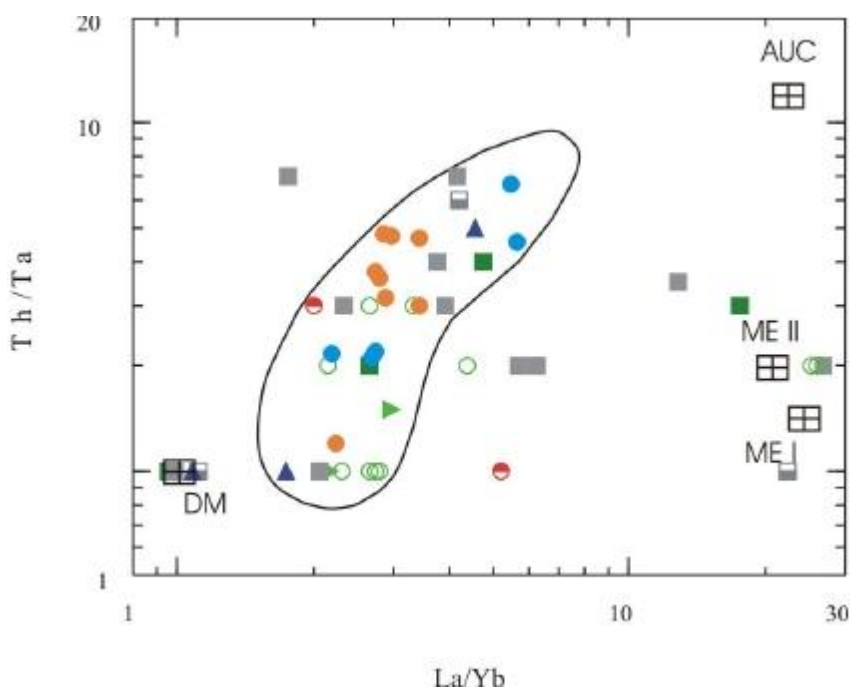


Figura 10.4 - Diagrama de Condie (1994) apresentando razões Th/Ta versus La/Yb das rochas em estudo. DM: manto depletado. AUC: crosta continental superior arqueana. ME I e ME II: variedades de manto enriquecido. Convenções: mesmas utilizadas nos diagramas dos capítulos 8 e 9.

Observou-se que a despeito de algumas amostras discordantes, a tendência geral exibida pelo diagrama assemelha-se aquela observada por Condie (1994) com relação às rochas de *greenstone belts* arqueanos, a qual representa um mixing entre os componentes DM e AUC. Faz-se necessário ressaltar que basaltos arqueanos provenientes de fontes depletadas apresentam composições semelhantes aos modernos basaltos de platôs submarinos, possuindo em geral, razões Th/Ta e La/Yb respectivamente menores que 2 e 5 enquanto razões maiores estão associados a arcos de ilha (Condie 1994), intervalo em que se encaixam grande parte das amostras plotadas.

Se essa variação entre os componentes do manto depletado e crosta continental correspondem a uma compartimentação químico-estratigráfica, é possível que os metatholeiítos estudados constituam em tese, uma planície máfica como as mencionadas por Thurston & Chivers (1990), na qual se encerraria uma parte da evolução desse segmento crustal, iniciada em fases juvenis de um magmatismo submarino até as fases maduras de um arco de ilha senil.

Se as interpretações das relações de campo estão corretas, onde o CAIRM representa uma etapa de magmatismo máfico-ultramáfico posterior ao magmatismo máfico que gerou a Unidade Metamáfica, é possível que no decorrer dessa evolução, a contribuição crustal tenha sido maior durante os primeiros estágios do magmatismo, conforme pode ser visto no diagrama acima (Figura 10.4), onde a Unidade Metamáfica apresenta as maiores razões Th/Ta e La/Yb. Dessa forma, caso essa proposta esteja correta, o magmatismo ultramáfico constituiria uma etapa tardia na evolução desse segmento, quando o arco já havia evoluído para estágios maduros, e a proveniência de seus magmas genitores estaria associada a regiões mais profundas e não contaminadas do manto ou a um manto subcrustal previamente depletado com a produção de magmas tholeiíticos. Na Figura 10.4 as amostras de metaultramafitos que se encontram dispersas, poderiam indicar uma contaminação crustal durante a ascensão desses magmas na crosta ou ainda demonstrariam uma possível mobilização de REE durante processos metamórficos/metassomáticos, conforme já mencionado.

A hipótese de um ambiente mais maduro do tipo arco de ilha ou continental, é atestada por inúmeros dados de campo envolvendo relações de contato intrusivo entre metaultramafitos, gnaisses e sedimentos terrígenos, onde indícios de metamorfismo de contato ainda são preservados. Os tópicos seguintes discutem mais a fundo esse modelo fazendo as devidas correlações com os resultados das análises geoquímicas.

10.5 AMBIÊNCIA TECTÔNICA

Sustentando os resultados até agora discutidos, a Figura 10.5 apresenta diagramas de ambiência tectônica, condizentes com as possibilidades levantadas. Os metamafitos do CAIRM composicionalmente assemelham-se ao N-MORB e a basaltos de arcos de ilha (diagrama A), e ao E-MORB e tholeiítos intraplaca (diagrama B), resultado que se deve, possivelmente, ao enriquecimento em elementos incompatíveis durante a diferenciação do complexo acamadado. No diagrama A, as amostras da Unidade Metamáfica ocupam preferencialmente o campo D, referente aos basaltos do tipo N-MORB e arcos vulcânicos. Duas amostras ocupam o campo C, dos tholeiítos intraplaca e arcos vulcânicos. No diagrama B, as amostras apresentam uma transição entre o campo dos E-MORB e tholeiítos de arco de ilha (razão Hf/Th >3) e basaltos cálcio-alcálicos (razão Hf/Th < 3).

A partir de diagramas dessa natureza, devem ser extraídas informações não somente quanto à ambiência que relatam, já que as mesmas, por vezes, prestam informações dúbias ou simplesmente contraditórias, quando rochas de ambientes presumidamente conhecidos, ocupam o campo de

ambientes diferentes do esperado. No caso específico do presente trabalho, tentou-se obter com esses diagramas informações que dessem respaldo ao modelo de evolução de uma suíte magmática proposto nesse trabalho.

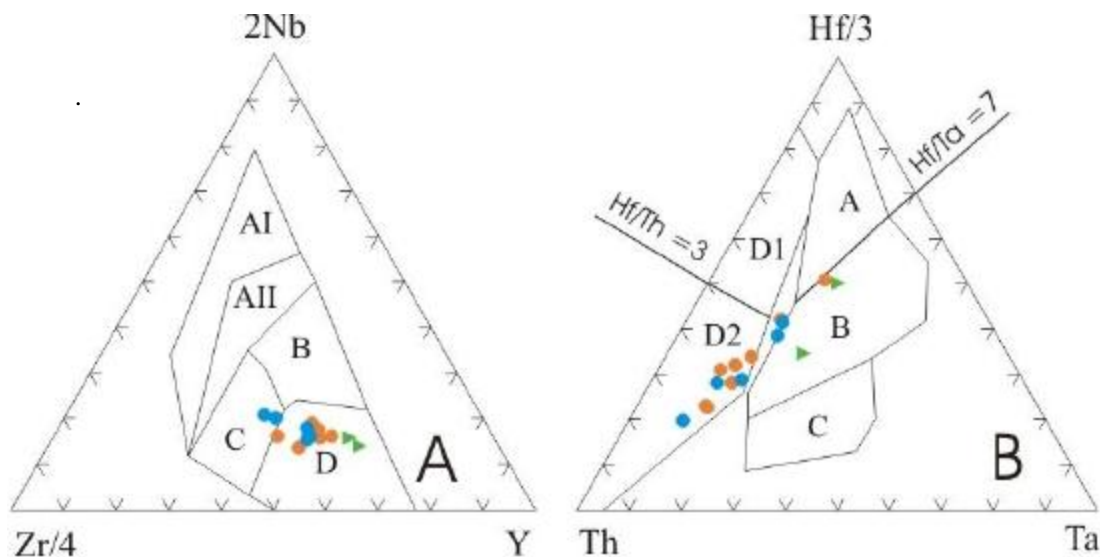


Figura 10.5 - Diagramas discriminantes para rochas basálticas. Diagrama A (Meschede 1986): AI: Alkali-basaltos intraplaca. AII: Tholeiítos e alcali-basaltos intraplaca. B: E-MORB. C: Tholeiítos intraplaca e basaltos de arcos vulcânicos. D: N-MORB e basaltos de arcos vulcânicos. Diagrama B (Wood 1980) A: N-MORB. B: E-MORB e tholeiítos intraplaca C: Alkali-basaltos intraplaca D1: Tholeiítos de arco de ilha. D2: Basaltos cálcio-alcalinos. Convenções: Círculos laranjas: MTAMg. Círculos azuis: MTBMg. Triângulos verdes: Metamafitos do CAIRM.

Como indicam os diagramas e supondo que as amostras plotadas fossem pouco afetadas por processos secundários, como mobilização química e metassomatismo, a predominância de tholeiítos do tipo N-MORB, de arco de ilha e intraplaca, corroborariam a hipótese de ambientes relacionados a margens convergentes, opondo-se nesse caso em particular, a tese defendida por Campbell et al. (1989), Condie (1994), Arndt et al. (1997), de formação de suítes máfico-ultramáficas a partir de plumas mantélicas. Por outro lado, como mostram as relações de campos, o magmatismo ultramáfico do qual provém o CAIRM, parece que constituiu uma etapa tardia do arco-magmatismo, onde câmaras magmáticas teriam se instalado em um ambiente dominado por margens convergentes em avançado estágio de maturidade.

Contudo torna-se difícil entender a origem desses magmas ultramáficos, que poderiam estar associados tanto a elevados graus de fusões parciais de um manto previamente depletado com a formação de tholeiítos, quanto a uma proveniência associada a fusões de regiões mantélicas não contaminadas. De qualquer maneira, os registros apresentados pelos padrões multi-elementares sugerem uma fonte comum, entre os metatholeiítos da seqüência supracrustal e os metaultramafitos do CAIRM.

A origem de magmas ultramáficos komatiíticos a partir de uma fonte previamente depletada,

já foi alvo de discussão em inúmeras províncias máfico-ultramáficas, como por exemplo, os *greenstones* de Munro Townshipe (Arndt & Nesbitt 1982), Isua (Groenlândia) e Grupo Onverwacht (porção basal do complexo Barberton – Zindler 1982).

A fusão mantélica por hidratação através de segmentos de crosta oceânica subductados, é um mecanismo de produção de magmas komatiíticos no qual se embasa o modelo apresentado por Allègre (1982). Como modelo mais próximo da área estudada e corroborando a esse fato, Sales (2004) apresenta um modelo evolutivo para o Lineamento Jeceaba - Bom Sucesso baseado em fases deformacionais com vergências variadas, de uma margem convergente iniciada provavelmente no Arqueano. Esse modelo apresentado pelo autor, já é de alguma forma discutido em modelos anteriores (e. g. Fernandes 2001) e sem dúvida, constituiria o início de um importante episódio de hidratação mantélica ao qual poderiam estar associadas à origem de grande parte das seqüências máfico-ultramáficas presentes no Cráton São Francisco Meridional.

10.6 AMPLITUDE DO MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO NO CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

Corrêa da Costa (1999) advoga hipótese de que um magmatismo ultramáfico de idade neoarqueana, teria afetado a porção meridional do Cráton São Francisco. Esse evento tectonomagmático aparentemente estaria associado a um magmatismo de margens ativas, promovendo a formação de arcos magmáticos, que para Teixeira (1985), Carneiro (1992) entre outros, teriam abrangido parte do domínio meridional do Cráton São Francisco.

O Evento Magmático Rio das Velhas (Carneiro 1992, Endo et al. 1996), como foi definido, está registrado no Complexo Bonfim Meridional, sob outros aspectos, ao retrabalhamento de uma crosta continental pré-existente, com a instalação de um magmatismo predominantemente cálcio-alcalino, como atestam algumas unidades definidas por Carneiro (1992; e. g. Tonalito Samambaia).

A presença na região, de atividade termal desde o Mesoarqueano, é defendida por Fernandes (2001) e Carvalho Jr. (2001) através de idades Sm-Nd, onde arcos vulcânicos teriam colocado na crosta, magmas cálcio-alcalinos a tholeiíticos (Fernandes 2001). A esse evento, também poderia estar associada uma etapa de magmatismo ultramáfico descrita por Carvalho Jr. (2001) e correlacionável aos vulcanitos ultramáficos descritos no Quadrilátero Ferrífero, constituintes das unidades basais do Supergrupo Rio das Velhas. A presença desse vulcanismo ultramáfico, como uma das fases do Evento Tectonotermal Rio das velhas é relatada no Quadrilátero Ferrífero e adjacências com a presença de komatiitos e basaltos komatiíticos (Padilha 1984, Costa 1995, Pinheiro 1997; Zucchetti 1998).

Diante da reconstrução sucinta aqui apresentada, de um evento termal dessa envergadura, procurou-se no presente trabalho fazer algumas comparações quanto aos padrões geoquímicos de rochas teoricamente associadas a esse magmatismo, descritas por alguns dos autores supracitados.

Inicialmente foram comparados o padrão de metamafitos estudados nessa dissertação com duas variedades de anfibolitos descritas por Carneiro (2002) no Complexo Bonfim: os anfibolitos Candeias e Paraopeba.

A Figura 10.6 apresenta o envelope de variações desses anfibolitos, plotados em diagramas multi-elementares de padrão terras raras, contra padrões médios dos metamafitos estudados. Analisando os dois diagramas dessa figura, constatou-se que tanto os envelopes quanto as rochas estudadas apresentam anomalias positivas de Nb, embora sejam mais pronunciadas nos padrões dos envelopes.

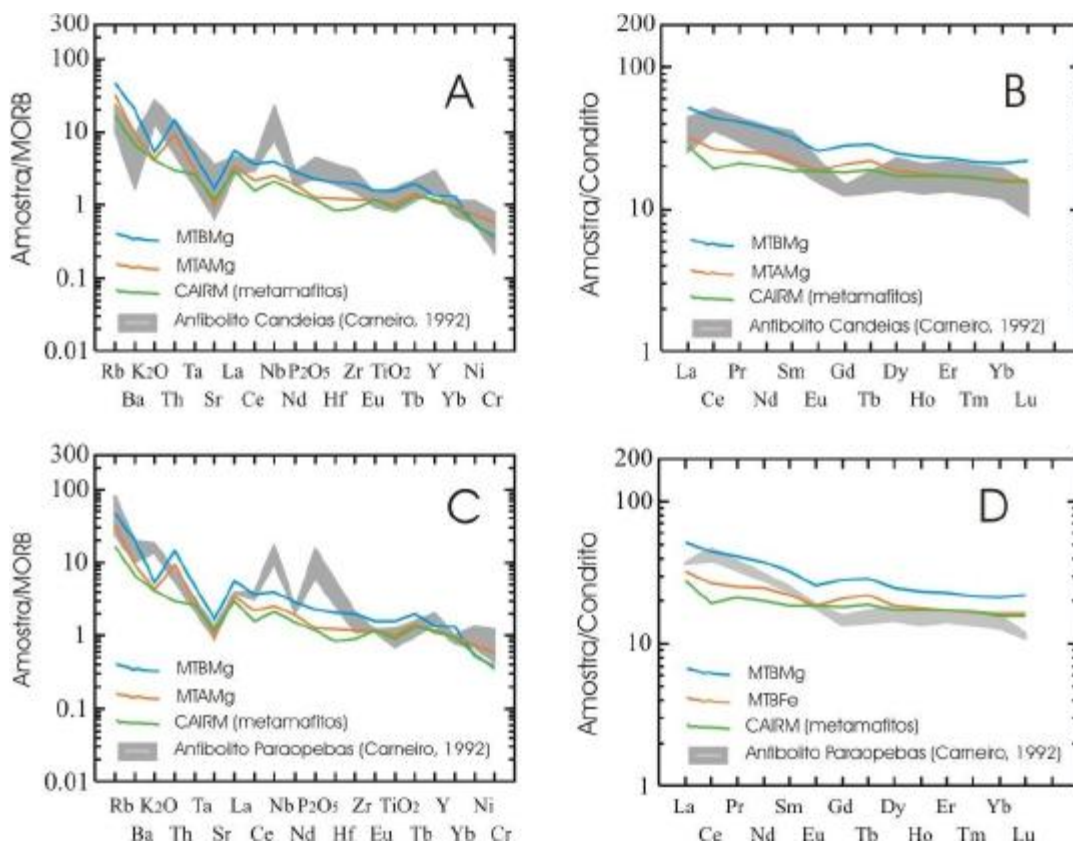


Figura 10.6 - Envelopes de variação de padrões geoquímicos dos anfibolitos Candeias e Paraopeba de Carneiro (1992), normalizados respectivamente ao MORB de Bevin et al. (1984) e ao condrito C1 de Boynton (1985), comparados às médias dos metamafitos estudados (linhas coloridas).

Todavia, o envelope do Anfibolito Candeias (diagrama A) apresenta ainda anomalias positivas de K₂O e o envelope do Anfibolito Paraopeba (diagrama C), anomalias positivas em K₂O e P₂O₅, diferenciando-se a respeito desses aspectos, das médias das rochas estudadas nesse trabalho. Com relação ao padrão de elementos terras raras (diagramas B e D), essas diferenças continuam, pois ambos os envelopes são mais enriquecidos em LRRE e ligeiramente mais depletados nos HREE (diagrama B), gerando uma anomalia negativa em Gd. Já os metamafitos do CAIRM, não se assemelham a nenhum dos padrões.

