UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA DA SUITE METAULTRAMÁFICA DA
SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO
FERRO NA REGIÃO DE SUL A OESTE DE
ALPINÓPOLIS, MG (DOMÍNIO NORTE DO
COMPLEXO CAMPOS GERAIS)**

Gergely Andres Julio Szabó

Orientadora: Profa. Dra. Maria Angela Fornoni Candia

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1996

"For one thing it would take a long while: my name is growing all the time, and I've lived a very long, long time; so my name is like a story. Real names tell you the story of the things they belong to in my language, in the Old Entish as you might say. It is a lovely language, but it takes a very long time to say anything in it, because we do not say anything in it, unless it is worth taking a long time to say, and to listen to."

Treebeard, in "The Two Towers" - 2nd Part/ Book III
of J.R.R.Tolkien's "The Lord of the Rings"

Szüleimnek,
szeretettel és köszönettel

Sz'Gly

**PETROLOGIA DA SUITE METAULTRAMÁFICA
DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR
MORRO DO FERRO NA REGIÃO DE SUL A
OESTE DE ALPINÓPOLIS, MG (DOMÍNIO NORTE
DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS)**

GERGELY ANDRES JULIO SZABÓ

Orientadora: Prof^a Dr^a Maria Angela Fornoni Candia

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof ^a Dr ^a M ^a Angela Fornoni Candia
Examinadores:	Prof. Dr. Johann Hans D. Schorsch
	Prof. Dr. Clro Teixeira Correia
	Prof. Dr. Asit Choudhuri
	Prof. Dr. Ari Roisenberg

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005715

**PETROLOGIA DA SUITE METAULTRAMÁFICA DA
SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO
FERRO NA REGIÃO DE SUL A OESTE DE
ALPINÓPOLIS, MG (DOMÍNIO NORTE DO
COMPLEXO CAMPOS GERAIS)**

Gergely Andres Julio Szabó

Orientadora: Profa. Dra. Maria Angela Fornoni Candia

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1996

ÍNDICE GERAL

RESUMO	vi
ABSTRACT	ix
ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES	xi
ÍNDICE DOS QUADROS DE DIAGRAMAS	xiii
ÍNDICE DOS QUADROS DE FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS	xiv
ÍNDICE DAS TABELAS	xv
AGRADECIMENTOS	xvi
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	
I.1 - APRESENTAÇÃO DO TEMA	1
I.2 - OBJETIVOS/ HIPÓTESE DE TRABALHO	6
I.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	8
I.4 - METODOLOGIA	9
I.4.1 - Atividades preparatórias	9
I.4.2 - Trabalhos de campo	9
I.4.3 - Elaboração do Mapa Geológico da área	11
I.4.4 - Trabalhos de petrografia	11
I.4.5 - Análises químicas em rocha total	12
I.4.6 - Análises químicas minerais	14
I.4.7 - Tratamento dos dados	16

1.4.8 - Análises por Difractometria de Raios X	16
1.5 - PLANO DE APRESENTAÇÃO	17
CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	
II.1 - INTRODUÇÃO/ GENERALIDADES	18
II.2 - O CCG E A SVSMF NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
II.2.1 - CCG: Localização, limites, e relações com as unidades circunvizinhas	21
II.2.2 - O CCG no arcabouço tectônico regional	25
II.2.3 - Compartimentação e estruturação interna do CCG e a SVSMF	29
II.2.4 - Padrão metamórfico no CCG	37
CAPÍTULO III - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	
III.1 - TRABALHOS PRÉVIOS NA ÁREA	40
III.2 - COMPARTIMENTAÇÃO LITO-ESTRUTURAL DA ÁREA	45
III.2.1. Unidades de Cobertura	46
III.2.1.A - Depósitos aluvionares e coluvionares Quaternários	
III.2.1.B - Grupo Bambuí - Proterozóico Superior	
III.2.1.C - Grupo(s) Araxá - Canastra	
III.2.2. Domínio Norte do CCG	48
III.2.2.A - Compartimentação e estruturação do Domínio N do CCG na área da Tese	
III.2.2.B - A suite ortognáissica-migmatítica	
III.2.2.C - Os componentes de derivação vulcano-sedimentar	
III.2.2.D - Os diques metamáficos/ máficos	
III.2.2.E - Tipos litológicos menores	

III.2.3. Domínio S do CCG	86
---------------------------	----

CAPÍTULO IV - PETROGRAFIA DA SUITE METAULTRAMÁFICA

IV.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES	90
IV.2 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	93
IV.2.1 - Rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental	93
IV.2.2 - Serpentinitos	139
IV.2.3 - Rochas esteatíticas	146
IV.2.4 - Metapiroxenitos	148

CAPÍTULO V - QUIMISMO DE ROCHA TOTAL

V.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES	151
V.2 - DADOS GEOQUÍMICOS PRÉVIAMENTE DISPONÍVEIS NA LITERATURA; UMA REVISÃO CRÍTICA	153
V.3 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO NA SUITE METAULTRAMÁFICA EM ESTUDO	159
V.3.1 - Os diagramas de variação binários entre óxidos e elementos	159
V.3.2 - Mobilidade química em komatiitos	169
V.3.3 - Os komatiitos ADK e AUK e suas principais características geoquímicas	170
V.3.4 - As razões entre Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 e a definição da "suite depurada"	172
V.3.5 - Considerações sobre alguns elementos: Ca, Cr, La, Ce, Sm, Y e Hf	177

V.3.6 - Os diagramas RPM e uma tentativa de modelagem do fracionamento da suite	181
V.3.7 - A serpentinização tardia e suas consequências	189
V.4 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)	195
V.4.1 - As primeiras tentativas com os ETR	195
V.4.2 - Apresentação dos resultados das análises de ETR para a Suite Metaultramáfica	197
V.4.3 - Discussão e interpretação das análises de ETR	199
V.4.4 - Diagramas multi-elementares normalizados ("aranhogramas" = "spidergrams")	204
V.5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL PARA A SUITE METAULTRAMÁFICA	207
CAPÍTULO VI - QUIMISMO MINERAL	
VI.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES	212
VI.2 - APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DAS ANÁLISES MINERAIS	213
VI.2.1 - Anfibólios	213
VI.2.1.A - Clinoanfibólios cálcicos (Ca-anfibólios)	
VI.2.1.B - Orto- e clinoanfibólios ferro-magnesianos	
VI.2.2 - Cloritas (e serpentinas)	243
VI.2.3 - Piroxênios	258
VI.2.3.A - Ortopiroxênios	
VI.2.3.B - Clinopiroxênios	
VI.2.4 - Olivinas	264
VI.2.5 - Minerais do grupo do espinélio e ilmenitas	266
VI.2.5.A - Mg-Al-espinélios e magnetitas	

VI.2.5.B - Ilmenitas	
VI.2.5.C - Os domínios simplectíticos de Mg-Al-espinélios e ilmenitas em magnetitas	
VI.2.5.D - Termometria e oxi-barometria de magnetitas e ilmenitas coexistentes	
VI.2.6 - Outras fases minerais	277
VI.2.6.A - Carbonatos	
VI.2.6.B - Flogopitas	
VI.2.6.C - Zircões	
 CAPÍTULO VII - METAMORFISMO	
VII.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES	279
VII.2 - CONDIÇÕES DE CONTORNO	285
VII.3 - A EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DA SUITE METAULTRAMÁFICA	296
VII.3.1 - O Estádio Precoce	296
VII.3.2 - O Estádio Progressivo Principal	298
VII.3.3 - O Estádio Tardio de Baixo Grau	316
 CAPÍTULO VIII: CONSIDERAÇÕES FINAIS	321
 BIBLIOGRAFIA	331
 ANEXOS:	
ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA	
ANEXO II: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS/ AFLORAMENTOS	
ANEXO III: ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL	
ANEXO IV: ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL SELECIONADAS	

RESUMO

A petrologia da Suite Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro foi investigada em uma área de aproximadamente 550 km², abrangendo a região de sul a oeste da cidade de Alpinópolis, sudoeste do Estado de Minas Gerais. Os terrenos compreendidos pela Tese pertencem ao Domínio Norte do Complexo Campos Gerais (CCG), que corresponde a uma associação arqueana tipo *granito-greenstone belt*, incorporada ao extenso sistema de zonas de cisalhamento direcionais/transcorrentes anastomosadas, de evolução contínua/recorrente, conhecido como Zona (Cinturão) de Cisalhamento Campo do Meio, que delinea os contornos do antigo Cráton do Paramirim nestes domínios meridionais do Cráton do São Francisco. Na parte setentrional da área delimitada para estudo, o substrato arqueano, intensamente modificado em episódios tectono-metamórficos sucessivos proterozóicos, é recoberto pela sequência metassedimentar psamo-pelítica alóctone do(s) Grupo(s) Araxá-Canastra, e pelos metassedimentos autóctones carbonático-pelíticos do Grupo Bambuí, estes também sotopostos à superfície de cisalhamento de baixo ângulo que separa o pacote metassedimentar alóctone do embasamento ortognáissico - migmatítico - granítico com corpos metaultramáficos inclusos.

Na área estudada o Domínio Norte do CCG é compartimentado em três Faixas: Faixa Serra do Dondó, a norte, Faixa Córrego das Almas, central, e Faixa Mumbuca, meridional, definidas pelas suas associações litológicas características, e pelas extensas discontinuidades estruturais, de traçado bem marcado na topografia, que as delimitam. Rochas metaultramáficas concentram-se em duas áreas de ocorrência: na Faixa Serra do Dondó, em três corpos maiores, dentre os quais se destaca o corpo principal situado ao longo do vale do Ribeirão da Conquista, a sul de Alpinópolis, além de uma série de corpos menores circunvizinhos, inclusos nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos, tonalíticos/granodioríticos cisalhados/remobilizados; e na Faixa Mumbuca, onde a ocorrência principal corresponde a um corpo estreito, alongado, situado no vale do córrego homônimo; e vários corpos lenticulares menores que ocorrem dispersos ao seu redor. O padrão estrutural da área é marcado por zonas de cisalhamento de alto/médio ângulo anastomosadas, de direção geral predominante WNW/ESE, que envolvem núcleos poupados ou menos afetados pelo cisalhamento heterogêneo recorrente.

A Suite Metaultramáfica corresponde a um conjunto de rochas de filiação komatítica, intensamente reorganizado por processos tectono-metamórficos. Texturas *spinifex* pseudomórficas podem ser ainda reconhecidas em núcleos lenticulares menos deformados da Faixa Serra do Dondó, onde a deformação foi menos pervasiva. Os tipos litológicos menores

que acompanham as rochas metaultramáficas são formações ferríferas, metapelitos variados, e anfibolitos, componentes de uma associação vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt*. Dentre as rochas metaultramáficas, predominam os tipos portadores de Ca-anfibólio, que variam de Mg-clorita - tremolita xistos/fels a olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com espinélio e/ou clorita. Tipos ultramáficos menores, serpentinitos e talco xistos/esteatitos, são interpretados como derivados dos tipos portadores de Ca-anfibólio através de modificações metassomáticas ocorridas ao longo das zonas de cisalhamento. As texturas e paragêneses descritas nas amostras metaultramáficas sugerem condições de equilíbrio em mosaico em várias escalas, sobrepondo-se domínios desenvolvidos sob condições progressivamente de grau mais elevado a domínios originados em etapas anteriores, não completamente reequilibrados.

Amostras selecionadas foram analisadas para elementos maiores, menores e traço, incluindo Elementos Terras Raras (ETR). Os resultados das análises indicam uma forte mobilidade química para a Suite por inteiro, porém, com base nas razões de elementos incompatíveis menos móveis, Ti, Zr e Sc, foi possível reconhecer um conjunto de amostras com características composicionais primárias, ígneas, menos modificadas, que indicam protólitos komatiíticos de tipo ADK - komatiitos empobrecidos em alumínio, com sugestão de contaminação por crosta continental, reforçada pela existência de cristais de zircão inclusos em amostras com textura *spinifox*. Os dados geoquímicos sugerem ainda evolução composicional da suite vulcânica, komatiítica, através do fracionamento principalmente de olivina com $Fo \geq 93$, além da existência de um evento de alteração submarina "a frio", pré-metamórfica, que alterou principalmente os padrões de ETR, de maneira característica.

A evolução metamórfica da Suite Metaultramáfica é modelada com base em três Estádios Metamórficos: o Precoce, que define a Paragênese fundamental Mg-clorita - tremolita/actinolita, o Progressivo Principal, no qual se desenvolvem os porfiroblastos de ortopiroxênio e olivina, sobre uma matriz definida, predominantemente, pela Mg-hornblenda, e o Tardio de Baixo Grau, que inclui as transformações metassomáticas que conduzem à serpentinização e talcificação generalizadas. As modificações metamórficas do Estádio Progressivo estão vinculadas às variações composicionais verificadas em Mg-cloritas e Ca-anfibólios com o incremento do grau metamórfico. O enriquecimento progressivo em Al das cloritas resulta na blastese de olivina e antofilita nas etapas iniciais do metamorfismo progressivo. A quebra final da clorita, definida pela reação $Mg\text{-Clorita} <> Olivina + \text{Ortopiroxênio} + \text{Espinélio} + H_2O$, ocorre quando o conteúdo em Al alcança valores de $(x)Al \sim 1.2$. O enriquecimento concomitante em Al dos Ca-anfibólios, através das substituições combinadas tschermakíticas e edeníticas, modifica as relações de fase definidas pelo

processo de quebra final da clorita, conduzindo, nos casos em que as substituições ocorrem em proporções próximas à pargasítica, ao consumo da olivina pela blastese do ortopiroxênio, e ao consumo do espinélio, através da incorporação do componente aluminoso ao anfibólio.

ABSTRACT

A petrological study of the Metaultramafic Suite belonging to the Morro do Ferro Meta-Volcano-Sedimentary Sequence was undertaken in an area covering approximately 550 km², from the south to the west of Alpinópolis town, southwestern Minas Gerais State, Brasil. The terrains belong to the Northern Domain of the Campos Gerais Complex (CGC), an archean granite-greenstone belt type association incorporated into the extensive, anastomosing shear-zone system, known as the Campo do Meio Shear Zone, which deliniates the contours of the more ancient Paramirim Craton in these meridional domains of the Brasiliano São Francisco Craton. In the northern part of the area, the archean substrate, intensively modified by successive tectono-thermal proterozoic episodes, is recovered by the allochthonous psamopelitic metasedimentary sequence of the Araxá-Canastra Group(s), and by the autochthonous carbonatic-pelitic metasediments of the Bambuí Group, which is also overlain by the low-angle shear zone through which the allochthonous sequence was carried from west to east over the orthogneissic - granitic basement that includes the ultramafic bodies.

The Northern Domain of the CGC is subdivided into three sub-areas in the investigated area: Serra do Dondó sub-area, to the north, Córrego das Almas sub-area, in the central part, and Mumbuca sub-area, to the south, defined through the characteristic lithological association of each, and by the large structural discontinuities, well marked in the topography, which delimitate them. Ultramafic rocks are concentrated in two main occurrences. In the Serra do Dondó sub-area, as three large bodies, of which the largest one is that cut by the Ribeirão da Conquista, to the south of Alpinópolis, apart from a series of smaller, lenticular bodies intercalated in the surrounding tonalitic to granodioritic, sheared and remobilized orthogneissic - migmatitic terrains. In the Mumbuca sub-area, the main ultramafic occurrence is represented by a thin, elongate body, located in the Mumbuca Stream valley. Various lenticular, smaller bodies occur in the surroundings. The structural pattern of the area is made up by high to intermediate dip, anastomosing, largely WNW/ESE oriented shear zones, which envelope nuclei preserved from the recurrent heterogeneous shearing, like tonalitic remnants in the Serra do Dondó and Córrego das Almas sub-areas.

The Metaultramafic Suite is made up of a set of rocks of komatiitic origin, intensively modified by tectono-metamorphic processes. Pseudomorphic spinifex textures can still be recognised in lenticular nuclei preserved from deformation in the less pervasively sheared Serra do Dondó sub-area. The lesser rock types associated to the metaultramafic rocks are iron formations, metapelites, and amphibolites, identified as belonging to a greenstone belt type volcano-sedimentary association. Among the metaultramafic rocks, Ca-amphibole -

bearing types predominate, with variations from Mg-chlorite schists and fels to green spinel and/or chlorite-bearing, porphyroblastic olivine and/or orthopyroxene - hornblende schists and fels. Lesser ultramafic rock types, like serpentinites and talc schists, are considered to be originated from the Ca-amphibole bearing rocks through metassomatic modifications along the shear-zones. The textures and paragenetic associations of the ultramafic samples are indicative of mosaic equilibrium in various scales, with domains developed under progressively higher metamorphic grade overprinting those originated in previous stages, not completely reequilibrated.

Selected samples were analysed for major, minor and trace elements, including Rare Earth Elements (REE). The results indicate a strong chemical remobilization for the Suite as a whole, yet with the help of less mobile incompatible element ratios, like Ti, Zr and Sc, it was possible to identify a set of samples with less intensively modified primary, igneous chemical characteristics, which point towards ADK - Aluminium Depleted Komatiitic protolithes, possibly with continental crust contaminations to some degree, as suggested also by zircon crystals found in some spinifex-textured rocks. The chemical data also suggest a compositional evolution for the komatiitic suite mainly through the fractionation of an olivine with Fo content ≥ 93 , as well as a pre-metamorphic, "cold" submarine weathering event, which altered mainly the REE patterns in a characteristic fashion.

The metamorphic evolution of the Metaultramafic Suite is modeled through three Metamorphic Stages: the Precocious, during which the Mg-chlorite - Ca-amphibole fundamental paragenesis were developed, the Main Progressive, when the olivine and/or orthopyroxene porphyroblasts developed over a matrix made up mainly by Mg-hornblende, and the Late Lower Grade, which includes the metassomatic processes responsible for the widespread serpentization and talcification. The metamorphic changes of the Main Progressive Stage are ascribed to the compositional variations in Mg-chlorites and Ca-amphiboles with increasing metamorphic grade. The progressive Al-enrichment in chlorites leads to the growth of olivine and anthophyllite at the beginning of the progressive metamorphism. The final breakdown of chlorite, through the reaction $\text{Mg-Chlorite} \leftrightarrow \text{Olivine} + \text{Orthopyroxene} + \text{Spinel} + \text{H}_2\text{O}$, occurs when its Al content reaches the $(x)\text{Al} \sim 1.2$ value. The concurrent Al-enrichment of the Ca-amphiboles, through combined tschermakitic and edenitic substitutions, modifies the phase-relations brought about by chlorite breakdown, leading, when substitutions in the Ca-amphiboles occur in close to pargasitic ratios, to olivine consumption through orthopyroxene growth, and spinel consumption, when its aluminian component is incorporated by the amphiboles.

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

- I.1 - Localização geográfica da área delimitada para a Tese	10
- II.1 - Localização do Complexo Campos Gerais no Contexto das grandes unidades geológicas do Território Brasileiro	23
- II.2 - Localização da área de Tese no contexto do Complexo Campos Gerais (CCG)	23A
- II.3 - Padrão estrutural da Zona de Cisalhamento Campo do Meio no CCG	33
- III.1 - Mapa geológico da área a Sul/ Sudoeste de Alpinópolis (MG), segundo Szabó (1989)	42A
- III.2 - Geologia da área de Tese segundo Zanardo (1992)	43A
- III.3 - Padrão estrutural do Afloramento SZALP /10	66
- IV.1 - Difratogramas de RX para clorita $\pm$ Al-lizardita serpentinitos do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, Faixa Serra do Dondó	144
- V.1 - Diagrama catiônico de Jensen (Fe+Ti) - Al - Mg para análises de rochas metaultramáficas da SVSMF disponíveis na literatura	155
- V.2.A e B - Diagramas $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e SiO_2 X $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para as análises de rochas metaultramáficas da SVSMF disponível na literatura	158
- V.3 - Diagrama TiO_2 X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para o acervo de análises de rochas metaultramáficas/komatiíticas da SVSMF disponível na literatura	159
- V.4.A e B - Diagrama catiônico de Jensen, (Fe+Ti) - Mg - Al, para a Suite Metaultramáfica e anfibolitos associados: vista geral, e detalhe do campo dos komatiitos (Mg > 60)	168
- V.5 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para a Suite Metaultramáfica "depurada"	174
- V.6 - Diagrama Ti - (Zr X 100) - (Sc X 100) para a Suite Metaultramáfica	175
- V.7.A e B - Diagramas $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e SiO_2 X $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para a Suite Metaultramáfica	178
- V.8 - Padrões de Elementos Terras Raras (ETR) incompletos para as análises 01 a 03	196

- V.9.A e B - Padrões de Elementos Terras Raras (ETR) para as análises 05, 07A, 08, 13, 36, 37, 41 e 42	197
- V.10.A e B - Diagramas multi-elementares normalizados ("aranhogramas" = <i>spidergrams</i>) para as amostras com análises de ETR disponíveis	206
- VI.1.A e B - Diagrama Al (IV) X Na,K (A) + Al, Fe ⁺³ , Cr, 2Ti (VI M1,M2,M3)	215
- VI.2 - Diagrama SiO ₂ - MgO - Al ₂ O ₃ (em proporções moleculares) para Mg-cloritas, Al-lizarditas, talco e serpentinas de serpentinitos da Faixa Serra do Dondó	258
- VI.3 - Diagrama Mg/Mg+Fe ⁺² X (X MgTs) para análises de ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica	262
- VI.4 - Diagrama En - Fs - Wo para clinopiroxênios da Suite Metaultramáfica	264
- VI.5.A e B - Diagramas Mg X Fe ⁺² e Mg/Mg+Fe ⁺² X Mn para olivinas da Suite Metaultramáfica	265
- VI.6.A e B - Relações entre moléculas de óxidos trivalentes/tetravalentes e bivalentes para minerais do grupo do espinélio da Suite Metaultramáfica	267
- VII.1 - Diagrama Normativo para as amostras da Suite Metaultramáfica	281
- VII.2 - Grade petrogenética para as curvas de equilíbrio univariantes no sistema CaO - MgO - SiO ₂ - H ₂ O incluindo as curvas relativas à reação de quebra final Mg-clorita $\leftrightarrow$ forsterita + enstatita + espinélio + H ₂ O	291
- VII.3 - Diagrama Triangular de Proporções Moleculares A (Al ₂ O ₃) - C (CaO) - M (MgO+FeO) para análises químicas em rocha total e de minerais de amostras da Suite Metaultramáfica	307
- VII.4 - Diagrama (-)log m SiO ₂ X 1/T °K para as relações de estabilidade entre forsterita - enstatita - antofilita - talco - antigorita no sistema MgO - SiO ₂ - H ₂ O para PH ₂ O = 1 kbar	318
- VII.5 - Curvas de equilíbrio para a reação antigorita + CO ₂ $\leftrightarrow$ talco + magnesita + H ₂ O, para o sistema CaO - MgO - SiO ₂ - H ₂ O - CO ₂ , no campo T °C X (x)CO ₂	319

ÍNDICE DOS QUADROS DE DIAGRAMAS

- V.1 - Diagramas de variação binários para as análises de rochas metaultramáficas/máficas da SVSMF disponíveis na literatura	156
- V.2.A e B - Diagramas de variação binários para a Suite Metaultramáfica com MgO como referência	160-161
- V.3.A, B e C - Diagramas de variação binários para a Suite Metaultramáfica com Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 como referência	163-165
- V.4 - Razões entre Ti, Zr, Sc, Al_2O_3 e Cr	173
- V.5 - Diagramas de variação binários para La, Ce, Nd e Y	180
- V.6.A e B - Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (RPM, ou de Pearce) para a Suite Metaultramáfica "expandida"	184-185
- V.7 - Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (RPM, ou de Pearce) para a Suite Metaultramáfica "depurada"	187
- V.8 - Diagramas de Hildreth para o processo de serpentinização tardio	191
- VI.1.A, B e C - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica por inteiro	223-225
- VI.2.A,B e C - Ca-anfibólios de amostras selecionadas	233
- VI.3 - Orto- e clinoanfibólios ferro-magnesianos da Suite Metaultramáfica	242
- VI.4.A - Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica por inteiro e de amostras selecionadas	248-250
- VI.5 - Ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica	260
- VI.6.A - Mg-Al-espinélios e magnetitas da Suite Metaultramáfica	270
- VI.6.B - Mg-Al-espinélios, magnetitas e ilmenitas da Suite Metaultramáfica	271
- VII.1 - Diagramas ACM (Al_2O_3 - CaO - MgO+FeO, em proporção molecular) para a Suite Metaultramáfica e amostras selecionadas	309
- VII.2 - Diagramas Fe/Mg (mineral) X Fe/Mg (olivina)	314

ÍNDICE DOS QUADROS DE FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

- III.1 - Ortognaisses tonalíticos - feições macroscópicas	56
- III.2 - Ortognaisses tonalíticos, migmatitos e granitóides - feições macroscópicas	57
- III.3 - Rochas metaultramáficas e associadas - feições macroscópicas	68
- III.4 - Rochas metaultramáficas/dique anfibolítico - feições macroscópicas	72
- IV.1 - Clorita - Ca-anfibólio fels com texturas pseudomórficas <i>spinifex</i> da faixa Serra do Dondó	97
- IV.2 - Clorita - Ca-anfibólio fels com texturas pseudomórficas <i>spinifex</i> da faixa Serra do Dondó, com porfiroblastos de olivina/microporfiroblastos de antofilita	99
- IV.3 - Fotomicromontagem de agregado de Ca-anfibólio pseudomórfico de clinopiroxênio em leque intercalado a textura pseudomórfica <i>spinifex</i>	101
- IV.4 - Fotomicromontagem de porfiroclasto de agregado de Ca-anfibólio pseudomórfico de clinopiroxênio em leque/esqueletal	103
- IV.5 - Clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó	105
- IV.6 - Clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó	107
- IV.7 - Zircão incluído em Ca-anfibólio de clorita - Ca-anfibólio fels com textura pseudomórfica <i>spinifex</i>	109
- IV.8 - Olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	111
- IV.9 - Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	114
- IV.10 - Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	120
- IV.11 - Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	123
- IV.12 - Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	126
- IV.13 - Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	128

- IV.14 - Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita	133
- IV.15 - Feições de exsolução simplectíticas entre ilmenita e Mg-Al-espinélio em Cr-magnetitas	137
- IV.16 - Feições de serpentinização e talcificação seletivas/generalizadas tardias	142

ÍNDICE DAS TABELAS

- V.1.A - Coeficientes de correlação entre óxidos e elementos principais para análises da Suite Metaultramáfica	176
- V.2 - Análises de Elementos Terras Raras para a Suite Metaultramáfica	198

MUITO OBRIGADO

Antes de tudo e de todos, ao Geólogo Supremo, criador do Universo e daquele pedacinho complicado de chão no sudoeste das Gerais, pela centelha de consciência deste geólogo menor que tenta entender uma fração que seja do que se passou por ali...

Em seguida, a meus pais, Csaba e Anna, a quem devo o que de melhor há em mim, pelo seu amor, pelo apoio e ajuda, e pela sua preocupação comigo.

A Professora Dra. Maria Angela Fornoni Candia, minha Orientadora, pelo apoio e orientação, além da ajuda efetiva na obtenção de dados de FRX que de outra forma dificilmente se teriam materializado. Agradeço em especial sua amizade destes anos todos, além da paciência e compreensão, permitindo-me a liberdade de fazer as coisas ao meu modo, e vindo em meu auxílio sempre que necessário.

Ao Professor Dr. Asit Choudhuri, a quem devo minha iniciação na Petrologia e no estudo dos terrenos pré-cambrianos do sul-sudoeste de Minas Gerais, pela amizade de longa data, pelas longas discussões, pela companhia nos trabalhos de campo, e pelo seu contagiante e infatigável humanismo e bom humor.

A Silvia Regina Soares da Silva Vieira, amiga e colega nas agruras do Doutorado, pela amizade e constante apoio.

Aos colegas Professores Drs. Silvio Roberto Farias Vlach e Excelso Ruberti, pela desprendida ajuda na obtenção das análises de Microsonda Eletrônica.

A Professora Dra. Sônia Maria Barros de Oliveira, pelo empenho em ajudar a resolver os percalços formais da Pós-Graduação.

A Marta José Silva e Tadeu Caggiano, um "Muito Obrigado" especial. A Marta, por todos estes anos de colaboração e de amizade, paciência, empenho e eficiência. A Tadeu, pela inestimável ajuda na montagem da versão final da Tese.

A Angélica Morente, por "segurar as pontas" nos Laboratórios de Microscopia Petrográfica enquanto eu me encontrava parcialmente ausente.

Ao colega e também doutorando José Paulo Pinese (Ditão), pelas proveitosas discussões, pela companhia no campo, e pelo seu dinâmico e inaquebrável otimismo.

Ao Professor Dr.Vicente A.V. Girardi, pelo apoio recebido para execução dos trabalhos de campo e das análises de ETR através do Projeto Temático sob sua coordenação.

Às pessoas que me ajudaram nas várias etapas da elaboração da Tese: ao pessoal da Laminação: Cláudio (Gatão), Paulo Roberto, Paulo Augusto e Giovani, pela preparação das seções delgadas; a Marcos, Roseane (Aninha) e George, pela preparação das seções delgadas polidas/metalizadas e apoio durante as análises de Microsonda Eletrônica; ao Professor Dr.Maurizio Mazzucchelli, da Universidade de Modena, pelo auxílio na obtenção das análises de FRX; ao pessoal do Laboratório de Química: Sandra, Marinês e Ricardo, pelas análises de Perda ao Fogo e de Fe^{+2}/Fe^{+3} ; a João, pelo auxílio no tratamento dos dados de FRX; à Sra.Thelma Samara, pelo desenho e pintura dos mapas e ilustrações da Tese; a Marcelo Pecchio, da ABCP, pelos Difratogramas de RX; ao Sr.Querino, pela ajuda na preparação das amostras; ao pessoal da Gráfica: Sr.Dalton, Edmir, Claudionor e Henrique, pela confecção dos volumes da Tese (incluindo as versões -1 e 0); a Jaime, pelas fotografias preto-e-branco; ao pessoal da Seção de Veículos: Durval, Antônio e Miltonete, pela lida com os veículos utilizados nos trabalhos de campo; ao Professor Dr.Alfonso Schrank, a Henrique, Ricardo e Dailto, pela companhia em algumas das etapas de trabalhos de campo, e pelas profícuas discussões; aos Professores Drs.S.S.Iyer e Marina B.A. Vasconcellos, pelas primeiras análises de ETR, obtidas no IPEN/CNEN; aos Professores Drs.Marcos Aurélio Farias de Oliveira e Antenor Zanardo, pela colaboração nas etapas iniciais, quando da definição da área e temática da Tese; a Erica, Estela e Brenda, pelo atendimento na Seção de Empréstimos da Biblioteca; a Francisca (Chiquinha) por tentar manter habitável a minha sala no Instituto, a despeito do caos que se instalou ali nestes últimos meses; enfim: a todos que, por algum meio, colaboraram para que esta Tese pudesse vir a ser.

A todos os colegas docentes, funcionários, alunos da Pós-Graduação e da Graduação que acompanharam com interesse (e às vezes com preocupação) o desenvolvimento do meu trabalho, com destaque para os integrantes da "torcida uniformizada", capitaneada pelo Professor Dr.Paulo Roberto dos Santos e constituída, além dos acima já arrolados, por Yushiro, Valdecir, Quico, Paulo Mori, Caetano, Ciro,

Gaspar, Geani, Ulbrich, Mabel, Schorscher, Rosa, Prof.Dr.Jorge S. Bettencourt, Oswaldinho, e tantos outros mais...

À FAPESP, pelo auxílio financeiro recebido através do Projeto Temático 92/0649-9 "Petrologia, geoquímica, geocronologia e metalogênese de associações máficas e ultramáficas da Plataforma Sul-Americana" (Coordenador: Prof.Dr.Vicente A.V.Girardi), e do Projeto 94/2387-7, "Evolução metamórfica de associações ultramáficas e máficas da região S-SW de Minas Gerais e NE de São Paulo - obtenção de dados petroquímicos", em nome de minha Orientadora.

A minhas irmãs e meu irmão, e respectivos cônjuges, a meus sobrinhos e a minha(s) sobrinha(s ?), pela paciência, carinho e compreensão durante estes últimos meses de "imersão total". Em especial, a Yuri e Tomi, que tiveram que abdicar das brincadeiras no computador dos tios, porque este se tornou, temporariamente, uma "vaca sagrada".