Fernandes (2001) descreveu na região de Campo Belo, três variedades de anfibolitos denominadas pelo autor de variedades A1, A2 e A3. Essas variedades seriam geradas em primitivos arcos-vulcânicos onde a variedade A1, apresentaria afinidade cálcio-alcálica e as demais variedades, apresentariam afinidade tholeiítica.

Analisando os envelopes representados na Figura 10.7, nota-se uma certa semelhança entre padrões multi-elementares (diagramas A, C e E) dos metamafitos em estudo com os envelopes das variedades anfibolíticas de Fernandes (2001), marcadas pelas anomalias negativas de Sr, Ce, Y, TiO₂, e positivas em Tb, Zr, La, P₂O₅, Rb, com uma depleção relativa em Cr e Ni, onde esses valores são semelhantes ou inferiores à normalização. Por sua vez, os envelopes dos diagramas A e C, sobressaem-se pelas ressaltadas anomalias positivas K₂O e P₂O₅ que os diferem das médias comparadas. No diagrama C, somam-se as demais anomalias citadas, uma grande anomalia positiva de Eu.

Quanto ao padrão de REE, a variedade A1 é mais enriquecida nos HREE e empobrecida nos LREE, não se assemelhando às variedades estudadas. Já a variedade A2 (diagrama D) e A3 (diagrama F), são mais empobrecidas em HREE e ligeiramente mais enriquecida em LREE, apresentando também anomalia negativa de Eu.

Essa é uma característica comum com as rochas em estudo, com exceção aos metamafitos do CAIRM, que além de serem menos fracionados que as demais, apresentam um padrão mais horizontalizado, perturbado unicamente por anomalia negativa de Ce. Particularmente o envelope da variedade A3, guarda estreita semelhança ao padrão médio do MTBMg.

No caso das variedades anfibolíticas A2 e A3, é possível que seus protólitos não tenham sido gerados em ambientes tectônicos comuns aos metamafitos em estudo nesse trabalho, pois as estreitas semelhanças geoquímicas que essas rochas guardam entre si, remetem possivelmente a uma fonte semelhante e a possibilidade de que essas rochas venham a constituir uma suíte ígnea única, parece ser bastante consistente.

Na Figura 10.8, algumas populações metabasálticas estudadas por Zuchetti (1998), são igualmente comparadas com os metamafitos estudados. Essas populações, denominadas pela autora de População II, III, IV e V são comparadas aos metamafitos do presente trabalho. Ao confrontar os diagramas multi-elementares, de modo geral, nota-se grande semelhança entre os padrões analisados. Algumas particularidades observadas nos envelopes, possivelmente decorrentes de processos secundários, não foram consideradas, pois podem não remeter a uma composição real das amostras. Entre estas, cita-se a mobilização de K e P, manifestada sob a forma de anomalias positivas de K₂O, observadas em todos os envelopes, a anomalia negativa de P₂O₅, observada no envelope C, e outras anomalias menos expressivas nos envelopes A e G.

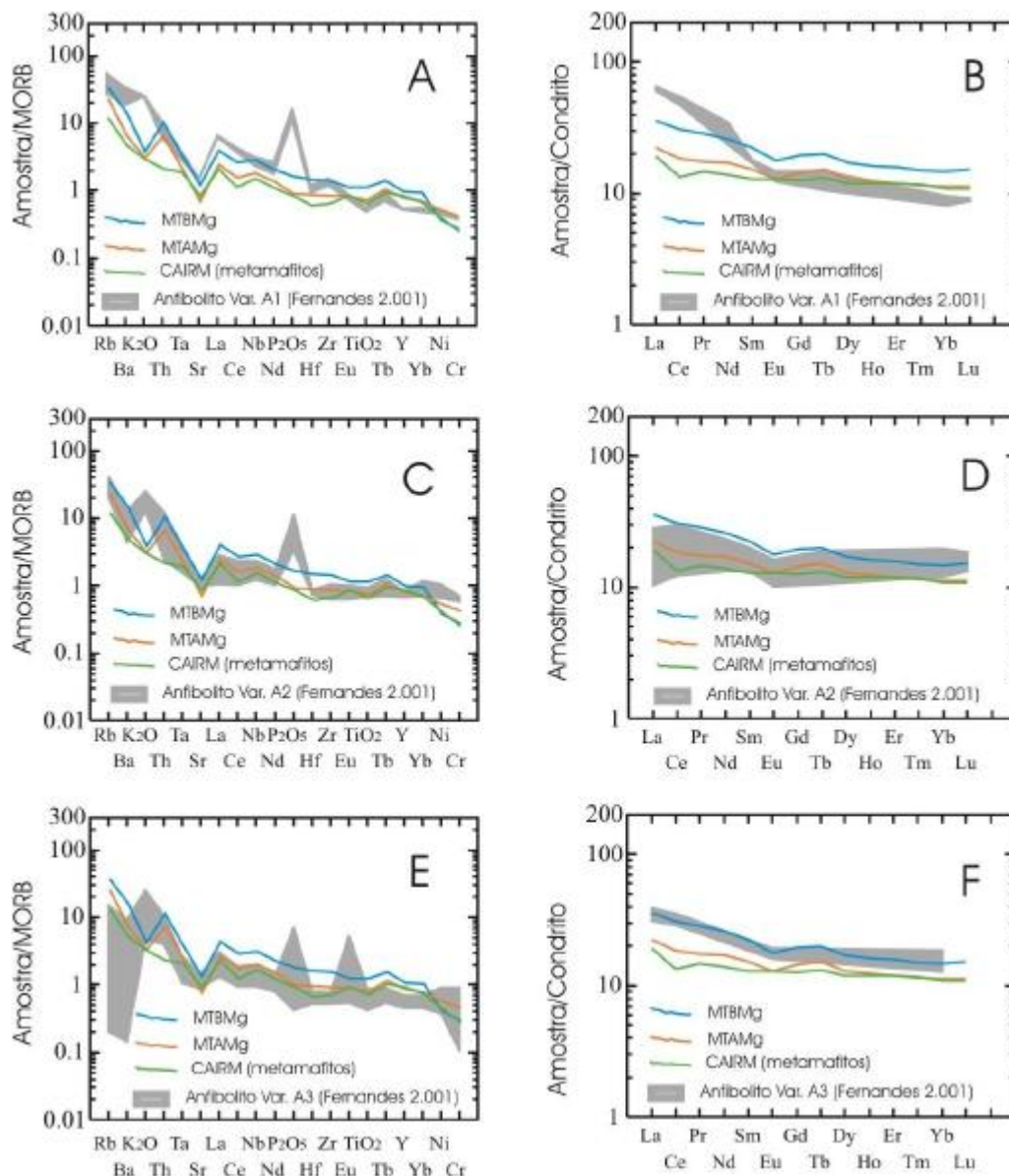


Figura 10.7 - Envelopes de variação de padrões geoquímicos dos anfibolitos variedade A1, A2 e A3 de Fernandes (2001), normalizados respectivamente ao MORB de Bevin et al. (1984) e ao condrito C1 de Boynton (1985), comparados as médias dos metamafitos estudados (linhas coloridas).

De modo geral, os envelopes das variedades estudadas pela autora, compreendem um conjunto de amostras ora mais fracionado, ora menos, porém apresentando um padrão comum, suavizado entre os elementos incompatíveis e depletado em Cr e Ni. No envelope E, a anomalia negativa de K₂O observada nas médias aparece, tornando-se bem marcada em função de uma anomalia positiva de Ba, mascarada, entretanto, pelo enriquecimento em Rb. Apesar de se assemelhar aos padrões das médias, algumas amostras apresentam um enriquecimento anômalo em Cr, gerando um padrão que se abre em leque, ao invés de uma depleção ao final do envelope.

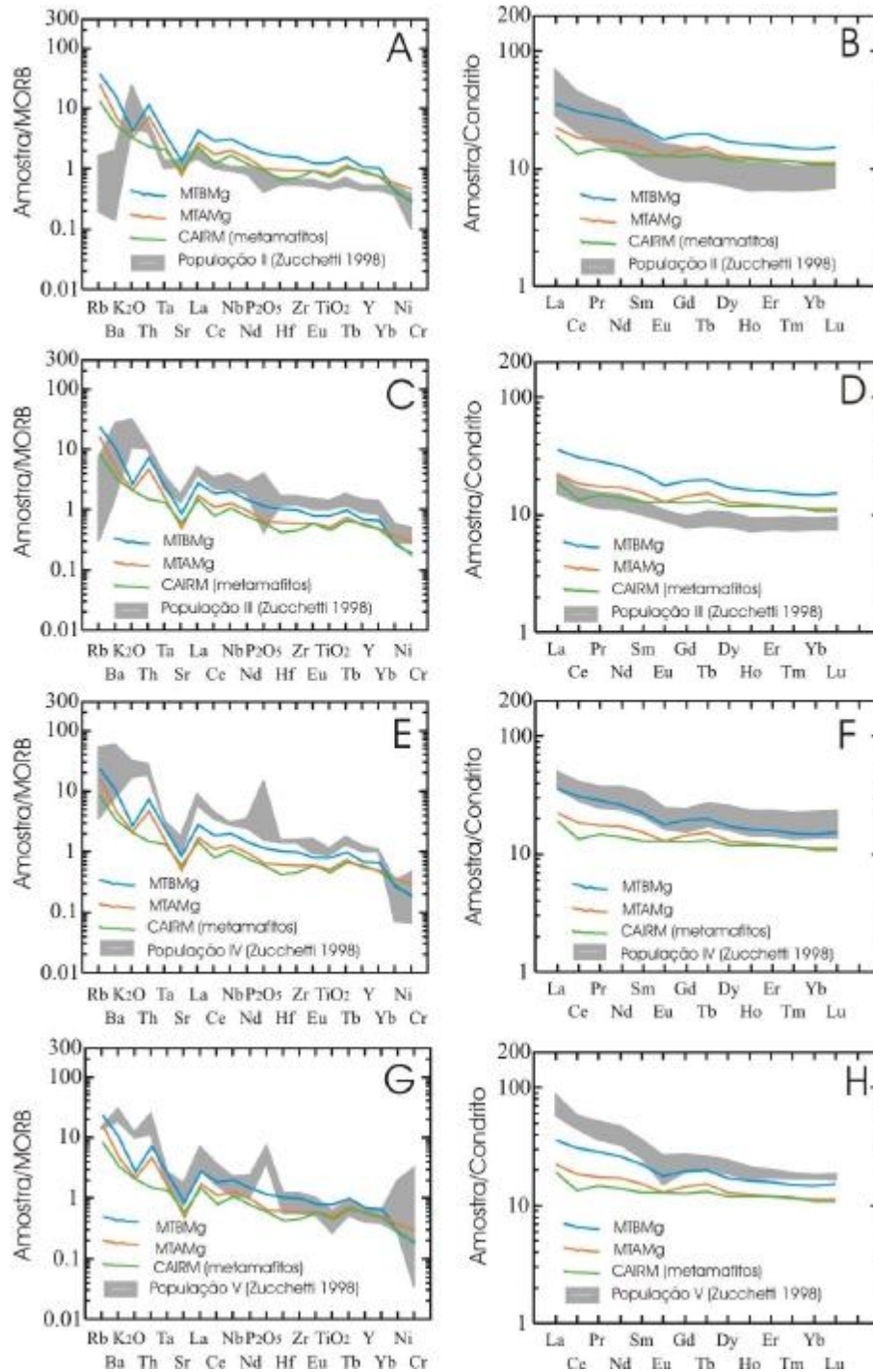


Figura 10.8 - Envelopes de variação de padrões geoquímicos, das populações de metabasaltos II, III, IV e V estudadas por Zucchetti (1998), normalizados respectivamente ao MORB de Bevins et al. (1984) e ao condrito C1 de Boynton (1985) e comparados às médias dos metamafitos estudados (linhas coloridas).

As diferenças entre os metabasaltos de Zucchetti (1997) e os metatholeiítos estudados na presente dissertação, se estreitam ainda mais ao se comparar os padrões de terras raras. As médias e envelopes apresentam padrões parecidos, a despeito de uma anomalia negativa de Eu que ocorre em

todas as médias, mas que foi observada apenas no envelope H (população IV).

Grande semelhança também é observada entre a População IV (Figura 10.8 F) e a média dos MTBMg com ao quais confunde-se. Nos envelopes das Figuras B e H, o enriquecimento em LREE é mais acentuado, mas em relação aos HREE, apresentam padrão parecido com as rochas comparadas.

Diante a semelhança entre as rochas tholeiíticas presentes na suíte estudada por Zucchetti (1998), procurou-se também comparar, na Figura 10.9, os metamafitos e metaultramafitos do CAIRM com a População I da mesma autora, definida como basaltos komatiíticos. Nessa figura, comparou-se também as rochas mencionadas com os metaultramafitos da Seqüência Ultramáfica Cláudio (Couto 2004), com os metaultramafitos da Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas (Carvalho Jr. 2001) e com os komatiitos estudados por Pinheiro (1997), os quais são associados às unidades ígneas do Supergrupo Rio das Velhas.

Em função das análises nem sempre completas, dos autores comparados, ou de resultados pouco convencionais, foram testadas outros valores de normalizações, como o condrito C1 de Sun & McDonough (1989) que mostrou ser por várias razões, a opção mais satisfatória. Essa escolha também foi feita na tentativa de aproximar os resultados apresentados no presente trabalho, com os resultados realizados pelos demais autores, que também usaram esses valores de condrito C1 (e. g. Pinheiro 1997; Zucchetti 1998).

Assim, apresenta-se na Figura 10.9 o resultado dos trabalhos de Zucchetti (1998), Carvalho Jr. (2001) e Couto (2004), comparados aos metaultramafitos do CAIRM. Para melhor visualização dos padrões plotou-se também uma linha média para os valores do envelope.

As comparações das médias do CAIRM em relação aos resultados apresentados por Carvalho Jr. (2001) e Zucchetti (1998) mostraram padrões bastante semelhantes. O envelope gerado com os valores de rochas metaultramáficas do primeiro autor (diagramas A e B, Figura 10.9), embora represente amplas variações de valores, possui padrão idêntico às médias comparadas.

O padrão terras raras é bastante parecido com a variação das médias quanto aos elementos terras raras leves, diferenciando-se um pouco mais quanto aos elementos terras raras pesados. Acompanhando todas as essas comparações, encontram-se os metamafitos do CAIRM (linha verde), obviamente comportando-se como um termo mais diferenciado.

Fato interessante ocorre ao se comparar, as rochas estudadas no presente trabalho com a População I de Zucchetti (1998). Esse grupo de rochas apresentado pela autora refere-se a metabasaltos komatiíticos e guardam grandes semelhanças com as rochas ultramáficas do CAIRM, principalmente no diagrama C, levando a possibilidade de virem a constituir suítes komatiíticas semelhantes.

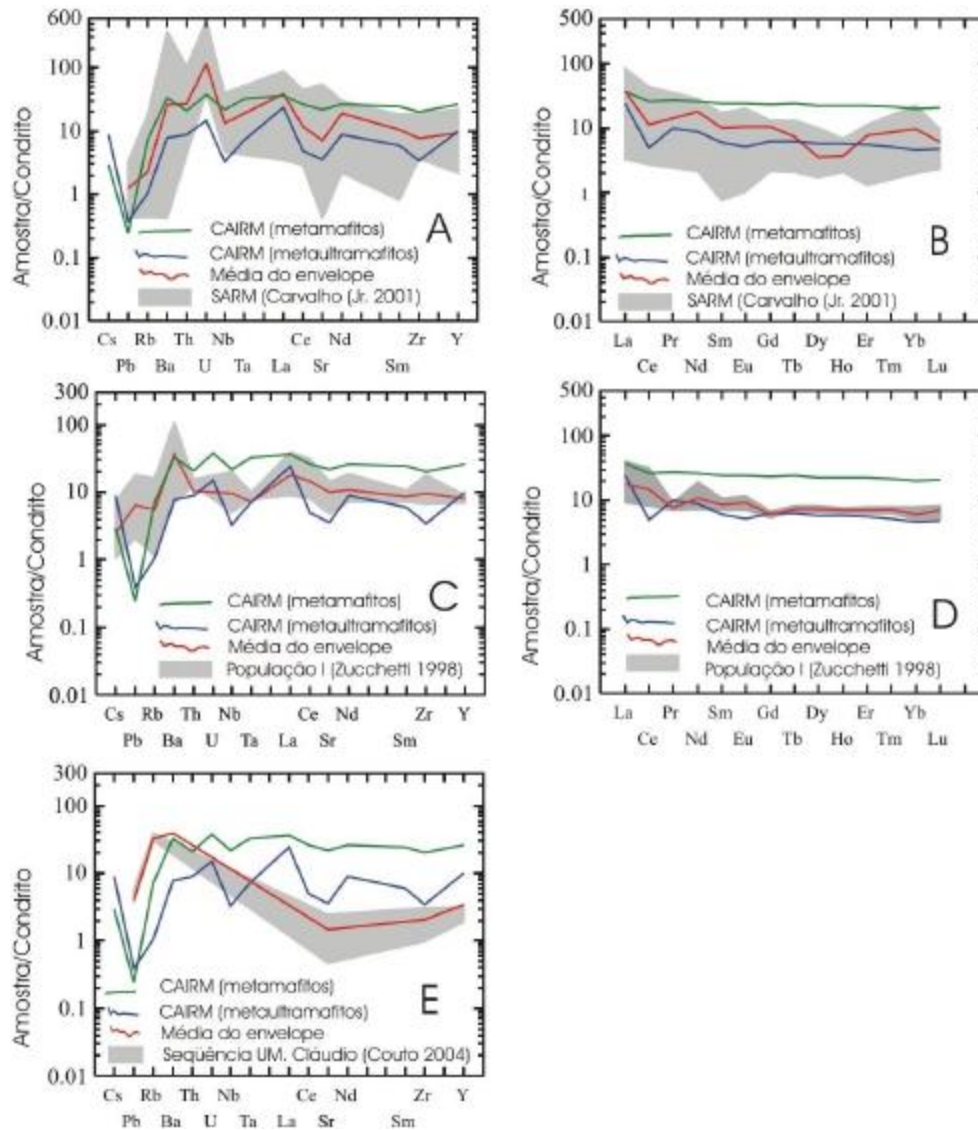


Figura 10.9 - Envelopes de variação de padrões geoquímicos dos metaultramafitos da SARM (Carvalho Jr. 2001), Sequência Cláudio (Couto 2004), metabasaltos de alto-Mg (População I) de Zucchetti (1998), normalizados ao condrito C1 de Sun & McDonough. (1989) e comparados às médias das rochas do CAIRM (linhas coloridas).