Finalmente, a Pandúr, companheiro canino nas noites de "trabalhos forçados", que pacientemente esperava deitado embaixo da minha cadeira que me dignasse a levá-lo para passear um pouco.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 - APRESENTAÇÃO DO TEMA

I.2 - OBJETIVOS/HIPÓTESE DE TRABALHO

I.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

I.4 - METODOLOGIA

I.4.1 - Atividades preparatórias

I.4.2 - Trabalhos de campo

I.4.3 - Elaboração do Mapa Geológico da área

I.4.4 - Trabalhos de petrografia

I.4.5 - Análises químicas em rocha total

I.4.6 - Análises químicas minerais

I.4.7 - Tratamento dos dados de análises químicas minerais e de rocha total

I.4.8 - Análises por Difractometria de Raios X (DRX)

I.5 - PLANO DE APRESENTAÇÃO

I.1 - APRESENTAÇÃO DO TEMA

Esta Tese, intitulada "Petrologia da Suite Metaultramáfica da Associação Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na Região de Sul a Oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)", versa sobre as rochas

metaultramáficas de origem komatiítica que ocorrem de sul a oeste da cidade de Alpinópolis, sudoeste do Estado de Minas Gerais, em terrenos tipo granito - *greenstone belt* intensamente cisalhados, atribuídos ao Complexo Campos Gerais.

Komatiitos foram descritos pela primeira vez no vale do Rio Komati, no *greenstone belt* de Barberton, África do Sul, em 1969, pelos irmãos Viljoen (Viljoen e Viljoen, 1969). Desde então, foram reconhecidos e estudados em várias ocorrências ao redor do mundo, quase sempre em terrenos arqueanos tipo granito - *greenstone belt*, que constituem os núcleos dos crátons nos escudos pré-cambrianos na África, Austrália, Canadá, Finlândia, Rússia, Índia e no Brasil. Aqui, foram reconhecidos quase simultaneamente no *greenstone belt* Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, como constituintes litológicos majoritários do Grupo Quebra-Osso (Schorscher 1978), no *greenstone belt* de Crixás, GO (Sabóia 1978), e na região de Fortaleza de Minas, MG, na Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro (Teixeira 1978).

O interesse pelos komatiitos foi grande desde o início, e eles tiveram seus diversos aspectos petrológicos detalhadamente discutidos em várias centenas de trabalhos, com ênfase na sua composição química e nos processos petrogenéticos que geraram os magmas komatiíticos, haja visto a importância destes estudos para a elucidação da constituição química/mineral, dinâmica, e evolução temporal do manto. Neste particular, foi essencial o reconhecimento de duas categorias distintas de komatiitos (Nesbitt et al 1979): os empobrecidos em alumínio (*aluminium depleted komatiites* - ADK), e os não empobrecidos em alumínio (*aluminium undepleted komatiites* - AUK), com conotação tanto espacial como temporal. Esta discriminação em dois grandes grupos com base em diferenças nas proporções de elementos maiores, menores e traço se mantém até hoje, e é fundamental para as discussões geoquímicas e petrogenéticas a respeito de komatiitos.

Além dos aspectos geoquímicos e petrogenéticos, foram objeto de minucioso escrutínio a dinâmica de cristalização e os mecanismos e ambientes de formação de derrames komatiíticos, procurando retratar com acuidade a sua surpreendente frequente estratificação, presente em praticamente todas as áreas de ocorrência, e o desenvolvimento das inequívocas texturas *spinifex*, desenhadas por cristais esqueléticos/dendríticos de olivina e/ou clinopiroxênio. Estas características estruturais e texturais dos derrames komatiíticos se devem à sua incomum composição, altamente

magnesiana (18 - 35% MgO, em base anidra), que determina as altas temperaturas (entre 1400 - 1700°C) e a baixa viscosidade (0.1 - 1 Pa.s = 1 -10 poises) quando da sua extrusão (c.f. Green et al 1975, Huppert et al 1984).

Destaque especial foi dado ainda à importância metalogenética destas rochas, uma vez que diversos tipos de mineralizações se lhes ocorrem associados, destacando-se os de sulfetos maciços de Fe-Ni-Cu, como o de Fortaleza de Minas (Brenner et al 1990), além da íntima relação entre as ocorrências de komatiitos e as mineralizações auríferas em terrenos pré-cambrianos (c.f. Hutchinson 1987, Groves et al 1987). Jazidas de elementos platinóides, antimônio, asbesto, talco e magnesita são outros exemplos de depósitos minerais desenvolvidos em associação com komatiitos (c.f. Ward 1995).

Apesar do amplo predomínio do enfoque ígneo nos trabalhos já publicados, komatiitos verdadeiramente, pristinamente ígneos são quase que inexistentes, excetuando-se talvez a ocorrência fanerozóica da Ilha de Górgona, Colômbia (e.g. Echeverria 1982). Em todas as ocorrências há modificações pós-magmáticas em grau variável, com substituição total ou parcial das paragêneses ígneas, geralmente de maneira pseudomórfica, preservando-se às vezes até as suas delicadas texturas esqueletais/dendríticas. A grande maioria dos komatiitos sofreu metamorfismo de fácies xisto verde junto com os basaltos que os acompanham, daí a designação *greenstone belts* (cinturões de rochas verdes) para as faixas vulcano-sedimentares arqueanas em que tipicamente ocorrem. As modificações pós-magmáticas tem importância especial para os estudos geoquímicos, e consequentes modelagens petrogenéticas: é essencial determinar até que ponto a composição química atual é representativa da composição ígnea original. Neste particular, alguns pesquisadores são da opinião radical de que os komatiitos, tal como preservados, são rochas que sofreram intensa alteração tardi-pós-magmática, além de modificações composicionais decorrentes dos processos metamórficos superimpostos, e logo não representam a composição das lavas a partir das quais se consolidaram (c.f. de Witt et al 1987).

A maioria, porém, assume que, com escrutínio criterioso, é possível selecionar ocorrências e amostras menos modificadas, cuja composição, pelo menos em parte, é representativa daquela considerada como sendo a komatiítica original. Este ponto de vista encontra sustentação na coerência demonstrada pelas análises químicas de komatiitos de várias procedências, inclusive quando comparadas à de fortuitas

amostras excepcionalmente preservadas, como a descrita por Nisbet et al (1987), procedente do *greenstone belt* de Belingwe, no Zimbábue.

Há um paradoxo curioso no estudo de komatiitos: apesar de serem, no sentido mais restrito, rochas meta-ígneas (meta-komatiitos), são relativamente poucos os trabalhos que tratam do metamorfismo destas rochas. A maioria dos autores contenta-se em mencionar a substituição dos constituintes ígneos olivina, clinopiroxênio (augita e/ou pigeonita), cromita, e mesóstase vítrea/cripto-cristalina, por serpentina, clorita, talco, anfibólios cálcicos e ferro-magnesianos, brucita, magnetita, etc. em proporções variáveis, sob condições genericamente atribuídas ao fácies xisto verde.

Neste sentido, outro aspecto que merece consideração é a identificação de komatiitos que sofreram metamorfismo de grau mais elevado: em rochas de fácies anfibolito ou superior, as feições estruturais e texturais reliquias ígneas se perdem, inclusive em virtude das deformações mais intensas e pervasivas que se sucedem nestas situações. Ora, a definição de komatiito, tal como estabelecida na Penrose Conference sobre o tema, a mais amplamente aceita desde então, refere-se simplesmente a rochas ultramáficas vulcânicas, com teor de MgO > 18% em base anidra, identificadas pela combinação de critérios mineralógicos e/ou químicos, que definem a composição ultramáfica, e petrográficos, texturais e estruturais, que atestam a origem extrusiva (Arndt e Brooks 1980, Arndt e Nisbet 1982). Logo, se não houver critérios que comprovem a origem vulcanogênica de maneira inequívoca, a definição formal fica prejudicada. É provavelmente por esta razão que referências a komatiitos de grau metamórfico superior são relativamente escassas: o seu reconhecimento como tendo sido rochas originalmente extrusivas é problemático, suscita dúvidas, e assim, a não ser que possam ser incontestavelmente correlacionadas a outras ocorrências próximas, são relegadas a um limbo no que diz respeito à identificação definitiva dos seus protólitos.

Os komatiitos de Alpinópolis, tradicionalmente agregados à Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro de Teixeira (1978), junto às rochas metaultramáficas dos arredores de Fortaleza de Minas, e ocorrências várias de metaultramafitos localizadas em terrenos atribuídos ao Complexo Campos Gerais, nas proximidades das cidades de Jacuí e Bom Jesus da Penha, e da vila de Petúnia, no sudoeste do Estado de Minas Gerais, foram reconhecidos como tais de maneira definitiva graças às texturas pseudomórficas *spinifex* que exibem, preservadas em núcleos lenticulares apenas

incipientemente deformados, envoltos pela foliação de cisalhamento anastomosada que caracteriza o padrão estrutural desta região (Choudhuri et al 1983). Foram caracterizados de maneira mais detalhada no concernente à sua petrografia em estudo antecessor desta Tese (Szabó 1989), quando então a sua evolução metamórfica progressiva foi tentativamente reconstituída a partir de relações texturais elucidativas, sugerindo que as reações envolvidas na blastese de antofilita, olivina, ortopiroxênio e espinélio verde a partir da paragênese fundamental clorita magnesiânica + anfibólio cálcico (tremolita a hornblenda) seriam melhor explicadas pelo enriquecimento contínuo da clorita em alumínio, liberando o componente magnesiânico, até a sua quebra final segundo a reação $\text{clorita} \rightleftharpoons \text{olivina} + \text{ortopiroxênio} + \text{espinélio} + \text{H}_2\text{O}$.

Naquele estudo apresentou-se também uma avaliação geoquímica preliminar destas rochas de origem komatiítica, baseada em análises de elementos maiores de amostras portadoras de texturas *spinifex*, donde se concluiu que existe um padrão composicional parcialmente preservado, que permite identificá-las como partes de uma suite komatiítica tipo ADK (*aluminium depleted komatiites*), em contraposição à filiação tipo AUK (*aluminium undepleted komatiites*) sugerida, entre outros, por Teixeira et al (1987) para as ocorrências metaultramáficas dos arredores de Fortaleza de Minas.

No decorrer da última década, uma série de trabalhos dedicou-se a elucidar a compartimentação tectono-estratigráfica interna do Complexo Campos Gerais. Houve uma significativa convergência para um modelo que supõe dois domínios maiores distintos para esta unidade heterogênea, complexamente organizada: um a norte, autóctone, representado por terrenos granito-*greenstone belt* cisalhados/reorganizados ao longo de extensas zonas de cisalhamento direcionais, cujas rochas ultramáficas seriam de filiação komatiítica, e pertencentes à Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro; e o outro a sul, correspondente a uma sequência metassedimentar psamo-pelítica alóctone, portadora de significativas intercalações de rochas metaultramáficas/metamáficas, que teriam derivação diversa daquelas do domínio setentrional, aventando-se as hipóteses de constituírem restos quer de uma sequência ofiolítica, quer de um complexo estratiforme desmembrados (Crósta et al 1986, Soares et al 1990, Roig 1993, Szabó et al 1993, Choudhuri et al 1995).

Esta Tese pretende dar continuidade aos temas acima enumerados, de uma forma integrada. Para o conhecimento adequado de terrenos granito - *greenstone belt* intensamente reorganizados da porção Norte do Complexo Campos Gerais, é

imprescindível retratar seus diversos constituintes característicos da forma mais completa possível. Para tanto é necessário ter em conta que se trata de conjuntos litológicos situados em zonas de cisalhamento, de grau metamórfico elevado, e logo muitas das feições diagnósticas originais se encontram obliteradas. É mister, pois, proceder ao esclarecimento dos processos tectono-metamórficos que atuaram sobre os diversos componentes destes conjuntos, reconstituindo o que for possível do seu caráter primário, pré-metamórfico, e identificando as modificações superimpostas. Este trabalho é dificultado pela evolução metamórfica ainda não satisfatoriamente esclarecida de rochas komatiíticas em geral sob condições de fácies anfibolito, e pelos escassos dados disponíveis sobre o caráter pré-metamórfico da Suite Metaultramáfica em que se transformaram. Estes dois tópicos de maior interesse - evolução metamórfica e reconstituição do caráter ígneo, primário - para este conjunto litológico característico podem ser melhor elucidados de forma combinada, uma vez que as informações obtidas em cada caso são essenciais para o esclarecimento do outro, e vice-versa.

1.2 - OBJETIVOS/HIPÓTESE DE TRABALHO

Tendo em mente o acima exposto, decidiu-se realizar um estudo petrológico mais detalhado das ocorrências de metaultramafitos de sul a oeste de Alpinópolis, sudoeste de Minas Gerais. Para tanto, delimitou-se uma área de 550 km², procurando restringir-se aos terrenos tipo *granito-greenstone belt* cisalhados do Domínio Norte do Complexo Campos Gerais. A área delimitada inclui duas concentrações principais de corpos ultramáficos: a primeira, a norte, nos vales dos Ribeirões da Conquista e Conquistinha, a sul e oeste de Alpinópolis, corresponde às ocorrências previamente estudadas de maneira preliminar, acrescidas de alguns corpos anteriormente não considerados. A segunda, a sudoeste, concentra-se principalmente no vale do Córrego da Mumbuca, e constitui-se de um corpo principal delgado, estirado no sentido E-W, e corpos menores espalhados pelas adjacências.

Avaliações preliminares sugeriam que a ocorrência de Mumbuca correspondia a uma associação de rochas metaultramáficas, volumetricamente predominantes, e

rochas metassedimentares características, subordinadas, semelhante à descrita a sul de Alpinópolis. Porém, as paragêneses metamórficas, de grau mais elevado, seriam comparáveis às dos corpos ultramáficos menores, portadores de hornblenda + ortopiroxênio + olivina, com espinélio verde e clorita, que ocorrem ao redor do corpo ultramáfico principal do vale do Ribeirão da Conquista, e não havia registro de feições elucidativas da origem dos protólitos, como as texturas *spinifex* nas ocorrências a nordeste. Tampouco para a suite de ortognaisses granodioríticos cisalhados que envolve os corpos metaultramáficos de Mumbuca havia menção a núcleos protolíticos preservados, como os tonalitos tipo Dondó na região de Alpinópolis.

A hipótese de trabalho consiste pois em considerar, a princípio, as rochas metaultramáficas da região de Mumbuca como sendo também de filiação komatiítica e correlatas às previamente estudadas a sul de Alpinópolis, porém mais eficientemente reequilibradas e texturalmente reorganizadas sob condições de grau metamórfico superior. O objetivo principal da Tese visa testar esta hipótese, principalmente do ponto de vista petrológico, comparando as rochas metaultramáficas das duas áreas de ocorrência nos seguintes aspectos:

- Contexto geológico: definição do contexto geológico em que as rochas metaultramáficas se inserem, estruturação e compartimentação dos terrenos gnáissicos - graníticos - migmatíticos que as envolvem, estruturação e compartimentação interna dos corpos metaultramáficos e suas relações de contato com as rochas encaixantes, tipos litológicos menores caracteristicamente associados e posicionamento dos corpos metaultramáficos na evolução tectono-metamórfica regional.

- Petrografia: tipos litológicos principais, suas estruturas, texturas e composição mineralógica, e possíveis relações entre os diversos litotipos ultramáficos. Seleção de amostras representativas para análises mineralógicas e litoquímicas.

- Mineralogia: identificação das fases minerais envolvidas nas paragêneses metamórficas, e determinação das variações composicionais que apresentam em função da diversidade composicional e evolução metamórfica destas rochas.

- Litoquímica: variações composicionais em termos de elementos maiores, menores e traço, procurando reconhecer possíveis afinidades entre as ocorrências, resquícios de padrões geoquímicos originais, ígneos, e as modificações sofridas no decorrer da evolução tectono-metamórfica.

Como resultado, espera-se poder elucidar, pelo menos em parte, as seguintes questões referentes à Suite Metaultramáfica da área selecionada:

- Caráter pré-metamórfico: até que ponto é possível recuperar feições petrográficas e geoquímicas reliquiares, indicativas do(s) protólito(s) ígneo(s) original(is), se as mesmas confirmam a filiação komatilitica sugerida para ambas ocorrências e, em caso afirmativo, se é possível confrontá-las no que diz respeito à sua filiação ígnea pretérita. De que maneira, e com que intensidade se processaram modificações composicionais tardi-pós-magmáticas e metamórficas / metassomáticas, e como podem ser identificadas?

- Evolução metamórfica: considerando tratar-se de rochas de mesma origem, e logo de composições equivalentes, como seria a sua história metamórfica em condições de fácies anfibolito? Como se desenvolvem as paragêneses portadoras de hornblenda + ortopiroxênio + olivina + espinélio verde a partir da paragênese fundamental, clorita magnesiânica + Ca-anfibólio? Como varia a composição das fases minerais, e qual o seu papel nas reações metamórficas progressivas? De que maneira modificações composicionais sofridas no decorrer de processos tectono-metamórficos promovem a diversidade petrográfica? Em suma: como funciona o reequilíbrio metamórfico de fácies anfibolito em rochas de composição komatilitica?

1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área delimitada para este estudo abrange aproximadamente 550 km², e situa-se na região que se estende de sul a oeste da cidade de Alpinópolis (antiga Ventania), no sudoeste do Estado de Minas Gerais, conforme ilustrado na Figura 1.1, exibindo contornos aproximadamente retangulares. O acesso à área se faz por estradas estaduais/federais pavimentadas até as cidades de Alpinópolis, ou Passos, de onde se prossegue por estradas intermunicipais não pavimentadas, que se dirigem para as cidades de Nova Resende e Bom Jesus da Penha, e por uma rede de estradas vicinais de chão batido, de qualidade boa a regular.

A fisiografia da área é dominada por serras alinhadas sistematicamente na direção WNW-ESE, de altitude máxima entre 1100 - 1200 m, sustentadas pelos quartzitos do(s) Grupo(s) Araxá-Canastra na sua porção setentrional, e delineadas pelas zonas de cisalhamento/falhas direcionais no restante da área, que corresponde aos terrenos ortognáissicos/migmatíticos/graníticos com corpos metaultramáficos intercalados. As áreas de topografia rebaixada entre os domínios serranos situam-se em altitudes entre 900 - 800 m. A rede de drenagem que recorta a região pertence à bacia do Rio Grande, e corre de sul para norte, vencendo as serras alinhadas em seu caminho através de vales estreitos. As principais águas são as do Rio São João, na porção ocidental da área, e as do Ribeirão da Conquista, que atravessa a Serra da Ventania nas cercanias de Alpinópolis.

1.4 - METODOLOGIA

A elaboração desta Tese abrangeu as seguintes etapas:

1.4.1 - Atividades preparatórias

As atividades preparatórias incluíram a revisão bibliográfica, e sistematização dos dados previamente disponíveis. Com auxílio das informações levantadas, delimitou-se a área a ser abrangida neste estudo, e foi feita a seleção/localização dos corpos metaultramáficos a serem estudados. Para esta etapa, foi de especial interesse o mapa geológico apresentado por Zanardo (1992), além dos resultados previamente disponíveis na área a sul de Alpinópolis (Szabó 1989).

1.4.2 - Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em várias viagens, de duração entre 5 e 10 dias. Consistiram em levantamentos geológicos nos corpos metaultramáficos e seus arredores, com o melhor detalhamento possível permitido pelas condições de

Figura I.1 - Localização geográfica da área delimitada para a Tese

exposição, além da amostragem sistemática das variedades petrográficas ultramáficas, dos litotipos menores a elas associados, e das rochas gnáissicas - graníticas às quais se intercalam. Procurou-se localizar todas as ocorrências indicadas na literatura, além de verificar a existência de eventuais corpos antes não registrados. Como base topográfica referencial para registro das informações e localização dos dados estruturais e amostras, recorreu-se às Quadriculas Topográficas de escala 1:50.000 (15' X 15') do IBGE, Edição 197, Folhas de Alpinópolis (SF-23-V-B-IV-3) e Fortaleza de Minas (SF-23-V-A-VI-4), complementadas, na região a sul de Alpinópolis, com fotos aéreas de escala 1:25.000 do IBC/GERCA, de 1979. Não foi objetivo primordial proceder a uma cartografia geológica abrangente da área delimitada para estudo: os levantamentos de campo concentraram-se nos arredores das principais ocorrências de rochas metaultramáficas, com seções geológicas espaçadas entre elas apenas para melhor compreensão do contexto geológico geral.

1.4.3 - Elaboração do Mapa Geológico da área

O contexto lito-estrutural no qual se inserem as rochas metaultramáficas em estudo é apresentado no Mapa Geológico em escala nominal 1:50.000 (Anexo I), em verdade, um esboço geológico em escala de semi-detulhe, elaborado a partir das informações compiladas da literatura disponível sobre a área, complementadas com os dados obtidos no decorrer dos trabalhos de campo. Como qualquer mapa geológico de regiões de geologia complexa, pobremente exposta, e onde o "estado da arte" se encontra ainda em estágio incipiente, o mapa apresentado procura retratar as relações espaciais entre as diversas unidades lito-estratigráficas no âmbito do padrão estrutural definido para a área, indicando unidades e traçados estruturais melhor definidos, individualizados, bem como unidades "interpretadas" e alinhamentos estruturais inferidos.

1.4.4 - Trabalhos de petrografia

As amostras coletadas durante as etapas de campo foram primeiramente estudadas ao microscópio petrográfico, através de seções delgadas, com o objetivo principal de estabelecer as relações entre os constituintes mineralógicos e as texturas

nos diversos litotipos metaultramáficos. Desta forma, procurava-se reconstituir a evolução tectono-metamórfica da suite ultramáfica desde os protólitos komatiíticos. No decorrer das descrições petrográficas foram selecionadas as amostras a serem analisadas para composições químicas de minerais e de rocha total. Os trabalhos de caracterização petrográfica prosseguiram durante as etapas analíticas posteriores, com auxílio das seções delgadas polidas preparadas para análises de química mineral à Microsonda Eletrônica, que serviram também para o estudo das fases opacas, sob luz refletida polarizada. Além das rochas metaultramáficas propriamente ditas, foram estudados os tipos litológicos menores que as acompanham, tais como anfíbolitos, formações ferríferas, e granada-quartzo micaxistos variados, bem como as rochas ortognáissicas - migmatíticas que as cercam.

É necessário registrar aqui a maneira de numeração das amostras/afloramentos. Os códigos apresentados ao longo da Tese referem-se à Quadricula Topográfica de origem, ao número da amostra, e ao número do afloramento, nesta ordem. A título de exemplo, a amostra de código SZALP 302C/10 é procedente da Quadricula de Alpinópolis, na qual é a amostra de número 302C, coletada no afloramento de número 10 da mesma Quadricula. Por simplicidade, como a combinação nº. amostra/nº. afloramento não se repete entre as duas folhas topográficas (Alpinópolis e Fortaleza de Minas), as amostras serão referidas, no Texto e nas Tabelas sem indicação explícita da Quadricula de procedência. A localização dos afloramentos amostrados e/ou mencionados na Tese é fornecida no Mapa de Localização das Amostras/Afloramentos, Anexo II.

1.4.5 - Análises químicas em rocha total

As amostras selecionadas para análise química de rocha total foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras - DMP/IG-USP. As partes com evidências de alterações intempéricas, bem como zonas de cisalhamento / cataclase localizadas e fraturas/venulações tardias, foram retiradas por fragmentação manual ou através de corte com serra de discos diamantados. As partes maciças, melhor preservadas, e consideradas mais representativas das amostras, geralmente os núcleos de blocos externamente semi-intemperizados, foram desagregadas e cominuídas através de fragmentação e britagem, quando havia um volume relativamente grande de material

disponível, ou através de corte de fatias e prensagem das mesmas em prensa hidráulica para amostras de volume mais reduzido. A pulverização foi executada em moinho com painéis revestidas de ágata. Em todas as etapas foram realizadas operações de descontaminação dos equipamentos, utilizando-se para tanto o material descartado menos alterado, que era processado antes das partes destinadas para análise, seguindo-se os procedimentos de limpeza rotineiros. A micronização final, para preparação da aliquota destinada à análise por FRX, foi feita em cápsulas de Teflon.

A análise de elementos maiores, menores e traço deu-se por FRX - Fluorescência de Raios X, no Laboratório da Universidade de Modena, Itália. Foram analisados Si, Al, Ti, Ca, Fe, Mn, Mg, Na, K e P, com os resultados apresentados em % em peso de óxidos, e Cr, Ni, Nb, Zr, Sc, Y, Ba, Rb, Sr, La, Ce e Nd, com teores expressos em ppm (partes por milhão). A preparação das pastilhas prensadas, com invólucros contendo ácido bórico, e o método analítico e de correção foram os rotineiramente empregados naquele Laboratório, tal como referenciados em Franzini et al (1975) e Leoni e Saitta (1976). Os erros analíticos informados seriam, para elementos maiores e menores, inferiores a 3%, com exceção do P_2O_5 ($\approx 8\%$), Na_2O ($\approx 5\%$), TiO_2 ($\approx 5\%$) e MnO ($\approx 15\%$). Para os elementos traço, os limites de detecção seriam inferiores a 6 ppm. As análises por FRX foram complementadas com determinações de PF - Perda ao Fogo, e de Fe^{+2}/Fe^{+3} , realizadas no Laboratório de Química Analítica do Departamento de Mineralogia e Petrologia/IG-USP.

Foram analisadas 42 amostras, sendo 40 de rochas metaultramáficas, e 2 de anfibolitos grano-nematoblásticos finos, associados às metaultramáficas no conjunto vulcano - sedimentar. Os resultados das análises químicas em rocha total para elementos maiores, menores e traço são apresentados no Anexo III.

Das amostras analisadas por FRX, 8 foram selecionadas para análises de ETR - Elementos Terras Raras, sendo 3 de clorita - Ca-anfibólio xistos / fels com texturas pseudomórficas *spinifex*, e 5 de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels nodosos/porfiroblásticos com clorita e espinélio. As análises foram realizadas por Ativação Neutrônica em laboratório comercial do Canadá (ACTLABS - Activation Laboratories, Ontario). Os ETR analisados e seus respectivos limites de detecção (em ppm) foram os seguintes: Ce e Nd (1), Tb (0,1), La, Eu e Yb (0,05), e Sm, Gd e Lu (0,01). O Dy (0,01) foi determinado apenas para 4 amostras. Foram determinados

simultaneamente vários outros elementos, dos quais apenas o Hf (limite de detecção: 0,2) foi efetivamente aproveitado, uma vez que os demais ou já se encontravam disponíveis através de FRX, ou apresentavam teores inferiores, ou muito próximos aos respectivos limites de detecção. As listagens das análises de ETR são apresentadas na Tabela V.2 do Capítulo V.

Adicionalmente às análises químicas recém-obtidas, foram incorporadas análises por FRX de elementos maiores e menores apenas, de 5 amostras, apresentadas na Dissertação de Mestrado (Szabó 1989). Três destas amostras são clorita - Ca-anfibólio xistos / fels com textura pseudomórfica *spinifex*, para as quais havia disponíveis, adicionalmente, determinações de alguns ETR, realizadas há alguns anos, por Ativação Neutrônica, no IPEN/CNEN - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, em São Paulo. As outras duas correspondem a anfibolitos grano-nematoblásticos finos, do tipo associado às rochas metaultramáficas no conjunto vulcano-sedimentar.

1.4.6 - Análises químicas minerais

Análises químicas minerais quantitativas foram realizadas no Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Mineralogia e Petrologia/IG-USP, principalmente em amostras meta-ultramáficas, além de algumas amostras de formações ferríferas metamórficas, portadoras de granada, grunerita e ferrosilita. O equipamento utilizado foi uma Microsonda Eletrônica JEOL, modelo JXA 8600, com 5 espectrômetros e, para análises qualitativas, com EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado. Para análises quantitativas (WDS - *Wavelength Dispersive System*), foi utilizado o sistema de análise automatizada Tracor-Northern (Noran Instruments 1990), nas seguintes condições de rotina: voltagem de aceleração 15 kV, corrente do feixe 20 nA, diâmetro do feixe 5 μm . Correções quantitativas ZAF para efeitos de matriz (Z - Nº. atômico, A - Absorção, F - fluorescência) foram executadas através do programa Flextran PRZ (Noran Instruments 1990). O erro analítico máximo estimado é de $\pm 3\%$ para os elementos maiores analisados. Foram utilizados os seguintes padrões minerais do Laboratório:

Wollastonita, coríndon, periclásio (sintético) - Universidade de Cambridge

Rutilo, Ni-olivina - STD - Geophysical Laboratories

Cromita - 53 - IN - 8

Hematita - Elba

Rodonita - 660 - 388

Andesina - AC-362

Microclina - USNM 143966

Os elementos analisados são apresentados a seguir, com os respectivos cristais e padrões utilizados, e os tempos de contagem (em segundos):

Elemento	Cristal	Tempo de Contagem	Padrão
Si	TAP	10	Wollastonita
Ti	LiF	10	Rutilo
Al	TAP	10	Coríndon
Cr	LiF	10	Cromita
Fe	LiF	10	Hematita
Mn	LiF	10	Rodonita
Mg	TAP	10	Periclásio
Ni	LiF	10	Ni-olivina
Ca	PET	10	Wollastonita
Na	TAP	5	Andesina
K	PET	10	Microclina

O material a ser analisado foi preparado na forma de seções delgadas polidas, na maioria circulares, metalizadas com carbono. O acervo analisado compreende 30 amostras metaultramáficas, perfazendo 1899 análises pontuais válidas, além de 3 amostras de formações ferríferas metamórficas, com granada, ferrosilita e grunerita, com um total de 80 pontos. Análises representativas por espécies minerais são apresentadas para as amostras consideradas no Anexo IV.

1.4.7 - Tratamento dos dados de análises químicas minerais e de rocha total

Os dados obtidos, tanto das análises químicas de rocha total como de minerais, foram processados e estudados com auxílio do programa para processamento de dados mineralógicos e petrológicos *Minpet for Windows*, (versões 2.0 e 2.02, Minpet Geological Software, Richard 1995). O processamento incluiu organização dos arquivos, digitação dos dados, correções e cálculos de fórmulas estruturais, razões entre constituintes e normas, entre outros, e lançamento dos dados processados em diagramas de variação e classificatórios binários e ternários para interpretação. Para alguns arquivos, fez-se necessário proceder a adaptações, dentro do rotineiramente permitido pelo Programa: por exemplo, não havia, originalmente, opção para óxidos com $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, como espinélios s.l. e ilmenitas. Pode-se dizer que, apesar de uma série de defeitos ora curiosos, ora profundamente irritantes, o Programa, com sua grande versatilidade, foi ferramenta fundamental no tratamento, e consequente interpretação do grande volume de dados analíticos disponíveis.

1.4.8- Análises por Difratometria de Raios X (DRX)

Análises por Difratometria de Raios X foram realizadas especificamente para algumas amostras de serpentinitos, com o intuito de caracterizar os tipos de serpentina presentes, e resolver as relações observadas entre a Mg-clorita "normal" destas rochas, e a fase que caracteristicamente a substitui pseudomórficamente. As análises foram gentilmente realizadas na ABCP - Associação Brasileira de Cimento Portland, uma vez que, por motivo de reforma das instalações, o equipamento do Laboratório de Difração de Raios X do DMP / IG-USP se encontrava temporariamente desativado. O equipamento utilizado foi um Difratometro Rigaku DMAX 1100, operando com tubo de cobre, nas seguintes condições: 40 kV e 20 mA, com varredura em passos, intervalo de amostragem de 0,004 graus, tempo de contagem 2 s, e intervalo entre 0 - 63 2 θ . Os difratogramas resultantes, com valores de espaçamentos planares pré-determinados, foram indexados e avaliados manualmente, seguindo-se as informações da bibliografia específica pertinente.

1.5 - PLANO DE APRESENTAÇÃO

Os trabalhos realizados, resultados obtidos e conclusões a que se chegou serão apresentados a seguir, iniciando-se com uma revisão do Contexto Geológico Regional, no Capítulo II. Segue-se a descrição do Contexto Geológico Local (Cap.III), baseada em dados coletados neste trabalho, bem como em informações previamente disponíveis na literatura. Nos capítulos subsequentes, discutir-se-há a Petrografia da Suite Metaultramáfica (Cap.IV), o Quimismo de Rocha Total (Cap.V), e o Quimismo Mineral das fases constituintes destas rochas (Cap.VI). O Metamorfismo da Suite Metaultramáfica será discutido, com base nos resultados apresentados nos capítulos anteriores, no Capítulo VII, encerrando-se o tema com o Capítulo VIII, onde as principais conclusões parciais serão coligidas, procurando responder as perguntas propostas no Item 1.2 - Objetivos.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 - INTRODUÇÃO/GENERALIDADES

II.2 - O CCG E A SVSMF NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.2.1 - CCG: Localização, limites, e relações com as unidades circunvizinhas

II.2.2 - O CCG no arcabouço tectônico regional

II.2.3 - Compartimentação e estruturação interna do CCG e a SVSMF

II.2.4 - Padrão metamórfico no CCG

II.1 - INTRODUÇÃO/GENERALIDADES

As rochas metaultramáficas objeto desta Tese ocorrem em terrenos do embasamento pré-cambriano atribuídos ao Complexo Campos Gerais - **CCG** (Cavalcante et al 1979), e são incorporados à Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro - **SVSMF** (Teixeira 1978), também mencionada na literatura como Grupo Fortaleza de Minas (Machado Filho et al 1983) ou ainda *Greenstone Belt* Morro do Ferro (Teixeira et al 1987). A definição, extensão, limites, compartimentação e estruturação interna e significado geotectônico do CCG não se encontram ainda plenamente estabelecidos e, como será visto mais adiante, há uma série de trabalhos que sugerem modificações substanciais na maneira pela qual o CCG é tradicionalmente retratado nas sínteses regionais.

Os terrenos originalmente indicados como pertencentes ao CCG dividir-se-iam entre pelo menos duas grandes unidades tectono-estratigráficas distintas. A primeira, a norte, com características de terrenos *granito-greenstone belt* afetados por zonas de

cisalhamento de alto ângulo, sinuosas e anastomosadas, de expressão regional, representaria um domínio autóctone, de infra-estrutura, pertencente à borda meridional do Cráton do São Francisco, intensamente retrabalhada no Ciclo Transamazônico, designada informalmente Domínio Norte. A segunda unidade, ou Domínio Sul, corresponderia a terrenos pertencentes a uma supra-estrutura alóctone, constituída de uma sequência de gnaisses, em grande parte para-derivados, e rochas metassedimentares psamo-pelíticas, com anfibolitos e metaultramafitos intercalados, organizada segundo uma estruturação diversa daquela apresentada pelos terrenos do Domínio Norte. Estas duas unidades distintas seriam separadas por uma zona de cisalhamento oblíqua, tangencial, ao longo da qual teria ocorrido o transporte do Domínio Sul, de supra-estrutura, para ESE, por sobre terrenos granito-*greenstone belt* do embasamento cratônico atribuídos ao Domínio Norte (Crósta et al 1986, Soares et al 1990, Szabó et al, 1993, Roig 1993).

Rochas metaultramáficas ocorrem em ambos Domínios e, nos trabalhos de síntese e mapas de integração regional, são agrupadas numa mesma unidade lito-estratigráfica (e.g. Machado Filho et al 1983, Schobbenhaus F^o et al 1984, Morales et al 1983). No entanto apresentam características petrográficas, estruturais e de associação litológica distintas de um domínio para o outro. No Domínio Norte os metaultramafitos são positivamente identificados como sendo de filiação komatiítica, com texturas características tipo *spinifex* localmente preservadas, acompanhados de formações ferríferas bandadas (BIF) e anfibolitos (= metavulcânicas básicas), e com mineralizações de sulfetos de Fe-Ni-Cu tidas como vulcanogênicas associadas a sul da cidade de Fortaleza de Minas. Ocorrem em corpos lenticulares de tamanho variável, nos quais representam os tipos petrográficos majoritários, intercalados a ortognaisses tonalíticos-granodioríticos cisalhados, e se caracterizam por um padrão de deformação heterogêneo, com núcleos menos deformados, que preservam feições reliquias, como as texturas ígneas *spinifex*, envolvidos por faixas sinuosas de tectonitos ultramáficos S ou S-L, que gradam, com menor frequência, para tectonitos L. As paragêneses são dominadas pelo par anfibólio cálcico (tremolita a hornblenda) - clorita magnésiana, com olivina, ortopiroxênio e espinélio magnésiano adquirindo importância em algumas situações específicas. Serpentinóis são comuns, ainda que volumetricamente menos significativos, enquanto rochas com talco como constituinte essencial ocorrem em proporção subordinada. Antofilita é um mineral acessório

ocasional. Nos granada-quartzo micaxistos que acompanham as rochas ultramáficas em proporção restrita ocorre com maior frequência a sillimanita, sendo a cianita praticamente ausente, de ocorrência acidental.

Já os metaultramafitos do Domínio Sul constituem corpos lenticulares-tabulares delgados e extensos, intercalados à sequência de rochas metassedimentares psamopelíticas, e apresentam um padrão de deformação mais penetrativo, com amplo desenvolvimento de tectonitos S-L e L. Talco e antofilita são frequentes nas paragêneses, além da tremolita/ hornblenda e clorita, enquanto olivina, ortopiroxênio e espinélio magnésiano são ausentes. As rochas metassedimentares circunvizinhas são tipicamente portadoras de cianita, em cristais tabulares que localmente chegam a alcançar tamanho centimétrico. As formações ferríferas bandadas são substituídas por formações ferríferas-manganesíferas, com o desenvolvimento frequente de gonditos, às vezes com granadas idiomórficas de até vários centímetros de diâmetro. Esparsos corpos podiformes de cromititos, de várias dezenas a poucas centenas de metros de extensão acompanham, de maneira característica, os metaultramafitos neste contexto. Adicionalmente, é de se notar a conspíqua presença de muscovita cromífera (fuchcita) nas proximidades dos metaultramafitos atribuídos ao Domínio Sul. As rochas metaultramáficas deste Domínio vem sendo interpretadas como derivadas de corpos diferenciados intensamente tectonizados, oriundos quer seja de complexos estratiformes, quer de complexos ofiolíticos desmembrados (e.g. Roig 1993, Roig e Schrank 1992, Choudhuri et al 1995).

Nesta Tese, o objetivo principal é retratar as rochas metaultramáficas do Domínio Norte do CCG, tidas como de filiação komatiítica, com respeito ao contexto geológico em que se inserem e, mais especificamente, às suas particularidades petrológicas. A seguir, será discutido o contexto geológico primeiramente no âmbito regional, em termos do quadro tectono-estratigráfico e da compartimentação geotectônica da borda meridional do Cráton do São Francisco para, em seguida, no Capítulo III, apresentar, de maneira mais detalhada, a geologia da área selecionada para estudo destes metaultramafitos.

II.2 - O CCG E A SVSMF NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.2.1 - CCG: Localização, limites e relações com as unidades circunvizinhas

O Complexo Campos Gerais - CCG - foi introduzido no quadro estratigráfico regional por Cavalcante et al (1979), no Relatório Final do Projeto Sapucaí (Convênio DNPM/CPRM) nele destacando, como característica, a presença de rochas miloníticas/cataclásticas de diferentes graus de deformação, bem como a sua marcada compartimentação tectônica, feições estas decorrentes da atuação de uma extensa zona de cisalhamento, de direção WNW/ESE e caráter "transcorrente e inverso" em seus domínios, o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. Outras características marcantes do CCG seriam a presença de componentes litológicos atribuíveis a sequências vulcano-sedimentares metamorfoseadas em fácies anfibolito, com modificações retrometamórficas superimpostas por processos cataclásticos e hidrotermais associados à zona de cisalhamento, bem como de corpos metaultrabásicos, que ocorrem com frequência variável nos diversos blocos em que o Complexo se divide.

Na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Rio de Janeiro (SF-23 - Fonseca et al 1979), o CCG aparece como uma cunha estreita, orientada segundo WNW/ESE, que se estende de São Sebastião do Paraíso e Jacuí a W, da borda da Bacia do Paraná, até Nepomuceno - Lavras a E, adelgaçando-se nesta direção e interdigitando-se com os gnaisses migmatíticos, granodioríticos a graníticos do Grupo (Complexo) Barbacena. Seus constituintes litológicos mais importantes seriam gnaisses granodioríticos, migmatitos, biotita- e biotita-anfibólio gnaisses, gnaisses cálcio-silicáticos, cianita - estaurolita - granada micaxistos, quartzitos, anfibolitos e rochas ultrabásicas/básicas associadas, geralmente xistosas. Esta distribuição do CCG é mantida, com algumas modificações, por Machado Filho et al (1983) na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo do Projeto Radambrasil - Folha Rio de Janeiro (SF-23), destacando-se uma extensão que segue para NW, até as proximidades da cidade de Cássia, acompanhando o traçado da zona de cisalhamento que inflete nesta direção, além da expansão da ponta E da cunha adelgada, na região de Lavras - Itumirim, e de uma série de intercalações de tamanho variado a N, em meio a

metassedimentos do Grupo Canastra. No Mapa Geológico do Brasil - DNPM - Escala 1:2.500.000 (Schobbenhaus F^o et al 1984), a distribuição do CCG corresponde, em grandes traços, àquela apresentada por Fonseca et al (1979).

A região de ocorrência do CCG é ilustrada na Figura II.1 no contexto das grandes unidades geológicas do território brasileiro. A área destacada nesta figura corresponde à Figura II.2, que apresenta um esboço geológico regional centrado no CCG, compilado e modificado a partir das várias fontes mencionadas ao longo do texto que se segue, procurando retratar as relações desta unidade com as demais unidades aflorantes na região, bem como a sua possível compartimentação interna nos Domínios Norte e Sul. Não se pretende, nesta Tese, formalizar nenhuma proposta estratigráfica definitiva, haja visto o escopo mais específico, espacialmente restrito do trabalho: pretende-se apenas ilustrar a situação tectono-estratigráfica em que se inserem as rochas metaultramáficas de Alpinópolis.

As relações de contato do CCG com as unidades circunvizinhas ainda são problemáticas em praticamente todas as direções. A situação se encontra algo melhor definida nos seus limites setentrional e ocidental: nestas regiões, os terrenos granito-*greenstone belt* cisalhados do CCG são recobertos pela sequência metassedimentar psamo-pelítica alóctone do Grupo Araxá-Canastra (Sinformal de Passos de Teixeira, 1978, e Teixeira e Danni 1978 - incluindo a Sequência Carmo do Rio Claro de Heilbron et al 1987), e carbonático-pelíticas autóctones (Grupo Bambuí). Uma discussão detalhada e atualizada das relações entre estas unidades metassedimentares pode ser encontrada em Simões (1995), que propõe a existência de duas unidades alóctones: a superior, denominada Nappe de Passos, seria correlacionável ao Grupo Araxá tal como aflorante na sua área-tipo a norte, enquanto a inferior, correspondente em parte à Sequência Metassedimentar Carmo do Rio Claro de Heilbron et al (1987), ou Sequência Serra da Boa Esperança, de Valeriano (1993), seria equivalente ao Grupo Canastra, ainda que com conteúdo litológico algo díspar. O Grupo Bambuí, autóctone, repousaria por relação de não-conformidade sobre o embasamento granítico-gnáissico-migmatítico, sendo também tectonicamente recoberto pelas duas unidades alóctones. A oeste, o contato tectônico entre os terrenos atribuídos ao Domínio Norte do CCG e a sequência metassedimentar alóctone do Grupo Araxá-Canastra prossegue em direção a sul, ao longo da base das

Figura II.1 - Localização do Complexo Campos Gerais no contexto das grandes unidades geológicas do território brasileiro (segundo Schobbenhaus F^o et al 1984).

(Compilado e modificado a partir de diversas fontes por G. Szabó - 1996)

0 10 20 km

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS E GEOLÓGICAS

○ ● Cidade, vila

Alf - Alfenas / Alp - Alpinópolis / BE - B. Esperança
 BJP - B. Jesus da Penha / CA - Conc. Aparecida
 Cas - Cássia / CB - Campo Belo / CG - Cpos. Gerais
 CRC - Carmo do R. Claro / FM - Forl. de Minas
 Gxp - Guaxupé / J. - Jacuí / Lav. Lavras
 NR - Na. Reende / P - Petúnia / Prt - Prtóp.
 SSP - S. Sebast. Paraíso / TP - Três Pontas

~ Rio, represa

— Contato geológico indiscriminado

▲▲▲ Contato geológico por cavalgamento (dentes no bloco superior)