Essas semelhanças são expressas quanto às anomalias positivas de Ba, La e Nd, ainda que a média do envelope, esteja comprometida pelo valor anômalo de uma ou outra amostra, gerando padrões de curvas não totalmente condizentes com as demais amostras do grupo. Quanto ao padrão dos elementos terras raras, o envelope apresenta em comum com as médias comparadas, o mesmo modelo achatado e horizontalizado observado nos elementos terras raras pesados, embora se diferenciem, de forma menos pronunciada, no padrão dos elementos terras raras leves.

Observando a Figura 10.9 E, é notável que a ausência de alguns elementos analisados por

Couto (2004), assim como valores de elementos terras raras, não permitiu a elaboração de envelopes com padrões convencionais no caso dos metaultramafitos da Seqüência Cláudio, o que não possibilita maiores conclusões, até que novos dados a respeito dessa unidade tragam informações mais edificantes quanto à gênese dessas rochas.

Na Figura 10.10, são comparadas as médias das rochas do CAIRM, com komatiítos dos grupos I, II e III definidos por Pinheiro (1998).

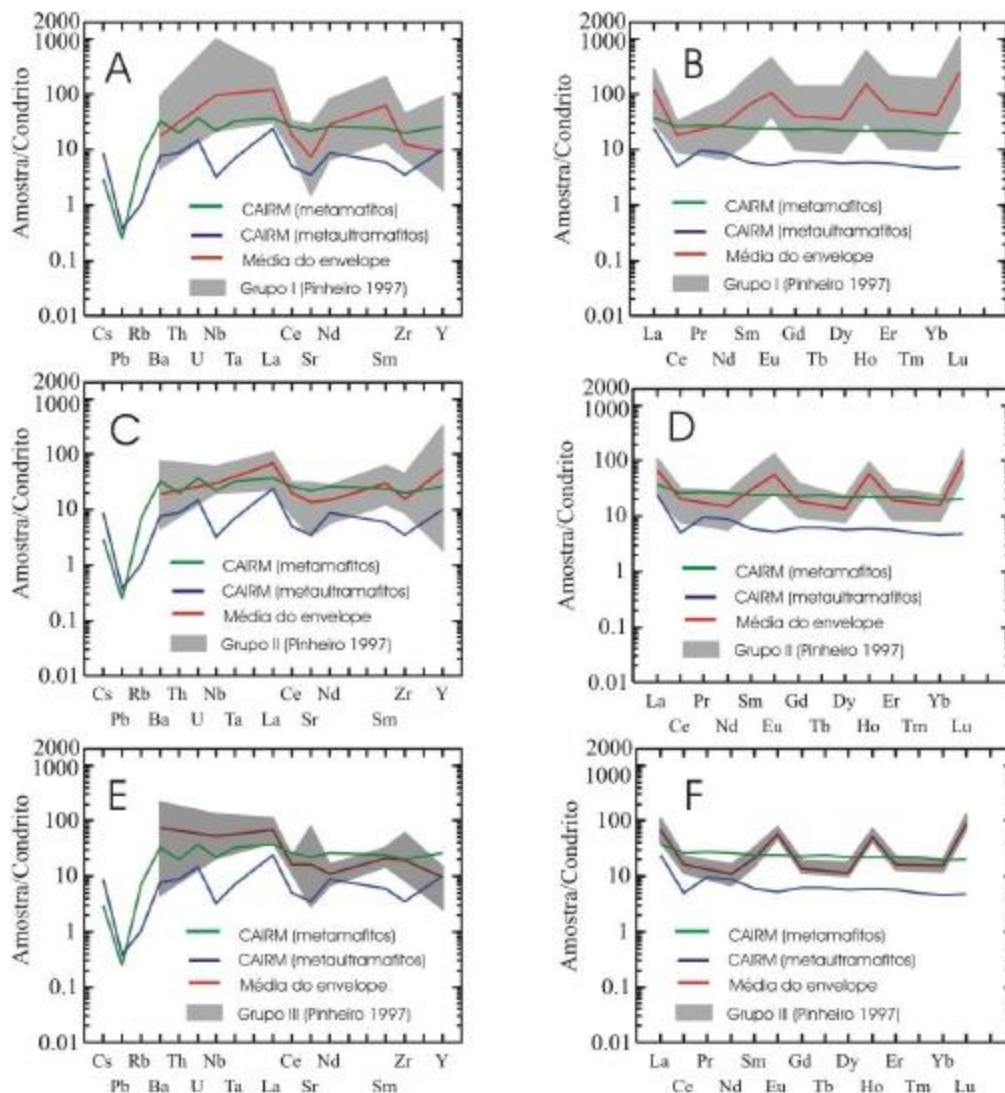


Figura 10.10 - Envelopes de variação de padrões geoquímicos dos komatiítos dos Grupos I, II, III, definidos por Pinheiro (1998) na região do Morro da Onça, Rio Manso/Mg, normalizados ao condrito C1 de Sun & McDonough. (1989) e comparados às médias das amostras do CAIRM (linhas coloridas).

Embora os dados apresentados pela autora não correspondam à seqüência completa de elementos utilizada na normalização, verifica-se, ainda que grosseiramente, que as médias do CAIRM e os envelopes dos grupos I e II (envelopes A e B), apresentam características comuns, como anomalias positivas em La, Y e negativas em Sr. Já o Grupo III, diferencia-se um pouco mais das

médias comparadas, mas no geral, esse envelope também mantém alguma semelhança com as médias com o qual é comparado. Comparando o envelope de variação dos elementos terras raras (diagramas B, D e F da Figura 10.10) com as médias do CAIRM, nada se observa de comum entre ambos, uma vez que todos os envelopes apresentam pronunciadas anomalias positivas de Eu e Ho. Insuficientes em fornecer informações mais substanciais, os dados apresentados por Pinheiro (1998), apresentarão melhor esclarecimento geoquímico quando forem publicados os resultados de Andreatta (2007, em finalização), que estudou uma área contígua a área de estudo da autora.

Dessa forma, as semelhanças observadas entre as rochas estudadas no presente trabalho e as diversas ocorrências congêneres estudadas nos trabalhos supracitados, são condizentes com as propostas de Teixeira (1985), Carneiro (1992), Corrêa da Costa (1999), Teixeira et al. (2000) de que durante o Arqueano, todo o Cráton São Francisco Meridional teria sido dominado por intenso arco-magmatismo o que caracterizaria uma das principais fases do Evento Termal Rio das Velhas.

10.7 MODELO EVOLUTIVO

As evidências apresentadas atestam que o magmatismo máfico-ultramáfico arqueano/paleoproterozóico descrito no CSFM (e. g. Carneiro 1992, Carneiro et al. 1996, 1997a e 1997b, Carvalho Jr. 1998a e 1998b, Teixeira et al. 2000, Carvalho Jr. 2001, Fernandes & Carneiro 2001, Fernandes 2001, entre outros) teve por pelo menos um determinado período, grande participação de componentes crustais, sejam através de processos de contaminação crustal ou de fertilização do manto, como indicam as elevadas razões Th/Ta e La/Yb no diagrama da Figura 10.5.

Episódios de fertilização mantélica podem ser devidos a vários mecanismos, que incluem processos metassomáticos decorrentes da produção de fluidos enriquecidos em LILE a partir de slabs subductados (SGC - componentes geoquímicos de subducção; Condie 1994, Kepezhinkas et al. 2002), processos de interação do manto litosférico subcontinental (harzburgítico) com fundidos astenosféricos, intrusões de diápiros astenosféricos na litosfera subcontinental (Srivastava & Singh 1999, Srivastava et al. 2004) ou metassomatismo do manto superior causado por fusões carbonatadas originadas no manto inferior (Gasparik & Litvin 2002). Embora não se descarte a possibilidade de que plumas mantélicas tenham atuado isoladamente em alguns locais do CSFM (e. g. Zucchetti 1998), muitos dos mecanismos citados estão de acordo e sustentam o modelo de arco-magmatismo defendido pelos inúmeros trabalhos desenvolvidos na região.

Nessa proposta, várias fases desse evento magmático estariam registradas na porção Meridional do Cráton São Francisco, incluindo desde as fases de magmatismo estritamente cálcio-alcalino (e. g. Carneiro 1992, Corrêa da Costa 1999, Fernandes 2001) até as fases de magmatismo tholeiítico-komatítico (Padilha et al. 1985, Jost et al. 1987, Pinheiro & Nilson 1993, Pinheiro 1997, Zucchetti 1998, Carvalho Jr. 2001, Andreatta 2007 em preparação).

Em analogia ao moderno magmatismo cálcio-alcálico andino, Martin (1994) conclui que a produção magmática é função da temperatura do segmento subductado com a idade da subducção, embora a reciclagem total dos slabs somente fosse possível no Arqueano, supostamente devido a elevados gradientes geotérmicos (Martin 1986, 1987b). Para esse autor, aos primeiros estágios da subducção estariam associados suítes félsicas do tipo tonalito-dacito-trondjemito com valores de $[Yb]_n$ inferior a 7,5. Em contrapartida, as suítes do tipo basalto-andesito-riolito seriam geradas nos estágios mais avançados da subducção, caracterizando-se por valores $[Yb]_n$ entre 6,3 e 25, valores, aliás, bastante condizentes com aqueles observados nos tholeiítos em estudo, que oscilam entre 14,69 e 23,92.

Dentro da dinâmica de margem ativa, a contribuição crustal nas rochas estudadas, talvez esteja registrada no enriquecimento em Th, Ta, Ba, Nb e de certa forma, até mesmo em alguns elementos terras raras leves. Elementos como o Zr teriam sido incorporados à partir da fusão do componente crustal do manto sub-continental (Pearce 1983, Wather & Pearce 1987), assim como K₂O, Rb, Ba, Th, Sr e parte do Y enquanto elementos como Ti, Yb, Sc, Hf, Sm, Cr e a maior parte do Y proviriam quase restritamente do manto. Contudo, se para as amostras da Unidade Metamáfica essa contribuição crustal pode ser inferida pela análise das razões elementares apresentadas, torna-se difícil fazer a mesma comparação para o CAIRM, devido o padrão caótico de muitos dos elementos analisados.

Elevados teores de constituintes crustais, assim como observado nas rochas estudadas, é uma característica observada também em outras seqüências magmáticas semelhantes (*e.g.* Grupo Mtshingwe – *greenstone* Belingwe, Bolhar et al. 2003). No caso das rochas metaultramáficas do CAIRM, os baixos valores de $[Yb]_n$ talvez não fossem necessariamente indicadores de um estágio muito primitivo do arco-magmatismo, pois além dessas rochas apresentarem um enriquecimento geral em REE, esse fato seria contraditório à verificação em campo, da existência de uma crosta continental previamente formada onde se alojaram seus magmas parentais. Esse fato é demonstrado pela presença rochas de natureza gnáissica, metassedimentar ou metamáfica servindo de encaixante para as rochas do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, com registros locais de metamorfismo de contato, mostrando que o modelo de arco-magmatismo é plausível e o magmatismo ultramáfico estaria associado à maturidade desses arcos, envolvendo possíveis episódios de acreções com outros segmentos crustais previamente formados, que progressivamente levaram a consolidação desse segmento de crosta continental.

Nesse contexto, os magmas parentais da Unidade Metamáfica poderiam ter sido formados a partir dos primeiros fundidos provenientes da interação entre manto e crosta subductada (sedimentos, H₂O, frações do substrato máfico/ultramáfico). Embora apresentem padrões geoquímicos ligeiramente semelhantes, a possibilidade de que a Unidade Metamáfica e o CAIRM fossem derivados de um mesma fonte, não é tão clara. Uma alternativa possível seria que dois magmas tivessem sido gerados

por diferentes graus de fusão parcial sofridos pela mesma região do manto ou regiões diferentes, explicando assim os teores diferentes de MgO e as tendências paralelas observadas no diagrama Ti/V versus V da Figura 10.3. Para Condie (1994), para se gerar magmas tão enriquecidos em Mg quanto os magmas komatiíticos seriam necessários elevados graus de fusões parciais de porções profundas do manto. Da mesma forma, a fase ultramáfica do arco magmatismo no CSFM, poderia estar associada a subducções mais profundas promovendo graus maiores de fusões parciais de um manto profundo e mais depletado, onde seriam gerados seus magmas, obviamente adicionados a alguma contribuição do componente crustal subductado.

Processos de subducção arqueanos seriam essenciais para que a partir da hidratação mantélica (Allègre 1982, Zindler 1982) associada possivelmente a elevados gradientes geotérmicos (Martin 1986 e 1987), pudessem ser gerados magmas por elevados graus de fusões parciais da fonte, o que em suma poderia constituir um mecanismo de geração de magmas komatiíticos (Parman et al 2001, Parman & Grove 2004). A possibilidade de existirem magmas hidratados no Arqueano é apresentada por Carvalho Jr. et al. (1997) para explicar fases de cristalização com hornblenda e piroxênio na paragênese de hornblenda-peridotitos e hornblenda-piroxenitos, o que também poderia ser estendido para se explicar, a gênese dos estratos constituídos por hornblenditos no Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso.

A possibilidade de uma gênese para magmas komatiíticos envolvendo elevados graus de fusão parcial, é uma linha de raciocínio sustentada por Hirschmann et al. (1998 e 1999) ao mostrarem que existe um decréscimo no conteúdo de LREE com o aumento dos graus de fusão parcial de uma fonte peridotítica, contudo não havendo grandes alterações nos seus conteúdos à partir de graus de fusão parcial maiores (e. g. acima de 30%).

Já a geração de magmas a partir da fusão de segmentos crustais subductados, como mecanismo acessório desse magmatismo, constitui uma solução plausível, porém bastante pragmática e, portanto deve ser aceita com cautela, embora a presença de subducção arqueana na região não deva ser em hipótese alguma negligenciada.

Uma ocorrência ao norte da área, na região de Morro da Onça, de komatiitos típicos exibindo lavas acamadadas, estruturas esferulíticas e disjunções poliedrais, foi atribuída às unidades vulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas. A continuidade geográfica entre essa ocorrência e a área estudada sugere que essas rochas pudessem constituir os equivalentes vulcânicos dos metaultramafitos em estudo. Aceitando essas evidências e baseados nos dados geoquímicos e de controle de campo apresentados, as evidências mostram que o magmatismo ultramáfico no Cráton São Francisco Meridional poderia representar uma fase tardia do Evento tectonotermal Rio das Velhas, ou compreenderia ainda, um outro evento, ainda mais recente, possibilidade que depende de datações geocronológicas para ser devidamente confirmada.

CAPÍTULO 11

CONCLUSÕES

Antecedendo esse trabalho, algumas questões quanto à gênese dos metamafitos e metamaultrafitos estudados, a sua associação com o magmatismo máfico-ultramáfico do Supergrupo Rio das Velhas e ambiência tectônica relacionada, foram discutidas, entre outros por Carneiro et al. (1996), Carvalho Jr. et al. (1998a), Carvalho Jr. et al. (1998b), Carvalho Jr. (2001). Agora, com o levantamento de novas informações a respeito desse assunto, essas e outras questões pertinentes foram retomadas. Assim, como resultado dessa dissertação, apresentam-se a seguir as novas considerações.

11.1 O MAGMATISMO ULTRAMÁFICO-MÁFICO NO CSFM: CARACTERÍSTICAS E AMPLITUDE.

O magmatismo máfico-ultramáfico no CSFM relacionado ao Evento Tectonothermal Rio das Velhas (Carneiro 1992), ao que parece, teve grande amplitude, conforme pode ser verificado pela extensão de seus registros geológicos que vão do Quadrilátero Ferrífero ao sul da cidade de Campo Belo. Na área estudada nesta dissertação, os registros desse magmatismo estão representados pela Unidade Metamáfica, associada aos metamafitos do Supergrupo Rio das Velhas, fato sugerido pelas afinidades geoquímicas verificadas com as rochas semelhantes estudadas por Pinheiro (1998), Zucchetti (1998), e Carvalho Jr. (2001). Já o Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso, poderia ainda vir a ser o registro de uma etapa de magmatismo ultramáfico associada ao Evento Tectonothermal Rio das Velhas ou ainda constituir um evento posterior.

Associações magmáticas cogenéticas, exibindo variações químico-composicionais similares, com gradação de termos com afinidade komatiítica a tholeiítica, são descritas em literatura para inúmeras seqüências magmáticas do tipo *greenstone* e complexos acamadados máfico-ultramáficos (e.g. Arndt et al. (1977), Jensen (1978), Jensen & Pike (1982), Viljoen et al. (1982), Nisbet et al. (1982), Cawthorn & Davies (1982), Parman et al. (1997 e 2001), Parman & Grove (2004), Hussein et al. (2004) e Puchtel (2004)), muitas das quais recentemente foram reinterpretadas sob a óptica dos modernos conceitos de ofiolito (Kusky 2004).