--- Contato geológico indiscriminado inferido

▲▲▲ Contato geológico por cavalgamento suposto/inferido

↗ Zona de cisalhamento/ alto ângulo

~~~~ Não conformidade

--- Eixo de sinformal

□ Área abrangida pela Tese

LEGENDA

1. Bacia do Paraná

2. Grupo Bambuí

3. Faixa Alto Rio Grande (unidades equivalentes aos Grs. S. João del Rei / Andrelândia)

4. Grupo(s) Araxá-Canastra

5. Faixa Alfenas-Guaxupé (= Complexo Varginha; terrenos granulíticos alóctones)

6. Complexo Campos Gerais - Domínio S (c/ ultramáficas s.l. "ofiolíticas" inclusas)

7. Complexo Campos Gerais - Domínio N (c/ ultramáficas komatiíticas inclusas)

8. Complexo Barbacena

9. Grupo (Sequência Vulcano- Sedimentar) Plum-hi

FIGURA II.2 : ESBOÇO GEOLÓGICO DO SUDOESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS (Região de Passos- Guaxupé - Lavras - Campo Belo).

Serras de Fortaleza e Chapadão, após ser seccionado, na região de Pratápolis, pela Zona de Cisalhamento de Cássia, que verga inclusive o alinhamento ESE-WNW das cristas quartzíticas, gerando a mega-estrutura de arrasto conhecida como Antiforme de Itaú, e pondo em contato verticalizado muscovita quartzitos da sequência metassedimentar e milonitos graníticos do CCG. Lascas tectônicas com milonitos quartzo-feldspáticos e de xistos ultrabásicos, na forma de pequenas lentes intercaladas à base estrutural do Grupo Araxá-Canastra são descritas em diversos lugares nesta região (Morales 1993). Nesta Tese, bem como no Mapa Geológico que a acompanha, por simplicidade, as unidades de cobertura proterozóicas alóctones serão agrupadas sob a denominação comum Grupo(s) Araxá-Canastra, tendo em vista que a sua individualização, conteúdo litológico, e as relações estratigráficas e estruturais não se encontram ainda definitivamente estabelecidas, além de ser esta nomenclatura dupla, de compromisso, a mais utilizada em trabalhos sobre a região.

A sul das Serras de Fortaleza e Chapadão, o contato ocidental do Domínio Sul do CCG é por não-conformidade com a sequência sedimentar paleozóica - mesozóica da Bacia do Paraná, inclusive com desenvolvimento de morros-testemunho circulares sobre o embasamento pré-cambriano a oeste da cidade de Jacuí. Já o seu contato meridional é ainda uma incógnita: a sequência metassedimentar do Domínio Sul confunde-se com as rochas atribuídas à Faixa Alto Rio Grande, que compreenderia tipos litológicos correlacionáveis aos Grupos Andrelândia e São João del'Rei (Hasui e Oliveira 1984). A possível equivalência entre as sequências metassedimentares proterozóicas dos Grupos Araxá-Canastra, Andrelândia e São João del'Rei vem sendo insistentemente mencionada nos últimos anos (Machado Filho et al 1984, Trouw et al 1984, Zanardo 1992, Morales 1993, entre outros). Morales (1993) sugere inclusive que todo o conjunto litológico do Domínio Sul do CCG seria correlacionável ao Grupo Araxá-Canastra. Resta mencionar que, em algumas representações, os domínios da Faixa Alto Rio Grande se estendem até a Bacia do Paraná a oeste, separando o CCG das rochas granulíticas da região de Guaxupé - Muzambinho - Alfenas (e.g. Vasconcellos 1988), enquanto outras (e.g. Fonseca et al 1979, Hasui e Oliveira 1984) indicam interrupção das unidades constituintes da Faixa a norte de Alfenas, sendo que a partir desta região, o contato meridional do CCG seria com o Complexo Varginha-Guaxupé (ou Complexo Varginha), que inclui as já mencionadas rochas granulíticas.

Em direção a leste, o Domínio N do CCG confunde-se gradativamente com o Complexo Barbacena. Em essência, não há diferenças significativas em termos de conteúdo litológico entre estas duas unidades: ambas correspondem a terrenos tipo granito - *greenstone belt*, sendo apenas o CCG mais intensamente tectonizado. O Complexo Barbacena é utilizado aqui no seu sentido mais amplo, incluindo tanto os terrenos gnáissicos-graníticos-migmatíticos do embasamento como os corpos ultramáficos/metassedimentares que lhes são intercalados, tal como apresentado, por exemplo, em Hasui e Oliveira (1984).

II.2.2 - O CCG no Arcabouço Tectônico Regional

O CCG ocupa posição-chave na arquitetura tectônica da região. Em termos das províncias estruturais propostas por Almeida et al (1981), faz parte da Província Tocantins, sendo que o limite desta com a Província Mantiqueira a sul se daria através da Zona de Cisalhamento Campos Gerais, que separaria o CCG do Complexo Varginha (rochas de fácies anfibolito a granulito) e do Grupo São João del'Rei (metassedimentos de fácies xisto-verde), segundo Hasui e Oliveira (1984).

A região ocupada pelo CCG é marcada por importantes anomalias gravimétricas lineares, denominadas "tipo 1" ou "tipo A" (e.g. Davino 1979, Almeida et al 1980, Haralyi e Hasui 1982), caracterizadas por altos gradientes laterais e depressões adjacentes, separando domínios gravimétricos mais ou menos suaves; coincidem, nos mapas aeromagnéticos, com faixas menos perturbadas que separam áreas com padrões magnéticos distintos, e sugerem descontinuidades tectônicas provocadas por espessamento crustal.

A distribuição deste tipo de anomalia define uma estruturação em blocos para a crosta arqueana do leste brasileiro (Haralyi e Hasui 1982), na qual os blocos correspondem a terrenos granito-gnáissicos, com algumas intercalações de supracrustais de alto grau e vários *greenstone belts* (e.g. Fortaleza de Minas, Alpinópolis), enquanto ao longo de suas bordas afloram predominantemente rochas de alto grau metamórfico, com extensas exposições de rochas granulíticas. Segundo esta concepção, os domínios do CCG corresponderiam ao limite entre os blocos Brasília e São Paulo, e tal tipo de limite representaria uma importante zona de sutura marginal arqueana ou transamazônica (Almeida et al 1980), que Davino (1979) sugere ter se

originado por efeito de tectônica tangencial ligada a um evento de "colisão e subducção de crostas" (sic).

Em outros termos, esta região representaria a borda meridional do Cráton do Paramirim (Almeida et al 1980), uma entidade tectônica pré-transamazônica (possivelmente do ciclo Jequié - ca. 2,7 Ga), delineada a sul pelo Cinturão Móvel Alfenas, constituído predominantemente por rochas granulíticas do Complexo Varginha-Guaxupé, que teria tido evolução policíclica do transamazônico ao brasileiro. O limite do Cráton nesta região coincidiria com o CCG, caracterizando-se pela presença de inúmeras falhas longitudinais, sendo algumas de empurrão em direção à região cratônica a norte, e de vários corpos máfico-ultramáficos pré-cambrianos contidos nesta faixa, separando os terrenos de alto grau do Cinturão Alfenas das rochas de fácies anfibolito e xisto verde do embasamento do Cráton, e de suas coberturas metassedimentares, a norte.

O cráton do Paramirim sofreu retrabalhamento tectônico de suas bordas por faixas móveis brasileiras, configurando-se desta forma um bloco estável mais jovem, o Cráton do São Francisco (definido originalmente como plataforma - Almeida 1977), cujo limite meridional seria representado pela extensão das faixas proterozóicas Uruaçu (mais antiga, ca. 1,0-1,3 Ga), e Brasília (mais jovem, de desenvolvimento brasileiro), representadas respectivamente pelos Grupos Araxá e Canastra, equivalentes ao ramo norte - Araxalides - do geossinclíneo assintico Paraíba do modelo tectônico pioneiro de Ebert (1956, 1968, 1971, entre outros). Este limite se situaria imediatamente a norte do CCG, coincidindo com as sequências metassedimentares psamo-pelíticas alóctones que o recobrem através de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo (Grupo Araxá-Canastra).

A SW do Cráton do São Francisco ocorre uma área triangular, ocupada por rochas de fácies granulito a anfibolito (Grupo Amparo e Complexo Varginha-Guaxupé), migmatizadas em grau variável, e com intrusões brasileiras de idade brasileira (Grupo Pinhal), que corresponderia a um núcleo antigo, denominado Maciço de Guaxupé por Almeida et al (1976), delimitado a norte pelas já mencionadas Faixas Uruaçu (Grupos Araxá e, em direção a E, Andrelândia) e Brasília (Grupos Canastra e seu equivalente a E, São João del'Rei). A sul, o limite da Cunha de Guaxupé seria tectônico com o Grupo Itapira, definido pela falha de Jacutinga, e a W, seus domínios são encobertos pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. O CCG se situa na porção norte da área

atribuída à Cunha de Guaxupé. Modelos tectônicos para esta porção do embasamento pré-cambriano são variados: maciço mediano separando faixas de dobramento brasileiras (e.g. Hasui et al 1980), parte exposta de um suposto cráton encoberto pela Bacia do Paraná (Fyfe e Leonardos 1974, Soares 1988, Soares et al 1990, Soares et al 1991), cunha rígida tectonicamente identada através de um sistema de zonas rúpteis (Wernick et al 1981), Cinturão Móvel Rio Grande separando terrenos cratônicos tipo granito-*greenstone* a norte de terrenos constituídos de gnaisses de alto grau e charnockitos a sul (Pires 1986), junção tríplice entre a faixa Brasília e a região dobrada Sudeste (Marini et al 1984), ou *nappes* infracrustais deslocadas em direção ao cráton a norte em consequência de um processo de subducção tipo A (Campos Neto et al 1990).

Dos vários trabalhos existentes, são de interesse mais específico para o CCG os de Wernick et al (1981) e Wernick e Fiori (1981), que postulam duas faixas móveis policíclicas a sul do Cráton do São Francisco: uma de direção N-NE, paralelo à costa, e outra, de direção NW, que incluiria os Cinturões Móveis Araxá e Canastra, e seria correspondente à Faixa Móvel Uruaçu de Almeida et al (1976), com desenvolvimento inicial uruaçuano, e reativação posterior brasileira. O Maciço do Guaxupé seria um bloco crustal antigo, um "nó estrutural" na intersecção destas duas faixas, que alcançou sua geometria definitiva na forma de uma cunha rígida no final do Ciclo Brasileiro, graças a esforços compressivos E-W, que provocaram o desenvolvimento de importantes zonas rúpteis transcorrentes e de empurrão. Destas, a Zona de Transcorrência Nova Resende - Barbacena (ou Zona Rúptil Cássia- Barbacena), de direção N80-90W e caráter sinistral, separaria o Maciço do Guaxupé do Grupo Araxá-Canastra através do CCG. Na continuidade desta linha de raciocínio, Wernick e Artur (1983) e Artur e Wernick (1984) interpretam o CCG como uma unidade essencialmente cataclástica, constituída de tipos litológicos atribuíveis a unidades circunvizinhas: ao Grupo (Complexo) Barbacena (inclusive sequências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*), ao Complexo Varginha-Guaxupé, e aos Grupos Amparo e Pinhal, além das inclusões tectônicas correlacionáveis às sequências supra-crustais dos Grupos Araxá-Canastra, Andrelândia e São João del'Rei, todos intensamente afetados ao longo da referida zona rúptil.

Mais recentemente, esquemas evolutivos fundamentados em processos de tectônica de placas passaram a ser propostos com maior frequência para a região que

contém o CCG. Além dos já citados trabalhos de Davino (1979), Almeida et al (1980) e Campos Neto et al (1990), Wernick e Artur (1986) e Artur et al (1990) sugerem colisão continental oblíqua para explicar a arquitetura da região marginal sul do Cráton do São Francisco e da borda norte do Maciço do Guaxupé. Para Soares (1988) e Soares et al (1990, 1991), a Cunha de Guaxupé seria parte aflorante do "Bloco Paraná", colisional com outros blocos (crátons) no ciclo brasileiro, sendo que na região ocupada pelo CCG a colisão teria sido oblíqua, com convergência ENE, cavalgamentos, transcorrência dúctil sob condições de alta T e P, e posterior transcorrência E-W. Neste modelo, parte das rochas ultramáficas do CCG atribuídas anteriormente a *greenstone belts* arqueanos, situadas na faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha-Petúnia, pertenceriam ao "complexo de subducção", que recobre tectonicamente os terrenos arqueanos tipo granito-*greenstone belt*.

Vindo de encontro a esta interpretação, Roig (1993) e Roig e Schrank (1992), em estudo referente à faixa meridional do CCG, levantam a possibilidade de que os corpos ultramáficos desta região, de caráter diferenciado e tipicamente com cromititos podiformes associados, acompanhados de rochas metabásicas com assinatura geoquímica de basaltos MORB (Zanardo 1992), poderiam fazer parte de lascas de sequências ofiolíticas tectonicamente embutidas no CCG ao longo de uma zona de sutura que separa os terrenos graníticos-gnáissicos-migmatíticos com *greenstone belts* intercalados, considerados autóctones, a norte, dos terrenos paragnáissicos alóctones a sul, representantes da parte inferior da pilha crustal envolvida em uma colisão continental oblíqua, com transporte para ESE, correlacionáveis, possivelmente, à base do Grupo Andrelândia. Por sobre as estruturas de baixo ângulo e caráter dúctil associadas ao cisalhamento tangencial-oblínquo da superfície de cavalgamento desenvolveram-se tardias falhas transcorrentes rúpteis a rúpteis-dúcteis, pós-metamórficas, tardi-colisionais. O possível caráter ofiolítico das rochas máficas-ultramáficas do Domínio Sul é sugerido, adicionalmente, por resultados de análises de elementos terras raras apresentados por Choudhuri et al (1995), com anomalias de Ce apontando interação tardi / pós-magmática dos protólitos pré-metamórficos com águas oceânicas.

Morales (1993) adota um modelo equivalente, no qual o Bloco Brasília, a norte, representado pelos terrenos gnáissicos-migmatíticos com corpos ultramáficos intercalados do CCG, é separado do Bloco São Paulo através do Cinturão de

Cisalhamento Campo do Meio, que se desenvolve na faixa metassedimentar intermediária aos dois Blocos, correspondente aos Grupos Araxá-Canastra e Andrelândia. A configuração estrutural entre estes três domínios seria consequência da colisão oblíqua entre os referidos Blocos, envolvendo a sequência metassedimentar que se desenvolveu entre eles.

II.2.3 - Compartimentação e estruturação interna do CCG e a Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro (SVSMF)

Ao definir o CCG, Cavalcante et al (1979) indicam como característica a presença de "elementos que tipificam sequências vulcano-sedimentares metamorfizadas em fácies anfibolito", bem como reconhecem componentes litológicos correlacionáveis às unidades circunvizinhas: "migmatitos Barbacena encerrando massas ultrabásicas e básicas metamorfizadas, migmatitos Amparo, micaxistos Andrelândia ou Araxá", entre outros. Enfatizam a marcada compartimentação tectônica do CCG, provocada pela presença do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, que compreende a Zona Tectônica homônima e, entre outras, as falhas de Campos Gerais, Bom Jesus da Penha, Petúnia e Jacuí, com direções predominantes E - W a N70W - N80E, caráter misto transcorrente a inverso, e mergulhos mínimos da ordem de 45°, sugerindo movimento oblíquo entre os blocos. O Cinturão corresponderia a uma área tectonicamente instável desde o Pré-Cambriano até o Terciário, com atividade recorrente no tempo geológico, sobrepondo-se falhas mais novas e de caráter mais rúptil, de direção NE, às direções estruturais definidas pelas mais antigas, afetando desde rochas tidas como arqueanas do embasamento do Cráton do São Francisco até metassedimentos Eo-Paleozóicos do Grupo Bambuí. A compartimentação apresentada por Cavalcante et al (1979) para o CCG é arbitrária, consistindo de domínios artificiais delimitados por descontinuidades tectônicas, definidos com base em conjuntos litológicos caracterizados pela presença de algum tipo petrográfico característico, ou pelo predomínio de algum conjunto de rochas mais em evidência. Uma isócrona Rb/Sr obtida em biotita-hornblenda gnaisses é apresentada, indicando uma idade de $1,588 \pm 112$ Ma.

Fonseca et al (1979), na Carta Geológica ao Milionésimo - Folha de Rio de Janeiro (SF-23), enfatizam o caráter informal do CCG, por tratar-se de um conjunto

litológico heterogêneo, individualizado em função da dificuldade em correlacionar seus componentes às unidades circunvizinhas. Seus tipos litológicos mais frequentes seriam gnaisses vários, muitas vezes cataclásticos e localmente com feições migmatíticas, com intercalações de rochas básicas e ultrabásicas; granada micaxistos com quartzitos associados, distribuídos em faixas descontínuas entre os gnaisses miloníticos, principalmente na região entre Conceição da Aparecida - Petúnia - Nova Resende; e rochas básicas e ultrabásicas, especialmente na área de Conceição da Aparecida - Nova Resende - Jacuí.

Os componentes referíveis a sequências vulcano-sedimentares são individualizadas nos arredores de Fortaleza de Minas por Teixeira (1978) e Teixeira e Danni (1979 a,b) sob a denominação Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro (SVSMF), que corresponderia a restos de um *greenstone belt* disrupto, organizados segundo uma faixa intermitente W-NW, embutidos em ortognaisses, migmatitos e rochas miloníticas do CCG. Haveria três unidades distintas:

1. Unidade Morro do Niquel - basal, formada por derrames de komatiitos, localmente com textura *spinifex*, com intercalações de horizontes tufogênicos aluminosos, *cherts*, formações ferríferas bandadas e grauvacas;
2. Unidade Córrego do Salvador - intermediária, composta de derrames básicos, rochas vulcânicas retrabalhadas e formações ferríferas bandadas;
3. Unidade Morro do Ferro - de topo, predominantemente sedimentar, com filitos sericíticos, metacalcários, cloritóide xistos e espessas formações ferríferas.

Cumprе mencionar que o empilhamento citado é uma reconstituição idealizada com base na estratigrafia clássica do *greenstone belt* de Barberton, porém sem evidências seguras, confiáveis de campo para sustentá-lo, haja visto o forte cisalhamento de alto ângulo atuante na área; também é questionável, pelo mesmo motivo, a sugerida relação de não-conformidade entre as rochas vulcano-sedimentares e os ortognaisses e migmatitos ao seu redor. Os tipos litológicos, citados como ígneos e sedimentares, são representados na verdade pelos seus respectivos equivalentes metamórficos.

Mapeamentos de semi-detálhe (escala 1:50.000) conduzidos na região de Cássia - São Sebastião do Paraíso - Fortaleza de Minas - Jacuí - Bom Jesus da Penha - São Pedro da União - Nova Resende - Alpinópolis, na faixa entre Guaxupé e Passos, pelo IGCE-UNESP- Rio Claro (Choudhuri et al 1979, Oliveira et al 1980), cujos

resultados são apresentados de maneira resumida por Morales et al (1983) e Oliveira et al (1983), descrevem o CCG como sendo constituído predominantemente de migmatitos, granodioritos e granitos, com intercalações lenticulares de quartzitos, gnaisses anfibolíticos e anfibolitos, rochas metaultrabásicas e gnditos, representando uma extensão com feições particulares do Grupo Barbacena, que se diferenciaria pelo intenso retrabalhamento tectônico dos seus componentes litológicos. A SVSMF é acrescida de uma série de ocorrências de rochas metaultramáficas/metamáficas e metassedimentares associadas, organizadas segundo uma faixa de corpos estreitos e alongados, de extremidades rompidas, de direção aproximada N60-70W, concordante com a estruturação regional, e com espessuras de alguns metros a poucos quilômetros. Os terrenos migmatíticos são separados em homogêneos, heterogêneos, e róseos. Os migmatitos homogêneos representam tipos com aspecto granitóide, hololeucocráticos a leucocráticos, e os heterogêneos, tipos bandados/dobrados, com melanossoma e leucossoma bem individualizados, e com frequentes intercalações de rochas ultramáficas, anfibolíticas e quartzíticas, sendo que os migmatitos homogêneos e heterogêneos apresentam contatos gradacionais entre si. Os migmatitos róseos, estromáticos, dobrados, schlieren, nebulíticos ou ptigmáticos ocorrem preferencialmente na porção sul do CCG, e são considerados como de injeção, localmente com intercalações lenticulares como as dos migmatitos heterogêneos. Adicionalmente aos migmatitos, ocorrem corpos de granodioritos e granitos. São comuns lentes tectonicamente intercaladas de rochas metassedimentares psamopelíticas atribuíveis ao Grupo Araxá. Nos arredores de Fortaleza de Minas, Wernick et al (1981) obtém uma isócrona Rb / Sr de 2.918 ± 105 Ma em neossoma de migmatito. Nesta mesma região, Carvalho et al (1989) procuram caracterizar os migmatitos petrograficamente e quanto à origem, optando por atribuir a sua gênese à fusões parciais em proporções variadas nos ortognaisses tonalíticos que circundam os corpos ultramáficos/máficos da SVSMF.

Quanto à arquitetura estrutural, o CCG se caracterizaria por dois conjuntos de falhas em seus domínios: um de direção geral NW/SE, representando a Zona Rúptil Cássia-Barbacena e contendo, entre outras, as falhas de Mumbucá e Bom Jesus da Penha, e o outro, de direção E/W, cujo principal representante seria a Falha de Campos Gerais. Duas fases principais de dobramentos são distinguidas: a F1, com dobras intrafoliares de flanco adelgado e frequentemente rompido, ápice espessado,

desenhadas por um bandamento metamórfico mais antigo, com foliação plano-axial de transposição/cataclástica com altos mergulhos para SW; e a fase F2, que corresponde a dobras desenhadas pela foliação de cisalhamento gerada em F1, isópacas, abertas a fechadas em rochas gnáissicas e em *chevron* nas rochas xistosas.

Dando continuidade aos levantamentos citados acima, Morales et al (1991) e Morales (1993) analisam mais especificamente a Zona (Cinturão) de Cisalhamento Campo do Meio no CCG. O padrão que descrevem, ilustrado na Figura II.3, é o de faixas miloníticas estreitas, contínuas, anastomosadas, de alto ângulo, sobrepondo-se a uma foliação de fácies anfibolito predominantemente de médio ângulo, e envolvendo núcleos lenticulares que preservam esta foliação mais antiga, de orientação preferencial em torno de N40-50W, com mergulhos variados tanto para NE como SW, acompanhada de feições migmatíticas. Junto às faixas miloníticas, a foliação NW dos núcleos lenticulares é flexionada para a direção N70W das mesmas. Em direção a sul, estas faixas se tornam mais cerradas, constituindo finalmente faixas miloníticas espessas, localmente com cataclase, que correspondem então ao traçado das principais falhas regionais, e.g. a falha de Mumbuca. As paragêneses dessas faixas indicam condições de fácies xisto-verde, com marcantes intercalações de rochas metavulcânicas ultramáficas/máficas e metassedimentares em meio aos gnaisses miloníticos; as lineações são sub-horizontais, e o caráter seria sinistral. Zonas de cisalhamento conjugadas, de direções em torno de N70W e N80E, permitem inferir a orientação dos esforços compressivos como sendo próximo a E/W. Feições transpressivas associadas às zonas de cisalhamento seriam representadas por discretas zonas de empurrão, enquanto diques metabásicos, com orientação em torno de N60E/Vertical, se colocariam nas áreas transtensivas.

O modelo dinâmico responsável por esta configuração estrutural consistiria em um regime compressivo E/W, que desloca o Grupo Araxá-Canastra sobre os terrenos granito-*greenstone*, desencadeando a formação das zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo no embasamento, que modificam a estruturação mais antiga através de cisalhamento dúctil a dúctil/rúptil; a deformação mais rúptil se concentraria em faixas mais estreitas, como na zona central da Falha de Mumbuca, e teria tido atuação até depois da implantação dos terrenos alóctones, cortando a superfície de cisalhamento de baixo ângulo da sua base, bem como as suas rochas psamo-pelíticas na região de Itaú de Minas-Cássia.

Figura II.3 - O padrão estrutural da Zona (Cinturão) de Cisalhamento Campo do Meio no CCG, segundo Morales et al (1991) (reprodução *fac-simile*).

No Mapa Geológico ao Milionésimo - Projeto RADAMBRASIL, Folha Rio de Janeiro/Vitória (SF 23/24), Machado F^o et al (1983) distinguem, no domínio atribuído ao CCG, o Grupo Fortaleza de Minas, que corresponde à SVSMF de Teixeira e Danni (1979), renomeada por considerarem a denominação "Morro do Ferro" demasiado difundida entre as toponímias nacionais. A distribuição espacial deste Grupo é indicada na forma de duas faixas contínuas, uma de direção WNW - ESE, que se inicia nos arredores de Fortaleza de Minas, e a outra, de direção E - W, ligeiramente arqueada para N, que se estende de Jacuí a W até Petúnia, pouco a W de Conceição da Aparecida, a E. Estas duas faixas se fundem nas cercanias de Bom Jesus da Penha, formando um λ deitado.

O refinamento da estratigrafia da SVSMF, ou *Greenstone Belt* Morro do Ferro, veio com os levantamentos sistemáticos conduzidos na região pela mineração BP do Brasil, no decorrer dos trabalhos de prospecção de sulfetos de Cu-Ni e depósitos de Au. Diferenças faciológicas vulcânicas/deposicionais e metamórficas são reconhecidas entre domínios da sequência vulcano-sedimentar (Teixeira et al 1984), e conduzem à subdivisão apresentada por Teixeira et al (1987). A estratigrafia proposta compreende três faixas distintas: a de Fortaleza de Minas, que corresponde à área-tipo da SVSMF estudada por Teixeira (1978) e Teixeira e Danni (1979 a,b), subdividida em duas unidades, Morro do Niquel e Morro do Ferro, suprimindo-se a terceira originalmente proposta quando da definição da SVSMF, a de Córrego Salvador, que passa a ser incorporada, segundo alguns autores, à Sequência Carmo do Rio Claro; a Faixa de Alpinópolis, mais isolada, a ENE; e a Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí, que seria constituída pelas unidades Colônia e Serra do Ibituruna. Na Faixa Fortaleza de Minas, a Unidade Morro do Niquel é identificada como segmento basal do *greenstone belt*, sendo constituído principalmente por rochas metaultramáficas e metamáficas de derivação komatiítica, rochas metabásicas de caráter toleítico, metatufos básicos finamente bandados, e metassedimentos químicos silicosos, representados por metacherts grafitosos e sulfetados, ferríferos, e silicáticos, estes com cummingtonita/grunerita. Na Unidade Morro do Ferro, rochas metassedimentares pelíticas e químicas silicosas teriam importância realçada, acompanhadas de rochas metaultramáficas/metamáficas, mármore, e possíveis metavulcânicas ácidas. Os tipos litológicos característicos desta Unidade seriam: sericita-quartzo xistos, clorita-sericita xistos, cloritóide-quartzo-muscovita xistos, metacherts ferríferos fácies óxido e

metacherts grafitosos, talco xistos e serpentinitos, clorita-actinolita xistos, epidoto-actinolita xistos, mármore e filitos.

A Faixa Bom Jesus da Penha substituiria a Faixa Fortaleza de Minas na região de Bom Jesus da Penha, quando as rochas metaultramáficas/komatílicas desta, adelgaçando-se na direção SE, desaparecem entre os ortognaisses. As rochas ultramáficas passam a ocorrer associadas a rochas metassedimentares aluminosas e detríticas, e metavulcânicas básicas. A Unidade Colônia se caracterizaria por conter xistos magnesianos, anfíbolitos, às vezes com cianita, anfíbólio metacherts e metacherts manganésíferos (gonditos?), granada-cianita micaxistos, às vezes feldspáticos, cianita-gedrita anfíbolitos, e escapolita mármore. A presença característica de níveis magnésio-aluminosos, com paragêneses como hornblenda-cianita e gedrita-cianita-hornblenda, seria uma feição rara em terrenos similares de outras regiões, devida possivelmente à existência de mistura entre material vulcânico básico fino e sedimentos pelíticos, aluminosos. Nas proximidades de Jacuí ocorreriam níveis vulcânicos ácidos. Quanto à Unidade Serra do Ibituruna, seu conteúdo litológico seria essencialmente o mesmo da Unidade Colônia, mas em proporções distintas, com amplo predomínio de metassedimentos psamo-pelíticos: cianita-granada micaxistos, localmente feldspáticos, quartzitos e muscovita-quartzo xistos e, subordinadamente, biotita gnaisses, anfíbolitos, actinolita-antofilita xistos, e metacherts manganésíferos e ferríferos.

As evidentes diferenças entre as duas faixas meridionais da SVSMF: a de Fortaleza de Minas, com predomínio de rochas metaultramáficas/metamáficas, acompanhadas de sedimentos químicos silicosos a pelíticos, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito, e a de Bom Jesus da Penha, com amplo predomínio de rochas metassedimentares psamo-pelíticas, e metamorfismo de grau mais alto, de fácies anfíbolito superior a pressões mais elevadas, levam Teixeira et al (1987) a um dilema: seriam ambas as faixas representantes de um mesmo *greenstone belt*, com mudanças faciológicas originais herdadas, ou a faixa mais a S e SW, de Bom Jesus da Penha, representaria domínios supracrustais de alto grau, distintos da sequência vulcano-sedimentar característica de Fortaleza de Minas, como argumenta, de maneira independente, Martini (manuscrito inédito, 1987). Para qualquer das interpretações adotada, valeria, no entanto, o mesmo quadro tectônico: a configuração observada se

deve à intensa interação entre o bloco cratônico a N e o Cinturão Móvel Alfenas, através de cavalgamentos profundos.

A compartimentação do CCG em domínios de associações litológicas características é proposto por Crósta et al (1986). Em uma primeira aproximação, utilizam quatro grandes domínios: o dos terrenos granito-*greenstone belt* e migmatitos, na faixa N, o dos terrenos de gnaisses e paragneisses, na faixa a S do anterior, o dos granitos isolados, e o das coberturas metassedimentares, este último representado pelas rochas do Grupo Araxá-Canastra, e incluído em função da possível correlação com parte do domínio dos gnaisses e paragneisses do CCG. Refinamentos posteriores deste modelo são apresentados por Roig e Schrank (1992), Roig (1993), e Szabó et al (1993), que dividem os domínios tradicionalmente atribuídos ao CCG em duas associações distintas, cada qual portadora de corpos ultramáficos: a N, os terrenos granito-*greenstone* tectonicamente modificados, onde as rochas ultramáficas seriam caracteristicamente de filiação komatítica, e a S, uma extensa unidade de paragneisses e metapelitos, na qual as rochas ultramáficas ocorrem como que em camadas, e representariam uma suite diferenciada, constituída originalmente de dunitos, peridotitos e piroxenitos, acompanhados de rochas máficas e, às vezes, de corpos cromitíticos podiformes, talvez representando os remanescentes modificados de uma suite ofiolítica *lato senso*. A estruturação destas duas unidades também é distinta: zonas de cisalhamento de alto ângulo a N, e médio/baixo ângulo a S. Nos terrenos granito-*greenstone belt*, a evolução tectono-termal teria sido polifásica, complexa, sob condições variando de fácies anfibolito superior a xisto-verde; na unidade de paragneisses/metassedimentos pelíticos, a deformação e o metamorfismo seriam monofásicos, com pico termal de fácies anfibolito superior. A porção portadora de ultramafitos da unidade meridional foi denominada por Roig (1993) de Complexo Petúnia, ficando a denominação Cinturão Campos Gerais restrita aos terrenos a norte, separados por uma zona de cisalhamento de médio ângulo, posteriormente recortada e parcialmente modificada por falhas de alto ângulo. O domínio Norte, autóctone, representaria o prolongamento do Complexo Barbacena para W, enquanto o Domínio Sul, alóctone, mostraria afinidades coma Faixa de dobramentos Alto Rio Grande, sugerindo-se uma possível correlação entre o Complexo Petúnia e as porções basais do Grupo Andrelândia.

Esta compartimentação em duas grandes unidades distintas tem sido sugerida ou utilizada, com algumas modificações e interpretações algo diferentes, por vários pesquisadores na região, e.g. Soares et al (1991), Zanardo (1992), Morales (1993), Zanardo et al (1990).

II.2.4 - Padrão metamórfico no CCG

As primeiras referências ao metamorfismo de rochas situadas em domínios do CCG são devidas a Moraes (1935), e dizem respeito principalmente às rochas aflorantes nas proximidades da jazida de níquel laterítico conhecida como Morro do Níquel, a E/NE de Fortaleza de Minas. Descreve amostras de anfibolitos variados, clorita-tremolita xistos, serpentinitos, itabirito, microclina gnaisses, filito grafitoso e mármore, concluindo por um metamorfismo regional que atingiu as "formações arqueanas, atravessadas por intrusões de gabro, e os sedimentos do algonkiano médio, cortados por diabásios e peridotitos", seguido de um evento metamórfico responsável pela anfibolitização das rochas básicas, que considera geneticamente vinculadas às ultrabásicas; por fim, fenômenos dinâmicos teriam provocado efeitos diastróficos (retrometamórficos) nestas rochas. Nas "Conclusões Finais" do mesmo volume, Octavio Barbosa considera que as rochas ultrabásicas foram submetidas a autometamorfismo de caráter hidrotermal, distinto daquele de condições mais profundas sofrido por suas encaixantes, sendo posteriormente atingidas por fenômenos dinâmicos, que podem ter sido repetitivos nas rochas arqueanas e nos xistos da Série Minas.

Ao definir a SVSMF (Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro), Teixeira e Danni (1979 a) caracterizam o seu metamorfismo como sendo de fácies xisto verde, discordante do fácies anfibolito alto, acompanhado de fenômenos de migmatização, do "embasamento síalico em que se encontra embutido", fato que estaria de acordo, segundo eles (citando Anhausser et al 1969), com o padrão tipicamente observado em outros *greenstone belts*. As condições metamórficas seriam determinadas pela coexistência de pennina-muscovita em presença de quartzo, pela paragéneses "albita-tremolita, clorita-zoisita/clinozoisita" (sic), pela presença de cloritóide e, nos xistos metabásicos, pela associação albita-actinolita-clorita-clinozoisita.

As rochas metaultramáficas e metamáficas de filiação komatiítica dos arredores de Fortaleza de Minas são examinadas a seguir por Carvalho et al (1982), que correlacionam as paragêneses metamórficas observadas à composição dos possíveis protólitos ígneos (serpentinitos $\leftrightarrow$ peridotitos, clorita-tremolita xistos $\leftrightarrow$ piroxenitos, e epidoto-albita-actinolita *greenstones* $\leftrightarrow$ basaltos), inferindo condições de fácies xisto verde, mencionando porém o incremento do grau metamórfico em direção a sul, atingindo fácies anfibolito, indicado pela presença de cummingtonita-actinolita e antofilita-actinolita xistos com anfibólios com padrões de exsolução/coexistência distintivos, segundo constatado por Choudhuri (1980).

Teixeira et al (1984, 1987), no decorrer dos levantamentos realizados na SVSMF para fins de prospecção de sulfetos de Cu-Ni vulcanogênicos, chegam a conclusão similar, indicando condições transicionais entre fácies xisto-verde a anfibolito para a região de Fortaleza de Minas, aumentando de maneira súbita em direção a Bom Jesus da Penha a SE para fácies anfibolito, com temperaturas estimadas entre 600-700°C e pressões mínimas da ordem de 7 kb, conforme seria indicado por paragêneses como gedrita/antofilita + hornblenda tschermakítica + plagioclásio (An_{33}) + cianita e hornblenda + granada + cianita em rochas magnésio-aluminosas. Simultaneamente, Marchetto et al (1984) apresentam as paragêneses metamórficas características dos tipos petrográficos equivalentes a komatiitos peridotíticos, piroxeníticos e basálticos da Unidade Morro do Niquel, nas proximidades de Fortaleza de Minas, à semelhança de Carvalho et al (1982), acrescentando as paragêneses desenvolvidas em formações ferríferas fácies óxido (magnetita + actinolita + cummingtonita $\pm$ quartzo $\pm$ sulfetos), silicato (actinolita + cummingtonita $\pm$ quartzo $\pm$ sulfetos) e sulfeto (sulfetos + actinolita + cummingtonita $\pm$ quartzo $\pm$ grafita).

Estudos mais recentes abordam com maior detalhamento a evolução metamórfica do CCG. Os trabalhos de Szabó (1989), Szabó et al (1991), Szabó et al (1992), Carvalho (1990), que dizem respeito mais especificamente à região de Alpinópolis, serão mencionados mais adiante, quando da discussão do Contexto Geológico Local. Zanardo et al (1990) apresentam uma compilação dos dados disponíveis para a borda meridional do Cráton do Paramirim; neste trabalho, reiteram as variações em condições metamórficas observadas por Teixeira et al (1987), com paragêneses indicativas de fácies granulito de alta pressão no Domínio Sul do CCG, variando em intensidade para N, até fácies anfibolito de baixa pressão, caracterizada

pela presença de sillimanita, nas redondezas de Alpinópolis. Reequilíbrios retrometamórficos em vários graus seriam característicos, variando de condições de fácies anfibolito intermediário a xisto-verde ou inferior, condicionados pelas zonas de cisalhamento de vários ângulos e falhas que recortam o CCG. Através das zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis de alto ângulo, ocorreriam pulos metamórficos, geralmente com as rochas de grau metamórfico inferior ocupando a região a norte da falha.