Quanto a essa possibilidade, a região estudada não apresenta características alóctones; a sucessão litoestratigráfica não obedece a “Trindade de Steimann” prevista nas seqüências ofiolíticas do tipo Penrose e também, não se assemelha a quaisquer outras seqüências conhecidas, completas ou desmembradas.

No segmento mapeado, a relação dos metaultramafitos com a crosta sílica arqueana é claramente intrusiva, constituindo, portanto, um complexo acamadado estratiforme, conforme previamente caracterizado nos capítulos 5 – O Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso e 9 – Litogequímica do Complexo Acamadado Itaguara-Rio Manso.

11.2 RELAÇÕES PETROGENÉTICAS ENTRE O CAIRM E A SEQÜÊNCIA ACAMADADA RIBEIRÃO DOS MOTAS

As semelhanças petrográficas e geoquímicas, com base nos padrões multi-elementares entre os plutonitos ultramáficos do CAIRM e da SARM, são bastante evidentes. Todavia, a inexistência de datações geocronológicas nas rochas do CAIRM é, por ora, um sério entrave nas correlações, pois caso as rochas do CAIRM e da SARM tenham mesma idade, configura-se a hipótese de que o magmatismo ultramáfico Arqueano teve outrora um caráter generalizado e amplamente disseminado por toda a porção meridional do Cráton São Francisco.

Conforme proposto nesta dissertação, esse plutonismo poderia estar associado à instalação de câmaras magmáticas tardias, concordando com o que foi sugerido no modelo de evolução tectônica proposto nesse trabalho e teria ocorrido sob uma crosta sílica já consolidada.

11.3 O CAIRM COMO UM EQUIVALENTE PLUTÔNICO DOS METAVULCANITOS ULTRAMÁFICOS DE MORRO DA ONÇA.

Conforme discutido, a amplitude do magmatismo máfico-ultramáfico no âmbito do Cráton São Francisco Meridional parece ter sido de grande monta. Ao sul, estaria representado por complexos acamadados (e. g. Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas e Seqüência Cláudio) e ao norte possivelmente por equivalentes vulcânicos, entre outros, os derrames komatiíticos presentes na região do Morro da Onça, município de Rio Manso-MG, estudadas por Pinheiro (1998).

A comparação entre os padrões geoquímicos das rochas do CAIRM e os padrões obtidos com as análises apresentadas por Pinheiro (1998), mostram algumas similaridades, embora, não constem dos dados apresentados pela autora, todos os elementos constituintes da seqüência utilizada nos diagramas multi-elementares apresentados no Capítulo 10 – Evolução Tectônica.

Porém verificaram-se diferenças marcantes entre os padrões de REE das duas unidades, fato que num primeiro momento levaria a afirmar que ambas unidades se tratam de ocorrências com petrogêneses distintas. Contudo, em ensaio realizado com dados inéditos de Andreatta (2007, em finalização) que estudou área adjacente, mostrou que essas rochas apresentam padrões multi-elementares equivalentes, excetuando um enriquecimento anômalo mais pronunciado nos padrões geoquímicos das amostras estudadas pelo autor.

Dessa forma, sugere-se no presente trabalho que alguns dos complexos ultramáficos intrusivos presentes no CSFM, de fato correspondam aos equivalentes vulcânicos das unidades ultramáficas efusivas presentes no Supergrupo Rio das Velhas (*e.g.* ocorrência de Morro da Onça), possibilidade já levantada por Carvalho Jr et al. (1998 a), ou ainda constituam um evento posterior, com características litogeoquímicas similares.

Estendendo essa premissa para as unidades congêneres encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, questiona-se se parte dessas unidades não teriam um caráter autóctone, tendo sido gerado em antigos arcos de ilha, ou ainda, em ambientes transicionais do tipo bacias marginais. Essa questão, entretanto demandaria de trabalhos com abrangência regional, fugindo de certa forma ao intuito da presente dissertação.

11.4 RELAÇÕES PETROGENÉTICAS ENTRE OS METAMAFITOS DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS (UNIDADE METAMÁFICA) E VARIEDADES CONGÊNERES ENCONTRADAS NO CSFM.

Algumas das comparações feitas entre os padrões multi-elementares das rochas metamáficas atribuídas ao Supergrupo Rio das Velhas e aqueles obtidos em unidades semelhantes descritas em literatura no CSFM, também indicaram estreita afinidade geoquímica. Nesse caso ressaltam-se as variedades estudadas por Carneiro (1992), Zucchetti (1998) e Fernandes (2001).

Com relação aos resultados apresentados por Carneiro (1992), os padrões geoquímicos das rochas estudadas por esse autor diferenciam-se das rochas da Unidade Metamáfica, quanto aos teores anômalos de alguns elementos (*e.g.* Nb e P₂O₅), ressaltando-se, entretanto que as variedades apresentadas pelo autor são claramente intrusivas.

Quanto às variedades estudadas por Zucchetti (1998), as populações III, IV e V são as que apresentam padrões geoquímicos mais próximos das rochas estudadas, assemelhando-se, sobretudo quanto aos padrões de REE. Essas rochas que compreendem tholeiítos de alto-Mg a basaltos komatiíticos mostram que o magmatismo no CSFM apresentou fases ora mais ora menos enriquecidas em Mg, podendo compreender suítes que variam de komatiíticas a tholeiíticas.

No que diz respeito às variedades estudadas por Fernandes (2001), os padrões geoquímicos das variedades anfibolíticas A, B e C, assemelham-se sob vários aspectos, a Unidade Metamáfica estudada no presente trabalho. Quanto a isso, destacam-se as semelhanças observadas entre a Unidade Metamáfica e a Variedade A do autor supracitado, que ocorre sob a forma de encaves nos gnaisses. Essa observação nos leva a aventar que durante o Arqueano, os processos tectônicos por longos períodos, pouco teriam alterado a composição do manto, sendo possível que a fonte mantélica durante a formação do protólito dos gnaisses que constituem a crosta siálica no CSFM tenha apresentado a

mesma composição existente que a fonte mantélica dos magmas genitores do protólito das variedades B e C de Fernandes (2001) e das variedades metamáficas estudadas, cuja gênese estaria associada à evolução de primitivos arcos-magmáticos.

11.5 RELAÇÕES PETROGENÉTICAS ENTRE AS FASES MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS NO CSFM

Baseado nos dados apresentados verificou-se indiretamente que as fases magmáticas máficas (representadas pela Unidade Metamáfica) e ultramáficas (CAIRM) na região em estudo, não poderiam ter sido originadas por fracionamento magmático de um magma primordial. Por outro lado, os magmas genitores de ambas as unidades podem ser oriundos de regiões diferentes da mesma fonte mantélica ou ainda terem sido gerados por diferentes graus de fusão parcial, em fases distintas de um mesmo magmatismo.

Conforme verificado pelas relações de campo e sugerido pelas análises geoquímicas o magmatismo máfico-ultramáfico compreenderia uma etapa tardia do Evento Tectonotermal Rio das Velhas, dada sobre uma crosta continental já formada, ou ainda um evento posterior, pouco estudado.

Uma vez instalado em câmaras magmáticas, processos de diferenciação desses magmas poderiam ser responsáveis pela geração de basaltos komatiíticos ou ainda tholeiítos de alto-mg, conforme atesta os metamafitos presentes no CAIRM, quando plotados no diagrama de Jensen (1976).

É possível que os tholeiítos de alto-Mg e basaltos komatiíticos também possam ter sido gerados entre os primeiros fundidos colocados na crosta. Essa é uma questão abordada no modelo evolutivo proposto no presente trabalho, para a região, e que carece de uma amostragem mais ampla na área em estudo além de dados geocronológicos que corroborem essa suposição.

11.6 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O CAIRM, assim como a Unidade Metamáfica, passou por um processo evolutivo associado a etapas de formação de crosta continental a partir de primitivos arcos de ilha. Entre outros processos, é possível que sua gênese tenha compreendido várias etapas de fusão de uma fonte mantélica a profundidades e graus de fusão parciais distintos. Dessa forma, as primeiras manifestações magmáticas, conseqüentemente mais superficiais, corresponderiam a fundidos tholeiíticos Fe-Mg-enriquecidos que gradativamente migrariam a tholeiítos Fe-enriquecidos. Originados em uma fonte relativamente superficial, esses magmas conteriam forte carga de contribuintes crustais, em parte proveniente da crosta subductante, em parte proveniente das fusões do manto subcontinental.

Com o incremento de isothermas mantélicas associadas ou não a crosta subductante, fusões

parciais seriam originadas em regiões mantélicas mais profundas. Esses líquidos seriam Mg-enriquecidos e apresentariam um empobrecimento acentuado em TiO_2 , FeO , CaO , Al_2O_3 , e REE, correspondendo a magmas de afinidade komatiítica. A extrusão desses magmas fecharia um ciclo de magmatismo plutônico-vulcânico com a instalação de suítes komatiíticas que no CSFM, até o momento, foram atribuídas ao Supergrupo Rio das Velhas. Dessa forma, esse episódio ou representaria uma fase tardia do Evento Tectonothermal Rio das Velhas ou estaria relacionado a um evento ainda mais recente, de evolução tectônica ainda desconhecida no âmbito do CSFM.

Contudo, essas conclusões partem de relações de campo e algumas associações litogeoquímicas, carecendo de dados consistentes de datação geocronológica para que o modelo evolutivo proposto no presente trabalho venha a ser corroborado ou refutado, bem como a relação entre essas rochas e o evento que as gerou venha finalmente a ser elucidado.

Complementando esse trabalho, novos dados litogeoquímicos apresentados por Andreatta (2007 em preparação) a partir dos vulcanitos do Morro da Onça, deverão dar sustentação a algumas informações aqui apresentadas, e dessa forma, em um futuro vindouro, modelos mais consistentes possam vir a ser elaborados.

REFERÊNCIAS

- Alkmin F. F., Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- Allègre C. J. (1982). Genesis of Archean Komatiites in a Wet Ultramafic Subducted Plate. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, 28, George Allen & Unwin, pp 495-500.
- Almeida A. R., Nogueira Neto J. A., Arthaud M. H. 1996. Glaucofana-xistos de Canindé: ocorrência e significado tectônico. In: SBGq, Congr. Bras. Geol., IX, *Anais*, pp 659-671.
- Andreatta G. P. S. 2007. *Geologia das Rochas Ultramáficas de Rio Manso, MG*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado (inédito).
- Arndt N. T. 1994. Archean Komatiites. In: Condie K. C. (Ed) *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier. pp 11-44.
- Arndt N. T., Albarede F., Nisbet E. G. 1997. Mafic and ultramafic magmatism. In: De Wit M.J. & Ashwall L.D. (Eds) *Greenstone Belts*. Oxford, Clarendon Press, pp 233-254.
- Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*. **18**: 319-369.
- Arndt N. T. & Nesbitt R. W. 1982. Geochemistry of Munro Township basalts. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, George Allen & Unwin, pp 309-329.
- Arndt N. T. & Nisbet R. W. 1982. What is a komatiite? In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, 25, George Allen & Unwin, pp 19-28.
- Arndt N. T, Teixeira N. A., White W. M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* **101**: 187-197.
- Avelar A. N., Carneiro S. R. C., Campos, J. C. S., Carneiro, M. A. 2002. Nova ocorrência de ultramafitos na porção meridional do Cráton São Francisco e sua possível correlação geológica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, 2002. *Anais*, p. 415.

- Barbosa O. 1954. *Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais*. Boletim do Departamento de Serviços Geográfico e Geológico, 3: 1-40.
- Barbosa M. I. M. 1998. *Complexo ultramáfico acamadado Morro das Almas, Região de Bom Sucesso e Ibituruna (MG): Geologia, Magmatismo e Metamorfismo*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 215 p.
- Bard J. P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et métamorfiques*. Masson, Paris, 192 p.
- Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Marques L. S., Melfi A. J., Piccirillo E. M., Nardy A. J., Roisenberg A. 1984. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen*, **150**: 272– 306.
- Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Marques L. S., Melfi A. J., Nardy A. J. R., Papatrechas C., Piccirillo E. M., Roisenberg A., Stolfa D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, **27**: 915-944.
- Benson W. N. 1926. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic rocks. *U.S. Natl. Acad. Sci. Mem.*, **1**: 1-90.
- Bevins R. E., Kokelaar B. P. Dunkley 1984. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. *Proc. Geo. Ass*, **95**: 337-347.
- Beswick A. E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, 19, George Allen & Unwin. pp 281-308.
- Beswick A. E. & Soucie G. 1978. A correction procedure of for metassomatism in Archean *Greenstone Belt*. *Precambrian Research*, 6: 235-248.
- Bolhar R., Woodhead J. M., Hergt J. M. 2003. Continental setting inferred for emplacement of the 2.9-2.7 Ga Belingwe *Greenstone Belt*, Zimbabwe. *Geology*, **31**: 295-298.
- Bossi J., Campal N., Civetta L., Demarchi G., Girardi V. A. V., Mazzucchelli M., Negrini L., Rivalenti G., Fragoso Cesar A.R.S., Sinigoi S., Teixeira W., Piccirillo E. M., Molesini M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes, and

- petrogenesis. *Chemical Geology*, **106**: 263-277.
- Bowen N. L. 1927. The origin of ultrabasic and related rocks. *Am. J. Sci.* **14**: 89-108.
- Bowen N. L. & Tuttle O. F. 1949. The system MgO-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Bull.* **60**: 439-460.
- Boynnton W. V. 1984. Geochemistry of the rare elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed) *Rare earth elements geochemistry*, Elsevier, pp 63-114.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Wan Schmus W. R. 2000. Tectonic history of Borborema province, Northeast Brazil. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (Eds) *Tectonics Evolution of South America*. International Geological Congress, 31, pp 151-182.
- Brongniart A. 1827. *Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes*. F. G. Levrault, Paris 144p.
- Brookins D. G. 1989. Aqueous geochemistry of rare earth elements. In: Lipin B. R. & McKay G.A. (Eds) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. MSA Reviews in Mineralogy, 21: 201-225.
- Brooks C. & Hart S. R. 1974. On the significance of Komatiite. *Geology*, **2**: 107-110.
- Brunn J. H. 1961. Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatique et orogéniques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* **4**: 181-202.
- Brunn J. H. 1960. Mise en place et differentiation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. Phys. Dyn.* **3**: 115-132.
- Brunn J. H. 1940. Conditions à l'étude des relations entre phénomènes magmatique et orogéniques. Ver. De gisement des roches basiques en Macedoine occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris.* **210**: 735-747.
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks (6 ed)*. Complete Revision of Winkler's Textbook. Berlin, Springer-Verlag, 318p.
- Caldas F. V. 2004. *Geologia da Região de Itaguara: subárea 5 oeste*. Trabalho Geológico. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, 55p.

- Cameron E. N. 1977. Chromite in the central sector of the Eastern Bushveld Complex, South Africa. *American Mineralogist*, **62**:1082-1096.
- Cameron E. N. 1980. Evolution of the Lower Critical Zone, Central Sector, Eastern Bushveld Complex and its chromites deposits. *Economic Geology*, **75**: 845-871.
- Cameron E. N. & G. A. Desborough 1969. Occurrence and characteristics of chromite deposits – Eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*, **4**: 23-40.
- Cameron W. E. & Nisbet E. G. 1982. Phanerozoic analogues of komatiitic basalts. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, George Allen & Unwin, pp 29-50.
- Campbell I. H. 1978. Some problems with cumulus theory. *Lithos*, **11**:311-323.
- Campbell I. H., Griffiths R. W., Hill R. I. 1989. Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, **339**:697-699.
- Campos J. C. S. 2004. *O Lineamento Jeceaba – Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológicas (U-Pb)*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 190p.
- Candia M. A. F. 1983. *Petrologia dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Mangabal I e II, Sanclerlândia, Goiás*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Pulo, 400p.
- Carlson R. W. 1991. Physical and chemical evidence on the cause and sources characteristics of flood basalt volcanism. *Austral. Jour. Earth Sciences*, **38**: 525-544.
- Carneiro M. A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233p.
- Carneiro M. A, Endo I., Nalini Jr. H. A, Sales J. C. C., Goulart L. E. A., Silva E. F, Pereira A. A., Tavares T. D., Jiamelaro F, Carneiro J. M., Mariano L. C., Prado G. E. A., Urbano E. P. C., Santos C., Miguel F. P. 2006. *Folhas Campo Belo e Oliveira (1:100.000)*. Convênio CPRM/UFOP.
- Carneiro M. A., Grossi Sad J. H., Carvalho Júnior I. M., Nalini Jr. H. A., Lima J. F., Camporez J. A.

- P., Teixeira W. 1999. Possible Komatiitic Affinity and Potencial PGE Mineralization of the Archean Ribeirão dos Motas Layered Sequence, Brasil. In: Third International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes. Pavia, Italy, *Abstr*, 24: 80-81
- Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A., Bilal E., Carvalho Jr. I. R., Teixeira W., Moutte J. 1997a. A Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas, Minas Gerais, Brasil. In: Semana de Geoquímica, 10, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 4, Braga, *Atas*, p 31-33.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Carvalho Jr. I. M., Oliveira A. H., Fernandes R. A. 1997b. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, Southern São Francisco-Craton, Brazil. In: SBG, South-American Symposium on Isotope Geology, *Extended Abstracts*, p. 63-64.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Nalini Jr. H. A., Bilal E., Oliveira A. H., Carvalho Jr. I. R. 1996. Archean ultramafic-mafic magmatism in the Southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: SBG, Symposium on Archean Terranes of the South American Platform, *Anais*, p. 32-33.
- Carvalho A. P 2004. *Geologia da Região de Itaguara Subárea 2-B. Trabalho Geológico*. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 54p.
- Carvalho Júnior I. M. 2001. *Petrologia e Geologia de Rochas Ultramáficas Arqueanas do Cráton São Francisco Meridional: A Sequência Acamada Ribeirão dos Motas*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 96p.
- Carvalho Júnior. I. M. & Carneiro M.A 1999. Modelo petrogenético para os anfibólios ígneos intercumulos da Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas. *Pesquisa e Pós Graduação*, UFOP, 32p.
- Carvalho Júnior I. M., Carneiro M.A., Nalini Júnior H.A., Teixeira W. 1998a. Seriam as Rochas da Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas o Correspondente Plutônico do Magmatismo Ultramáfico do *Greenstone Belt* Rio das Velhas? In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. *Resumos*, 68p.
- Carvalho Júnior I. M., Carneiro M.A., Fernandes R. A., Teixeira W. 1998b. Processos mantélicos relacionados à gênese da estratificação ígnea da Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Resumos*, 67p.

- Carvalho Júnior I. M., Carneiro M.A., Suita M. T., Teixeira W. 1997. Anfibólio intercumulus na Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas: um modelo petrogenético para sua origem. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto, *Anais*, 38-39.
- Cawthorn R. G. & Davies G. 1982. Possibile Komatiitic Affinity of the Bushveld Complex, South Africa. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. pp 91-96.
- Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica – Guia de nomenclatura estratigráfica – Unidades Tectonoestratigráficas e problemas na classificação estratigráfica de rochas precambrianas – Unidades Edafoestratigráficas – Unidades Paraestratigráficas 1982. *Jornal do Geólogo*. SBG – Suplemento Especial.
- Coleman R. G. 1977. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, Berlin, 228p.
- Condie K. C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdan. Elsevier, 433p.
- Condie K. C. 1994. *Greenstone through time*. In: Condie K. C. (Ed) *Archean Crustal Evolution*. Amsterdan, Elsevier. pp 85-120.
- Corrêa da Costa P. C. 1999. *Episódios de Formação de crosta Continental Arqueana no Cráton São Francisco Meridional: Um Modelo a Partir da Região de Candeias Campo – Belo, MG*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 132p.
- Corrêa da Costa P. C. 2003. *Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos Diques Máficos da Região de Crixás-Goiás, Porção Centro-Oeste do Estado de Goiás*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 151p.
- Corrêa da Costa P. C., Girard V. A. V., Teixeira W. 2002. Petrologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção Centro-Oeste do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p 418.
- Costa C. S. 1995. *Petrogênese do Corpo Meta-ultramáfico do Córrego dos Boiadeiros, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 172p.
- Costa L. F. 2004. *Geologia da Região de Itaguara: Subárea 2-A*. Trabalho Geológico. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 53p.

- Cotterill P. 1969. The chromite deposits of Selukwe, Rhodesia. *Economic Geology Monograph*, **4**: 154-186.
- Couto D. J. F. 2004. *Petrogênese dos Metaultramafitos e Mafitos da Região de Cláudio (MG)*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 173p.
- Currie K. L. 1971. The reaction $3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ sillimanite} + 5 \text{ quartz}$ with a geological thermometer in the Opinon Lake region, Ontario. *Contr. Mineral. Petrolog.* **32**: 215-216.
- Dana E. S. 1946. *A textbook of Mineralogy*. New York, Wiley, 454p.
- Davies H. L. & Smith I. E. 1971. Geology of eastern Papua. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**: 3299-3312.
- DePaolo D. J. & Wasserburg G.J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 615-627.
- Derby O. A. 1882. *Reconhecimento Geológico do Vale do Rio São Francisco*. Rel. Com. Hydrog. Rio São Francisco, Rio de Janeiro, Anexo, 24p.
- Dewey J. F & Bird J. M. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in New Foudland. *J. Geophysics. Res.* **76**: 3179-3206.
- Dorr II J. V. N., Gair J. E., Pormenore J. B., Rynearson G. A. 1957. *Revisão Estratigráfica Precambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Div.Fom.Prod.Min.,Avulso, 81, 31p.
- Dorr II J. V. N.1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S.G.S. Professional Paper*, 641(A), 110p.
- Duke J. M. 1988. Magmatic segregations deposits of chromite. In: Roberts R. G. & Sheahan P. A. (Eds) *Ore Deposits Model*. Ottawa, Geological Association of Canada, 194p.
- Eales H. V., Botha W.J., Hattingh P.J., De Klerk W. J., Maier W. D., Odgers A. T. R. 1993. The mafic rocks of the Busweld Complex: a review. *J. Afr. Earth. Sci.*, **16**:121-142.
- Eales H. V. & Cawthorn R. G. 1996. The Bushveld Complex. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. Elsevier pp 181-230.

- Eales H. V., De Klerk W. J., Butcher A. R., Kruger F. J. 1990. The cyclic unit beneath the UG1 chromitite (UG1FW unit) at RPM Union Section Platinum Mine. *Miner. Mag.* **54**: 23-43.
- Eales H. V., De Klerk W. J., Teigler B., Maier W. D. 1994. Nature and origin of orthopyroxenites in the Western Bushveld Complex, in the light of compositional data. *S. Afr. J. Geol.* **97**: 399-407.
- Ebert H. 1956. *Relatório Anual da Divisão de geologia e Mineralogia*. 1955: pp 62-81.
- Echeverria L. M. 1982. Komatiites from Gorgona Island, Colômbia. Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, George Allen & Unwin. pp 91-96.
- Endo I 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 243p.
- Endo I & Machado R. 1998. The geologic architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, *Abstracts*, 126p.
- Endo I., Carneiro M.A., Machado R. 1996. O Complexo Metamórfico Bação: Um elemento anisotrópico na deformação do Supergrupo Rio das Velhas – Q.F., MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, *Anais*, 1996.
- Ernesto M., Marques L. S., Piccirillo E. M., Molina E. C., Ussami N., Comin-Chiaramonti P., Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**: 15–36.
- Evans B. W. & Frost B. R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geoch. Cosm. Acta*, **39**: 959-972.
- Fernandes R. A. 2001. *Etapas de Formação de Crosta Continental (do Mesoarqueano ao Mesoproterozóico) no Cráton São Francisco Meridional*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 127p.
- Fernandes R. A. & Carneiro M. C. 2000. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Craton São Francisco Meridional): Unidades Litodêmicas e Evolução Tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**: 671-678.

- Fouquè F. & Michel-Levy A. 1879. *Minéralogie Micrographique*. Mem. Carte Geol. France 153p.
- Fyfe W. S. 1967. Stability of Al₃O₃ polymorphs. *Chem. Geology*, **2**: 67-76.
- Fyfe W. S. & Turner F. J. 1966. Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **12**:354-364.
- Gasparik T. & Litvin Y. A. 2002. Experimental investigation of the effect of metasomatism by carbonatic melt on the composition na structure of the deep mantle. *Lithos*, **60**: 129-144.
- Goulart L. E. A. 2001. *Contribuição à geologia de um segmento de crosta arqueana do Cráton São Francisco Meridional. Município de Cláudio. Subárea 5 Sul*. Ouro Preto, Trabalho de Graduação. Degeo-EM-UFOP, 96p.
- Gruau G., Jahn B. M., Glikson A. Y., Davy R., Hickman A. H., and Chauvel C. 1987. Age of the Archean Talga-Talga Subgroup, Pilbara block, Western Australia, and early evolution of the mantle: new Sm-Nd isotope. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**: 105-116.
- Guia Rivera 2002. *Mapa Rodoviário – Minas Gerais*. Ed. Guia Rivera - Mapas e guias.
- Guimarães D. 1951. *Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 88, 314p.
- Harder E. C. & Chamberlin R. T. 1915. The Geology of Central Minas Gerais, Brasil. *J. Geol.*, **23**: 341-424.
- Hawsworth C. J., O’Nions R. K., Pankhurst R. J., Hamilton P. J. Evensen N. M. 1977. A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 253-262.
- Hedlund D. C., Moreira J. F., Pinto A. C., Silva J. C. G., Souza, G. V. V. 1974. Stratiform chromitite at Campo Formoso, Bahia, Brazil. *Jour. Research U. S. Geol. Survey*, **2**: 561-566.
- Hegelson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K. 1978. Sumary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *A. J. Sci.*, **278A**: 229-236.
- Herzberg C. T. 1992. Depht and degree of melting of komatiites. *J. Geophys. Res.*, **97**: 4521-4540.

- Hill R. I. 1993. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, **30**: 193-206.
- Hirschmann M. M., Ghiorso M.S. Stolper E.M. 1999. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. II. Isobaric variations in melts near the solidus and owing to variable source composition. *J. Petrol.* **40**: 297–313.
- Hirschmann M. M., Ghiorso M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M. 1998. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. methoda and composition to experiments. *J. Petrol.* **39**: 1091–1115.
- Hofmann A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationships between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**: 297-314.
- Hofmann A. W. & Kusky T. M. 2004. The Belinswe *Greenstone Belts*: Ensialic or Oceanic? In: T. M. Kusky (Eds) *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 163-206.
- Holdaway M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am.J. Sci.* **271**: 91-131.
- Holdaway M. J. & S. M. Lee 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral.Petrol.*, **63**: 175-198.
- Hussein I. M., Kröner A, Reischmann T. The Wadi Onib Mafic-Ultramafic Complex: A Neoproterozoic Supra-Subduction Zone Ophiolite in the Northern Red Sea Hills of the Sudan. In: T. M. Kusky (Eds) *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp: 487-538.
- Iacumin M., Piccirillo E. M., Girardi V. A. V., Teixeira, W., Bellieni G., Echeveste H., Fernandez R., Pinese J. P. P., Ribot A 2001. Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dyke swarms from central-eastern Argentina: petrology, geo-chemistry, Sr – Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, **42**: 2109–2143.
- Irvine T. N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator II. Petrologic applications. *Can. J. Earth. Sci.* **4**: 71-103.
- Irvine T. N. 1970. Crystallization sequences in the Muskox intrusions and other layered intrusions. I. Olivina-pyroxene-plagioclase relations. *Geological Society of South Africa Special Publications*, **1**: 441-476.

- Irvine T. N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox intrusions and other layered intrusions. II. Origin of the cromitite layers and similar deposits of the other magmatic ores. *Geochemica et Cosmochemica Acta*. **39**: 991-1020.
- Irvine T. N. 1977. Crystallization sequences in the Muskox intrusions and other stratiform intrusions: A new interpretations. *Geology*, **5**: 273-277.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Science*, **8**: 523-548.
- Irvine T. N. & Smith C. H. 1967. The ultramafic rocks of the Muskox intrusion, Northwest Territories, Canada. In: Wyllie P.J. (Ed) *Ultramafic and Related Rocks*. New York, John Wiley & Sons, Inc, pp 38-49.
- Jackson E. D. 1961. Primary textures and minerals associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **358**: 106.
- Jaques A. L. & Green D. H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of the tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 287-310.
- Jahn B. M., Gruau G., Glickson A. Y. 1982. Komatiites de Onverwacht Group, South África: REE chemistry, Sm-Nd age and mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**: 25-40.
- Jarvis G. T. & Campbell I. H. 1983. Archean Komatiites and geotherms: Solution to an apparent contradiction. *Geophys. Res. Lett.* **10**: 1113-1136.
- Jenkins L S & Chernosky Jr. J. V. 1986. Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Am. Mineral.* **71**: 924-936.
- Jensen L. S. 1978. Archean komatiitic, tholeiitic, calc alcalic and alcalic volcanic sequences in the Kirkland Lake Área. In: Currie A. L. & Mackaey W. O. (Eds) *Toronto 78 Field Trips Guidebook*, Geological Association of Canada, pp 237-259.
- Jensen L. S. 1976. *A new method of classifying subalcalic volcanic rocks*. Ontario Division of Mines, Misc. Paper, 66, 22p.
- Jensen L. S.; Pyke D. R. 1982. Komatiites in the Ontário portion of the Abitibi belt. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, George Allen & Unwin, pp 147-158.

- Jost H., Seixas L. A. R., Roeser H. M. P. 1987. Derrames komatiíticos diferenciados do Município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, *Anais*, pp 273-385.
- Kepezhinkas P., Defant M. J., Widom E. 2002. Abundance and distribution of PGE and AU in the island-arc: implications of sub-arc metasomatism. *Lithos*, **60**: 113-128.
- Kerr A. C., Marriner G. F., Arndt N.T., Tamey J., Nivia A., Saunders A. D., Duncan R. A. 1996. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos*, **37**: 245-260.
- Kirstein L. A., Peate D. W., Hawkesworth C. J., Turner S. P., Harris C., Mantovani M. S. M. 2000. Early Cretaceous basaltic and rhyolitic magmatism in southern Uruguay associated with the opening of the South Atlantic. *Journal of Petrology*, **41**: 1413– 1438.
- Kusky T. M. 2004. What if anything have we learned about Precambrian ophiolites and early Earth processes? In: T. M. Kusky (Eds) *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 727-737.
- Lee C. A. 1996. A Review Mineralization in the Bushveld Complex and other Layered Mafic Intrusions. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. London, Elsevier, pp 103-146.
- Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. Keller J., Le Bas M. J. Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R., Zanettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 130p.
- Leshner C. M. & Arndt N. T. 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos*, **34**: 127-157.
- Lindenmeyer Z. G. 1980. Geologia dos corpos máficos ultramáficos mineralizados a cobre da região do Alto Rio Curuçá. Congresso Brasileiro de Geologia, 31, *Anais*, 3: 1616-1628.
- McBirney A. R. 1996. The Skaergaard Intrusion. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. London, Elsevier, pp. 147-180.
- McBirney A. R. & Noyes R. M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *J. Petrology*, **20**:487-554.

- McCallum I. S. 1996. The Stillwater Complex. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. Elsevier, London, pp 441-484.
- Machado Filho L., Ribeiro M. W., Gonzalez S. R., Schenini C. A., Santos Neto A., Palmeira R.C.B., Pires J. L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória*. 32: 27-304.
- Marshak S. & Alkmin F. F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, **8**: 555-571.
- Martin H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magma. *Geology*, **14**: 753-756.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalities and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, **28**: 921-953.
- Martin H. 1994. Petrogenesis of Archean Grey Gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie K. C. (Ed) *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier. pp 205-259.
- Mazzucchelli M., Rivalenti G., Piccirillo E. M., Girardi V. A. V., Civetta L., Petrini R. 1995. Petrology of Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, **74**:177– 194.
- Meneghin A. C. 2004. *Geologia da Região de Itaguara: Subárea 5-leste*. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 55p.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* **56**: 207-218.
- Miller G.H., Stoper E. M., Ahrens T. J. 1991. The equations of the state of molten komatiite. 2: Application to komatiite petrogenesis and the Archean mantle. *J. Geophys. Res.*, **96**: 11849-11864.
- Miller J. D. J & Ripley E. M. 1996. Layered Intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. London, Elsevier, pp 257-302.
- Moore E. M. 1975. Discussion of Origin of Troodos and their ophiolites: a reply to Hyne's by A. Myashiro. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, **25**: 223-226.

- Moore E. M. 2002. Pre-1 Ga (Pre-Rodinian) ophiolites: Their tectonics and environmental implications. *Geol.Soc. Am. Bull.*, **114**: 80-95.
- Naldrett A. J. & Von Gruenewald, G. 1989. The association of PGE with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. *Economic Geology*, **84**: 112-145.
- Naslund H. R. & McBirney A. R. 1996. Mechanisms of Formation Igneous Layering. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. London, Elsevier, pp.1-44
- Nesbitt R. W., Sun S. S., Purvis A. C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Mineral.*, **17**: 165-186.
- Nicolas A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Dordrecht, Klumer Academic Publishers, 374p.
- Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A., Orpen J. L., Wilson J. F. 1982. Komatiites in Zimbabwe. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. London, George Allen & Unwin pp 97-104.
- Nilson A. A. 1984. O estágio atual de conhecimentos dos Complexos Máfico-ultramáficos Pré-cambrianos do Brasil: Uma avaliação preliminar. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, *Anais*, pp 4166-4203.
- Nilson A. A., Santos M. M., Cuba, A. E. 1982. The nickel-cooper sulfide deposits in the Americano do Brasil mafic-ultramafic complex, Goiás, Brazil. *Rev. Bras. de Geo.*, **12**: 487-497.
- Nilson A. A., Santos M. M., Cuba E. A. Gomes de Sá C.M. 1986. Jazida de níquel, cobre e cobalto de Americano do Brasil, Goiás. In: *Principais Depósitos Minerai s Brasileiros – Ferro e Metais da Indústria do Aço*. DNPM, Brasília.
- Nisbet E. G., Cheadle M. J., Arndt N. D., Bickle M. J. 1993. Constraining the potencial temperature of the Archean Mantle: a review of the evidence from komatiíitos. *Lithos*, **30**: 291-307.
- Noce C. M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128p.
- Oliveira A. I. 1954. As Atividades do Departamento Nacional de Produção Mineral. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, **19**: 91-92.