Zanardo (1992) faz uma revisão detalhada das informações disponíveis, complementada com dados novos. Destaca o caráter heterogêneo do metamorfismo, que seria condicionado principalmente pelos processos retrometamórficos de grau variável, provocados pela atuação das zonas de cisalhamento e das falhas tardias. Argumenta que o reequilíbrio para paragêneses de grau mais baixo seria mais efetivo e homogêneo no interior dos corpos ultramáficos maiores, em consequência do seu comportamento mais frágil frente às deformações regionais, fruto das suas dimensões avantajadas, que resultaria no favorecimento da formação de discontinuidades condutoras de fluídos metamórficos. Segundo esta lógica, os corpos ultramáficos da região de Fortaleza de Minas, que raramente apresentam paragêneses de fácies anfibolito, seriam os mais reequilibrados dentre os corpos maiores.

Mais recentemente, Del Lama et al (1992) e Del Lama (1993) apresentam informações novas para o Domínio Sul do CCG. As condições metamórficas estimadas são em geral bastante altas, atingindo valores da ordem de 720°C para temperaturas mínimas e superiores a 8,5 kbar para as pressões, na porção meridional do domínio, próximo à zona de contato com o Complexo Varginha. Mesmo nas áreas de metamorfismo mais brando, a presença constante de feições migmatíticas indicaria condições de anatexia em rochas granitóides. Discordâncias súbitas de grau metamórfico são explicadas através da atuação de deformação progressiva, não coaxial, em ambiente retrometamórfico, catalizando as transformações minerais concomitantemente ao desenvolvimento da nova foliação de baixo ângulo. O caminhamento metamórfico teria sido no sentido horário, porém com raras assembléias mineralógicas preservando indícios da etapa progressiva.

CAPÍTULO III

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

III.1 - TRABALHOS PRÉVIOS NA ÁREA

III. 2 - COMPARTIMENTAÇÃO LITO-ESTRUTURAL DA ÁREA

III.2.1. Unidades de Cobertura

III.2.1.A - Depósitos aluvionares e coluvionares Cenozóicos/Quaternários

III.2.1.B - Grupo Bambuí - Proterozóico Superior

III.2.1.C - Grupo(s) Araxá - Canastra

III.2.2. Domínio Norte do CCG

III.2.2.A - Compartimentação e estruturação do Domínio N do CCG na área da Tese

III.2.2.B - A suite ortognáissica-migmatítica-granítica

III.2.2.C - Os componentes de derivação vulcano-sedimentar

III.2.2.D - Os diques metamáficos/máficos

III.2.2.E - Tipos litológicos menores

III.2.3. Domínio S do CCG

III.1 - TRABALHOS PRÉVIOS NA ÁREA

Os trabalhos de semi-detálhe e detalhe que dizem respeito mais especificamente à área abrangida por esta Tese preocupam-se, em sua maioria, com os corpos de rochas ultramáficas e os tipos litológicos associadas, face ao interesse despertado por serem de filiação komatiítica, e pelas implicações metalogenéticas

decorrentes, especialmente se considerarmos as ocorrências de sulfetos de Fe-Ni-Cu detectadas em rochas correlatas de Fortaleza de Minas.

A primeira menção com respeito ao corpo ultramáfico de Alpinópolis é de Biondi et al (1978) que, comparando análises químicas de rochas deste corpo com análises de basitos e ultrabasitos do Espinhaço meridional, concluem por defini-lo como um corpo magmático de caráter diferenciado, favorável à prospecção de sulfetos de Cu e Ni. Segue-se o levantamento sistemático de semi-detálhe (escala nominal 1:50.000) do Projeto Alpinópolis (Oliveira et al 1980, Morales et al 1983), através do qual se definem a distribuição dos principais conjuntos litológicos e o traçado de algumas das estruturas mais importantes na área, separando-se os domínios de migmatitos homogêneos, migmatitos heterogêneos, e granitos e granodioritos cisalhados, com corpos de rochas metaultrabásicas/metabásicas e quartzíticos intercalados. Destacam-se no mapa geológico final os corpos ultrabásicos/básicos maiores a sul de Alpinópolis e da região do Córrego da Mumbuca, bem como a falha de Mumbuca, com direção NW.

Texturas ígneas reliquias, tipo *spinifex* foram descritas nas rochas metaultramáficas do corpo de Alpinópolis pela primeira vez por Choudhuri et al (1983), identificando, de maneira definitiva, estas rochas como sendo de filiação komatiítica. Schrank et al (1984) apresentam um esboço geológico da região a sul-sudoeste de Alpinópolis, indicando, tentativamente, a distribuição das rochas ultramáficas e descrevendo suas principais características petrográficas e relações de campo. Schmidt (1983) inclui a área compreendida pela tese no seu mapa geológico regional de escala 1:100.000, no qual distingue, para os domínios do CCG, terrenos gnáissicos-migmatíticos-cataclásticos e extensas e contínuas faixas vulcano-sedimentares, separadas em anfibolíticas, meta-ultrabásicas e meta-vulcânicas; dedica atenção maior, porém, à petrografia/petrologia dos metakomatiitos das proximidades de Fortaleza de Minas (Ribeirão dos Munizes), e a distribuição espacial que apresenta para as unidades vulcano-sedimentares destoa significativamente daquelas adotadas por outros autores para a área.

Os trabalhos de prospecção conduzidos na SVSMF pela BP do Brasil na região, em decorrência das mineralizações de sulfetos de Fe-Ni-Cu encontradas em Fortaleza de Minas, se estenderam até a região de Alpinópolis. Teixeira et al (1987), ao

sintetizar os resultados destes trabalhos, separam os corpos ultramáficos a S/SW de Alpinópolis na "Faixa de Alpinópolis", e os da região de Mumbuca na "Faixa Fortaleza de Minas" - Unidade Morro do Níquel, como "megaxenólitos de uma sequência estreita de derrames peridotíticos e de basaltos magnesianos, e corpos peridotíticos concordantemente intrusivos, incluídos no embasamento", constituídos de variedades de talco - clorita - actinolita - cummingtonita/antofilita xistos, anfíbolitos, metaharzburgitos (1), e metacherts ferruginosos e com fuchsite. Indicam ainda a disposição de duas zonas de cisalhamento lineares principais, de direção NNW, que condicionam a disposição das mencionadas faixas da SVSMF (ou "*greenstone belt* Morro de Ferro"). Para a faixa de Alpinópolis, mencionam como característicos os "derrames peridotíticos komatiíticos associados com metabasaltos e raros níveis de metachert", que seriam preferencialmente fracionados, com zonas cumuláticas representadas por serpentinitos e topos com textura *spinifex*, constituídos de serpentina-clorita-tremolita xistos.

Os trabalhos que se seguem preocupam-se mais especificamente com os corpos ultramáficos da região de Alpinópolis, tanto do ponto de vista estritamente petrológico como metalogenético. Szabó (1989) apresenta um detalhamento de cunho petrográfico, incluindo considerações sobre o contexto geológico geral da área e procura modelar a evolução metamórfica das rochas ultramáficas com auxílio de algumas feições texturais elucidativas, reconhecendo condições de pico de fácies anfíbolito superior. Trabalhos subsequentes abordam aspectos particulares: Szabó et al (1991) discutem a evolução das paragêneses metamórficas nos clorita-tremolita xistos; Szabó e Choudhuri (1992) retratam as rochas ultramáficas do ponto de vista da sua petrografia, quimismo e contexto geológico; e Szabó et al (1992) procuram caracterizar as várias gerações de rochas básicas/metabásicas associadas às ultramáficas na região. Os resultados destes trabalhos encontram-se sintetizados na Figura III.1, em encarte.

Carvalho (1990) desenvolve um trabalho de detalhe na mesma área, com enfoque mais metalogenético, procurando definir as mineralizações sulfetadas associadas aos corpos ultramáficos através do estudo de testemunhos de sondagens rotativas. Agrupa as rochas dos corpos ultramáficos na "Sequência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis", e reconhece na mesma três suites litológicas: uma

Articulação da folha de Alpinópolis e localização da área na folha

Passos	Furnas	Capitão
Fort. de Minas	Alpinópolis	Carmo do Rio Claro
Jacuí	N. Resende	Conc. da Associação

20° 30'
20° 45'
21° 00'
21° 15'

LEGENDA

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

- Rede de drenagem
- Fazendas de referência
- Estradas não pavimentadas
- Rodovia MG-58
- Cidade de Alpinópolis

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contatos aproximados
- Contatos aproximados cisalhados
- Plano de cisalhamento, predominantemente de baixo ângulo, com indicação de mergulho (≡ superfície de "charriage")
- Plano de cisalhamento, predominantemente de alto (médio) ângulo (caráter transcorrente em estágio final), com indicação do deslocamento provável e componente inverso sugerido com blocos alto (A) e baixo (B).
- Foliações (xistosidade, foliação milonítica): vertical alto (90°-60°), média (60°-30°) e baixo (30°-0°) ângulo.
- "trend" estrutural suposto

Quat.	Qal	Aluviões
Meso-Prot. (?)	pEAC	GRUPO ARAXÁ - CANASTRA (sequência metassedimentar alóctone) sx-Sericita-quartzo xistos, sericita xistos, filitos, metagrauwacas, metacalcários q-Quartzitos
Arq./Paleo-Prot.	pECG	COMPLEXO CAMPOS GERAIS (terrenos tipo "granito - greenstone") Antibolitos blastoporfiríticos (diques básicos) ogn-Domínio dos ortognaisses e granitóides (com indicação do "trend" estrutural) Intercalações (lentes) metaultramáficas um-Domínio das metaultramáficas e rochas associadas Formações ferríferas bandadas Locais de ocorrência da textura "spinifex"

FIG. III. 1-ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO A SUL E SUDOESTE DE ALPINÓPOLIS, MG. (SZABÓ, 1989)

ultrabásica/ultramáfica, de derivação komatiítica, outra de caráter básico, originária de vulcânicas basálticas, e uma terceira de natureza sedimentar, derivada de sedimentos pelíticos, margosos e tufáceos. Adicionalmente, menciona a existência de rochas de composição granítica intensamente deformadas. No contato destas com as rochas ultrabásicas descreve a ocorrência de marunditos. O metamorfismo das rochas da Sequência Alpinópolis teria se processado através de dois eventos principais: o primeiro de fácies anfibolito inferior, a temperaturas em torno de 600°C e pressões superiores a 4 kbar, conforme indicado pelas associações biotita-estaurolita e sillimanita-estaurolita-antofilita; o segundo, retrogressivo, de fácies xisto verde, seria caracterizado por assembléias mineralógicas do tipo clorita-serpentina-talco-carbonato e clinozoisita-actinolita-quartzo. Quanto às mineralizações sulfetadas, seriam do tipo *stratabound*, com espessura média de 1 m, cisalhadas/lenticularizadas segundo a foliação milonítica principal que se desenvolve nas rochas ultramáficas, concentradas em corpos maciços, semi-maciços e disseminados, e constituídas predominantemente por pirrotita e pirita, acompanhadas de esfalerita, pentlandita e calcopirita em proporção menor, além dos óxidos ilmenita, rutilo, magnetita e hematita. A gênese proposta para estas mineralizações é vulcânico-exalativa, porém com reservas, frente à intensa deformação e recristalização que sofreram. Trabalhos derivados posteriores discutem mais especificamente as relações entre as fases de deformação observadas na sequência vulcano-sedimentar e as mineralizações (Carvalho et al 1992), ou procuram comparar as mineralizações de Alpinópolis com as de Fortaleza de Minas quanto às suas tipologias e gênese (Mincato et al 1992, Carvalho et al 1992).

Dados geocronológicos são praticamente inexistentes na área abordada pela Tese: apenas uma isócrona Rb/Sr de boa qualidade, obtida em granitóides remobilizados da Serra do Quilombo, a SE de Alpinópolis, indicando uma idade de 1.878 ± 50 Ma, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,70866 \pm 0,0008$ (Choudhuri et al 1992), e uma errôcrona Rb/Sr em tonalitos porfiróides remanescentes em meio à suite de gnaisses granodioríticos cisalhados na Serra do Dondó, a sul de Alpinópolis, obtida a partir de amostras coletadas por Szabó, e que sugere uma idade de 2.853 ± 118 Ma, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de aproximadamente 0,7001, conforme apresentada por Teixeira et al (1989), que também citam duas datações K-Ar em rochas gnáissicas-

FIGURA III.2 - MAPA LITOLÓGICO DA ÁREA DE TESE, SEGUNDO ZANARDO (1993)
(ligeiramente simplificado/ modificado)

migmatíticas das proximidades: uma de 1.127 Ma, em rocha total, e a outra de 915 Ma, em micas.

Uma extensa análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural, de cunho regional, foi realizada por Zanardo (1992) nos terrenos pré-cambrianos do E do Estado de São Paulo e SW de Minas Gerais, que constou, além de levantamentos de perfis selecionados e mapeamento de áreas-chave, da compilação e revisão dos dados acumulados no decorrer dos vários Projetos de mapeamento desenvolvidos em escala 1:50.000 nestes terrenos pelo IGCE-UNESP-Rio Claro (e.g. Choudhuri et al 1979, Oliveira et al 1980, Morales et al 1983), inclusive com a reanálise de centenas de secções delgadas petrográficas. Por esta razão, o mapa geológico de escala 1:180.000 que apresenta é o mais confiável e detalhado disponível em âmbito regional. A compartimentação lito-estratigráfica que propõe para a área é apresentada na Figura III.2, em encarte. Os componentes graníticos-gnaissicos-migmatíticos do CCG são separados em dois conjuntos, seguindo a prática consagrada nos Projetos de mapeamento antecessores: gnaisses bandados e/ou migmatitos heterogêneos cinza, de composição tonalítica a monzogranítica (HA), e migmatitos homogêneos e granitóides gnaissificados e/ou cisalhados cinza a róseos, graníticos a granodioríticos (GA). A localização dos corpos ultramáficos é bastante precisa, tendo servido como uma das principais fontes de localização da maioria dos corpos antes não visitados.

A porção ocidental da área está incluída nos trabalhos de Morales et al (1991) e Morales (1993), anteriormente comentados, que discutem o padrão estrutural do CCG nesta região. Del Lama (1993), numa avaliação geotermobarométrica referente mais especificamente à parte meridional (= Domínio Sul) do CCG, apresenta estimativas de temperatura para o metamorfismo da sequência tipo *greenstone belt* de Alpinópolis, baseadas em dados de química mineral obtidos por Carvalho (1990), com uma variação entre 615°C e 685°C, obtida pelo geotermômetro biotita - granada, e condições retrometamórficas na faixa de 535 - 390°C. Também comenta, de forma esquemática, as paragêneses metamórficas que se desenvolvem nas rochas ultramáficas de Alpinópolis e Fortaleza de Minas.

III.2 - COMPARTIMENTAÇÃO LITO - ESTRUTURAL DA ÁREA

A área abrangida neste estudo divide-se entre o Domínio Norte do CCG, ou seja: associações litológicas características de terrenos *granito-greenstone belt* retrabalhados por extensivo cisalhamento, que ocupam sua maior parte e representam o embasamento, e as unidades agrupadas sob a denominação genérica "Unidades de Cobertura", que se sobrepõem ao CCG quer tectonicamente, através de superfícies de cisalhamento de baixo ângulo, quer por não-conformidade, e são representadas pelas rochas metassedimentares alóctones do Grupo Araxá-Canastra e autóctones-parautóctones do Grupo Bambuí, além das unidades geológicas mais jovens, do Cenozóico - Quaternário, de dimensões via de regra restritas, correspondentes a depósitos aluvionares e coluvionares vários. No vértice sudoeste da área afloram rochas atribuídas ao Domínio Sul do CCG, que incluem metassedimentos psamo-pelíticos portadores de granada e cianita, biotita gnaisses cisalhados, e rochas metaultramáficas intercaladas, estas últimas inseridas na Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha-Petúnia. Corpos de rochas máficas diversas, ora distintamente anfibolíticas, ora apenas incipientemente metamórficas, ou ainda sem evidências de reequilíbrio pós-magmático significativo ponteiavam o Domínio Norte do CCG, e correspondem a várias gerações de diques, de grande importância como indicadores temporais na evolução tectono-metamórfica policíclica destes terrenos.

No que se segue, apresentar-se-há, da maneira sucinta, as Unidades de Cobertura e, de maneira mais detalhada, a compartimentação lito-estratigráfica e a organização estrutural dos terrenos *granito-greenstone belt* cisalhados do Domínio Norte do CCG. A distribuição espacial e as relações entre os vários conjuntos litológicos presentes na área encontram-se retratados no Mapa Geológico de escala nominal 1:50.000 (Anexo I), que procura sintetizar as informações previamente disponíveis para a área, complementadas com dados próprios, obtidos no decorrer dos trabalhos de campo conduzidos para a elaboração da Tese.

III.2.1. Unidades de Cobertura

III.2.1.A - Depósitos aluvionares e coluvionares Cenozóicos/Quaternários

Os depósitos aluvionares presentes na área, argilo-arenosos, concentram-se na base das escarpas meridionais das Serras moldadas pelo traçado das falhas/zonas de cisalhamento mais evidentes na topografia, a montante das gargantas pelas quais os respectivos cursos de água atravessam as referidas Serras. É o caso dos aluviões do Ribeirão da Conquista a sul das Serras das Posses e da Ventania, e do Ribeirão da Bocaina a sul das Serras do Jaú e da Ventania. Adicionalmente, há depósitos coluvionares no sopé das encostas íngremes meridionais das Serras sustentadas pelos quartzitos do Grupo Araxá-Canastra, que encobrem a região de contato entre as sequências de cobertura metassedimentares e o conjunto litológico do CCG. Estes colúvios se caracterizam por solos argilo-arenosos espessos, que contêm frequentes fragmentos quartzíticos angulosos, e apresentam superfícies suavemente convexas. No Mapa Geológico, apenas os principais aluviões foram representados, uma vez que a delimitação precisa dos depósitos coluvionares demandaria um trabalho específico que não é da alçada desta Tese.

III.2.1.B - Grupo Bambuí - Neo-Proterozóico

A extensão e constituição litológica do Grupo Bambuí na área são difíceis de avaliar, haja visto a intensa alteração intempérica atuante sobre seus domínios. Segundo Simões (1995), as lentes de metacalcários, embutidas em filitos carbonosos, que delineam a base das sequências de cobertura metassedimentares no sopé das Serras da Caieira, Ventania e Jaú, exploradas para corretivo de solo em várias pequenas lavras artesanais, pertenceriam ao Grupo Bambuí, depositado em relação de não-conformidade sobre o embasamento representado pelo Domínio Norte do CCG, e junto a ele tectonicamente recoberto pela sequência alóctone do Grupo Araxá-Canastra. Várias ocorrências de filitos crenulados, de cor de alteração achocolatada, inclusive na forma de pequenas manchas remanescentes sobre o embasamento granítico-gnáissico-migmatítico, devem também pertencer à sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico do Grupo Bambuí. A ocorrência

especialmente mais representativa do Grupo Bambuí na área seria na sua porção NE, a norte da Serra do Quilombo, no vale de topografia rebaixada entre esta e a Serra da Pindaíba, estendendo-se para leste, em direção à cidade de Carmo do Rio Claro. Nesta região, praticamente sem afloramentos, há localmente indícios de rochas argilosas-siltosas, em meio aos solos espessos que se desenvolvem nas terras baixas situadas entre as Serras gnáissico-graníticas do CCG a sul e quartzíticas do Grupo Araxá-Canastra a norte.

III.2.1.C - Grupo(s) Araxá - Canastra - Meso-Proterozóico (?)

A denominação "Grupo(s) Araxá-Canastra" é mantida nesta Tese para o conjunto de rochas metassedimentares psamo-pelíticas que ocupam a porção setentrional da área, sobrepondo-se às rochas do CCG e do Grupo Bambuí através de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo que mergulha para norte. Na região de Alpinópolis, este conjunto corresponde ao flanco meridional da megaestrutura denominada Sinformal de Passos por Teixeira (1978) e Teixeira e Danni (1978). Da base estrutural para o topo sucedem-se quartzo-sericita xistos, sericita quartzitos e quartzitos, que sustentam a série de cristas assimétricas das Serras das Posses, do Jaú, da Ventania, da Caieira, de Alpinópolis e da Pindaíba, que dão lugar, em direção à calha da sinformal, a norte, a granada micaxistos e gnaisses.

A sul da cidade de Alpinópolis, no vale que conduz o Ribeirão da Conquista para norte, através da Serra da Ventania, os quartzo-sericita xistos, com bancos quartzíticos de espessura decimétrica a métrica intercalados, seguem-se ao nível de lentes filítico-carbonáticas do Grupo Bambuí, que afloram no sopé da Serra diretamente sobre os ortognaisses tonalíticos-granodioríticos cisalhados do embasamento. Neste vale há um nível metagrauváquico de espessura da ordem de poucos metros, constituído por uma rocha discretamente foliada, verde, com clorita, plagioclásio e quartzo, intercalado aos quartzo-sericita xistos. A xistosidade do pacote de quartzo-sericita xistos e quartzitos é paralela/subparalela à estratificação, mergulhando ambas com valores entre 20°-30° para norte. Uma evidente lineação de estiramento se desenvolve nos planos de foliação, com orientação aproximadamente N110°, subhorizontal. A foliação e a estratificação são suavemente onduladas por

dobras abertas tardias, em amplitudes de centenas de metros, gerando estruturas braqui-sinformais e antiformais.

Na região a oeste, a norte dos Córregos dos Melos e Gordura, na travessia do Ribeirão Conquistinha através da Serra da Ventania, não há indícios das lentes filíticas-carbonáticas, e a sequência de quartzo-sericita xistos e quartzitos está em contato diretamente com as rochas metaultramáficas e graníticas-gnáissicas-migmatíticas do embasamento. O contato, caracterizado por uma evidente foliação milonítica, pode estar localmente até verticalizado. Nas rochas metaultramáficas próximas ao contato desenvolve-se uma forte clivagem de crenulação, que evolui para uma foliação milonítica, seguindo a atitude do pacote metassedimentar quartzítico. A intensa talcificação destas rochas, com preservação local das texturas *spinifex* crenuladas, é interpretada como decorrente da atuação da zona de cisalhamento basal da sequência metassedimentar alóctone quando da sua colocação diretamente sobre o CCG.

O contato prossegue em direção a oeste, balizado pelo sopé das encostas meridionais, mais íngremes, das Serras da Ventania, do Jaú e das Posses. Na maior parte deste segmento, parece se desenvolver diretamente entre as rochas graníticas - gnáissicas - migmatíticas do CCG e sericita - quartzo xistos e quartzitos do Grupo Araxá-Canastra, dispostos em bancos métricos a decimétricos alternados. Na ombreira oriental do vale entre as Serras do Jaú e das Posses reaparece o nível carbonático, exposto em lavras artesanais abandonadas, possivelmente correlacionável às ocorrências das cercanias de Alpinópolis, tentativamente atribuídas ao Grupo Bambuí.

III.2.2. Domínio Norte do CCG

III.2.2.A - Compartimentação e estruturação do Domínio N do CCG na área

Como pode ser visto no Mapa Geológico (Anexo I), a compartimentação adotada para os terrenos do Domínio Norte do CCG na área da Tese não segue o padrão estabelecido em outros trabalhos (e.g. Zanardo 1990, Morales et al 1983, v.

também Figura III.2). Com base em critérios estruturais e de associações litológicas, optou-se por dividir os terrenos em questão nas seguintes faixas, de norte para sul:

- Faixa Serra do Dondó
- Faixa Córrego das Almas
- Faixa Mumbuca

A Faixa Serra do Dondó é definida pela presença de característicos núcleos tonalíticos porfíricos, preservados em meio à suite de ortognaisses cinza tonalíticos-granodioríticos cisalhados/remobilizados predominante em seus domínios. A Faixa Córrego das Almas também apresenta um componente tonalítico característico em meio a gnaisses granodioríticos cinza bandados/laminados, o tonalito tipo Córrego das Almas, magnético, petrograficamente distinto do tonalito tipo Serra do Dondó a norte. Finalmente, a Faixa Mumbuca constitui-se de uma suite de gnaisses granodioríticos a monzograníticos cisalhados/laminados, localmente com leucossomas graníticos róseos, na qual não foi possível reconhecer núcleos tonalíticos ancestrais, menos deformados: nesta faixa, o cisalhamento parece ter sido mais eficiente, de caráter mais pervasivo.

Além dos conteúdos diversos em rochas graníticas-gnáissicas, as três Faixas apresentam significativas diferenças também em termos dos tipos litológicos de derivação vulcano-sedimentar que contêm. Na Faixa Serra do Dondó afloram os corpos metaultramáficos previamente estudados (Szabó 1989), portadores de texturas *spinifex*, constituídos, nos corpos de maior expressão, predominantemente por variedades de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, ocasionalmente com olivina e/ou antofilita, e, quando em corpos menores, incluídos nos ortognaisses cisalhados/remobilizados, por rochas portadoras da associação característica espinélio verde-ortopiroxênio-olivina-hornblenda, com clorita e antofilita subordinadas. Nesta Faixa, as rochas metaultramáficas são acompanhadas de formações ferríferas bandadas com magnetita, ocasionalmente com grunerita e granada-quartzo micaxistos com sillimanita e estaurolita ocasionais, além de anfibolitos. Já na Faixa Mumbuca, as rochas metaultramáficas encontram-se totalmente reconstituídas texturalmente, sem quaisquer feições reliquiais pré-metamórficas, e são portadoras de paragêneses minerais com olivina e/ou ortopiroxênio + hornblenda $\pm$ espinélio verde e/ou clorita. As

rochas metassedimentares associadas também estão fortemente recrystalizadas, com as formações ferríferas representadas por ferrosilita - grunerita - granada quartzitos, e os metapelitos por granada - quartzo micaxistos portadores de sillimanita, enquanto nos anfibolitos, intercalados em proporção subordinada, desenvolvem-se localmente paragêneses com ortopiroxênio + clinopiroxênio. Na Faixa Córrego das Almas, ocorrências de rochas metaultramáficas são menos frequentes: resumem-se a algumas pequenas lentes de clorita - anfibólio e talco xistos. De uma maneira geral, é esta Faixa que apresenta as condições menos favoráveis de exposição, tendo boa parte da sua área recoberta por solos espessos: este fato pode, em parte, explicar a escassez de afloramentos de rochas metaultramáficas em seus domínios.

Os limites entre as faixas sucessivas são definidos por descontinuidades estruturais com marcada expressão topográfica. Estas descontinuidades correspondem a zonas de cisalhamento mais estreitas, que concentraram os esforços em estádios mais tardios, sobrepostas às faixas de cisalhamento mais amplas, e se constituem localmente em verdadeiras falhas, com desenvolvimento de milonitos propriamente ditos, caracterizados pelo predomínio de cominuição granulométrica através de recrystalização dinâmica (e.g. Hanmer 1987 e Bell e Etheridge 1973), além de estrutura laminada, texturas porfiroclásticas com matriz ostentando feições de fluxo, e comportamento mais dúctil-frágil, inclusive com desenvolvimento localmente de espelhos de falha estriados.

A zona de cisalhamento que separa a Faixa Serra do Dondó da Faixa Córrego das Almas manifesta-se na topografia através de uma série de alinhamentos suavemente sinuosos, definidos pelas escarpas abruptas, de E para W, da vertente meridional das Serras do Quilombo/das Posses (E), do Dondó e da Conquista, bem como, no mesmo sentido, por trechos orientados do Ribeirão da Conquista, Córrego do Fanqueiro, Ribeirão Conquistinha, Córrego do Barreiro e Ribeirão da Bocaina, desaparecendo por baixo das vertentes meridionais da Serra da Ventania na região da passagem deste último curso d'água entre esta Serra e a do Jaú.

Os alinhamentos que marcam a separação entre a Faixa Córrego das Almas da Faixa Mumbuca, a sul, são mais difíceis de serem referenciados a toponímias do relevo: a NW, são marcadas pelas vertentes íngremes setentrionais da Serra do Fundão, iniciando-se aproximadamente na região da passagem do Córrego Lagrimal

(formado pela junção dos Córregos Mumbuca (N) e Santo Antônio) entre as Serras do Jaú e das Posses (W), onde surgem por baixo das encostas meridionais das mesmas. Seguem em direção SE, sendo que na porção intermediária da área, nas cercanias das Fazendas Bocaina, Barra do Doce, da Boa Vista e Sapé, a sua continuidade é menos evidente, ressurgindo de maneira mais definida a partir da região das Fazendas Fanqueiro e do Sertão Grande, e prosseguindo desta maneira a norte do Morro da Congonha até Três Barras, no limite SE da área.

Esta compartimentação dos terrenos atribuídos ao Domínio N do CCG nas três faixas mencionadas não deixa de ser uma simplificação, uma vez que, internamente, cada faixa possui uma significativa heterogeneidade adicional. Na Faixa Serra do Dondó, por exemplo, a porção oriental, ocupada pela Serra do Quilombo, apresenta uma organização lito-estrutural algo diversa do restante da respectiva faixa. A Faixa Mumbuca exhibe uma heterogeneidade ainda maior, incluindo também componentes que seriam mais característicos do Domínio S do CCG, como um corpo cromitítico na região das cabeceiras do Córrego da Mumbuca. No entanto, como uma primeira tentativa de sub-divisão coerente em escala mais ampla, os três compartimentos propostos possuem identidades próprias, sustentadas pelas características associações litológicas que os diferenciam e pelas nítidas descontinuidades estruturais que os separam.

O padrão estrutural do Domínio Norte do CCG é definido fundamentalmente pelas zonas de cisalhamento que o recortam, num emaranhado de faixas anastomosadas de espessura variável, com direção geral entre E/W e NW/SE, tendendo para WNW/ESE, mergulhos da foliação de cisalhamento, entre médios a altos, mais frequentemente para sul/sudoeste, e lineações de estiramento mergulhando entre 5° e 40° para WNW. A deformação é heterogênea em todas as escalas: alternam-se porções mais evidentemente miloníticas, mais intensamente cisalhadas, com núcleos menos deformados, que guardam resquícios de feições texturais e estruturais pré-deformacionais dos tipos litológicos envolvidos na zona de cisalhamento. Mesmo internamente às faixas definidas pela foliação de cisalhamento há alternância entre domínios nos quais predomina a recristalização termicamente ativada, com recuperação mais eficiente de grãos previamente divididos em sub-grãos ou cominuídos para agregados granoblásticos poligonizados finos, e domínios

marcados por feições eminentemente miloníticas, prevalecendo a cominuição granulométrica por recristalização dinâmica, o desenvolvimento de feições de tensão pouco atenuadas por recristalização, de texturas porfiroclásticas com matriz fina, laminada e com geometria de fluxo, envolvendo porfiroclastos rotacionados, e de foliações S/C, com lenticularização em grau variável.

O espectro de feições texturais e estruturais gerado pelo cisalhamento heterogêneo é amplo, em função da variação dos parâmetros condicionantes da deformação (temperatura, orientação e intensidade dos esforços, estruturas e descontinuidades estruturais pré-existentes, composição mineralógica do volume de rochas deformado) de local para local e ao longo do tempo. Há, para o Domínio Norte do CCG, um padrão básico de foliações mais antigas, de distribuição mais ampla, geradas de maneira mais pervasiva em regime mais dúctil, sob condições de fácies anfibolito, recortadas/redirecionadas por foliações sucessivamente mais novas, que evoluem de regime dúctil para dúctil/frágil e finalmente frágil, sob condições de grau metamórfico cada vez mais brando, e que se concentram em faixas cada vez mais estreitas, espacialmente melhor definidas. Em traços gerais, este padrão corresponde ao descrito por Morales et al (1991) e Morales (1993) na porção ocidental da área (v. Figura II.3), com foliações mais antigas, geradas em condições mais dúcteis, de fácies anfibolito, de orientação NW/SE, preservadas em macro-domínios lenticulares, envoltos pelas foliações miloníticas mais novas, que se desenvolvem ao longo de faixas estreitas anastomosadas, e virgam as foliações mais antigas para a nova direção WNW/ESE. A configuração geométrica geral coincide com aquela que Bell e Hammond (1984) consideram característica para zonas miloníticas, com lentes elipsoidais de rochas menos intensamente deformadas envoltas pela foliação milonítica anastomosada. O problema é reconhecer os domínios de foliações mais antigas, menos perturbados pelas deformações posteriores, verificar se é possível identificar gerações sucessivas de foliações miloníticas, e caracterizá-las quanto à sua distribuição espacial, bem como estabelecer uma cronologia relativa entre os eventos deformacionais geradores de foliações e descontinuidades e os estádios metamórficos registrados nos diversos tipos litológicos.

Na Faixa Serra do Dondó e na zona de cisalhamento que baliza seu limite meridional é possível estabelecer algumas relações temporais bem definidas entre as

estruturas geradas em etapas distintas da evolução tectono-metamórfica. O comportamento temporalmente mais prolongado da zona de cisalhamento que serve de limite entre as Faixas Serra do Dondó e Córrego das Almas é atestado pelo que acontece com diques anfibolíticos blasto-porfiríticos de uma mesma suite nas suas proximidades e mais afastados da sua área de influência. Quando mais próximos, encontram-se cisalhados, lenticularizados, reorientados paralelamente à foliação milonítica, e reequilibrados em condições de fácies anfibolito. Já, quando mais afastados, apresentam-se sem orientação definida, discordantes inclusive às estruturas das rochas encaixantes, sem evidências de deformação significativa, a não ser por discretas e oblíquas faixas de cisalhamento e esparsas fraturas de caráter frágil, e com paragêneses e texturas metamórficas incipientemente desenvolvidas sobre a textura ígnea parcialmente preservada sob condições de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito.

O corpo ultramáfico principal desta faixa, localizado a sul da cidade de Alpinópolis e cortado pelo Ribeirão da Conquista, apresenta uma foliação de cisalhamento anastomosada, de alto ângulo, com núcleos lenticulares decamétricos de clorita-clinoanfibólio fels portadores de texturas *spinifex* pseudomórficas envoltos por sinuosas faixas de clorita - Ca-anfibólio xistos que gradam para clorita-antigorita serpentinitos. No interior do corpo, a foliação tem orientação N/S a NW/SE, oblíqua, em grande ângulo, à direção WNW/ESE que prevalece a sul, na faixa de influência da zona de cisalhamento, inclusive ao longo do contato entre as rochas ultramáficas e os ortognaisses granodioríticos porfiroclásticos cisalhados do flanco setentrional da Serra do Dondó. Na região noroeste do corpo ultramáfico, nas proximidades da confluência entre o Córrego Cachoeira e o Ribeirão da Conquista, os dois diques anfibolíticos aflorantes apresentam-se com atitude discordante em relação à foliação de cisalhamento das rochas metaultramáficas, seccionando inclusive o contato entre estas e os ortognaisses tonalíticos porfíricos a oeste. Zonas de cisalhamento estreitas, restritas a faixas localizadas, cortam esses diques, e ao longo da sua área de influência as texturas ígneas parcialmente pseudomorfizadas são substituídas por texturas marcadamente nematoblásticas, estiradas, que definem tectonitos L.

III.2.2.B - A suite ortognáissica-migmatítica-granítica

As características estruturais e petrográficas da suite gnáissica - migmatítica - granítica - do Domínio Norte do CCG são definidas pela atuação concorrente de dois processos modificadores de rochas, normalmente tratados de maneira independente, mas que na área em estudo mostram estar íntima e complexamente associados: trata-se, por um lado, de fenômenos de remobilização e separação de componentes minerais, quer por processos anatéticos, quer por segregação de caráter metamórfico e, por outro, de fenômenos associados à deformação por cisalhamento das rochas, em condições que variam de regime dúctil a regime rúptil. As feições estruturais e texturais, e até certo ponto também a composição mineralógica das rochas, serão definidas pela combinação entre estes dois processos: em que sequência se desenvolvem, qual deles de maneira mais eficiente, com que intensidade, e sob que condições tectono-termais e, conseqüentemente, reológicas?

Na suite ortognáissica - granítica - migmatítica alternam-se e combinam-se em proporções variadas os seguintes tipos de feições fundamentais:

- Feições ígneas reliquiares preservadas em vários graus
- Feições de cisalhamento heterogêneo, não coaxial, ou miloníticas
- Feições migmatíticas e/ou anatéticas