- Oliveira A. H. de 1999. *Evolução tectônica de um segmento crustal Arqueano do Cráton São Francisco Meridional*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 104p.
- Oliveira A. H. 2004a. *Evolução de um fragmento do Cráton São Francisco Meridional com base em aspectos estruturais, geoquímicos e geocronológicos (Rb-sr, Sm-Nd, Ar-Ar, U-Pb)*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 104p.
- Oliveira A. H. & Carneiro, M. A. 2001. Campo Belo Metamorphic Complex: Tectonic Evolution of an Archaean sialic crust of the southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **73**(3): 397-415.
- Oliveira L. G. S., Barbosa M. S. C., Endo I. 2003. O significado das Anomalias Geoidais na Estruturação da Litosfera: Aplicação na Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 12, *Atas*, CD-rom.
- Oliveira N. V. 2004b. *Modelagem e inversão 2D de dados magnetométricos aplicados na caracterização da geometria do sinclinal Gandarela e homoclinal Curral – Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 120p.
- Oliveira N. V., Barbosa M. S. C., Endo I 2004. Modelagem 2D das anomalias magnéticas no homoclinal da Serra do Curral. In: Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1, *Atas*, cd-rom.
- Padilha A.V. 1984. Formação Córrego dos Boiadeiros – Uma seqüência komatiítica na base do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, MG. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, *Anais*, pp 2668-2669.
- Padilha A. V., Silva Jr. J. C., Oliveira S. D. 1985. A unidade metavulcânica do Grupo Nova Lima no Córrego dos Boiadeiros: uma seqüência máfica-ultramáfica komatiítica na base do Supergrupo Rio das Velhas, na área central do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**: 74-84.
- Paixão M. A. P., Nilson A. A., Dantas E., Gioia S. 2002. Corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia e suas implicações tectônicas. In: SBG, Congress. Bras. Geol., 41, *Resumos*, 423p.

- Paktunç A. D. 1984. Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson Mine, Thompson Nickel Belt, Northern Manitoba. *Can. Mineral.*, **22**: 77-91.
- Parman S. W., Dann J.C., Grove T. L., de Wit M. J. 1997. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation *Greenstone Belt*, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**(3-4): 303-323.
- Parman S. W. & Grove T. L. 2004. Petrology and Geochemistry of Barberton Komatiites and Basaltic Komatiites: Evidence of Archean Fore-Arc Magmatism. In: T. M. Kusky (Eds) *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 539-566.
- Parman S. W., Grove T. L., Dann J.C. 2001. The production of Barberton komatiites in an Archean subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **28**(13): 2513-2516.
- Pearce J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R. S. (Ed) *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C. J. & Norry M. J. (Eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva. pp 230-249.
- Pinese J.P.P. 1997. *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção sul do Cráton São Francisco*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178p.
- Pinheiro S. O. 1998. *Petrologia das rochas meta-ultramáficas da região de Rio Manso, Minas Gerais*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 253p.
- Pinheiro S. O. & Nilson A. A. 1993. Metakomatiitos do Grupo Nova Lima na região de Rio Manso, Minas Gerais – Observações Preliminares. In: Simpósio sobre o Craton São Francisco, 2, *Anais*, pp 112-113.
- Pires F. R. M. 1977. *Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 344p.
- Polat A. & Kerrish R. 2004. Precambrian Arc Associations: Boninites, Adakites, Magnesian Andesites and Nb-enriched basalts. In: T. M. Kusky (Eds) *Precambrian Ophiolites and Related*

- Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 599-616.
- Puchtel I. S. 2004. 3.0 Ga Olondo *Greenstone Belt* in the Aldan Shield, E. Siberia. In: T. M. Kusky (Eds) *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 567-598.
- Puchtel I. S., Bogatikov O. A., Simon A. K. 1993. The Early Precambrian crust-mantle evolution of the Olekma gneiss-greenstone terrane, Aldan Shield. *Petrology*, **1**: 451-473.
- Reis M. V. 2004. *Geologia da Região de Itaguara: Subárea 1-B. Trabalho Geológico*. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 52p.
- Rice A. R. 1981. Convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning macrosegregation, layering, crescumulates, banded tufs and explosives volcanisms in igneous processes. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 405-417.
- Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V. A. V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M. A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajas region, Amazonian craton. *Lithos*, **43**: 235– 265.
- Richardson S. W. 1968. Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.* **9**: 467-488.
- Rickwood P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**: 247-263.
- Rollinson H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1ª Ed, Longman Scientific & Technical, 312p.
- Santos E. C. 2004. *Geologia da Região de Crucilândia: (subárea 3-B)*. Trabalho Geológico. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto 57p.
- Saunder A. D. & Tarney J. 1984. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 555-572.
- Schorscher H. D, Chiarini A. P., Fernandes F., Vilela L. G. G., Monteiro L.V.S., Silva E. L., Cutrim C. A., 1998. Revisão tectono estratigráfica do Maciço de Piumhi-MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Resumos*, 68.
- Schrank A., Souza Filho C. R., Roig H. L. 1990. Novas observações sobre as rochas ultramáficas do

- Grupo Quebra Osso e Formação Córrego dos Boiadeiros, “*Greenstone Belt*” Rio das Velhas (MG). *Cadernos IG/UNICAMP*, **1**:6-29.
- Silva J. N., Pimentel, G. de B. Santos, R. G. Signorelli, Coutinho M. G. da N., Rocha J. M. 1978. *Projeto Mantiqueira – Furnas – Relatório Final*. Companhia de Pesquisa de Recursos de Minas Gerais, Superintendência Regional de Belo Horizonte, pp 3-28.
- Silva J. B. 2003. *Geologia da Região de Itaguara: Subárea 4-Oeste*. Departamento de Geologia/ EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Relatório do Trabalho Geológico, 103p.
- Souza R. A. 2004. *Geologia da Região de Itaguara: Subárea 6-B*. Trabalho Geológico. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 92p.
- Srivastava R. K., Singh R. K., Verma S. P 2004. Neoproterozoic mafic volcanic rocks from the southern Bastar *greenstone belt*, Central India: petrological and tectonic significance. *Precambrian Research*, **131**: 305-322.
- Srivastava, R. K., Singh, R. K. 1999. Petrology and geochemistry of the Late Archaean siliceous high-magnesian basalts (SHMB). from Kaklur, southern Bastar craton, Central India. *J. Geol. Soc. India*, **53**: 693–704.
- Storey M., Mahoney J. J., Kroenke L.W. and Saunders A.D. 1991. Arc oceanic plateaus the site of komatiite formation?. *Geology*, **19**: 376-379.
- Steinman G. 1927. Die ophiolithischen zonen in dem Mediterranen Kettengebirge. *14th Intern. Geol. Congr. Madrid*, **2**: 638-667.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- Suita M. T. F. 1996. *Geoquímica e Metalogenia de Elementos do Grupo da Platina (EGP+Au) em Complexos Máfico-Ultramáficos do Brasil: Critérios e Guias com Ênfase no Complexo Máfico-Ultramáfico de Alto Grau de Barro Alto (CBA, Goiás)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 525p.
- Suita M. T. F., Pedrosa-Soares A. C., Leite A. C. S, Nilson A. A., Prichard H. M. 2004. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: Pereira S.S., Castroviejo R., Ortiz F. (Eds) *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica. Proyecto XIII.1 – CYTED*, pp 101-132.

- Sun S. S. & McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sunders A. D. & Norry M. J. (Eds) *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. pp 313-345.
- Sun S. S. 1980. Lead study of young volcanic rocks from mid-ocean, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, **297**: 409-445.
- Szabó G. A. J. 1996. *Petrologia das Suíte Metaultramáfica da Sequência Vulcano-sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, Minas Gerais (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 354p.
- Taylor S. R. & McLennan S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- Tavares A. C. Q., Sá E. P., Lima e Silva F. J., Machado J. C. M., Silva L. J. H. D. R., Cavalcante P. R. B., Rocha W. J. S. F. 1987. O depósito de Caraíba e o Distrito Cuprífero do Vale do Rio Curuçá, Estado da Bahia. In: *Principais Depósitos Minerais Brasileiros – Metais Básicos Não-Ferrosos, Ouro e Alumínio*. DNPM, Brasília.
- Tedeschi L. R. 2003. *Geologia da Região de Crucilândia (Sub-área 3-A)*. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Relatório do Trabalho Geológico, 79p.
- Teixeira W. 1985. *A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton São Francisco, com Base em Interpretações Geocronológicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207p.
- Teixeira W., Carneiro M. A., Noce C. M., Machado N., Sato K., Taylor P. N. 1996. Pb, Sr and Nd Isotope Constrains on the Archean Evolution of Gneissic-granitoid Complexes in the Southern São Francisco Cráton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**:151-164.
- Teixeira W., Fonseca A. C., Poupeau G., Padilha A. V., Zapparoli L. H., Kawashita K., Khoury M. C. 1985. Esboço da Evolução Geotectônica da Parte Sul do Cráton do São Francisco: Uma Interpretação com Base nos Dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e Traços de Fissão. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, *Boletim*, 28-44.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J. Thomaz Filho &

- Campos, D. A. (Eds) *Tectonic Evolution of South America*, International Geological Congress, 31: 101-137.
- Teixeira W. & Silva F. C. 1993. A Evolução Tectonothermal Proterozóica do Cráton São Francisco, com Base em Interpretações Geocronológicas K-Ar. In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton São Francisco, 1, *Anais*, 11-33.
- Thayer T. P. 1967. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspatic rocks in alpine intrusive complexes. In: Wyllie P. J. (Ed) *Ultramafic and Related Rocks*. Wiley, pp 222-238.
- Thompson R. N., Morrinson M. A., Dickin A. P., Hendry G. L. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc.*, **310**: 549-590.
- Thornett J. R. 1981. The Sally Malay deposit: gabbroid-associated nickel-copper sulfid mineralization in the Halls Creek mobile zone, Western Austrália. *Economic Geology*, **76**: 1565-1580.
- Thurston P. C., Ayres L. D., Edwards G. R., Gelinas R. L., Ludden J. N., Verpaelst P. 1985. Archean Bimodal Volcanism. *Geol. Assoc. Canada*, Special Paper, **28**: 7-22.
- Thurston P. C. & Chivers K. M. 1990. Secular variation in *greenstone* sequence development emphasizing Superior Province, Canadá. *Precamb. Research*, **46**: 21-58.
- Turner F. J. 1981. *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill Book Company, Second Edition. 524p.
- Tyndale-Biscoe R. 1949. The geology of the country around Gwelo. *Rhod. Geol. Surv.*, **39**: 145.
- Ulmer G. C. 1969. Experimental investigation of chromite spinels. *Economic Geology*, **4**: 114-131.
- Valença J. G., Paciulo F. V. P., Ribeiro A. E., Andreis R. R. 1998. Komatiitos da Fazenda Chapadinha, Faixa *Greenstone* Itumirim-Tiradentes, Borda Sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Resumos*, 62p.
- Viljoen M. J. & Viljoen R. P. 1969. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Sp. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **2**: 221-244.
- Viljoen M. J. & Viljoen R.P. 1970. The geology and geochemistry of the layered ultramafic bodies of

- the Kaapmuiden area, Barberton Mountain Land. *Geol. Soc. S. Afr., Espc. Publ.*, **1**: 661-688.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P., Pearton T.N. 1982. The Nature and Distribution of Archean Komatiites volcanics in South Africa. In: Arndt N.T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. Amsterdam, Elsevier, pp 51-80.
- Wager L. R. & Brown G. M. 1967. *Layered Igneous Rocks*. London, Oliver & Boyd. 588 p.
- Wager L. R., Brown G. M., Wadsworth W. J. 1960. The major element variation of the layered series of the Skaegaard Intrusion. *Jour. Petrology*, **1**: 364-398.
- Watters B. R. & Pearce J. A. 1987. Metavolcanic Rocks of the La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for a volcanic arc origin. In: Pharaoh T. C., Backinsale R. D. & Rickard R. (Eds) *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. Geological Society Special Publication, **33**: 167-183.
- Wyllie P. J. 1967. *Ultramafic and Related Rocks*. Wiley, New York, 464p.
- Wilson A. H. 1996. The Great Dyke of Zimbabwe. In: Cawthorn R. G. (Ed) *Layered Intrusions*. Elsevier, London, pp 332-365.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, London, 466p.
- Winchester J. A. 1984. The geochemistry of Strathconon Amphibolites, Northern Scotland, Scottish, *Journal of Geology*, **20**: 37-51.
- Winchester J. A. & Floyd P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343.
- Winchester J. A. & Max M. D 1984. Geochemistry and origins of the Annagh divisions of the Precambrian Errish complex, NW County Mayo, Ireland. *Precambrian Research*, **25**: 397-414.
- Windley B. F. 1995. *The Evolving Continents*. Chichester, Wiley, 526p.
- Wood D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**: 11-30.

- Wood D. A. 1990. The aqueous geochemistry of rare-earth elements and yttrium – 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE especiation of natural waters. *Chem. Geol.* **82**: 159-186.
- Wood D. A., Tarney J., Varet J., Saunders A. D., Bougault H., Joron J. L., Treuil M., Cann J. R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 77-97.
- Wood D. A., Tarney J., Weaver B. L. 1981. Trace element variations in Atlantic ocean basalts and Proterozoic dykes from Northwest Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle. *Tectonophysics*, **75**:91-112.
- Zindler A. 1982. Nd and Sr Isotopic Studies of Komatiites and Related Rocks. In: Arndt N. T, Nisbet E. G (Eds) *Komatiites*. Amsterdam, Elsevier, pp 399-420.
- Zucchetti M. 1998. *Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belts Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade de Minas Gerais, 207p.

APÊNDICES

Apêndice 1.1 – Relação de amostras com geoquímica e código de campo.

Amostra	Código da amostra em campo	Rocha
AG1	54FI01	metaultramáfica
AG2	54KH01B	metaultramáfica
AG3	54LG03A	metaultramáfica
AG4	54HF7-08	metaultramáfica
AG5	54HF10	metaultramáfica
AG6	54JF65	metaultramáfica
AG7	54JG02	metaultramáfica
AG8	54JG04	metaultramáfica
AG9	54LG01A	metaultramáfica
AG10	54JG01	metaultramáfica
AG11	54KG13	metaultramáfica
AG12	54LG04	metaultramáfica
AG13	54KG04B	metaultramáfica
AG14	54LG19	metaultramáfica
AG15	54LG01A	metaultramáfica
AG16	54FD02	metaultramáfica
AG17	54FE08	metaultramáfica
AG18	54EH11	metaultramáfica
AG19	54GF07	metaultramáfica
AG20	54FE01	metaultramáfica
AG21	54IG28	metaultramáfica
AG22	54FE05	metaultramáfica
AG23	54HG22	metaultramáfica
AG24	54FG17	metaultramáfica
AG25	54FE01B	metaultramáfica
AG26	54HG08	metaultramáfica
AG27	54FF06	metaultramáfica
AG28	54EG07	metamáfica (CAIRM)
AG29	54JH08	metamáfica (CAIRM)
AG30	54GG10	metamáfica
AG31	54EI11	metamáfica
AG32	54GI02	ultramáfica
AG34	54GG20	metamáfica
AG36	54GH10	ultramáfica
AG38	54HI34	metamáfica
AG42	54FG40	metamáfica
AG44	54IG36	metamáfica
AG46	54FH58	metamáfica
AG47	54HF40	metamáfica
AG49	54GH73	metamáfica
AG53	54HG49B	metamáfica
AG56	54GF49	metamáfica
AG57	54IG65	metamáfica
AG58	54HG64	metaultramáfica
AG59	54HG49B	metaultramáfica
AG61	54HG69	metaultramáfica
AG62	54GF49	metaultramáfica
AG63	54IG65	metaultramáfica
AG65	54GF52	metamáfica

Apêndice 2.1 - Análises litogeoquímicas de rocha total realizada nas amostras da Unidade Metamáfica. (Óxidos em %, maiores e traços em ppm. FeO, FeO_t e Fe₂O₃, calculado usando razão Fe₂O₃/FeO = 0,1. O Cr foi calculado à partir do Cr₂O₃).