As feições ígneas reliquiares caracterizam, mais especificamente, os núcleos tonalíticos inclusos na suite ortognáissica cisalhada/remobilizada, de composição *lato sensu* granodiorítica. Foram reconhecidos dois tipos distintos de tonalitos que, como mencionado acima, são componentes litológicos característicos, diagnósticos das Faixas Serra do Dondó e Córrego das Almas. Ambos foram preliminarmente descritos em Szabó (1989); no Mapa de Localização de Amostras/Afloramentos (Anexo II), encontram-se indicadas as suas ocorrências mais características. Os núcleos tonalíticos da Faixa Serra do Dondó caracterizam-se por suas texturas porfíricas, com dimensões e densidade de distribuição dos (blasto-) fenocristais variáveis de local pra local (Fotografias III.1.A e B). Mais comumente, apresentam-se orientados, deformados/cisalhados com intensidade variável; mesmo quando milonitizados, podem ser ainda reconhecidos pelas suas texturas porfiroclásticas características (Fotografia III.1.C). Em termos petrográficos, gradam de biotita tonalitos porfíricos a hornblenda -

biotita tonalitos, alcançando teores bastante elevados em máficos, quando adquirem aspecto mais diorítico. Como acessórios mais característicos apresentam titanita, em indivíduos idiomórficos, bem desenvolvidos quando em texturas menos deformadas, e allanita (além de zircão e apatita), que os distinguem dos tonalitos tipo Córrego das Almas, portadores de um conjunto de minerais acessórios distinto. Com o incremento da deformação, adquirem composições mais granodioríticas, através do desenvolvimento de microclina xenoblástica nos domínios mais foliados/cisalhados. Epidoto e sericita podem tornar-se frequentes em razão da intensa saussuritização do plagioclásio (oligoclásio) em algumas amostras.

Os tonalitos tipo Córrego das Almas são macroscopicamente bastante diferentes dos tonalitos da Faixa Serra do Dondó. De coloração cinza-esverdeado, apresentam, ao invés da marcante textura porfírtica daqueles, uma textura equigranular/hipidiomórfica, com plagioclásios tabulares curtos, às vezes de contornos ovóides, entremeados de quartzo xenoblástico, num arranjo disperso, como que cumulático, com granulação variável entre fina, ≤ 1 mm, e média, da ordem de vários milímetros (Fotografias III.1.D e III.2.A e B). Nos afloramentos, mostram-se geralmente menos sistematicamente cisalhados/milonitizados, conservando um aspecto geral mais homogêneo e maciço, se bem que podem gradar para gnaisses bandados/estromáticos. Em alguns afloramentos, exibem padrões nebulíticos, com porções vagamente distintas entre si alternadas/mescladas (Fotografia III.2.B). O fator que define a separação entre estas porções é a distribuição dos constituintes máficos, geralmente pouco frequentes, representados predominantemente por biotita, acompanhada ocasionalmente por hornblenda: quando homogêneamente dispersos, conferem um aspecto algo mais "máfico" à rocha; quando concentrados em alguns poucos agregados, o aspecto resultante é o de uma rocha mais clara, com índice de cõr mais baixo. O conjunto de minerais acessórios inclui, caracteristicamente, minerais opacos, dentre os quais predominam magnetita e ilmenita. Em várias amostras, o caráter magnético é destacado, e pode ser testado com um simples imã de pêndulo. Titanita ocorre apenas em grãos menores irregulares, secundários, associados caracteristicamente à biotita castanho-vermelho, que se apresenta frequentemente sagenítica, e allanita é praticamente ausente. Apatita é muito frequente, e zircão ocorre com uma certa regularidade.

Quadro de Fotografias III.1 - Ortognaisses tonalíticos

Fotografia III.1.A - Amostra 355/96. Ortogneisse tonalítico, blasto-porfirítico tipo Serra do Dondó. Matações próximos ao contato NW do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, na região do Córrego Cachoeira.

Fotografia III.1.B - Amostra 48E/25. Ortogneisse tonalítico, blasto-porfirítico a incipientemente porfiroclástico, tipo Serra do Dondó. Fazenda Monjolinho, pequena pedreira a norte do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis.

Fotografia III.1.C - Amostra 313/42. Ortogneisse protomilonítico/porfiroclástico a milonítico tipo Serra do Dondó. Notar porfiroclastos (antigos fenocristais) lenticularizados/rotacionados. Estrada para Fazenda Gordura, encosta NW do morro 948.

Fotografia III.1.D - Amostra 289/179. Ortogneisse tonalítico protomilonítico, incipientemente foliado, tipo Córrego das Almas. Matações a S da Fazenda das Almas.

B

D

A

C

Quadro de Fotografias III.2 - Ortognaisses tonalíticos, migmatitos e granitóides

Fotografia III.2.A - Amostra 322A/217. Biotita tonalito hipidiomórfico com hornblenda, tipo Córrego das Almas - porção homogênea. Matacões junto à ponte sobre o Ribeirão Conquistinha, nas proximidades da Escola Rural Humberto de Campos.

Fotografia III.2.B - Amostra 322B/217. Biotita tonalito hipidiomórfico com hornblenda tipo Córrego das Almas - porção nebulítica, com domínios mais escuros caracterizados por minerais máficos menores, dispersos, e domínios mais claros por minerais máficos maiores, agrupados. Localização como no anterior.

Fotografia III.2.C - Amostra 366C/228. Biotita ortognaisse granodiorítico cisalhado/anatexitico, com leitos leucossomáticos estromáticos. Pedreira na Serra do Quilombo, em direção à estrada Alpinópolis - Carmo do Rio Claro.

Fotografia III.2.D - Amostra 311/203. Granito hololeucocrático (leito leucossomático) cisalhado. Encosta NE da Serra do Dondó, próximo ao contato do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis.

A

B

C

D

A partir dos protólitos ígneos, em grande parte correspondentes aos tonalitos descritos acima, desenvolve-se a suite ortognaíssica, granodiorítica/tonalítica cisalhada/milonítica. Os tipos petrográficos resultantes cobrem toda a escala de estruturas e texturas vinculadas a processos deformacionais, incluindo desde gnaisses blasto-miloníticos, com texturas blasto-porfiroclásticas de matrizes recuperadas, equigranulares, granoblásticas/poligonizadas, com quartzo em grãos distintos, homogêneos, lenticulares a xenoblásticos lobados ou poligonizados, sem evidências de extinção ondulada ou domínios em sub-grãos, até gnaisses porfiroclásticos/protomiloníticos com matrizes seriadas, grãos de contornos irregulares, recortados a serrilhados, com orlas de granulação cominuída ao redor dos porfiroclastos lenticularizados, e leitos/faixas sinuosas anastomosadas de granulação cominuída definindo a foliação milonítica nos afloramentos. As diversas feições de cisalhamento alternam-se de maneira ora brusca, ora gradual, em escalas variáveis (ver, por exemplo, a Fotografia III.1.C), gerando estruturas que variam desde uma foliação de cisalhamento mais homogêneamente distribuída, pervasiva, que resulta em ortognaisses cisalhados/miloníticos cinza de aspecto mais uniforme, até bandadas/laminadas, alternando-se bandas porfiroclásticas de matriz cinza, com vestígios de feições texturais características dos protólitos tonalíticos, e bandas/lâminas mais claras, de composições mais granodioríticas/graníticas, e texturas miloníticas, integralmente reconstituídas.

As diversas feições estruturais/texturais descritas acima ocorrem de maneira alternada/combinação em proporções diversas nas três Faixas em que se compartimenta o Domínio Norte do CCG na área, porém a sua distribuição e frequência variam de maneira sistemática: na Faixa Serra do Dondó prevalecem amplamente as feições indicativas de processos deformacionais mais heterogêneos, e de caráter mais dúctil/rúptil, com texturas protomiloníticas a miloníticas, porfiroclásticas, com matrizes seriadas nas quais predomina a cominuição granulométrica por recristalização dinâmica, com quartzo lenticularizado, intensamente estirado, dividido em sub-domínios pela forte extinção ondulante, que grada para domínios em sub-grãos, às vezes separados por linhas de grãos mais finos e contornos serrilhados. Já na Faixa Mumbuca, em vários setores, incluindo a circunvizinhança do corpo ultramáfico maior do vale do Córrego da Mumbuca, os

ortognaisses granodioríticos constituem uma suite mais homogênea, com marcada foliação gnáissica, definida principalmente pelo quartzo lenticularizado, e com texturas nas quais predomina amplamente a recristalização/recuperação das feições miloníticas. Em todas as Faixas, feições de deformação mais rúptil, especialmente mais restritas, concentradas em planos mais estreitos, se sobrepõem às feições de deformação mais dúctil, de distribuição espacial mais ampla.

Rochas migmatíticas representam um componente importante no Domínio Norte do CCG. São amplamente variáveis, e mereceriam estudos específicos, mais detalhados. De maneira genérica, parecem corresponder a várias gerações, que incluiriam desde migmatitos dobrados, complexamente organizados, com leucossomas em leitos concordantes/subconcordantes ao bandamento e foliação, ou discordantes, tardios, e melanossomas que incluem leitos/*boudins* anfibolíticos, além de franjas biotíticas e estruturas em *schlieren* e *schollen*, até migmatitos estromáticos instalados em corpos de ortognaisses penetrativamente foliados, nos quais os leucossomas se instalam em leitos paralelos à foliação gnáissica/milonítica (Fotografia III.2.C). As estruturas e relações com as demais rochas são função do posicionamento dos migmatitos em relação à malha anastomosada das zonas de cisalhamento. Nos domínios lenticulares, protegidos de episódios deformacionais subsequentes, preservam-se feições nebulíticas instaladas sobre estruturas bandadas previamente existentes, e também padrões estruturais complexos, irregulares, de aspecto tipicamente "migmatítico", que não seguem o padrão estrutural impresso nas faixas de cisalhamento próximas. Vários destes migmatitos de estruturação mais variada, mais complexa podem corresponder a núcleos migmatíticos mais antigos, preservados da reorganização estrutural posterior, correspondentes talvez aos migmatitos datados em 2.918 ± 105 Ma nas proximidades de Fortaleza de Minas por Wernick et al (1981). Outras feições migmatíticas são nitidamente associadas ou sobrepostas aos processos de cisalhamento. Na Faixa Mumbuca, leucossomas róseos se desenvolvem em leitos paralelos à foliação gnáissica/milonítica. Na Faixa Serra do Dondó, nos afloramentos da Serra do Quilombo, migmatitos estromáticos graníticos se desenvolvem a partir de mesossomas/paleossomas de biotita ortognaisses cinza granodioríticos/tonalíticos homogêneamente foliados. Os leitos leucossomáticos, ora mais contínuos, ora lenticulares, de largura milimétrica a centi- ou mesmo decimétrica

(Fotografia III.2.C), desenvolvem-se paralelos à foliação de cisalhamento, exibindo feições de cisalhamento em grau variável. Em etapas tardias desenvolvem-se corpos leucossomáticos tabulares de volume maior, de início sub-concordantes à estruturação dos ortognaisses, e posteriormente francamente discordantes. Estas feições sugerem prosseguimento, e mesmo incremento do processo anatexitico no estágio pós-deformacional. Os corpos leucossomáticos de tamanho progressivamente mais avantajado apresentam significativa mobilidade, transectando as estruturas e envolvendo porções de tamanho variável do seu mesossoma/paleossoma ortognáissico. Muito provavelmente, representam a etapa de coleta do magma granítico que irá constituir os corpos graníticos menores, tardios, intrusivos inclusive no corpo ultramáfico principal da Faixa Serra do Dondó na forma de leitos leuco - micrograníticos/aplíticos, veios quartzo-feldspáticos, e bolsões pegmatóides. Também as rochas graníticas datadas por Choudhuri et al (1992) na Serra do Quilombo, a SE de Alpinópolis, com 1.878 ± 50 Ma, devem ser originadas no decorrer deste processo. A importância deste fato está em caracterizar, em pelo menos algumas partes do Domínio Norte do CCG, um episódio térmico tardio/subsequente a um importante estágio deformacional, que tem registro também nas rochas ultramáficas e associadas da Sequência Vulcano - Sedimentar. Este episódio corresponde possivelmente ao pico metamórfico, registrado na Suite Metaultramáfica através do desenvolvimento, em regime estático ou quase-estático, dos porfiroblastos de ortopiroxênio e olivina. Na Faixa Mumbuca, nas rochas máficas/básicas que acompanham as metaultramáficas, este pico metamórfico se caracteriza pelo desenvolvimento de paragêneses de fácies granulito, como será discutido mais adiante.

Em vários afloramentos os leucossomas e as feições migmatíticas encontram-se deformados em grau variável por episódios de cisalhamento tardios (Fotografia III.2.D). Em alguns casos estes leucossomas parecem ser correspondentes aos anteriormente descritos, desenvolvidos no decorrer da anatexia tardi/pós-deformacional mencionada acima.

III.2.2.C - Os componentes de derivação vulcano-sedimentar

Associações litológicas de derivação vulcano-sedimentar são mencionadas entre os constituintes característicos do CCG desde a sua definição original, conforme

visto no Capítulo II (Cavalcante et al 1979), sendo posteriormente identificadas como porções desmembradas de seqüências tipo *greenstone belt* arqueanas, com importante componente metavulcânico komatiítico. Este quadro é válido para o Domínio Norte do CCG, no qual se insere a área da Tese, enquanto para o Domínio Sul, conforme já discutido, passou-se a considerar um tipo distinto de associação litológica, na qual as rochas metaultramáficas não corresponderiam a antigos derrames ou corpos subvulcânicos de filiação komatiítica, mas a possíveis corpos ultramáficos intrusivos diferenciados ou de caráter residual, inseridos em um contexto tectono-estratigráfico *latu sensu* ofiolítico.

Os principais componentes litológicos atribuídos à associação vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* na área correspondem à suite metaultramáfica, derivada das rochas komatiíticas; a anfibolitos grano-nematoblásticos, aparentemente em proporção subordinada, que representam metavulcânicas básicas da pilha vulcano-sedimentar original; e a metassedimentos variados, incluindo desde sedimentos químicos, como as conspícuas formações feríferas bandadas (BIF), e metacherts (estes geralmente mais difíceis de individualizar quando deformados e recrystalizados), até sedimentos clásticos, psamo-pelíticos, representados por granada - quartzo micaxistos portadores de estauroлита e sillimanita, em vários casos provavelmente com significativa contribuição vulcanogênica e/ou química. O conjunto vulcano-sedimentar ocorre em corpos de tamanho variado, de poucos decímetros ou metros a alguns quilômetros de extensão em superfície, geralmente lenticularizados, e tectonicamente inclusos nos terrenos ortognáissicos - graníticos - migmatíticos. De maneira geral, predominam amplamente rochas da suite metaultramáfica, entre as quais se alojam os demais tipos petrográficos, volumetricamente menos favorecidos.

Duas concentrações principais de ocorrências da associação vulcano-sedimentar se destacam na área. A primeira, na Faixa Serra do Dondó, inclui os corpos ultramáficos previamente estudados por Szabó (1989), destacando-se, pelas dimensões e qualidade dos seus afloramentos, o corpo localizado imediatamente a sul da cidade de Alpinópolis, de aproximadamente 5 km² de extensão em superfície, cortado na direção norte-sul pelo Ribeirão da Conquista, e rodeado de vários corpos ultramáficos menores, que será informalmente denominado "corpo ultramáfico principal de Alpinópolis". Dois outros corpos ultramáficos volumetricamente significativos

ocorrem a oeste: um na região da confluência dos Córregos Gordura, dos Melos e Ribeirão Conquistinha, nas cercanias das Fazendas Gordura e dos Melos, identificado como "corpo ultramáfico de Gordura", e o outro ao longo do vale do Córrego do Barreiro e Ribeirão da Bocaina, praticamente sem afloramentos, a não ser por alguns blocos semi-enterrados no topo de pequenos morrotes nas cercanias da Fazenda do Marinheiro, denominado "corpo ultramáfico do Barreiro", de contorno inferido através do seu solo de alteração autóctone denso, avermelhado.

Na Serra do Quilombo, a leste do corpo ultramáfico de Alpinópolis, há vários corpos menores, cujos contatos e extensão não se encontram estabelecidos com precisão, haja visto as condições de exposição desfavoráveis. Dois destes corpos se destacam em tamanho: o primeiro, a leste da Fazenda Cachoeirinha, nas encostas meridionais do morro de cota 1075, é fortemente alinhado na direção WNW/ESE, e se destaca na topografia, sendo facilmente identificado em foto aérea; o segundo, de contornos e dimensão indefinidos, tem alguns afloramentos esparsos no vale das cabeceiras do Córrego dos Carneiros a sul da Fazenda do Monte Alto.

A segunda grande concentração de ocorrências da associação vulcano-sedimentar é na Faixa Mumbuca, destacando-se aqui o corpo ultramáfico aflorante ao longo do vale do Córrego da Mumbuca, em uma faixa estreita, de espessura aparente em superfície entre 300 - 500 metros, e de extensão em torno de 10 quilômetros. A expressão topográfica deste corpo é delineada pelo relevo plano a suavemente ondulado do vale do Córrego, encaixado entre as vertentes íngremes das Serras Água Azul, a norte e das Furnas, a sul. O padrão de afloramento típico nesta área é o de blocos e calhaus semi-enterrados nos topos e encostas de pequenos morrotes ovalados/lenticulares que ressaltam no relevo suavemente ondulado. Além deste "corpo ultramáfico principal de Mumbuca", há uma série de pequenos corpos ultramáficos lenticulares, de dimensões da ordem de dezenas a centenas de metros, inclusos nos ortognaisses de maneira concordante à foliação de cisalhamento. Estes corpos menores se estendem na direção ESE, a partir da ponta oriental do corpo ultramáfico de Mumbuca, e vários deles apresentam núcleos em maior ou menor grau poupados pela alteração intempérica. Um destes corpos menores merece ser mencionado em destaque: trata-se daquele aflorante a sul da Serra do Veado, junto ao ramo setentrional das cabeceiras do Córrego do Monge, marcadamente alinhado na

direção WNW/ESE, e portador de feições petrográficas características que permitem correlacioná-lo ao corpo ultramáfico principal de Mumbuca.

Rochas metaultramáficas ocorrem também a norte e noroeste do corpo ultramáfico principal de Mumbuca, porém nem sempre são constituintes majoritários nos corpos representativos da associação vulcano-sedimentar nesta região: ocorrem intercaladas ou associadas a rochas metassedimentares, como formações ferríferas e metacherts, ou eventualmente granada-quartzo micaxistos, além de anfibolitos variados. O afloramento típico nesta situação é nos "saibreiros", ou cascalheiras naturais, exploradas para manutenção das estradas não-pavimentadas, e que se instalam sobre regolitos de rochas ricas em quartzo. Em vários destes afloramentos as rochas metaultramáficas ocorrem como lentes ou *boudins*, ou como níveis com espessura decimétrica, intercalados às rochas quartzosas, portadoras de granada, e acompanhadas de rochas anfibolíticas em proporção variável. Afloramentos em "saibreiros" ocorrem também no interior do corpo ultramáfico principal de Mumbuca, assim como no corpo principal de Alpinópolis, na Faixa Serra do Dondó, mas nesses casos as rochas metassedimentares e anfibolíticas são volumetricamente subordinadas em relação às rochas metaultramáficas que as cercam.

A seguir, descrever-se-á as associações de derivação vulcano-sedimentar no concernente aos seus diversos tipos litológicos, suas estruturas e texturas reliquias, ou adquiridas durante a evolução tectono-metamórfica, e suas relações entre si e com as rochas ortognáissicas - graníticas - migmatíticas que as envolvem. Serão caracterizadas primeiramente no escopo das principais concentrações de ocorrências, ou seja: no contexto, respectivamente, da Faixa Serra do Dondó e da Faixa Mumbuca. As rochas metaultramáficas terão tratamento específico nos capítulos subseqüentes: porém as suas relações de campo, estruturação, relações com os demais tipos litológicos, variedades petrográficas e suas feições estruturais e texturais macroscópicas serão abordadas ainda neste Capítulo, no âmbito da associação litológica a que pertencem.

A associação vulcano-sedimentar na Faixa Serra do Dondó

Nesta Faixa, os remanescentes da seqüência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* são amplamente dominados pelos litotipos metaultramáficos, que definem corpos de tamanho variado, tectonicamente inclusos nos terrenos ortognáissicos - graníticos - migmatíticos cisalhados, enquanto os tipos litológicos subordinados ocorrem intercalados à suite metaultramáfica. No interior dos corpos maiores, variedades de clorita - Ca-anfibólio (tremolita a hornblenda) xistos e fels são os litotipos majoritários, e sustentam o arcabouço estrutural. Os demais litotipos ultramáficos são representados por serpentinitos, variedades de talco xistos, incluindo serpentina - talco xistos carbonáticos, e metapiroxenitos. Ao redor do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, há corpos ultramáficos menores, de algumas centenas de metros quadrados de superfície exposta, isolados em meio aos ortognaisses cisalhados/remobilizados circunvizinhos, como se fossem satélites seus. Nestes corpos, as rochas são predominantemente olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos, com espinélio verde e clorita, acompanhados, em proporção inferior, por serpentinitos e cummingtonita - hornblenda xistos.

No interior dos corpos ultramáficos, as relações entre os diversos tipos ultramáficos nem sempre são claras, por conta das condições de exposição desfavoráveis. A organização lito-estrutural interna é mais evidente para o corpo principal de Alpinópolis: nele, o padrão estrutural é definido por uma foliação principal sinuosa, que envolve núcleos lenticulares maciços, ou apenas incipientemente foliados. Serpentinitos e talco xistos se desenvolvem ao longo de zonas de cisalhamento de largura variável que se instalam sobre esta foliação principal de maneira sub-concordante, na forma de uma malha anastomosada de descontinuidades estruturais tardias, de grau metamórfico mais baixo, superimpostas à foliação de cisalhamento dúctil de médio grau. O estilo sugere cisalhamento dúctil heterogêneo, não pervasivo, que se concentra em faixas espacialmente cada vez mais restritas à medida que o grau metamórfico decresce. Dobras isoclinais com forte transposição plano-axial podem ser observadas quando há presença de níveis marcadores. A foliação principal é predominantemente de alto ângulo, orientada entre NNW - SSE/N - S, quando no interior do corpo; nas suas bordas meridionais é

paralelizada ao contato milonítico com os ortognaisses, que segue a orientação regional predominante WNW - ESE. A foliação principal dos demais corpos ultramáficos também segue esta orientação geral.

Nos núcleos maciços ou incipientemente foliados, circundados pela foliação de cisalhamento, podem ser encontradas feições estruturais/texturais diagnósticas ígneas e metamórficas preservadas. As mais características são as texturas *spinifex* pseudomórficas, indicativas da filiação komatiítica para a suite metaultramáfica. O afloramento-tipo de rochas com estas texturas (SZALP /10) localiza-se a sul de Alpinópolis, na forma de calhaus e blocos semi-enterrados ou soltos no topo de morrotes ovalados, orientados segundo N - NNW, nas encostas setentrionais do morro de cota 848, na área triangular entre o Córrego Sapateiro e a estrada para Três Barras - Nova Resende. Um esboço deste afloramento, extraído de Szabó (1989), é apresentado na Figura III.3

Nos vales entre os morrotes lenticulares afloram clorita - Ca-anfibólio xistos finos, verde/verde-cinza, lepidó-nematoblásticos, que localmente gradam para serpentinitos. No topo dos morrotes, nos blocos e calhaus maciços, de granulação fina, e textura metamórfica de fundo grano-nematoblástica, reconhece-se o traçado de texturas tipo olivina *spinifex*. Os delgados e extensos cristais tabulares de olivina são pseudomorfizados por agregados de clorita fina, cinza-chumbo, alternados com domínios de Ca-anfibólio finos, grano-nematoblásticos, verde a verde-cinza, em padrões que reproduzem desde texturas de olivina *spinifex* randômicas com as placas cloríticas, originalmente de olivina, de extensões mais reduzidas, individualizadas e aleatoriamente distribuídas, até texturas de olivina *spinifex* em placas (Fotografia III.3.A), quando então as placas cloríticas, de espessura da ordem de 1 - 2 mm e extensão centi- a decimétrica, constituem conjuntos plano-paralelos arranjados em cones triangulares. Nas áreas intersticiais às placas cloríticas, desenvolvem-se frequentemente feições triangulares a poligonais de aspecto fibroso/sedoso, de tamanho milimétrico. Estes cones de placas de olivina estavam originalmente arranjados apontando para o topo do derrame, uma vez que se desenvolveram pelo crescimento competitivo, estalactítico, de cristais tabulares de olivina apoiados em um mesmo núcleo de cristalização em direção ao centro do derrame (Donaldson 1982, Arndt 1986). As áreas intersticiais de aspecto fibroso/sedoso, como será visto no

LEGENDA

- SUPERFÍCIES DE CISALHAMENTO (sc) (BAIXOS TOPOGRÁFICOS - VALES)
- NÚCLEOS DE ROCHA MACIÇA (ALTOS TOPOGRÁFICOS - MORRÕES)
- FOLIAÇÃO DE CISALHAMENTO (sf)
- ATITUDE DA FOLIAÇÃO (ALTO ÂNGULO : 60°-90°; MÉDIO ÂNGULO : 30°-60°)
- ESTRATIFICAÇÃO RELIQUIAN (sv) SUPOSTA COM INDICAÇÃO DE MERGULHO
- TEXTURA SPINIFEX RELIQUIAN
- NÍVEL DE CHERT
- ÁREA SEM AFIORAMENTO

Figura III.3 - Padrão estrutural do afloramento SZALP/10 com núcleos lenticulares portadores de texturas *spinifex* envolvidos pela foliação de cisalhamento anastomosada (extraído de Szabó 1989 - reprodução *fac simile*)

Capítulo IV, representam pseudomorfos de cristais dendríticos, de aspecto plumoso, de clinopiroxênios cristalizados a partir do líquido residual retido entre os cristais tabulares de olivina. Infelizmente, não é possível reconstituir a estratigrafia quer de um derrame estratificado único, quer de trechos da seqüência vulcânica no local: as relações entre as diferentes porções reconhecidas estão obliteradas pelo cisalhamento heterogêneo, ou pela alteração intempérica. Não foi possível, por exemplo, reconhecer rochas correspondentes às partes cumuláticas de derrames komatiíticos diferenciados/estratificados.

Além das texturas pseudomórficas *spinifex*, chama a atenção o aspecto nodoso de algumas rochas nos núcleos lenticulares maciços a incipientemente foliados (Fotografia III.3.B). As nódoas em questão tem dimensões da ordem de 0,5 - 2,0 cm, coloração cinza, são circulares a ovóides/lenticulares, de contornos ora melhor definidos, ora difusos, e constituídas de agregados finos de serpentina. Desenvolvem-se tanto sobre rochas maciças/semi-foliadas homogêneas, desprovidas de feições texturais pseudomórficas, como sobre rochas com texturas *spinifex*, quando então é possível reconhecer o traçado desta textura em seu interior. Correspondem a pseudomorfos de porfiroblastos de olivina, que, conforme será adiante discutido de maneira mais detalhada, se desenvolveram sobre a paragénese Mg-clorita - Ca-anfibólio. Em algumas rochas incipientemente foliadas, estas nódoas adquirem contornos lenticularizados, sugerindo seu desenvolvimento pré-deformacional em relação a uma foliação de cisalhamento tardia.

Texturas pseudomórficas *spinifex* podem ser reconhecidas ainda em mais duas ocorrências, porém em condições de preservação menos favoráveis. Na Fazenda Gordura, em clorita - Ca-anfibólio xistos incipientemente cisalhados, com nódoas serpentínicas fortemente lenticularizadas, estiradas, o arranjo oblíquo das placas cloríticas à foliação superimposta é ainda discernível. A NW desta Fazenda, na região de confluência do Ribeirão Conquistinha e dos Córregos Gordura e dos Melos, as texturas *spinifex*, ainda que bastante deformadas, podem ser claramente reconhecidas em clorita - Ca-anfibólio fels talcificados.

Para os domínios foliados das faixas de cisalhamento internas, a variação entre litotipos metaultramáficos é ampla e contínua. Os diferentes tipos litológicos mesclam-se e alternam-se, de forma ora gradacional, ora com interfaces nítidas.

Quadro de Fotografias III.3 - Rochas metaultramáficas e associadas

Fotografia III.3.A - Amostra 302C/10. Clorita - Ca-anfibólio fels com textura olivina *spinifex* em placas. Corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, encosta N do morro 848.

Fotografia III.3.B - Amostra 302F/10. (Olivina $\Rightarrow$) serpentina clorita - Ca-anfibólio fels porfiroblástico/nodoso, com pseudomorfos serpentiniticos dos porfiroblastos de olivina. Localização como no anterior.

Fotografia III.3.C - Amostra 212A/11. Olivina - ortopiroxênio - hornblenda xisto/fels porfiroblástico/nodoso do corpo ultramáfico menor a sul do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis. Notar superfície rugosa, com orifícios circulares resultantes do intemperismo diferencial dos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio agregados.

Fotografia III.3.D - Amostra 133A/72. Formação ferrífera bandada (BIF), dobrada/crenulada. Dominio metassedimentar central do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis.

B

D

A

C

Clorita - Ca-anfibólio xistos são paulatinamente substituídos por talco xistos ao longo das zonas de cisalhamento. Variedades petrográficas menores, como antofilita - Ca-anfibólio xistos porfiroblásticos e actinolita xistos nematoblásticos afloram localmente, e suas relações com as demais rochas são indefinidas. Os serpentinitos ocorrem em corpos lenticulares estreitos, tanto no interior do corpo principal de Alpinópolis, como na sua borda, na zona de cisalhamento de contato com os ortognaisses. Originalmente foram considerados como sendo de duas origens distintas (Szabó 1989): os clorita serpentinitos cinza, de aspecto mais homogêneo, que afloram no interior do corpo principal de Alpinópolis, corresponderiam a rochas meta-cumuláticas da seqüência vulcânica komatítica, enquanto os serpentinitos cinza-verde manchados, foliados, com aspecto de "pele de cobra", das zonas de cisalhamento marginais, seriam derivados dos clorita - Ca-anfibólio xistos por alterações metassomáticas decorrentes do cisalhamento. Esta dualidade não se mantém de maneira tão clara, como será visto no Capítulo IV: há fortes evidências petrográficas de que pelo menos parte dos clorita serpentinitos cinza homogêneos internos corresponde também a rochas com clorita e Ca-anfibólio composicionalmente modificadas. Adicionalmente aos serpentinitos ocorrem ainda lentes de serpentina - talco xistos carbonáticos, intercaladas às faixas mais intensamente talcificadas no corpo principal de Alpinópolis.

Nos corpos menores ao redor do corpo principal de Alpinópolis as rochas constituintes apresentam caracteristicamente um aspecto nodoso/rugoso (Fotografia III.3.C), com nódos circulares/ovóides, ou às vezes irregulares, da ordem de 1 a 2 cm de diâmetro, sobre uma matriz sutilmente foliada, fina, grano-nematoblástica, constituída predominantemente de Ca-anfibólio. Estas rochas são cinza-verde a verde, e sua foliação às vezes só se ressalta no afloramento, enquanto em amostra de mão exibem aspecto maciço. As nódos podem estar serpentinizadas/talcificadas, ou inalteradas, quando então correspondem a agregados de porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio.

Clinopiroxenitos de aspecto granuloso/cumulático ocorrem em dois lugares: na porção meridional do corpo ultramáfico principal, nas proximidades da ponte sobre o Ribeirão da Conquista, e no corpo ultramáfico menor, de contornos indefinidos, a sul da Fazenda Monte Alto, na Serra do Quilombo. São rochas maciças, verde-claro, de

granulação bimodal, com piroxênios e/ou pseudomorfos Ca-anfibólios pseudomórficos prismáticos curtos milimétricos cercados de uma "matriz" sub-milimétrica de Ca-anfibólios.

As rochas metassedimentares que acompanham as metaultramáficas no corpo principal de Alpinópolis são de dois tipos distintos: metapelitos, representados por granada - quartzo micaxistos com estaurolita e sillimanita, e rochas metassedimentares de origem química, correspondentes a formações ferríferas bandadas e metacherts, além de possíveis rochas cálcio-silicáticas, constituídas predominantemente por quartzo e minerais do grupo do epidoto. Os metapelitos ocorrem concentrados na parte central do corpo, acompanhados de formações ferríferas bandadas/dobradas. São intensamente intemperizados em superfície, constituindo saprolitos com estrutura xistosa preservada e alteração quartzosa - argilosa avermelhada. Ao microscópio reconhece-se uma textura grano-lepidoblástica intensamente crenulada, com remanescentes de estaurolita e pseudomorfos sericiticos de sillimanita. A sillimanita foi identificada com maior segurança em testemunhos de sondagem por Carvalho (1990). Os levantamentos de campo sugerem que as rochas metapelíticas constituem uma estrutura sinformal com intensa transposição plano-axial e flancos praticamente verticalizados.

As formações ferríferas do corpo principal de Alpinópolis são caracteristicamente bandadas (Fotografia III.3.D), com predomínio de leitos quartzosos recristalizados, granoblásticos. Os leitos individuais tem espessuras que variam de milimétricas a centimétricas. O principal mineral portador de Fe é representado pela magnetita, geralmente martitizada/limonitizada, que ocorre em discretos grãos irregulares. Em algumas amostras desenvolvem-se microporfiroblastos prismáticos-longos de grunerita sobre os leitos ferruginosos.

Concordantemente intercalados às rochas metaultramáficas e metassedimentares, ocorrem níveis anfibolíticos de espessura centi- a decimétrica e grande extensão lateral. São constituídos predominantemente de plagioclásio andesínico e Ca-anfibólio pleocróico verde (hornblenda a actinolita), com minerais do grupo do epidoto, quartzo, magnetita/ilmenita e titanita em proporções variáveis, porém subordinadas. Às vezes apresentam bandamento composicional em escala de milímetros a poucos centímetros, definido pela variação na proporção entre os

constituintes. Outras vezes são de aspecto mais homogêneo, de coloração preto/cinza-escuro, grano-nematoblásticos finos, equigranulares em escala de amostra de mão.

A associação vulcano-sedimentar na Faixa Mumbuca

O conteúdo litológico da associação vulcano-sedimentar na Faixa Mumbuca é essencialmente o mesmo descrito para a Faixa Serra do Dondó, apenas que mais pervasivamente reorganizado/reequilibrado. Nas rochas ultramáficas da região de Mumbuca e proximidades não foram encontradas texturas ígneas reliquias; são predominantemente foliadas com núcleos lenticulares mais maciços, granulosos, envoltos pela foliação de cisalhamento suavemente sinuosa. Alternam-se faixas de granulação mais fina e foliação mais evidente, penetrativa, com faixas de granulação mais grossa, geralmente milimétrica, mas às vezes até centimétrica. São comuns porfiroblastos grandes, ovalados/irregulares de ortopiroxênio, de tamanho até decimétrico (Fotografia III.4.A) e arredondados, menores de olivina, que conferem frequentemente um aspecto "peridotítico" a estas rochas (Fotografia III.4.B). Os afloramentos são razoavelmente numerosos no vale do Córrego da Mumbuca, geralmente na forma de topos de morrotes recobertos de blocos e matacões, alguns irregulares, sem forma predominante evidente, outros discóides, inclinados e alinhados, frequentemente com superfície rugosa, granulosa, destacando-se cavidades amendoadas centimétricas, outrora ocupadas pelos porfiroblastos de ortopiroxênio e olivina. A alteração intempérica é intensa, sendo bastante difícil realizar uma amostragem adequada para fins de análise química, principalmente se considerada a granulação destas rochas, que exige amostras representativas maiores.

Os corpos ultramáficos constituem lentes intensamente estiradas em meio à zona de cisalhamento que os envolve. Seus contatos com os ortognaisses miloníticos encaixantes é eminentemente tectônico. Desenvolvem intensa foliação milonítica de alto grau, penetrativa, que grada para foliações miloníticas/cataclásticas de grau mais ameno, não penetrativas, concentradas ao longo de planos de cisalhamento ou de falha. Nos planos de falha tardios, são frequentes estrias/espelhos de falha, e fraturas sigmoidais de tensão. Lineações de estiramento se desenvolvem em várias rochas, mergulhando predominantemente para WNW com ângulos variados, entre 5 e 40°.

Quadro de Fotografias III.4 - Rochas metaultramáficas/dique anfibolítico

Fotografia III.4.A - Amostra 59A/50. Porfiroblastos grandes, ovóides de ortopiroxênio em hornblenda - ortopiroxênio xisto. Corpo ultramáfico principal de Mumbuca, próximo à Fazenda Rosa Francisca de Lima.

Fotografia III.4.B - Amostra 115B/28D. Olivina - ortopiroxênio - hornblenda fels porfiroblástico/nodoso. Corpo ultramáfico principal de Mumbuca, próximo à Escola Municipal.

Fotografia III.4.C - Amostra 87/68. Cristal único de ferrosilita de formação ferrífera metamorfizada. Corpo ultramáfico principal de Mumbuca. Regolito da encosta E do morro 1086, a WNW da Fazenda Mumbuca.