Grupo	MTBMg						MTAMg								
	Amostra	AG42	AG44	AG49	AG53	AG57	Média	AG30	AG31	AG34	AG38	AG46	AG47	AG56	AG65
SiO ₂	46,47	48,63	47,57	48,53	48,11	47,86	48,00	47,59	48,72	48,59	49,22	50,62	48,93	48,70	48,80
Al ₂ O ₃	14,46	13,56	14,02	12,81	16,81	14,33	14,48	13,69	14,83	14,49	12,65	13,82	14,44	14,69	14,14
TiO ₂	3,11	2,41	2,01	2,07	1,61	2,24	1,46	1,84	1,41	1,54	1,61	1,27	2,37	1,30	1,60
Fe ₂ O _{3t}	16,26	16,89	17,25	17,97	14,80	16,63	14,55	15,50	14,28	14,41	14,43	13,98	13,86	13,98	14,37
MgO	4,24	4,70	5,56	5,43	4,60	4,91	6,86	6,32	6,38	6,56	7,84	6,57	6,74	7,41	6,84
CaO	9,00	8,80	9,71	9,24	10,74	9,50	10,97	9,76	10,80	9,13	11,33	10,49	9,43	10,57	10,31
Na ₂ O	2,66	2,63	2,72	2,52	2,55	2,62	2,22	2,25	2,18	2,17	2,13	2,39	2,91	2,33	2,32
K ₂ O	1,77	0,76	0,39	0,69	0,51	0,82	0,23	1,05	0,23	1,57	0,33	0,59	0,32	0,64	0,62
P ₂ O ₅	0,21	0,27	0,15	0,24	0,14	0,20	0,15	0,21	0,14	0,15	0,19	0,12	0,48	0,12	0,20
MnO	0,20	0,23	0,23	0,24	0,19	0,22	0,21	0,23	0,20	0,20	0,20	0,20	0,17	0,19	0,20
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03
LOI	1,80	2,50	1,70	0,50	1,60	1,62	0,50	0,60	0,03	0,90	2,20	0,50	2,40	0,20	0,92
Total	100,19	101,39	101,33	100,26	101,67	100,96	99,66	99,06	99,22	99,73	102,17	100,57	102,07	100,17	100,35
MG#	23,81	25,09	28,08	26,81	27,50	26,26	36,30	32,85	35,07	35,42	39,84	36,46	37,16	39,27	36,55
Fe ₂ O ₃	1,68	1,73	1,76	1,83	1,50	1,70	1,49	1,60	1,46	1,48	1,46	1,41	1,41	1,42	1,47
FeO _t	14,63	15,20	15,52	16,17	13,32	14,97	13,09	13,95	12,85	12,97	12,98	12,58	12,47	12,58	12,93
FeO	13,57	14,03	14,24	14,82	12,13	13,76	12,04	12,92	11,81	11,96	11,84	11,45	11,40	11,46	11,86
Mo	0,60	0,20	0,20	0,40	0,40	0,36	0,20	0,20	2,30	0,40	0,20	0,30	0,50	0,30	0,55
Cu	261,30	41,30	37,80	44,70	73,20	91,66	113,00	35,80	0,30	135,00	98,10	70,80	49,70	100,80	75,44
Cr	47,89	61,58	109,47	164,21	54,74	87,58	225,79	150,52	134,00	123,16	273,68	143,68	157,37	273,68	185,24
Pb	1,30	0,80	1,00	0,70	0,70	0,90	0,60	2,30	0,70	2,00	0,80	1,10	1,00	1,70	1,28
Zn	110,00	45,00	26,00	29,00	24,00	46,80	27,00	26,00	34,00	28,00	28,00	23,00	24,00	26,00	27,00
As	3,00	0,50	0,50	0,50	0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	0,80	1,00	2,80	0,50	0,50	0,89
Cd	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11
Sb	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Bi	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Ag	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Au	0,60	0,50	0,50	0,50	0,50	0,52	1,20	0,50	2,10	1,60	0,50	0,50	0,50	1,20	1,01
Hg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Tl	0,90	0,10	0,10	0,10	0,10	0,26	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11
Se	0,70	0,50	0,50	0,70	0,50	0,58	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Ba	548,00	281,00	69,20	266,20	77,90	248,46	62,00	134,00	57,00	252,00	130,00	69,00	46,00	104,90	106,86
Ni	67,00	58,00	51,00	72,00	64,00	62,40	103,00	108,00	104,00	88,00	136,00	78,00	112,00	110,00	104,88
Sc	33,00	40,00	39,00	41,00	31,00	36,80	40,00	43,00	37,00	37,00	37,00	40,00	32,00	37,00	37,88
Co	69,90	62,30	49,40	54,30	58,30	58,84	66,60	57,10	69,70	58,90	88,60	61,30	53,80	63,60	64,95
Cs	7,00	0,50	0,10	0,10	0,30	1,60	0,60	0,80	0,80	2,60	0,10	0,20	0,30	1,40	0,85
Ga	22,50	22,80	20,80	21,90	22,80	22,16	20,70	20,10	22,30	20,70	19,40	17,00	19,50	19,10	19,85
Hf	4,60	5,10	3,60	5,30	3,50	4,42	2,70	3,70	2,60	3,10	3,40	3,00	7,00	2,70	3,53
Nb	10,50	11,00	6,80	8,90	7,00	8,84	6,70	8,90	5,90	6,70	4,90	6,10	11,80	5,00	7,00
Rb	138,00	41,10	16,70	33,80	12,00	48,32	7,30	52,00	8,40	110,00	5,00	18,10	9,10	45,30	31,90
Sn	2,00	4,00	1,00	1,00	1,00	1,80	1,00	2,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,25
Sr	290,30	418,80	116,50	150,10	154,40	226,02	117,90	153,80	122,70	114,70	124,50	131,90	169,20	136,20	133,86

Apêndice 2.2 - Análises litogeoquímicas de rocha total realizada nas amostras da Unidade Metamáfica.
(Elementos maiores e traços em ppm).

Grupo	MTAMg						MTBMg								
Amostra	AG42	AG44	AG49	AG53	AG57	Média	AG30	AG31	AG34	AG38	AG46	AG47	AG56	AG65	Média
Ta	0.70	0.90	0.60	0.80	0.70	0.74	0.50	0.60	0.50	0.40	0.50	0.60	1.00	0.40	0.56
Th	3.20	6.00	1.30	1.70	2.20	2.88	1.80	1.80	2.40	1.90	0.60	2.80	2.20	1.50	1.88
U	0.90	1.50	0.30	0.40	0.60	0.74	0.50	0.50	0.60	0.50	0.10	0.70	0.70	0.40	0.50
V	445.00	404.00	409.00	318.00	285.00	372.20	294.00	321.00	321.00	315.00	411.00	327.00	407.00	308.00	338.00
W	50.20	103.50	86.10	109.90	97.60	89.46	87.10	89.50	99.60	49.20	134.90	95.80	73.30	87.60	89.63
Zr	165.40	173.40	116.70	166.20	105.90	145.52	92.10	136.70	91.80	106.00	110.90	89.90	238.40	84.70	118.81
Y	38.00	44.50	40.80	56.80	36.60	43.34	33.40	58.50	33.80	37.10	34.60	34.60	62.00	32.50	40.81
La	20.60	22.60	8.60	13.40	9.90	15.02	9.10	17.20	9.40	10.40	6.90	10.70	16.70	8.50	11.11
Ce	42.90	45.00	22.40	31.70	22.80	32.96	21.00	29.00	20.40	24.00	17.30	23.20	41.00	19.00	24.36
Pr	5.70	5.80	3.32	4.75	3.25	4.56	2.94	4.62	2.83	3.13	2.67	3.18	5.96	2.68	3.50
Nd	22.90	25.00	17.00	22.60	15.50	20.60	13.50	21.90	13.90	16.20	13.80	14.80	27.30	12.50	16.74
Sm	6.00	6.60	5.00	6.80	4.30	5.74	3.90	6.00	4.30	4.70	4.40	4.00	7.60	3.60	4.81
Eu	1.77	1.91	1.53	2.02	1.45	1.74	1.35	1.86	1.24	1.22	1.70	1.31	2.41	1.09	1.52
Gd	6.54	7.17	6.15	8.26	5.24	6.67	4.46	7.84	4.88	6.12	5.80	5.20	9.49	4.65	6.06
Tb	1.19	1.31	1.17	1.57	0.98	1.24	0.99	1.54	0.92	1.12	1.08	0.95	1.75	0.89	1.16
Dy	6.20	7.51	7.04	9.30	5.88	7.19	5.30	8.64	5.81	6.37	6.36	5.65	10.41	5.38	6.74
Ho	1.29	1.52	1.50	2.01	1.26	1.52	1.20	2.03	1.08	1.33	1.34	1.22	2.28	1.10	1.45
Er	3.69	4.37	4.35	5.69	3.66	4.35	3.29	5.36	3.29	3.69	3.59	3.56	6.45	3.18	4.05
Tm	0.54	0.63	0.64	0.82	0.55	0.64	0.50	0.77	0.48	0.55	0.54	0.52	0.97	0.49	0.60
Yb	3.64	4.13	3.92	5.00	3.43	4.02	3.24	5.00	3.29	3.50	3.07	3.12	6.07	3.09	3.80
Lu	0.54	0.70	0.64	0.82	0.53	0.65	0.49	0.75	0.52	0.58	0.48	0.54	0.94	0.46	0.60

Apêndice 3.1. Concentrações de óxidos. Mhz – metaharzburgito; Mlz – metalherzolito; Moopx – meta-olivina-ortopiroxenito; Mwb – metawebsterito; Mowb – meta-olivina-websterito; Mopx – metaortopiroxenito; Mm – metamafito. FeOt, FeO e Fe2O3 calculado assumindo a razão Fe2O3/FeO = 0,1. Valores de óxidos em %.

Amostra	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3t	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MnO	Cr2O3	LOI	Total	Mg#	Fe2O3	FeOt	FeO	
Mhz	AG03	42.96	8.98	0.35	11.03	23.60	5.56	0.29	0.08	0.03	0.14	0.40	6.20	99.62	72.54	1.10	9.92	8.93
Mhz	AG07	42.58	5.46	0.19	9.90	28.48	4.94	0.35	0.05	0.02	0.12	0.33	7.20	99.62	78.03	0.99	8.90	8.02
Mhz	AG08	45.71	4.58	0.20	8.92	27.64	5.08	0.12	0.05	0.01	0.12	0.39	6.70	99.52	79.28	0.89	8.02	7.22
Mhz	AG11	39.68	3.39	0.36	13.85	30.74	2.93	0.07	0.02	0.04	0.17	0.48	8.00	99.73	73.27	1.39	12.46	11.22
Mhz	AG13	40.54	3.54	0.12	9.10	34.14	1.77	0.08	0.02	0.01	0.13	0.57	9.30	99.32	82.25	0.91	8.18	7.37
Mhz	AG15	42.10	4.07	0.37	9.91	30.63	3.80	0.12	0.02	0.02	0.12	0.24	8.20	99.60	79.24	0.99	8.92	8.03
Mhz	AG16	40.57	2.94	0.30	13.35	30.63	2.92	0.04	0.02	0.02	0.20	0.36	8.20	99.55	73.91	1.34	12.01	10.81
Mhz	AG22	44.04	4.90	0.20	10.44	28.49	4.73	0.28	0.03	0.06	0.14	0.44	6.00	99.75	77.12	1.04	9.39	8.45
Mhz	AG59	41.17	9.09	0.28	11.91	26.65	3.18	0.17	0.06	0.03	0.15	0.55	6.80	100.04	73.43	1.19	10.72	9.65
Mhz	AG61	41.81	5.04	0.17	9.09	31.67	2.80	0.18	0.04	0.03	0.11	0.38	8.60	99.92	81.14	0.91	8.18	7.36
Mhz	AG62	42.78	4.46	0.25	9.66	30.17	3.10	0.16	0.04	0.03	0.15	0.33	8.60	99.73	79.41	0.97	8.69	7.82
Mhz	Média	42.18	5.13	0.25	10.65	29.35	3.71	0.17	0.04	0.03	0.14	0.41	7.62	99.68	77.24	1.07	9.58	8.63
Moopx	AG23	43.34	4.27	0.15	10.08	31.51	2.87	0.09	0.03	0.02	0.14	0.83	6.40	99.73	79.42	1.01	9.07	8.16
Moopx	AG25	43.49	2.96	0.11	7.22	33.68	2.81	0.09	0.02	0.03	0.13	0.31	8.80	99.65	85.21	0.72	6.50	5.85
Moopx	Média	43.42	3.62	0.13	8.65	32.60	2.84	0.09	0.03	0.03	0.14	0.57	7.60	99.72	82.32	0.87	7.79	7.01
Mlz	AG01	42.05	4.36	0.16	7.28	32.65	3.53	0.08	0.02	0.01	0.11	0.31	9.10	99.66	84.70	0.73	6.55	5.90
Mlz	AG12	40.72	3.10	0.19	10.75	32.58	2.67	0.10	0.02	0.01	0.13	0.38	9.00	99.65	78.91	1.08	9.67	8.71
Mlz	AG14	43.61	4.54	0.14	8.55	33.44	1.46	0.04	0.02	0.01	0.11	0.32	7.50	99.74	82.85	0.86	7.70	6.92
Mlz	AG17	42.29	7.46	0.21	11.39	27.36	3.65	0.21	0.04	0.01	0.13	0.50	6.40	99.65	74.79	1.14	10.25	9.22
Mlz	AG19	41.18	4.06	0.14	7.60	31.62	5.05	0.09	0.02	0.01	0.14	0.33	9.50	99.74	83.71	0.76	6.84	6.15
Mlz	AG21	40.25	2.70	0.12	11.12	33.34	1.86	0.08	0.02	0.03	0.16	0.70	9.20	99.58	78.73	1.11	10.00	9.01
Mlz	AG26	38.14	4.52	0.11	8.84	34.74	1.60	0.05	0.02	0.01	0.12	0.36	11.20	99.71	82.91	0.88	7.95	7.16
Mlz	AG27	43.08	5.29	0.23	9.60	29.45	3.48	0.15	0.04	0.02	0.14	0.36	7.70	99.54	79.11	0.96	8.63	7.77
Mlz	AG36	40.15	2.95	0.11	8.02	35.92	1.06	0.01	0.02	0.02	0.11	0.29	10.09	99.56	84.69	0.80	7.22	6.49
Mlz	AG63	44.68	5.38	0.23	9.75	28.87	3.29	0.13	0.04	0.02	0.13	0.35	8.80	101.67	78.52	0.98	8.77	7.90
Mlz	Média	41.62	4.44	0.16	9.29	32.00	2.77	0.09	0.03	0.02	0.13	0.34	8.85	99.74	80.89	0.93	8.36	7.52
Mwb	AG02	48.32	5.19	0.12	7.68	27.85	3.58	0.37	0.06	0.02	0.11	0.30	5.90	99.50	81.74	0.77	6.91	6.22
Mwb	AG04	39.64	3.98	0.13	8.43	34.55	1.94	0.05	0.02	0.01	0.11	0.29	10.50	99.65	83.50	0.84	7.58	6.83
Mwb	AG05	49.35	5.30	0.15	8.87	28.82	4.36	0.21	0.05	0.01	0.11	0.33	2.10	99.66	80.05	0.89	7.98	7.18
Mwb	AG10	39.33	5.15	0.17	9.42	32.63	3.05	0.10	0.02	0.01	0.14	0.33	9.40	99.75	81.05	0.94	8.47	7.63
Mwb	Média	44.16	4.91	0.14	8.60	30.96	3.23	0.18	0.04	0.01	0.12	0.31	6.98	99.64	81.59	0.86	7.74	6.97
Mowb	AG09	48.28	5.36	0.12	7.66	27.82	3.46	0.36	0.06	0.04	0.11	0.31	6.00	99.58	81.77	0.77	6.89	6.20
Mowb	AG24	41.36	4.46	0.22	10.01	30.46	3.75	0.14	0.02	0.02	0.14	0.39	8.60	99.57	78.98	1.00	9.01	8.11
Mowb	AG58	46.91	4.32	0.25	9.38	28.09	4.96	0.32	0.06	0.03	0.13	0.36	5.20	100.01	78.71	0.94	8.44	7.59
Mowb	Média	45.52	4.71	0.20	9.02	28.79	4.06	0.27	0.05	0.03	0.13	0.35	6.60	99.73	79.82	0.90	8.11	7.30
Mopx	AG18	41.28	5.62	0.18	9.12	31.71	2.81	0.08	0.02	0.03	0.12	0.33	8.40	99.70	81.11	0.91	8.21	7.39
Mopx	AG20	42.51	3.70	0.15	7.98	33.06	2.42	0.03	0.02	0.02	0.12	0.34	9.50	99.85	83.65	0.80	7.18	6.50
Mopx	AG32	46.65	6.21	0.19	10.34	28.08	3.40	0.16	0.02	0.06	0.18	0.41	4.10	99.80	77.03	1.03	9.30	8.37
Mopx	Média	43.48	5.18	0.17	9.15	30.95	2.88	0.09	0.02	0.04	0.14	0.36	7.33	99.79	80.60	0.91	8.23	7.42
Mm	AG28	48.56	14.07	1.14	13.53	7.10	10.32	3.19	0.82	0.12	0.20	0.02	0.70	99.77	38.82	1.38	12.17	11.19
Mm	AG29	51.00	13.38	1.59	14.63	5.81	9.56	2.47	0.42	0.15	0.23	0.01	0.50	99.75	32.46	1.49	13.16	12.09
Mm	Média	49.78	13.73	1.37	14.08	6.46	9.94	2.83	0.62	0.14	0.22	0.01	0.60	99.78	35.64	1.44	12.67	11.64

Apêndice 3.2. Concentrações de elementos maiores e traços em metalultramafitos. Mhz – metaharzburgito; Mlz

– metalherzolito; Moopx – meta-olivina-ortopiroxenito; Mwb – metawebsterito; Mowb – meta-olivina-websterito; Mopx – metaortopiroxenito; Mm – metamafito. Cr calculado à partir do Cr₂O₃. Concentrações em ppm com exceção de Au que é fornecido em ppb.