Fotografia III.4.D - Amostra 298A/188. Anfibolito blasto-porfirítico de dique. Margens do Córrego Cachoeira, a NW do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, próximo Afloramento /96.

A

B

C

D

Há uma variação composicional interna visível em vários dos corpos maiores, alternando-se porções lenticulares de tipos ultramáficos com ligeiras variações composicionais mineralógicas com anfibolitos e níveis quartzosos bandados/laminados, às vezes granatíferos. Os tipos petrográficos mais evidentes são aqueles portadores de porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio, que predominam amplamente no corpo ultramáfico principal do vale do Córrego da Mumbuca, e que caracterizam também muitos dos corpos ultramáficos menores dispersos ao redor. Clorita - Ca-anfibólio xistos/fels ocorrem também intercalados ou alternados com os tipos porfiroblásticos ou, em vários casos, como constituintes exclusivos de alguns corpos lenticulares menores incluídos nos terrenos ortognáissicos/migmatíticos. Serpentinóis e talco xistos/esteatitos ocorrem quer como faixas estreitas, marginais ou internas ao corpo ultramáfico maior, ou como corpos lenticulares menores isolados em meio aos ortognaisses.

Os tipos litológicos menores que caracteristicamente acompanham as rochas ultramáficas da Faixa Mumbuca são, em conjunto, comparáveis à suite equivalente da Faixa Serra do Dondó, com diferenças petrográficas que representam mais variações metamórficas e deformacionais adquiridas que ígneas/deposicionais originais. Os anfibolitos são freqüentemente mais estirados, lineados, constituindo verdadeiros tectonitos L, comumente granatíferos. As rochas metassedimentares quartzo-ferruginosas (interpretadas como formações ferríferas) são representadas por níveis quartzosos-granatíferos maciços, às vezes portadores de anfibólio grunerítico. Também há ocorrências de lentes/níveis quartzosos algo diferentes, às vezes epidotíticos, outros turmaliníferos, com sillimanita, representando possivelmente níveis de *cherts* variados. Rochas metassedimentares psamo-pelíticas ocorrem em pequenas proporções, como sillimanita ($\pm$ estauroлита) granada-quartzo micaxistos, gradando para sillimanita-granada-clorita xistos.

As formações ferríferas apresentam-se via de regra sem o conspíquo bandamento que caracteriza as formações ferríferas na faixa Serra do Dondó. Seus afloramentos são tipicamente na forma dos já mencionados "saibreiros", nos quais constituem corpos lenticulares/tabulares de alguns metros de espessura aparente, marcadamente compartimentados pela foliação de cisalhamento. Predomina o quartzo cristalino/leitoso a granuloso, porém há vários níveis marcados pela presença de

granada vermelha, em grãos arredondados, discretos, acompanhada por ferrosilita e grunerita, principalmente, além de biotita de pleocroísmo castanho-vermelho, e ocasionalmente hornblenda e apatita. As identidades da ferrosilita e da grunerita, identificadas primeiro ao microscópio petrográfico, foram confirmadas através de algumas análises de Microsonda Eletrônica. A grunerita desenvolve-se nas bordas da ferrosilita, substituindo-a integralmente em muitos casos. A ferrosilita pode alcançar dimensões espetaculares em alguns leitos mais máficos: indivíduos de tamanho centimétrico foram encontrados, e em um regolito da borda do corpo ultramáfico maior foi localizado um agregado cristalino com cristais individuais decimétricos (Fotografia III.4.C). A paragênese ferrosilita - granada é interpretada como desenvolvida sob condições de limiar do fácies granulito, conforme sugerido pelo seu estreito vínculo espacial com anfibolitos portadores de orto- e clinopiroxênio.

As rochas anfibolíticas da Faixa Mumbuca são algo mais variadas em termos texturais e mineralógicos que as da Faixa Serra do Dondó. Tipos portadores de plagioclásio e hornblenda como paragênese essencial são comuns, com texturas que variam de grano-nematoblástica poligonizada/sub-poligonizada a nematoblástica lineada, estirada. O padrão pleocróico variável da hornblenda, ora mais verde-pálido, ora mais intenso, sugere composições variáveis, de mais magnesianas a mais ferríferas. O mais notável, no entanto, é a presença de rochas anfibolíticas, associadas às metaultramáficas e às formações ferríferas, que desenvolvem paragêneses com ortopiroxênio - clinopiroxênio - plagioclásio a partir da associação hornblenda castanho-escuro (pargasítica) - granada, com texturas nitidamente "granulíticas", com piroxênios lobados/amebóides desenvolvendo-se às custas da hornblenda. Outra característica textural importante é a presença de orlas de plagioclásio granoblástico ao redor de núcleos arredondados, irregulares de granada, sugerindo pressão litostática decrescente no decorrer das transformações de mais alto grau. Estas rochas ocorrem em corpos lenticulares dispersos, intercalados aos terrenos ortognáissicos - migmatíticos, e indicam que condições de fácies granulito foram alcançadas em pelo menos algumas partes da Faixa Mumbuca. O aparecimento das paragêneses de fácies granulito nos anfibolitos é correlacionada temporalmente ao desenvolvimento das nódos de porfiroblastos de ortopiroxênio e olivina na Suite Metaultramáfica, às custas da Mg-clorita, como será discutido nos capítulos que se seguem, e aos

processos de anatexia - granitogênese registrados na Serra do Quilombo, na Faixa Serra do Dondó, como discutido anteriormente. Estes eventos combinados dão testemunho de um episódio térmico muito bem marcado, tardi/pós-deformacional, que define o grau metamórfico mais intenso alcançado no decorrer da evolução tectono-metamórfica do Domínio Norte do CCG.

III.2.2.D - Os diques metamáficos/máficos

Há várias ocorrências de corpos máficos e metamáficos no Domínio Norte do CCG que representam pelo menos quatro suites distintas de diques, intrusivos nos terrenos granito-*greenstone belt* cisalhados em vários estádios da sua evolução tectono-metamórfica, e por isto servem de importantes indicadores das variações temporais e espaciais dos processos térmicos e dinâmicos ao longo da história geológica deste Domínio. Foram estudados, de maneira preliminar, por Szabó (1989), quando então reconheceu-se a existência de gerações distintas de diques, e posteriormente, de maneira mais específica, por Szabó et al (1992). Os diques máficos e metamáficos ocorrem dispersos por todo o Domínio Norte, porém encontram-se melhor expostos em algumas áreas, quando então a expressão espacial dos corpos é mais evidente (v. Mapa Geológico da área - Anexo I). Nos outros casos, resumem-se a ocorrências pontuais, com calhaus e blocos máficos de estrutura maciça concentrados no cimo de pequenos morrotes, ou semi-enterrados a soltos no chão e barrancos das estradas e no solo arado das plantações, sem qualquer indicação segura das dimensões, contornos e orientação dos corpos que constituem. As áreas mais favorecidas em afloramentos de diques máficos e metamáficos encontram-se na Faixa Serra do Dondó, havendo duas concentrações principais: uma ao longo do Ribeirão da Conquista, tanto no corpo ultramáfico maior aflorante nesta área, como nos ortognaisses cisalhados circunvizinhos, e a outra na porção oriental da Faixa, na Serra do Quilombo, na região das cabeceiras do Rio Cancã e Córrego Sapateiro, nas cercanias das Fazendas dos Martins, do Quilombo, e do Monte Alto. Há ainda algumas ocorrências mais a oeste, nas proximidades da Fazenda Gordura.

Na Faixa Córrego das Almas as ocorrências são mais raras, e os diques afloram aparentemente isolados. São dignos de nota o dique a sudeste da Fazenda Mutuca, nas encostas meridionais do vale do Ribeirão da Conquista a sul da Serra das

Posses/do Quilombo, com uma expressão topográfica realçada, bem visível em fotografia aérea, e o dique que aflora ao longo do vale do Córrego Piedade, a nor-noroeste da Serra do Veado. Na Faixa Mumbuca a maioria das ocorrências se resume aos já mencionados blocos e calhaus em morrotes, estradas, barrancos e plantações, a não ser por dois (?) corpos de expressão espacial melhor definida, na porção noroeste da Faixa, a sul da Serra do Fundão, nas encostas meridionais do Córrego homônimo.

Os diques com expressão espacial definida encontram-se tanto orientados, seguindo as direções estruturais dos terrenos encaixantes, como sem orientação evidente, discordantes das estruturas circunvizinhas. Dentre os diques orientados, alguns exibem feições de cisalhamento indicativas de deformação e reorientação após a sua consolidação, enquanto outros parecem ter sido intrusivos seguindo direções estruturais pré-definidas, sem evidências de terem sido posteriormente tectonizados.

Os diques máficos e metamáficos foram agrupados em quatro suites distintas, isto com base em suas características petrográficas e de campo:

- diques anfibolíticos blasto-porfíricos (DA)
- diques micro-gabróicos subofíticos, às vezes com olivina (DS)
- diques micro-gabróicos intergranulares (DI)
- diques micro-dioríticos, micro-granofíricos (DD)

Os diques anfibolíticos blasto-porfíricos (DA)

Das suites de diques reconhecidas na área, esta parece ser a mais antiga preservada, deformada e reconstituída textural e mineralógicamente com intensidade variável de local para local. Ocorre de maneira mais evidente na Faixa Serra do Dondó, onde representa importante marcador da variação espacial e temporal das condições tectono-metamórficas. Na Faixa Córrego das Almas desconhece-se ocorrências desta suite, e na Faixa Mumbuca apenas algumas ocorrências pontuais lhe são atribuídas.

Como já mencionado, os diques anfibolíticos mostram heterogeneidade estrutural, textural e mineralógica em função da sua maior ou menor proximidade à zona de cisalhamento que separa a Faixa Serra do Dondó da Faixa Córrego das Almas. Os corpos mais afastados, mais preservados da influência da zona de

cisalhamento são aqueles que ocorrem internamente ao corpo ultramáfico principal a sul de Alpinópolis e nas cercanias da Fazenda dos Martins, na Serra do Quilombo. A sua expressão espacial pode ser estabelecida com relativa segurança, uma vez que afloram em morrotes alinhados, discretamente destacados na topografia, com blocos e calhaus semi-enterrados em seus cimos. São discordantes às estruturas das rochas encaixantes, cortando inclusive o contato entre o corpo ultramáfico principal e os ortognaisses tonalíticos na região da confluência entre o Ribeirão da Conquista e o Córrego Cachoeira. As rochas constituintes apresentam estrutura predominantemente maciça, com foliação limitada a restritas faixas de cisalhamento, de orientação variada em relação à atitude do dique, que ocasionalmente se fazem presente. Feições miloníticas a cataclásticas também podem ocorrer. Conjuntos de fraturas conjugadas ora mais cerradas, ora mais espaçadas, preenchidas por quartzo e epidoto, são frequentes.

A feição macroscópica mais conspícua dos diques anfibolíticos é a sua textura porfirítica, com blasto-fenocristais ovóides de feldspato, de diâmetro entre 0,5 - 3,0 cm, esparsamente distribuídos numa matriz que varia de muito fina, densa, preta, a microgabróide (Fotografia III.4.D).

Ao microscópio exibem texturas parcialmente pseudomórficas, com agregados sub-milimétricos de anfibólio acicular/prismático substituindo os clinopiroxênios ígneos originais, enquanto o plagioclásio apresenta-se saussuritizado/epidotizado. Texturas incipientemente poligonizadas, com hornblenda granoblástica, e plagioclásio conservando seu hábito tabular longo/ripiforme e padrão de geminação ígnea (*"igneous looking plagioclase"*) em escala variável se desenvolvem localmente, indicativos de um melhor reequilíbrio textural. A textura subofítica a intergranular da matriz transparece com relativa frequência, uma vez que os minerais metamórficos instalam-se sobre a paragênese ígnea seguindo domínios composicionais, às vezes substituindo os minerais originais de maneira pseudomórfica. A granulação ígnea original, milimétrica, dá lugar a um arranjo marcadamente inequigranular seriado, com dimensões dos indivíduos minerais variando entre alguns milímetros e centésimos de milímetros. Os principais constituintes metamórficos são clino-anfibólios, da série actinolita-hornblenda, minerais do grupo do epidoto, relictos de plagioclásio, ilmenita/magnetita, titanita e quartzo, e ocasionalmente clorita.

Tanto as texturas como as feições internas dos minerais sugerem desequilíbrio metamórfico. Os anfibólios apresentam-se com pleocroísmo manchado, variando de verde-claro/amarelado a verde-médio, consequência de variações composicionais em domínios irregulares, entre actinolita e hornblenda (actinolítica a tschermakítica ?), e exibem inúmeras pequenas inclusões góticas de quartzo, sub-produto da substituição do clinopiroxênio. Esta substituição se faz tanto homoaxialmente, com os piroxênios mimetizados pelos anfibólios, que são polvilhados de ilmenita fina resultante da liberação de Ti da estrutura cristalina do piroxênio ígneo, como através de agregados de anfibólios finos, aciculares/prismáticos longos, com arranjo entrelaçado, em feltro, ou paralelo, em feixes de terminações esfiapadas.

O plagioclásio ígneo, tabular longo/ripiforme, com padrão de geminação complexo, combinando lamelas principalmente segundo as Leis da Albita, de Carlsbad e do periclínio, pode estar substituído em proporções variadas, geralmente com intensa saussuritização, com nuvens de epidoto granular fino concentradas nos núcleos, indicando seu zoneamento normal. Os minerais do grupo do epidoto ocorrem também em agregados granoblásticos finos melhor definidos, tanto na matriz como ao longo de fraturas, ou ainda como agregados poligonizados que localmente substituem os fenocristais de plagioclásio, traduzindo a textura blasto-porfirítica. Quando o plagioclásio ripiforme se encontra melhor preservado, nota-se que seus bordos são corroídos, irregulares, e anfibólio se instala nas suas margens. Esta feição textural implica incorporação do Na e Al do plagioclásio desestabilizado na estrutura da hornblenda, na forma da molécula edenítica ($\text{NaAl} \rightleftharpoons 1\text{Si}$). Quando melhor preservado, a composição do plagioclásio situa-se entre labradorita sódico-cálcica a cálcica (An_{55} - An_{65}).

Os minerais opacos originais, ilmenita e magnetita, ora se encontram melhor preservados, ostentando o hábito vazado/esqueletal ígneo (aspecto de "lâmpião chinês"), ora são substituídos, em proporção variável, por titanita, que ocorre geralmente em agregados granuloso finos, bordejando os minerais opacos.

Ao longo de zonas de cisalhamento menores, tardias, que se desenvolvem de maneira espaçada, oblíqua à orientação dos diques, há reorganização textural pervasiva, e as feições reliquiares ígneas se perdem. Neste contexto, as rochas metamáficas blasto-porfiríticas/blasto-subofíticas são substituídas por titanita-

hornblenda fels e titanita-epidoto-hornblenda xistos com textura decussada/em feltro ou grano-nematoblástica.

Os diques situados na área de influência da zona de cisalhamento que delimita a Faixa Serra do Dondó a sul apresentam-se orientados paralelamente à foliação milonítica, de direção NNW/ESE, e são cisalhados/milonitizados com intensidade variável. No flanco oriental da Serra do Dondó, no vale do Ribeirão da Conquista, seus afloramentos se caracterizam por morrotes cônicos alinhados, com blocos e calhaus de rochas máficas porfíricas maciças nos topos, e anfibolitos foliados, grano-nematoblásticos na base das encostas. Os morrotes, de contornos elipsoidais, correspondem aos núcleos de *boudins*, de dimensões da ordem de dezenas de metros, cercados pela foliação de cisalhamento anastomosada que se desenvolve nas bordas dos diques. A textura blasto-porfírica pode ser reconhecida ocasionalmente até mesmo nas rochas anfibolíticas foliadas de borda.

As rochas metamáficas destes corpos exibem, ao microscópio, texturas nítidamente mais reequilibradas, granoblásticas, com poligonização variando de incipiente, nos núcleos maciços, a bem desenvolvida nas bordas foliadas. A textura, discretamente inequigranular seriada, tende a equigranular, com granulação da ordem de milímetros a décimos de milímetros. Feições reliquiares ígneas tornam-se mais raras, via de regra restritas aos núcleos maciços, resumindo-se à textura blasto-porfírica e ao ocasional hábito tabular longo do plagioclásio, com padrão de geminação combinado preservando o aspecto ígneo em maior ou menor grau. Os minerais também se apresentam mais eficientemente reequilibrados: o anfibólio é uma hornblenda de pleocroísmo homogêneo verde médio/verde claro, em indivíduos prismáticos curtos sub-idioblásticos a xenoblásticos. O plagioclásio varia de tabular longo, com feições ígneas parcialmente preservadas, a tabular curto/xenoblástico, em agregados poligonizados. Os minerais opacos ilmenita e magnetita são bordejados pela titanita, que ocorre também em grãos intersticiais discretos, individualizados, com aspecto "grão de arroz". As inclusões de quartzo nos anfibólios se tornam raras, e as poucas que restam adquirem contornos melhor definidos; a maioria do quartzo ocorre em grãos xenoblásticos discretos, intersticial ao anfibólio e ao plagioclásio. Minerais do grupo do epidoto se tornam menos frequentes; ocorrem com maior regularidade nos núcleos menos deformados, em indivíduos granoblásticos discretos, intersticiais.

A norte da Fazenda Mutuca, na margem oriental do Ribeirão da Conquista, a ponta aflorante de um dos diques envolvidos na zona de cisalhamento, intercalada a gnaisses migmatíticos com leucossomas bem desenvolvidos, exhibe também feições de remobilização/segregação: veios félsicos irregulares, de espessura milimétrica a centimétrica recortam a rocha anfibolítica, sub-concordantes a francamente discordantes à sua foliação. Nas bordas dos veios, anfibólios prismáticos maiores, da ordem de vários milímetros até centímetros, se desenvolvem oblíquamente, ou em arranjo desordenado. Ao microscópio, os veios félsicos mostram composição quartzo diorítica, com plagioclásio (andesina intermediária) em arranjo poligonizado, e quartzo granoblástico lobado a amebóide em indivíduos esparsos, isolados em meio ao plagioclásio. As relações estruturais/texturais sugerem que o processo responsável pela configuração descrita (segregação anatética?) foi tardi/pós-deformacional, sobrepondo-se ao arranjo desenvolvido durante o cisalhamento e concomitante recristalização sub-sólida.

O dique anfibolítico que aflora na região das cabeceiras do Córrego Gordura, às margens da estrada que segue para a Fazenda homônima, situa-se na área de influência de um braço menor da zona de cisalhamento que separa a Faixa Serra do Dondó da Faixa Córrego das Almas. Neste segmento, de desenvolvimento temporal relativo mais tardio, a zona de cisalhamento adquire características de falha dúctil/rúptil, e desenvolvem-se feições miloníticas *stricto sensu*, com intensa cominuição granulométrica, gerando rochas porfiroclásticas com matriz laminada, densa, e geometria sugestiva de fluxo tectônico. As rochas metamáficas do mencionado dique são transformadas em tectonitos SL, adquirindo aspecto "*folineado*" (foliação planar e linear combinadas). A textura blasto-porfirítica pode ainda ser identificada macroscopicamente, em cortes transversais ao eixo de maior estiramento (seções YZ), porém torna-se menos evidente em seção delgada, uma vez que os fenocristais de plagioclásio, cisalhados, são substituídos por agregados lenticulares, de granulação fina, de minerais do grupo do epidoto acompanhados de quartzo. A textura caracteriza-se por feições gradacionais entre miloníticas, com foliação definida e recristalização dinâmica, e cataclásticas, com grãos flexionados, fragmentados e rotacionados.

Os diques micro-gabróicos subofíticos, às vezes com olivina (DS)

Também estes diques se apresentam de maneira mais evidente na porção oriental da Faixa Serra do Dondó, na Serra do Quilombo, em corpos de orientação geral bem definida, de expressão discreta em foto aérea, na região compreendida entre as Fazendas dos Martins, do Quilombo e do Monte Alto, junto a, ou próximos de ocorrências de diques pertencentes às suites anfibolítica (DA) e micro-gabróica intergranular (DI). Nesta área foram localizados quatro diques micro-gabróicos subofíticos distintos, três dos quais orientados aproximadamente na direção EW, sendo que o quarto, aflorante junto à cabeceira do Córrego do Sapateiro, a norte - nordeste da Fazenda dos Martins, possui orientação NW/SE. Possuem espessuras estimadas de algumas dezenas de metros e comprimentos da ordem de várias centenas de metros a um - dois quilômetros.

Na Faixa Serra do Dondó apenas mais uma ocorrência é registrada, a oeste, próximo à confluência do Ribeirão Conquistinha e do Córrego do Fanqueiro, a sudeste da Fazenda Gordura. Neste local o afloramento limita-se a um morrote cônico isolado na encosta, com blocos arredondados, de capa de alteração bauxítica/limonítica bem desenvolvida, semi-enterrados ou soltos, ficando a expressão espacial deste dique indefinida. Na praça da Fazenda Gordura, a norte, aflora um milonito porfiroclástico de rocha máfica, com estrutura de fluxo pronunciada, cuja composição mineralógica coincide com a dos diques micro-gabróicos subofíticos, inclusive com porfiroclastos rotacionados de clinopiroxênio parcialmente anfibolitizados. A relação deste milonito com outros corpos da mesma suite é desconhecida, porém a sua presença nesta área sugere a existência de segmentos de falha de caráter dúctil/rúptil desenvolvidos tardiamente, uma vez que afetam rochas básicas pouco ou nada modificadas por processos tectono-termais em outras áreas de ocorrência.

Na Faixa Córrego das Almas não há registro de ocorrências desta suite de diques. Já na Faixa Mumbuca há vários afloramentos pontuais, sem expressão espacial definida, que se limitam a blocos semi-enterrados ou soltos nas encostas ou em barrancos das estradas.

Os micro-gabros da suite subofítica apresentam características petrográficas marcantes, tanto macroscopicamente como em seções delgadas. Quase sempre

ostentam bem desenvolvidas capas de alteração bauxíticas/limoníticas, que envolvem núcleos de rocha via de regra bem preservados da alteração intempérica. Em superfícies de rocha fresca, apresentam-se maciços, de coloração cinza-preto a cinza médio, e aspecto gabróide realçado, com granulação fina, milimétrica, e plagioclásios ripiformes destacados em meio aos minerais máficos. Em um afloramento, ressalta-se uma nítida estratificação composicional de escala centimétrica na superfície de alguns blocos, que é porém quase imperceptível macroscopicamente em superfície fresca. Uma discreta variação granulométrica pode ser reconhecida na maioria dos afloramentos, com texturas ligeiramente mais finas/mais grossas, porém sempre em escala milimétrica.

Em lâminas petrográficas é conspícua a textura subofítica, com plagioclásios tabulares longos/ripiformes, de comprimento entre 0,5 e 3,0 milímetros, semi-inclusos a inclusos em clinopiroxênios xenomórficos grandes, que podem alcançar localmente até 1 centímetro, quando então a textura assume feições ofíticas. De maneira geral as texturas ígneas são inequigranulares seriadas, com granulação variando entre décimos de milímetros e vários milímetros. As texturas ígneas invariavelmente predominam, porém podem estar modificadas, em maior ou menor grau, por feições pós-magmáticas, que envolvem a substituição das fases minerais originais, anidras, por agregados finos de minerais hidratados, geralmente segundo domínios composicionais, de maneira pseudomórfica. Feições coroníticas se desenvolvem em algumas amostras, de maneira ora incipiente, ora mais generalizada, preferencialmente entre olivina e plagioclásio, mas também entre o plagioclásio e os minerais opacos, ou os piroxênios. Quando menos desenvolvidas, estas feições consistem de agregados radiados de anfibólio acicular fino, às vezes com granada incolor em grãos idiomórficos pequenos, da ordem de décimos de milímetros, intercalados. Quando melhor desenvolvidas, as feições coroníticas apresentam um zoneamento sistemático, olivina $\Rightarrow$ ortopiroxênio $\Rightarrow$ anfibólio ($\pm$ granada) $\Rightarrow$ plagioclásio. Actinolita acicular fina de pleocroísmo verde marcado se desenvolve em orlas radiadas ao redor dos piroxênios; biotita castanho-avermelhada, às vezes acompanhada de granada fina, distribui-se ao redor dos piroxênios e/ou dos minerais opacos nas áreas intersticiais.

Os principais minerais constituintes são clinopiroxênios, entre pigeonitas e augitas, e o plagioclásio, secundados pelos minerais opacos (magnetita e ilmenita, principalmente), de dimensões da ordem de 0,5 - 1,0 milímetro, com hábito idiomórfico vazado, pela olivina, que se apresenta, via de regra, pseudomórficamente substituída por agregados finos de minerais hidratados (= clorofeíta), polvilhados de opacos, que reproduzem seus contornos e o traçado das fraturas sub-conchoideais, e, em proporção subordinada, pela actinolita, biotita, granada, e ortopiroxênio. O plagioclásio exhibe padrão de geminação combinado, com lamelas segundo as leis da albita, de Carlsbad e periclásio, e zoneamento concêntrico normal, de labradorita sódica (An_{50}) nas bordas a cálcica (An_{65}) nos núcleos; ocasionalmente, apresenta finas lamelas antipertíticas. A olivina ocorre em proporção variável, próxima ou inferior a 5%, intersticial ao plagioclásio e piroxênios, ou semi-inclusa nestes últimos, quando então sua preservação, em núcleos residuais, é mais eficiente.

Os clinopiroxênios exibem delgadas lamelas de exsolução segundo (001) e (100), que definem um padrão "espinha de peixe" quando combinadas com a geminação lamelar simples. Em alguns casos, o volume de augita exsolvida a partir da pigeonita original é maior, e se desenvolvem feições simplectíticas em meio a um hospedeiro parcialmente revertido em ortopiroxênio.

Diques micro-gabróicos intergranulares (DI)

Há uma série de ocorrências de rochas máficas maciças esparsamente porfíricas, com matriz cinza-preto fina. Na maioria das vezes, trata-se de afloramentos pontuais, sem expressão espacial evidente, encontrados nas três Faixas como blocos arredondados de superfície lisa soltos ou semi-enterrados. Apenas na Faixa Córrego das Almas, na região das cabeceiras do Córrego Piedade foi localizado um dique melhor exposto, alinhado segundo a direção regional WNW, com extensão de várias centenas de metros. As rochas apresentam aspecto geral bem conservado, sem evidências de deformações ou transformações minerais significativas. Ao microscópio petrográfico, exibem texturas intergranulares finas, com plagioclásio ripiforme/tabular longo (labradorita), clinopiroxênio (pigeonita $\pm$ augita) prismático-curto intersticial, e minerais opacos, dentre os quais ilmenita parece ser volumetricamente predominante. Os fenocristais esparsos alcançam dimensões de vários milímetros, ou de até 0,5 - 2,0

cm. Modificações mineralógicas pós-magmáticas são raras, resumindo-se a ocasionais bordas uralitizadas nos piroxênios; os plagioclásios conservam-se límpidos, inalterados. Ao que tudo indica, trata-se de diques de colocação posterior mesmo aos eventos tectono-metamórficos mais tardios, que no entanto seguem a orientação do padrão estrutural da área.

Diques micro-dioríticos, micro-granofíricos (DD)

Poucas ocorrências desta suite de diques foram localizadas. O corpo melhor exposto localiza-se na Faixa Córrego das Almas, a SE da Fazenda Mutuca, junto à estrada para Três Barras, aflorando de maneira quase contínua, suavemente sinuosa, como blocos soltos e semi-enterrados no topo e encostas de uma série de morrotes alinhados segundo a orientação estrutural WNW predominante na área. As outras ocorrências situam-se na Faixa Mumbuca, sendo aquela a S da Serra do Fundão correspondente ao dique maior, melhor exposto nesta Faixa, enquanto a outra, a NE da Fazenda Monte Alto, resume-se a blocos semi-enterrados e soltos na encosta. As rochas constituintes apresentam-se com coloração cinza-claro, e aspecto geral homogêneo, de granulação fina, sub-milimétrica. Ao microscópio, exibem textura subofítica, intergranular ou em feltro, com intensa saussuritização do plagioclásio ripiforme/tabular longo e uralitização dos clinopiroxênios prismáticos-curtos. Em algumas amostras, pseudomorfos de clinopiroxênios prismáticos-curtos maiores, de dimensões entre 0,1 - 1,0 mm, definem uma textura porfírtica. Uma feição característica é a presença de intercrescimentos microgranofíricos nos espaços intersticiais. Titanita fina, granulosa (leucoxênio) envolve a ilmenita prismática-longa.

Esta suite também serve como indicador da distribuição temporal/espacial das deformações, neste caso as tardias, restritas a faixas mais estreitas, que definem falhas direcionais de baixo grau metamórfico. O dique melhor exposto desta suite, das proximidades da Fazenda Mutuca, apesar de orientado segundo a direção estrutural predominante na área, não apresenta quaisquer evidências de deformação/reorientação textural. Já o dique maior aflorante na Faixa Mumbuca situa-se dentro da zona de influência de uma falha tardia, aparentemente um ramo da grande descontinuidade estrutural que separa as Faixas Córrego das Almas e Mumbuca. As rochas deste dique apresentam foliação milonítica incipiente, com faixas

sinuosas de epidoto/zoisita, sericita, titanita granulosa, opacos e quartzo, e ocasionalmente biotita incipiente envolvendo porfiroclastos de pseudomorfos de clinopiroxênio substituído por Ca-anfibólio (actinolita). Nas porções menos deformadas persistem vestígios da textura porfiritica/intergranular original, com o contorno dos plagioclásios ripiformes mimetizado pelas nuvens de epidoto, às vezes com plagioclásio neoblástico límpido (albita - Na-oligoclásio) desenvolvendo-se em meio a agregados granoblásticos finos de minerais do grupo do epidoto e quartzo.

A suite micro-diorítica/micro-granofírica representa corpos originados a partir de magmas relativamente mais evoluídos, possivelmente até andesíticos, que aparentemente foram submetidos a um processo generalizado de alteração tardi/pós-magmático, talvez auto-metamórfico. Seriam de colocação posterior aos eventos deformacionais e metamórficos de grau mais alto e de distribuição espacial mais ampla, orientando-se segundo as direções estruturais pré-estabelecidas na área mesmo quando não envolvidos em episódios deformacionais tardios. Podem estar relacionados de alguma forma à Suite de diques micro-gabróicos subofíticos com olivina (DS) através de processos de fracionamento, uma vez que apresentam posicionamento temporal relativo aproximadamente equivalente na evolução geológica da área.

III.2.2.E - Tipos litológicos menores

Além das rochas claramente pertencentes à associação vulcano-sedimentar, ou às suites de diques, há uma série de tipos litológicos menores cujas relações com os demais litotipos e agrupamentos estratigráficos são ainda incertas, mal compreendidas. Algumas dessas rochas ocorrem de maneira característica, repetitiva, e podem representar modificações de alguns dos litotipos anteriormente descritos.

O tipo litológico mais freqüente corresponde a hornblenditos/hornblenda xistos, que ocorrem em leitos ou lentes de espessuras centi- a decimétricas intercalados aos ortognaisses, que ocorrem nas três Faixas do Domínio Norte do CCG. São constituídos predominantemente por hornblenda verde-pistache de granulação da ordem de alguns milímetros, em arranjo textural poligonizado, granoblástico a nematoblástico. Nas Faixas Córrego das Almas e Mumbuca, ortopiroxênio xenoblástico se desenvolve em muitos casos de forma intersticial aos anfibólios, e pode perfazer

até 15 - 20 % em proporção modal. Em outros casos, ilmenita em grãos discretos intersticiais, ou minerais do grupo do epidoto representam os acessórios. Quanto à origem destes corpos, conjectura-se que representem porções disruptas, isoladas de corpos máficos/básicos, quer dos anfibolitos da sequência vulcano-sedimentar, quer dos diques anfibolíticos.

Rochas portadoras de ortopiroxênio que não anfibolitos da Faixa Mumbuca ocorrem também na Faixa Córrego da Almas, na região das cabeceiras do Córrego Piedade. Correspondem a meta-gabros e meta-leuco-gabros maciços, com textura granoblástica seriada, lobada/amebóide a poligonizada, variando de fina, sub-milimétrica a média, da ordem de 2 - 3 mm, com índice de cor de 25 - 30 a 45 - 50, constituídos de plagioclásio labradorítico (teor de An entre 55 e 60, aproximadamente), antipertítico, orto- e clinopiroxênio (este com lamelas de exsolução (001) finas), e hornblenda marrom, de pleocroísmo carregado, possivelmente pargasítica. As suas relações com os terrenos em volta são indeterminadas, mas correspondem provavelmente a partes de um corpo máfico diferenciado, colocado pouco antes ou no decorrer da etapa de metamorfismo de mais alto grau.

Na ponta E do corpo principal de Mumbuca, há uma ocorrência de corpo cromitítico, cuja relação com as rochas ultramáficas ao redor é incerta. Constitui-se de cromitas granulares, irregulares, sub-milimétricas, de cor castanho-avermelhado, com agregados de minerais lamelares finos (clorita $\pm$ serpentina ?) intersticiais. A extensão do corpo parece não exceder algumas centenas de metros quadrados. É mais provável que represente uma lente de colocação tectônica, correlata aos corpos de cromititos podiformes característicos do Domínio Sul do CCG.

III.2.3 - Domínio S do CCG

Na porção sudoeste da área delimitada para esta Tese, nas cercanias das Fazendas Gravatá e Nova, e a sul da Fazenda da Mata (S), ocorre uma associação litológica característica, portadora de rochas metaultramáficas pervasivamente foliadas em meio a metassedimentos psamo-pelíticos tipicamente com abundante granada e

cianita, além de granada quartzitos em menor proporção, que representam formações ferríferas-manganesíferas. Pelas suas peculiaridades lito-estruturais, considera-se que faça parte do Domínio Sul do CCG, integrando o Complexo Petúnia de Roig (1993). O contato entre os dois Domínios do CCG é ainda mal definido, de localização imprecisa, e a atribuição dos tipos litológicos que afloram na região de interface a um ou outro, na maioria dos casos, problemática.

O mencionado pacote metassedimentar/metaultramáfico, que se desenvolve na forma de uma faixa encurvada, convexa para norte, com orientação variando de WNW/ESE para E/W rumo a oeste, e adelgaçando-se na mesma direção, é exceção neste sentido, uma vez que sua identidade com faixas semelhantes dos arredores de Bom Jesus da Penha e Petúnia, e sua continuidade espacial com as mesmas, encontram-se satisfatoriamente estabelecidas. A dificuldade maior refere-se às rochas gnáissicas-migmatíticas cisalhadas circunvizinhas, que exigem levantamentos mais detalhados, especificamente dirigidos para averiguar quais fariam parte dos terrenos tipo *granito-greenstone belt* intensamente cisalhados da Faixa Mumbuca, no Domínio Norte, e quais pertenceriam à associação alóctone do Domínio Sul do CCG.

O contato entre os dois Domínios corresponde a uma faixa limítrofe complexamente estruturada, definida pela zona de cisalhamento que justapõe os dois terrenos, recortada por falhas rúpteis tardias, transcorrentes (e.g. Roig 1993, Soares 1988, Soares et al 1990), e logo há uma intensa mistura tectônica dos componentes litológicos na região. É esta a explicação, inclusive, para o corpo cromitítico que aflora, aparentemente isolado, na extremidade oriental do corpo ultramáfico de Mumbuca, nas cabeceiras do Córrego que empresta seu nome à região. Tendo esta situação em mente, decidiu-se indicar o limite do Domínio Sul do CCG no Mapa Geológico de maneira propositalmente vaga, inferindo seu traçado pela atitude do pacote metassedimentar/metaultramáfico considerado característico desse Domínio, e sem identificar o caráter do contato de maneira específica.

É bastante provável, a julgar pela distribuição dos litotipos metaultramáficos e das estruturas de deformação na área (e.g. intensa clivagem de crenulação de transposição em anfibolitos grano-nematoblásticos *foliados*, ou seja: com foliações miloníticas S e L combinadas), que haja uma superfície de contato individualizada entre os Domínios Norte e Sul do CCG a sul das Fazendas da Mata (S) e Vargem

Limpa, seguindo o alinhamento do flanco setentrional dos morros de cota 1073 e 1056, com direção aproximada WNW/ESE neste trecho. Os demais segmentos deste contato não puderam ser delineados com maior segurança, suspeitando-se haver uma recorrência do Domínio Sul na região do divisor de águas entre as cabeceiras do Córrego da Mumbuca e Ribeirão da Conquistinha, centrado no corpo cromitítico aflorante no morro de cota 1224. As relações deste corpo aparentemente lenticular com as rochas circunvizinhas são dúbias, mas provavelmente parte dos anfibolitos e rochas metapelíticas das cercanias, bem como parte dos gnaisses ao redor pertençam, junto a ele, à faixa de contato do Domínio Sul, deslocadas para nor-noroeste ao longo de uma falha tardia que aparentemente trunca a ponta oriental do corpo ultramáfico de Mumbuca.