Amostra	Mo	Cu	Cr	Pb	Zn	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se	Ba	Ni	Sc	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	
Mhz																							
AG03	0.10	4.00	2757.33	1.70	17.00	1.60	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	17.00	1036.00	29.00	101.40	1.70	7.90	1.00	1.20	
AG07	0.10	2.30	2223.65	0.50	11.00	2.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	25.00	1131.00	16.00	109.80	1.30	4.40	0.50	1.30	
AG08	0.10	6.10	2661.54	5.60	11.00	0.50	0.30	0.10	0.20	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	38.00	2870.00	18.00	107.60	2.30	4.70	0.50	0.60	
AG11	0.10	0.70	3277.32	0.40	24.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	23.00	1765.00	12.00	156.10	0.40	5.30	0.80	2.40	
AG13	0.10	2.20	3893.10	1.50	13.00	8.10	0.10	0.10	0.30	0.10	0.60	0.01	0.10	0.50	7.00	1994.00	14.00	121.80	2.60	3.80	0.50	0.50	
AG15	0.10	1.90	1635.24	0.50	16.00	2.20	0.10	0.10	0.20	0.10	26.80	0.01	0.10	0.50	26.00	1796.00	15.00	112.10	0.70	5.00	0.80	1.40	
AG16	0.10	158.80	2456.28	4.00	27.00	0.80	0.10	0.10	0.20	0.20	0.50	0.01	0.10	0.50	6.00	1990.00	12.00	155.70	0.90	4.50	0.60	1.60	
AG22	0.10	8.00	2989.95	0.20	10.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	15.00	1325.00	21.00	110.00	0.60	6.40	0.50	0.50	
AG59	0.10	2.40	3728.89	0.50	11.00	1.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	5.70	903.00	29.00	98.20	2.30	8.20	0.50	0.50	
AG61	0.10	2.00	2613.64	0.40	16.00	25.20	0.10	0.10	0.30	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	0.70	1998.00	16.00	96.00	2.80	4.30	0.50	0.70	
AG62	0.40	2.40	2278.39	0.80	20.00	4.90	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	5.10	1797.00	16.00	92.80	2.20	4.40	0.50	0.80	
Média	0.13	17.35	2774.12	1.46	16.00	4.39	0.12	0.10	0.16	0.11	2.90	0.01	0.10	0.50	15.32	1691.36	18.00	114.68	1.62	5.35	0.61	1.05	
Moopx																							
AG23	0.10	1.70	5678.86	0.60	17.00	7.90	0.10	0.10	0.10	0.10	1.90	0.01	0.10	0.50	13.00	1410.00	16.00	119.30	2.60	5.20	0.50	0.50	
AG25	0.10	7.50	2134.70	0.70	7.00	8.50	0.10	0.10	0.30	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	8.00	2289.00	13.00	103.80	0.60	3.10	0.50	0.50	
Média	0.10	4.60	3906.78	0.65	12.00	8.20	0.10	0.10	0.20	0.10	1.20	0.01	0.10	0.50	10.50	1849.50	14.50	111.55	1.60	4.15	0.50	0.50	
Mlz																							
AG01	0.10	4.40	2121.02	0.60	16.00	0.50	0.10	0.10	0.40	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	17.00	1522.00	14.00	104.80	1.70	3.90	0.50	1.20	
AG12	0.10	22.40	2599.96	1.30	17.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.70	0.01	0.10	0.50	9.00	1873.00	13.00	121.20	1.10	2.90	0.50	0.50	
AG14	0.10	9.90	2203.12	0.90	12.00	30.50	0.10	0.10	0.10	0.10	3.30	0.01	0.10	0.50	37.00	1864.00	16.00	109.70	3.80	4.20	0.50	0.70	
AG17	0.10	11.70	34.21	0.50	4.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	21.00	1233.00	25.00	118.40	3.10	8.10	0.50	0.50	
AG19	0.10	9.40	2285.23	0.20	15.00	1.00	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	11.00	1340.00	15.00	97.70	0.90	3.60	0.50	0.50	
AG21	0.10	0.20	4768.87	2.10	8.00	2.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	15.00	1306.00	15.00	122.60	5.00	3.20	0.50	0.50	
AG26	0.10	0.70	2442.59	0.20	14.00	18.50	0.10	0.10	0.10	0.10	2.80	0.01	0.10	0.50	9.00	1802.00	13.00	102.90	0.70	4.60	0.50	0.60	
AG27	0.10	4.00	2456.28	0.70	14.00	43.50	0.10	0.10	0.40	0.10	9.20	0.01	0.10	0.50	62.00	1576.00	20.00	105.40	1.30	6.20	0.50	0.70	
AG36	0.10	0.70	1970.50	0.10	16.00	0.70	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	9.00	2029.00	12.00	114.10	0.40	3.30	0.50	0.50	
AG63	0.10	0.90	2381.02	0.40	11.00	0.80	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	0.90	1615.00	16.00	87.80	3.40	5.50	0.50	0.80	
Média	0.10	6.43	2326.28	0.70	12.70	9.86	0.10	0.10	0.16	0.10	1.90	0.01	0.10	0.50	19.09	1616.00	15.90	108.46	2.14	4.55	0.50	0.65	
Mwb																							
AG02	0.30	39.80	2045.76	0.80	20.00	0.50	0.10	0.10	0.60	0.10	0.50	0.01	0.20	0.50	10.00	1112.00	17.00	93.40	0.80	6.10	0.50	0.60	
AG04	0.10	0.40	1956.81	0.20	12.00	4.70	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	14.00	1624.00	12.00	117.10	0.50	4.10	0.50	0.70	
AG05	0.10	0.30	2257.86	0.50	2.00	3.30	0.10	0.10	0.10	0.10	0.70	0.01	0.10	0.50	5.00	1295.00	14.00	109.00	1.40	7.60	0.50	0.90	
AG10	0.10	4.50	2257.86	1.10	22.00	26.30	0.10	0.10	0.10	0.10	0.70	0.01	0.10	0.50	9.00	1635.00	16.00	115.10	1.60	5.30	0.50	1.00	
Média	0.15	11.25	2129.57	0.65	14.00	8.70	0.10	0.10	0.23	0.10	0.60	0.01	0.13	0.50	9.50	1416.50	14.75	108.65	1.08	5.78	0.50	0.80	
Mowb																							
AG09	0.20	35.30	2148.39	2.00	23.00	0.60	0.10	0.10	0.50	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	21.00	1189.00	17.00	97.30	0.90	6.40	0.50	0.80	
AG24	0.10	1.80	2634.17	0.70	18.00	139.50	0.10	0.20	0.40	0.10	32.00	0.01	0.10	0.50	125.00	2298.00	17.00	117.80	0.70	5.30	0.50	0.70	
AG58	0.20	11.20	2490.49	0.30	15.00	3.30	0.10	0.10	0.20	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	19.60	1728.00	15.00	94.70	2.10	4.80	0.70	1.40	
Média	0.17	16.10	2424.35	1.00	18.67	47.80	0.10	0.13	0.37	0.10	11.00	0.01	0.10	0.50	55.20	1738.33	16.33	103.27	1.23	5.50	0.57	0.97	
Mopx																							
AG18	0.10	8.40	2244.18	0.60	14.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	11.00	1680.00	18.00	108.50	3.10	5.80	0.50	0.70	
AG20	0.10	2.50	2333.12	0.50	9.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.50	0.01	0.10	0.50	16.00	1774.00	16.00	105.30	0.70	3.50	0.50	0.50	
AG32	0.10	58.30	2777.85	0.10	5.00	0.70	0.10	0.10	0.10	0.10	0.70	0.01	0.10	0.50	5.00	1348.00	22.00	109.10	1.20	7.30	0.50	0.50	
Média	0.10	23.07	2451.72	0.40	9.33	0.57	0.10	0.10	0.10	0.10	0.57	0.01	0.10	0.50	10.67	1600.67	18.67	107.63	1.67	5.53	0.50	0.57	
Mm																							
AG28	0.10	25.90	157.37	0.50	19.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.60	0.01	0.10	0.50	58.00	100.00	45.00	65.80	0.40	16.60	1.80	3.70	
AG29	0.20	79.20	47.89	0.70	20.00	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.60	0.05	0.10	0.50	102.00	55.00	48.00	79.60	0.70	20.00	2.40	7.10	
Média	0.15	52.55	102.63	0.60	19.50	0.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.60	0.03	0.10	0.50	80.00	77.50	46.50	72.70	0.55	18.30	2.10	5.40	

Apêndice 3.3. Concentrações de Th, U, V, W, Zr., Y e elementos terras raras em metaultramafitos. Mhz – metaharzburrito; Mlz – metalherzolito; Moopx – meta-olivina-ortopiroxenito; Mwb – metawebsterito; Mowb – meta-olivina-websterito; Mopx – metaortopiroxenito; Mm – metamafito. Concentrações dos elementos em ppm.

Amostra	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Mhz																								
AG03	8.30	1.00	17.60	0.10	0.70	0.10	186.00	33.10	25.20	30.30	7.70	14.30	2.04	9.20	2.70	0.59	3.10	0.79	5.22	1.15	3.51	0.64	4.36	0.65
AG07	2.50	2.00	26.80	0.10	0.30	0.20	135.00	22.00	10.10	9.30	3.20	4.00	0.62	2.70	0.80	0.26	0.86	0.17	1.38	0.30	0.73	0.12	0.82	0.11
AG08	5.40	2.00	62.80	0.10	0.20	0.10	106.00	20.80	6.00	18.70	4.90	2.20	0.97	5.40	1.20	0.51	1.60	0.27	1.70	0.39	1.10	0.17	0.86	0.14
AG11	2.30	1.00	18.00	0.20	0.70	0.20	89.00	13.60	32.10	34.70	20.80	7.50	4.06	17.10	3.70	1.13	3.82	0.71	4.23	0.86	2.35	0.29	1.63	0.24
AG13	3.60	2.00	12.30	0.10	0.20	0.10	92.00	29.10	7.00	15.90	20.40	1.60	2.41	9.30	1.40	0.27	1.85	0.34	1.88	0.43	1.22	0.15	0.76	0.13
AG15	0.50	2.00	21.70	0.10	0.40	0.20	95.00	22.20	31.50	9.60	3.00	5.90	0.83	3.70	1.00	0.52	1.19	0.26	1.47	0.32	0.85	0.12	0.80	0.11
AG16	1.00	1.00	22.50	0.10	0.70	0.10	75.00	29.10	25.50	6.10	2.50	5.80	0.78	4.20	0.80	0.38	1.05	0.19	1.03	0.19	0.64	0.09	0.60	0.08
AG22	1.90	29.00	20.70	0.10	0.20	0.10	159.00	25.70	9.80	9.10	2.80	1.70	0.40	2.10	0.40	0.19	0.68	0.14	0.92	0.18	0.53	0.09	0.45	0.08
AG59	3.90	1.00	32.50	0.10	0.10	0.10	181.00	9.80	15.40	6.70	0.60	0.90	0.16	0.80	0.30	0.12	0.58	0.13	0.83	0.24	0.66	0.11	0.61	0.11
AG61	2.10	1.00	28.50	0.10	0.30	0.10	91.00	11.90	14.90	6.10	1.40	3.10	0.42	1.90	0.50	0.14	0.72	0.14	0.85	0.21	0.64	0.09	0.60	0.10
AG62	3.30	2.00	23.80	0.10	0.10	0.10	92.00	9.70	16.20	5.70	1.10	2.80	0.42	2.00	0.60	0.21	0.84	0.15	0.94	0.22	0.58	0.09	0.53	0.09
Média	3.16	4.00	26.11	0.11	0.35	0.13	118.27	20.64	17.61	13.84	6.22	4.53	1.19	5.31	1.22	0.39	1.48	0.30	1.86	0.41	1.16	0.18	1.09	0.17
Mopx																								
AG23	3.00	2.00	52.00	0.10	0.30	0.10	96.00	37.20	10.20	4.40	0.90	1.70	0.22	1.40	0.30	0.10	0.39	0.10	0.73	0.16	0.44	0.06	0.45	0.08
AG25	1.00	2.00	28.10	0.10	0.10	0.10	84.00	26.90	6.80	6.50	2.60	1.00	0.19	0.80	0.30	0.20	0.44	0.10	0.64	0.14	0.39	0.06	0.50	0.06
Média	2.00	2.00	40.05	0.10	0.20	0.10	90.00	32.05	8.50	5.45	1.75	1.35	0.21	1.10	0.30	0.15	0.42	0.10	0.69	0.15	0.42	0.06	0.48	0.07
Mlz																								
AG01	1.30	1.00	4.20	0.10	0.30	0.10	89.00	34.80	14.90	7.70	2.50	3.70	0.60	3.00	0.80	0.24	1.05	0.15	1.12	0.24	0.77	0.12	0.75	0.10
AG12	0.80	1.00	41.40	0.10	0.10	0.10	79.00	11.90	5.60	3.30	0.80	1.10	0.15	0.90	0.40	0.21	0.32	0.07	0.47	0.11	0.31	0.05	0.29	0.04
AG14	2.50	3.00	19.30	0.10	0.20	0.10	82.00	25.70	10.90	32.40	23.40	1.80	3.70	15.40	2.30	0.69	2.97	0.49	2.85	0.62	1.73	0.20	0.90	0.17
AG17	3.30	2.00	17.80	0.10	0.10	0.10	131.00	35.90	11.20	6.90	1.50	0.80	0.17	0.70	0.30	0.14	0.66	0.12	0.85	0.21	0.56	0.09	0.65	0.08
AG19	1.60	5.00	25.40	0.10	0.10	0.10	77.00	14.90	5.10	6.50	1.40	2.80	0.38	2.00	0.60	0.23	0.84	0.18	0.99	0.20	0.60	0.11	0.50	0.07
AG21	4.50	15.00	4.30	0.10	0.20	0.10	78.00	31.00	10.10	8.70	2.50	2.80	0.49	2.20	0.50	0.16	0.73	0.12	0.95	0.22	0.60	0.09	0.57	0.09
AG26	1.00	1.00	18.60	0.10	0.20	0.10	64.00	10.10	11.20	3.40	0.80	1.80	0.27	1.00	0.30	0.09	0.38	0.07	0.57	0.11	0.37	0.06	0.37	0.06
AG27	4.50	1.00	28.80	0.10	0.20	0.10	110.00	25.90	14.30	126.60	32.60	2.90	3.75	15.50	2.90	0.90	5.85	0.83	4.75	1.32	3.43	0.37	1.29	0.21
AG36	0.60	1.00	7.90	0.10	0.10	0.10	65.00	6.10	8.10	3.40	0.80	0.90	0.16	0.80	0.30	0.06	0.41	0.09	0.57	0.11	0.37	0.05	0.30	0.06
AG63	2.90	1.00	29.00	0.10	0.30	0.10	99.00	7.60	17.50	5.80	1.60	3.70	0.48	1.90	0.60	0.15	0.83	0.15	1.04	0.20	0.60	0.08	0.60	0.09
Média	2.30	3.10	19.67	0.10	0.18	0.10	87.40	20.39	10.89	20.47	6.79	2.23	1.02	4.34	0.90	0.29	1.40	0.23	1.42	0.33	0.93	0.12	0.62	0.10
Mwb																								
AG02	2.80	1.00	9.00	0.10	0.10	0.30	92.00	25.10	5.30	4.70	0.50	0.60	0.08	0.40	0.20	0.07	0.40	0.06	0.54	0.14	0.49	0.08	0.52	0.08
AG04	0.50	1.00	31.60	0.10	0.30	0.10	82.00	22.30	11.40	26.90	12.10	2.40	1.45	7.30	1.10	0.40	1.91	0.29	1.73	0.41	1.11	0.15	0.69	0.09
AG05	1.40	1.00	33.70	0.10	0.20	0.10	93.00	56.20	14.60	5.30	1.50	2.50	0.37	2.20	0.50	0.15	0.69	0.12	0.77	0.18	0.51	0.09	0.56	0.09
AG10	1.00	2.00	51.60	0.10	0.40	0.10	90.00	9.00	14.10	7.10	2.90	3.20	0.50	2.00	0.60	0.19	0.74	0.14	1.04	0.23	0.61	0.10	0.61	0.10
Média	1.43	1.25	31.48	0.10	0.25	0.15	89.25	28.15	11.35	11.00	4.25	2.18	0.60	2.98	0.60	0.20	0.94	0.15	1.02	0.24	0.68	0.11	0.60	0.09
Mowb																								
AG09	2.90	2.00	10.20	0.10	0.10	0.30	95.00	9.60	6.40	5.00	0.60	0.80	0.09	0.70	0.20	0.08	0.38	0.07	0.60	0.17	0.44	0.07	0.54	0.07
AG24	0.80	3.00	35.20	0.10	0.10	0.10	95.00	16.00	13.10	68.70	22.60	3.00	2.61	12.30	2.10	0.64	4.24	0.49	3.04	0.77	1.94	0.22	1.01	0.14
AG58	3.30	1.00	61.50	0.10	0.60	0.10	97.00	32.40	24.60	9.90	3.40	6.70	0.98	3.90	1.00	0.41	1.35	0.22	1.41	0.30	0.85	0.12	0.81	0.11
Média	2.33	2.00	35.63	0.10	0.27	0.17	95.67	19.33	14.70	27.87	8.87	3.50	1.23	5.63	1.10	0.38	1.99	0.26	1.68	0.41	1.08	0.14	0.79	0.11
Mopx																								
AG18	3.70	2.00	9.30	0.10	0.50	0.10	96.00	19.70	12.40	10.20	3.20	3.50	0.57	2.60	0.70	0.17	0.81	0.17	1.00	0.22	0.73	0.12	0.70	0.10
AG20	1.30	1.00	8.10	0.10	0.10	0.10	58.00	18.40	6.90	4.70	0.70	1.00	0.17	0.90	0.30	0.17	0.53	0.10	0.66	0.16	0.46	0.05	0.40	0.07
AG32	1.30	1.00	33.20	0.10	0.10	0.10	140.00	26.90	13.50	6.00	0.70	1.30	0.22	1.20	0.40	0.11	0.54	0.14	1.05	0.25	0.63	0.09	0.65	0.11
Média	2.10	1.33	16.87	0.10	0.23	0.10	98.00	21.67	10.93	6.97	1.53	1.93	0.32	1.57	0.47	0.15	0.63	0.14	0.90	0.21	0.61	0.09	0.58	0.09
Mm																								
AG28	16.80	1.00	174.9	0.30	0.30	0.10	267.00	76.70	57.10	31.70	6.20	10.20	1.80	8.40	2.70	1.04	3.48	0.68	4.70	1.01	2.87	0.44	2.85	0.45
AG29	16.30	1.00	144.7	0.60	0.90	0.50	342.00	172.60	100.50	51.50	11.40	21.90	3.45	16.20	4.70	1.74	6.09	1.16	6.70	1.52	4.51	0.67	3.82	0.59
Média	16.55	1.00	159.80	0.45	0.60	0.30	304.50	124.65	78.80	41.60	8.80	16.05	2.63	12.30	3.70	1.39	4.79	0.92	5.70	1.27	3.69	0.56	3.34	0.52

ANEXOS