Os constituintes litológicos do pacote metassedimentar/metaultramáfico afloram de maneira mais ou menos contínua em alguns trechos ao largo da sua faixa de ocorrência (e.g. na estrada de acesso à Fazenda Gravatá), porém quase sempre em avançado estado de alteração intempérica. Em termos volumétricos predominam as rochas metapelíticas, que variam de cianita-granada micaxistos grafitosos a quartzo xistos laminados, cobrindo um largo espectro de composições mineralógicas intermediárias, com os diversos tipos litológicos alternando-se num bandamento composicional em escala métrica a decimétrica. Nas bandas mais quartzosas, é comum o aparecimento de muscovita cromífera (fuchsite). Localmente, traços de caulim sugerem composições incipientemente feldspáticas.

As rochas metaultramáficas apresentam-se intercaladas às metapelíticas em níveis de espessura variável, da ordem de alguns metros a decímetros, e são representadas por talco-clorita-clinoanfibólio (tremolítico) xistos cinza - verde claro finos, lepidó-nematoblásticos, de aspecto geral homogêneo a discretamente nodoso. Ocasionalmente pode prevalecer o talco, passando então, de maneira gradativa/intercalada, a talco xistos. Rochas quartzosas granatíferas, com granadas de tamanho da ordem de vários milímetros até 1 - 2 centímetros, de densidade de distribuição variada (em alguns lugares, a concentração de granadas gera verdadeiros "granatitos"), ocorrem caracteristicamente intercaladas à sequência metapelítica/metaultramáfica, em leitos ou bandas decimétricas. Leitos quartzosos ferruginosos/manganesíferos, ocasionalmente com laminação composicional, sem

evidência da ocorrência de granadas, também se fazem presentes. O padrão de alteração destas rochas sugere que se trata de formações ferríferas/manganesíferas.

O pacote metaultramáfico - metapelítico caracteriza-se por uma foliação principal sinuosa, amendoada, sub-concordante ao bandamento composicional. A xistosidade, suavemente ondulada, tem direção variando de E/W a WNW/ESE, mergulhando preferencialmente para sul - sudoeste com ângulos intermediários a altos. As lineações de estiramento mergulham com ângulos entre 15° e 20° para oeste e oeste - noroeste. Ao redor do pacote metassedimentar afloram biotita gnaisses cinza cisalhados, bandados a estromáticos, com ocasionais leitos anfibolíticos intercalados, que se estendem em direção à Serra das Furnas e Córrego da Mumbuca a norte.

CAPÍTULO IV

PETROGRAFIA DA SUITE METAULTRAMÁFICA

IV.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

IV.2 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

IV.2.1 - Rochas com Ca-anfibólio como constituinte essencial/fundamental

IV.2.1.A - Rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental da Faixa Serra do Dondó.

IV.2.1.B - Rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental da Faixa Mumbuca.

IV.2.2 - Serpentinitos

IV.2.3 - Rochas esteatíticas

IV.2.4 - Metapiroxenitos

IV.1 - Comentários preliminares

As rochas metaultramáficas abordadas nesta Tese, consideradas oriundas de uma sequência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* desmembrada e intensamente reorganizada, constituem, junto com os tipos litológicos menores que lhes ocorrem associados, componentes característicos do Domínio N do CCG. São de filiação komatiítica, a julgar por feições texturais características localmente preservadas, e pela associação litológica que as acompanha, porém do seu empilhamento vulcânico original pouco ou nada resta. As relações entre corpos komatiíticos originalmente distintos, bem como entre porções diferenciadas de derrames estratificados pré-

existentes, estão totalmente obliteradas pela intensa deformação e reorganização estrutural/textural que sofreram. O que se apresenta no contexto geológico atual é uma suite de metaultramafitos com variações petrográficas ora melhor definidas, pontoadas, intermitentes, ora mais sutis, contínuas, resultantes da somatória de processos que promoveram deformações, recristalizações metamórficas, e modificações composicionais em combinações, intensidades e proporções variáveis de local para local, ao longo da evolução tectono-metamórfica, atuando sobre uma suite vulcânica que já originalmente devia apresentar um razoável grau de heterogeneidade composicional. É difícil estabelecer uma sistematização puramente petrográfica nesta situação, que reconheça variedades litológicas distintas, estanques, as quais, além de possuir identidade própria, sejam petrológicamente coerentes, retratando, da maneira mais natural e inequívoca possível, a evolução tectono-metamórfica da suite.

Por esta razão será adotada uma sistematização abrangente para as rochas ultramáficas, agrupando tipos petrográficos afins em grandes conjuntos, ao invés de proceder a uma classificação fragmentária, baseada em tipos discretos, definidos com auxílio de alguns parâmetros escolhidos por mais significativos, como limites numéricos restritivos estabelecidos para proporções em conteúdo mineralógico modal. Esta abordagem envolve a combinação de critérios petrográficos, puramente descritivos, e petrológicos, interpretativos, uma vez que se pretende retratar, simultaneamente, a variedade petrográfica exibida pela suite metaultramáfica, e as relações petrogenéticas que respondem por esta variedade. Numa primeira aproximação, o critério para atribuir as diversas rochas a conjuntos maiores será a sua constituição mineralógica fundamental, indicativa de grandes grupos distintos tanto composicionalmente, como quanto ao seu significado na evolução tectono-metamórfica da suite. Desta forma, foram distinguidos os seguintes conjuntos:

- A) rochas com clinoanfíbólio cálcico - magnésiano (Ca-anfibólio: tremolita/actinolita a Mg-hornblenda) como constituinte mineralógico essencial/fundamental, acompanhado de clorita, espinélio verde, olivina, ortopiroxênio, anfibólios ferro-magnesianos, minerais do grupo das serpentinas e talco em combinações e proporções variadas;
- B) rochas serpentínicas, geralmente com clorita, e ocasionalmente com clino-/ortoanfibólios e ortopiroxênio;

- C) rochas com talco como constituinte predominante, ocasionalmente com minerais do grupo das serpentinas e carbonatos ou, mais raramente, clinó-/ortoanfibólios;
- D) metapiroxenitos, com clinopiroxênios e hornblenda/actinolita.

Estes conjuntos também não são estanques: tipos petrográficos intermediários, portadores de paragêneses e feições texturais transicionais, indicam modificações composicionais profundas, que transformam rochas características de um conjunto em rochas do outro. De maneira geral, as rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental correspondem às rochas de filiação komatítica composicionalmente menos modificadas, portadoras de paragêneses e texturas variadas geradas sob condições de metamorfismo progressivo a partir da paragênese fundamental clorita magnesiânica - tremolita, enquanto os conjuntos dos serpentinitos e dos talco xistos representam estádios distintos de transformação aloquímica das mesmas rochas, associados a deformações e fluxo de fluidos localizados, restritos às zonas de cisalhamento tardias. Os metapiroxenitos, confinados a poucas ocorrências, constituem um conjunto à parte, possivelmente vinculado à suite komatítica, porém sem evidências concretas deste vínculo até o momento.

As relações entre os diversos tipos litológicos reconhecidos serão enfatizadas à medida que prossegue sua caracterização petrográfica, destacando-se as feições transicionais que ilustram de que maneira se instala a variedade petrográfica interna dos conjuntos maiores estabelecidos acima, bem como de que maneira rochas de um conjunto são transformadas em litotipos característicos do outro.

Como já exposto quando da caracterização dos componentes da Sequência Vulcano - Sedimentar (Capítulo III), entre as rochas metaultramáficas há amplo predomínio volumétrico de litotipos com Ca-anfibólio por componente essencial/fundamental. Na Faixa Serra do Dondó, correspondem a variedades de clorita - Ca-anfibólio (tremolita/hornblenda) xistos/fels finos, lepidó-nematoblásticos, alguns portadores de texturas pseudomórficas *spinifex* de olivina em padrões variados, às vezes com porfiroblastos/micro-porfiroblastos de olivina (serpentinizada) e/ou antofilita. Olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos e fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio verde e clorita $\pm$ antofilita são os constituintes característicos dos corpos ultramáficos menores nesta Faixa, intercalados aos ortognaisses cisalhados ao redor

do corpo ultramáfico principal. Litotipos metaultramáficos subordinados são representados por clorita serpentinitos, variedades de talco xistos, incluindo lentes de (clorita-) serpentina - talco xistos carbonáticos e metapiroxenitos.

Já na Faixa Mumbuca os metaultramafitos são, majoritariamente, variedades de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos, com ou sem espinélio verde e/ou clorita, finos a grossos, de aspecto geralmente nodoso a granuloso, até "peridotítico", sem feições reliquiares ígneas de qualquer espécie, acompanhados de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels. Associam-se-lhes variedades de serpentinitos e talco xistos, em proporção menor.

A seguir, descrever-se-há os tipos litológicos constituintes da Suite Metaultramáfica quanto às suas características petrográficas, incluindo estruturas, texturas, e mineralogia, segundo os grandes grupos composicionais estabelecidos. A ênfase será nos dois primeiros que, além de volumetricamente mais representativos, exibem características petrográficas melhor definidas, e permitem reconstituir os estádios metamórficos praticamente desde os protólitos ígneos komatiíticos. No caso das rochas esteatíticas, as paragêneses são de desenvolvimento tardio em relação às associações minerais prévias, de mais alto grau, e as substituem de maneira generalizada, por efeito de processos metassomáticos extensivos, de distribuição espacial controlada pelas superfícies de cisalhamento. Quanto aos metapiroxenitos, sua ocorrência restrita e suas relações espaciais/estratigráficas ainda não esclarecidas com os demais litotipos ultramáficos tornam difícil situá-los no contexto do caráter pré-metamórfico e história tectono-metamórfica da Suite Metaultramáfica.

IV.2 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

IV.2.1 - Rochas com Ca-anfibólio como constituinte essencial/fundamental

Este conjunto de rochas, predominante na Suite Ultramáfica, apresenta como característica mais marcante uma ampla variabilidade petrográfica. As feições estruturais/texturais e a constituição mineralógica modal podem se modificar em escala

de dezenas de metros a poucos centímetros, ora de maneira contínua, quase imperceptível, ora de maneira súbita, brusca. O padrão estrutural macro/mesoscópico oscila entre foliado, xistoso, definido pelo arranjo orientado da clorita e dos anfibólios, a isótropo, maciço, com texturas pseudomórficas *spinifex* de traçado delicado, ou microporfiroblásticas de arranjo randômico, sem qualquer evidência de deformação/reorganização textural orientada. Neste contexto, em que a mesma rocha pode apresentar xistosidade evidente, ou apresentar-se aparentemente maciça em escala de amostra de mão, mas com a foliação destacando-se em escala maior, ou ainda ser de fato isótropa/maciça tanto em escala de amostra de mão como por um trato de afloramento considerável, perde o sentido discriminar tipos xistosos e tipos maciços como variedades petrográficas distintas: por esta razão, a denominação combinada "xistos/fels" será utilizada genericamente ao longo do texto, exceto no caso de algumas amostras específicas, de estruturas melhor estabelecidas.

Outro aspecto que é preciso considerar é o da nomenclatura petrográfica baseada na composição mineralógica modal presente destes tipos litológicos. Como será visto adiante, algumas rochas de aspecto nodoso são portadoras de pseudomorfos de olivina e/ou ortopiroxênio serpentinizados/talcificados à exaustão. Pela nomenclatura convencionada, tais rochas seriam, a rigor, talco e/ou serpentina - anfibólio xistos/fels: perde-se assim o seu caráter fundamental, que é o de terem sido rochas porfiroblásticas portadoras de paragêneses de grau mais elevado, reequilibradas de modo seletivo, texturalmente incompleto, no decorrer de estádios tardios de grau mais baixo. Como é de fundamental interesse para os objetivos desta Tese reconstituir o caráter prévio das rochas, em muitos casos recorrer-se-há a uma caracterização petrográfica "fóssil", referindo-se a tipos litológicos através de constituintes minerais eventualmente já substituídos. Nestes casos, sempre que necessário ou conveniente, a fase mineral substituída/pseudomorfizada será acrescida da fase mineral sucessora entre parenteses, com uma flecha indicando a relação de substituição.

De maneira similar, as fases de substituição tardias, representadas predominantemente pelos minerais do grupo da serpentina e pelo talco, onipresentes em escala variável nas rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental, não serão sistematicamente mencionadas quando da

caracterização composicional mineralógica modal, a não ser no contexto dos processos de talcificação e/ou serpentinização destas rochas. Pelo padrão tectono-metamórfico em que se insere a Suite Metaultramáfica, em terrenos intensamente recortados por feixes de planos de cisalhamento anastomosados, de larguras diversas, de desenvolvimento recorrente sob condições de grau metamórfico variável, decrescente nos estádios terminais, e amplamente percolados por fluidos aquosos, é praticamente impossível encontrar rochas isentas de qualquer indício de serpentinização/talcificação, principalmente nos casos em que são portadoras de fases anidras de grau metamórfico mais elevado, como olivina e ortopiroxênio, muito mais reativas em presença de fluidos.

Isto posto, é apresentada a seguir a caracterização dos tipos litológicos portadores de Ca-anfibólio como constituinte essencial/fundamental. Primeiramente, serão abordadas as rochas deste conjunto aflorantes na Faixa Serra do Dondó e, a seguir, as rochas congêneres da Faixa Mumbuca.

IV.2.1.A - Rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental da Faixa Serra do Dondó.

Variedades de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels: representam os tipos litológicos metaultramáficos predominantes no corpo principal a sul de Alpinópolis, bem como nos demais corpos ultramáficos de porte avantajado, como o de Gordura. São de coloração cinza-verde, em tons variados. A granulação é, via de regra, fina, submilimétrica, a não ser pelos porfiroblastos de olivina, de dimensões da ordem de 0,5 - 1,0 cm, e dos microporfiroblastos de anfibólio, que alcançam comprimentos de alguns milímetros. Apresentam ampla gama de texturas (Quadros de Fotomicrografias IV.1 a 5), que inclui relíquias pseudomórficas de texturas *spinifex* de olivina; texturas porfiroblásticas/microporfiroblásticas, com pseudomorfos de porfiroblastos de olivina serpentinizados, ou porfiroblastos/microporfiroblastos de anfibólio prismático-longo a acicular sobre matriz de textura *spinifex*, ou grano-lepido-nematoblástica, ou ainda isotropa fina, em feltro; texturas francamente orientadas, pervasivas, lepido-nematoblásticas, ocasionalmente com intensa lineação mineral, que define tectonitos "L"; outras vezes, porfiroclásticas, com porfiroclastos rotacionados de anfibólios, de dimensões variáveis, entre os quais pseudomorfos de clinopiroxênios

dendriticos/plumosos ou esqueléticos/em leque oriundos de texturas *spinifex*, em meio à matriz lepidó-nematoblástica (Fotomicromontagem IV.4, e Fotomicrografia IV.5.A); ou ainda texturas granoblásticas a decussadas finas, resultantes do arranjo randômico de anfibólios equidimensionados, prismáticos-curtos.

Heterogeneidade textural é a regra. As diversas amostras registram etapas de rearranjo textural sucessivas através da sobreposição de texturas variadas. Entre os clorita - Ca-anfibólio xistos/fels são raros os que apresentam equilíbrio textural significativo. A heterogeneidade textural é mais evidentemente retratada pelos anfibólios: eles exibem um espectro morfológico/textural amplo, que vai de pseudomorfos de clinopiroxênios dendríticos-plumosos da textura *spinifex* original a micro-porfiroblastos prismáticos-longos, de arranjo aleatório, discordantes do traçado das texturas da matriz. Frequentemente alternam-se domínios texturalmente distintos de maneira desordenada: em alguns trechos, prevalece o arranjo textural prévio, enquanto a poucos milímetros a reorganização textural foi mais eficiente. Recristalização pervasiva, abrangente, parece ser restrita às faixas de cisalhamento mais antigas, de grau metamórfico relativamente mais elevado, nas quais a clorita e o Ca-anfibólio são ampla e homogêneamente reconstituídos segundo a nova textura lepidó-nematoblástica (Fotomicrografia IV.D).

Texturas pseudomórficas *spinifex* ocorrem em núcleos lenticulares envolvidos pela foliação anastomosada, poupados do cisalhamento, tanto em amostras sem nenhuma evidência de deformação, maciças/isótropas, com o traçado das texturas retilíneo, claramente desenhado, como em rochas foliadas com intensidade variável. O traçado das texturas *spinifex* é definido pela alternância de lâminas de agregados de clorita e de Ca-anfibólios, de espessuras da ordem de décimos de milímetros a poucos milímetros, de granulação fina, de centésimos a décimos de milímetros, que representam, respectivamente, as placas de olivina originais, e o material inter-placas, constituído, quando pristino, por proporções variáveis de clinopiroxênios dendríticos-plumosos, e de material cripto-cristalino/vítreo; adicionalmente, o traçado é delineado pelas trilhas de minerais opacos (magnetita + ilmenita) liberados dos minerais ígneos originais quando da sua substituição pela paragênese metamórfica, ou de alteração aquosa tardi/pós-magmática.

Quadro de Fotomicrografias IV.1

Fotomicrografia IV.1.A - Amostra 275/10 - (olivina ↔) serpentina - clorita - Ca-anfibólio fels porfiroblástico com textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica. Seção de um cone de placas triangular da textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica. Notar alinhamento/alternância das lâminas de agregados de clorita (relevo mais baixo, hábito micáceo), que ocupam o lugar das olivinas placóides ígneas originais, e dos domínios granoblásticos de Ca-anfibólio (relevo mais destacado), desenvolvidos em substituição às áreas intersticiais às placas de olivina, constituídas originalmente de agregados de clinopiroxênio e mesóstase vítrea/criptocristalina, além do alinhamento das linhas de opacos (magnetita + ilmenita), que seguem os contornos da antiga textura. Filtros polarizadores paralelos. Objetiva 2,5 X. Barra de escala = 0,5 mm.

Fotomicrografia IV.1.B - Amostra 275/10. Arranjo textural semelhante ao anterior. Na área triangular central, intersticial ao arranjo cônico/triangular dos conjuntos de placas, agregado decussado/entrelaçado de Ca-anfibólios. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm

Fotomicrografia IV.1.C - Amostra 302C/10 - clorita - Ca-anfibólio fels com textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica, com feições dendríticas/plumosas bem desenvolvidas. Feição plumosa/em leque na área triangular intersticial em textura olivina *spinifex* em placas, de Ca-anfibólio pseudomórfico de clinopiroxênios ígneos intersticiais ao arranjo cônico dos conjuntos de placas. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala : 0,5 mm.

Fotomicrografia IV.1.D - Amostra 302A/10 - clorita - Ca-anfibólio fels com feições dendríticas/plumosas bem desenvolvidas. Agregados de Ca-anfibólios pseudomórficos dendríticos/plumosos, mimetizando os clinopiroxênios ígneos originais. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva : 5,0 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Reconhecem-se duas variedades fundamentais de textura *spinifex* nos corpos ultramáficos da Faixa Serra do Dondó: segundo a caracterização de Donaldson (1982), correspondem às texturas olivina *spinifex* randômica, quando placas mais curtas de olivina ($\Rightarrow$ Mg-clorita), de poucos milímetros de extensão, se arranjam de maneira desordenada em uma matriz densa, cripto- a micro-cristalina; e olivina *spinifex* em placas, quando as placas de olivina, mais extensas, de dimensões planares que variam de poucos centímetros a vários decímetros, constituem feixes plano-paralelos, organizados em conjuntos cônicos-poliedrais, comumente triangulares (Fotomicrografias IV.1.A, B e C, e IV.2.A - D). Nas áreas intersticiais, tanto entre placas sucessivas, como nas áreas poliedrais/triangulares entre conjuntos placóides plano-paralelos distintos, é comum desenvolverem-se clinopiroxênios dendríticos-plumosos, ou em leque. Estes piroxênios são pseudomórficamente substituídos por anfibólios, preservando-se seu hábito peculiar (Fotomicrografias IV.1.C e D, IV.2.C e D, IV.5.C e D, e Fotomicromontagens IV.3 e IV.4). Em outros casos desenvolvem-se agregados grano-nematoblásticos a decussados finos de Ca-anfibólio prismático-curto nestes espaços intersticiais aos domínios laminares de agregados de clorita, substituindo possivelmente material originalmente cripto- a micro-cristalino (Fotomicrografias IV.1.A e B, e IV.2.A - D). Em escala microscópica o traçado das texturas olivina *spinifex* randômica se perde, uma vez que as dimensões dos domínios pseudomórficos/composicionais são mais eficientemente sobrepujados pelo rearranjo dos constituintes minerais; nas texturas olivina *spinifex* em placas, de dimensões mais desenvolvidas, e traçado mais consistente, a obliteração por recristalização é mais demorada.

A identidade dos pseudomorfos de piroxênios dendríticos-plumosos é questionada por Zanardo (1992), que sugere serem produto de recristalização associada a deformação, onde as geminações pinacoidais e lamelas de exsolução basais dos clinopiroxênios substituídos controlariam a formação das tremolitas fibrosas. Não parece ser o caso. Os pseudomorfos dendríticos-plumosos ou em leque mencionados acima e ilustrados nas Fotomicrografias IV.1.C e D, IV.2.C e D, IV.5.C e D, e Fotomicromontagem IV.3, tem por costume ocorrer nas porções melhor preservadas, mais isotropas, com arranjo dos minerais nos agregados finos que definem os domínios distintos da textura *spinifex* sem orientação preferencial alguma

---

Quadro de Fotomicrografias IV.2

Fotomicrografia IV.2.A - Amostra 275/10. Porfiroblasto de olivina serpentinizado sobre clorita - Ca-anfibólio fels com textura pseudomórfica olivina *spinifex* em placas. Notar infiltração da olivina ($\Rightarrow$ serpentina/antigorita), preferencialmente ao longo das lâminas cloríticas, conservando as de agregados de Ca-anfibólio granoblásticos alinhadas no seu interior. Filtros polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

Fotomicrografia IV.2.B - Amostra 208/01 - (olivina $\Rightarrow$) serpentina - clorita - Ca-anfibólio fels porfiroblástico, com textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica dobrada/crenulada. Parte interior de um porfiroblasto serpentinizado de olivina desenvolvido sobre clorita - Ca-anfibólio fels com textura pseudomórfica olivina *spinifex* em placas. Remanescentes das lâminas de agregados de Ca-anfibólio alinhadas, paralelas às linhas de minerais opacos, marcam o traçado da antiga textura *spinifex*. Filtros polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

Fotomicrografias IV.2.C e D - Amostra 275/10. Textura pseudomórfica olivina *spinifex* em placas, com três tipos morfológicos/texturais de anfibólio distintos: Ca-anfibólio pseudomórfico de clinopiroxênios plumosos/em leque na área triangular intersticial, e em agregado granoblástico nas lâminas alternadas com as lâminas cloríticas; e microporfiroblastos compostos de antofilita (bordas) e Ca-anfibólio (núcleos), discordantes sobre os domínios cloríticos. C - filtros polarizadores cruzados; D - filtros polarizadores paralelos. Objetiva: 5,0 X. Barra de escala: 0,25 mm.

---

sobreposta. Adicionalmente, apresentam relação espacial coerente, muito bem definida em relação ao traçado linear/poliedral da textura olivina *spinifex* em placas, idêntica à observada em amostras de grau de conservação mais favorável da área-tipo dos komatiitos, em Barberton, África do Sul, nos quais parte do piroxênio ainda se encontra pristino. Pseudomorfos de piroxênios em leque, tidos como uma variedade textural de dimensões mais desenvolvidas e hábito mais regular, tendendo ao prismático-longo em agregados estruturalmente organizados, e alcançando dimensões de alguns centímetros ocorrem como evidentes porfiroclastos rotacionados em meio aos clorita - Ca-anfibólio xistos cisalhados que envolvem os núcleos lenticulares maciços, portadores de texturas *spinifex*, no corpo ultramáfico principal de Alpinópolis (Afloramento SZALP /10), como pode ser conferido no detalhe da Fotomicromontagem IV.4, e na vista geral da Fotomicrografia IV.5.A.

72349 O traçado das texturas olivina *spinifex* em placas é um valioso referencial espacial para os processos de blastese/porfiroblastese e deformacionais superimpostos, como já averiguado anteriormente (Szabó 1989, Szabó et al 1992). O desenvolvimento dos porfiroblastos arredondados de olivina ($\Rightarrow$ serpentina), que conferem um aspecto nodoso aos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels em vários lugares, é claramente explicitado pelas suas relações com os dois domínios composicionais distintos da textura *spinifex*: como ilustrado nas Fotomicrografias IV.2.A e B, a olivina cresce sobre a textura pseudomórfica infiltrando-se preferencialmente ao longo das lâminas de agregados cloríticos, substituindo-as e como que "restituindo" o traçado da olivina ígnea primordial. Os domínios de agregados de Ca-anfibólio são parcialmente preservados no interior dos porfiroblastos (se bem que a serpentinização tardia do mesmo afetou, em menor grau, também os anfibólios inclusos), sustentando o traçado linear da textura *spinifex* pseudomórfica. Na amostra 208/01, onde estas relações são bem evidentes, a evolução textural prossegue após a implantação dos porfiroblastos circulares de olivina, com deformação cisalhante incipiente, à qual os porfiroblastos servem como anteparos rígidos, protegendo a organização textural dos agregados de Ca-anfibólios inclusos, e defletindo as tensões na forma de micro-planos de cisalhamento ao seu redor, enquanto na matriz *spinifex* uma nova geração de anfibólios prismáticos-médios é implantada (Fotomicrografia IV.5.B), com orientação plano-axial em relação às dobras incipientes, de ampla ondulação, geradas no

---

Quadro de Fotomicrografias IV.3 -

Fotomicromontagem IV.3 - Amostra 302C/10. Pseudomorfo de clinopiroxênio plumoso/em leque bem desenvolvido, substituído por Ca-anfibólio e intersticial/sub-concordante ao traçado da textura olivina *spinifex* em placas. Na textura olivina *spinifex* de fundo, alternam-se lâminas cloríticas (mais escuras) e lâminas de agregados de Ca-anfibólios pseudomórficos de clinopiroxênios dendríticos/plumosos. Sobre o traçado da textura pseudomórfica desenvolvem-se Ca-anfibólios prismáticos-médios a longos, sub-milimétricos, esparsos, de arranjo randômico. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

---

decorrer desta deformação. Conforme a relação espacial entre a foliação e as lâminas cloríticas - Ca-anfibólicas alternadas da textura pseudomórfica, os anfibólios prismáticos crescem paralelos/sub-concordantes ao traçado original, ou francamente discordantes, tendendo a obliterá-lo.

O desenvolvimento (blastese) de anfibólios sobre as texturas pré-existentes toma formas as mais variadas. Nas rochas com texturas *spinifex*, antofilita é acessório comum, característico: ocorre em micro-porfiroblastos prismáticos-longos, estriados, de comprimento da ordem de até 0,5 mm, às vezes homoaxialmente intercrecidos com Ca-anfibólios, que lhes servem de núcleo, e invariavelmente associados aos domínios cloríticos (Fotomicrografia IV.6.A). Este tipo de antofilita é designada "de 1ª geração", uma vez que, como será visto mais adiante, porfiroblastos de antofilita também se desenvolvem de forma característica sob outro contexto, em olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com espinélio e clorita dos corpos ultramáficos menores. O Ca-anfibólio também pode se desenvolver como indivíduos diferenciados, maiores (sub-porfiroblastos), truncando os contornos das texturas previamente instaladas, quer sejam pseudomórficas de olivina *spinifex* em placas, ou de clinopiroxênios dendrítico-plumosos intersticiais (Fotomicrografias IV.2.A, B, e IV.5.C), quer uma matriz fina, de aspecto esfiapado-entrelaçado, em feltro (Fotomicrografias IV.6.B e C). A ampla variedade morfológica/textural apresentada pelos Ca-anfibólios, inclusive numa mesma amostra, foi utilizada como referencial para orientar as análises à Microsonda Eletrônica, como será visto no Capítulo VI. As principais categorias morfológicas/texturais de anfibólios reconhecidas nos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels são as seguintes:

- a) anfibólios pseudomórficos de clinopiroxênios plumosos/dendríticos ou em leque, intersticiais à trama das texturas olivina *spinifex* randômica ou em placas, ou na forma de porfiroclastos envolvidos pela foliação de cisalhamento (Fotomicrografias IV.1.C, D; IV.2.C, D; IV.5.A, C e D; e Fotomicromontagens IV.3 e 4);
- b) anfibólios granoblásticos/prismáticos-curtos decussados nos domínios de agregados de Ca-anfibólios das texturas *spinifex*, alternados com os agregados cloríticos finos, pseudomórficos das placas de olivina tabular (Fotomicrografias IV.1.A, B, e IV.2.A - D);

Quadro de Fotomicrografias IV.4

Fotomicromontagem IV.4 - Amostra 269/10 - clorita - Ca-anfibólio xisto porfiroclástico. Pseudomorfo de agregado plumoso/em leque/esqueletal de clinopiroxênios, substituídos por Ca-anfibólio, em porfiroclasto ovóide rotacionado, inserido na matriz lepidó-nematoblástica de cisalhamento. Notar foliação amoldada ao seu redor, bem como sombras de pressão, definidas por palhetas bem desenvolvidas de clorita do seu lado direito superior, entre este e outro porfiroclasto similar, e ao longo da sua borda esquerda. Vista geral na Fotomicrografia IV.5.A. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

- c) anfibólios prismáticos-curtos a médios, de dimensões equivalentes aos anteriores, porém discordantes ao traçado das texturas pseudomórficas *spinifex*, orientados ou de arranjo randômico (Fotomicrografias IV.5.B, C);
- d) anfibólios prismáticos-longos a médios, em microporfiroblastos quer compostos, com antofilita - Ca-anfibólio homoaxialmente combinados, quer simples, de antofilita, nítidamente discordantes ao traçado das texturas pseudomórficas *spinifex* (Fotomicrografias IV.2.C, D, e IV.6.A);
- e) anfibólios prismáticos-médios em texturas lepidó-nematobásticas da foliação de cisalhamento, que envolve porfiroclastos rotacionados, inclusive de pseudomorfos de clinopiroxênios em leque (Fotomicrografias IV.5.A e IV.6.D, e Fotomicromontagem IV.4);
- f) anfibólios em microporfiroblastos idiomórficos, abundantes, de arranjo randômico, desenvolvidos sobre matriz em feltro fina (Fotomicrografias IV.6.B, C)

Os anfibólios apresentam-se incolores a sutilmente pleocróicos em tons esmaecidos de verde. Com base mais nos seus hábitos cristalinos que nas suas propriedades ópticas, nem sempre claramente distintivas, foram considerados como sendo de composição tremolítica/actinolítica quando das descrições petrográficas microscópicas. Os ortoanfibólios puderam ser identificados não apenas pela sua extinção reta em todas as seções prismáticas, mas também pelo hábito prismático-longo, estriado, com terminações aciculares/esfiapadas, em contraste com os Ca-anfibólios, que, quando em sub/micro-porfiroblastos prismáticos, apresentam hábito prismático algo mais contido, e aspecto internamente mais "liso". Pelas propriedades ópticas expeditas (relevo, extinção, birrefringência, pleocroísmo), é muito difícil destacar clinoanfibólios cummingtoníticos dos Ca-anfibólios nestas rochas: as suas feições superficiais são muito semelhantes, e a granulação submilimétrica e arranjo caótico das texturas dificultam mais esta separação. Apenas com auxílio das análises por Microsonda Eletrônica foi possível localizar, em uma amostra, alguns poucos domínios individualizados de cummingtonita em meio aos Ca-anfibólios amplamente predominantes. Neste sentido, uma feição textural interna que merece ser citada é a presença de lamelas de exsolução ($\bar{1}01$) cummingtoníticas desenvolvidas nos

---

Quadro de Fotomicrografias IV.5

Fotomicrografia IV.5.A - Amostra 269/10. Vista geral da Fotomicromontagem IV.4. Porfiroclasto de pseudomorfo de agregado plumoso/em leque/esqueletal de clinopiroxênios, substituídos por Ca-anfibólio, rotacionado em meio à matriz lepidonematoblástica de cisalhamento. Notar sombras de pressão de ambos lados do porfiroclasto maior, bem como a presença de um porfiroclasto similar, sub-concordante à foliação. Comprimento do porfiroclasto maior $\simeq$ 7,0 mm. Filtros polarizadores cruzados. Fotomicrografia obtida em estereomicroscópio.

Fotomicrografia IV.5.B - Amostra 208/01. Neoblastese de Ca-anfibólios prismáticos-médios a longos, sub-milimétricos, segundo orientação plano-axial, sobre textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica dobrada/crenulada. Notar invasão das lâminas cloríticas que substituem as olivinas placóides ígneas originais, causando a obliteração da textura pseudomórfica. Filtros polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.5.C - Amostra 302C/10. Ca-anfibólios pseudomórficos de clinopiroxênios dendríticos/plumosos a prismáticos/esqueletais, com domínios cloríticos intersticiais (áreas escuras), e Ca-anfibólios prismáticos-médios esparsos, individualizados, discordantes, de arranjo randômico, sobrecrecidos à textura pseudomórfica. No canto superior direito, pequeno grão de zircão incluso no Ca-anfibólio pseudomórfico maior. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 10 X. Barra de escala: 0,1 mm.

Fotomicrografia IV.5.D - Amostra 302C/10. Detalhe do grão de zircão incluso em Ca-anfibólio dendrítico/plumoso pseudomórfico da fotomicrografia anterior. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 40 X. Barra de escala: 0,025 mm.

Ca-anfibólios maiores, prismáticos-médios, subporfiroblásticos de praticamente todas as amostras de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels estudados.

Cloritas, a fase volumetricamente mais representativa depois dos anfibólios, ocorrem em agregados de palhetas finas, submilimétricas, podendo alcançar dimensões de décimos de milímetros. São também incolores a quase imperceptivelmente pleocróicas, de birrefringência cinza de 1ª ordem aproximadamente constante, e correspondem a Mg-cloritas (clinocloro, segundo a nomenclatura recomendada por Bailey 1980). As proporções Ca-anfibólio: clorita são favoráveis ao primeiro por uma larga margem, sendo da ordem entre 8,0 : 2,0 e 9,5 : 0,5, aproximadamente.

Minerais opacos acompanham sistematicamente os anfibólios e cloritas, em grãos irregulares finos dispersos ou agrupados/alinhados segundo o traçado das texturas ígneas pretéritas. Em termos volumétricos, representam entre 1 e 5 %. São, na maioria, magnetitas, acompanhadas, em menor proporção, de ilmenitas, ambas em grãos individualizados, homogêneos, com ocasionais lamelas (111) isoladas de ilmenita na magnetita. Sulfetos (pirita, calcopirita) são acessórios raros. Uma segunda geração de magnetitas mais finas, em agregados polvilhados, se forma no decorrer da serpentinização tardia dos porfiroblastos de olivina, seguindo trilhas que reproduzem as fraturas/planos ao longo dos quais se processou a serpentinização. Martitização da magnetita é frequente, formando-se uma treliça de hematita orientada segundo os seus planos {111}, com núcleos poupados em grau variável.

A olivina encontra-se integralmente serpentinizada (Fotomicrografias IV.2.A e B), e apenas suas relações com a matriz de cloritas e anfibólios, e o arranjo das trilhas de opacos finos e das serpentinas internamente aos seus contornos originais atestam sua existência prévia. Forma porfiroblastos arredondados/ovalados esparsos, de diâmetro entre 0,5 - 1,0 cm, às vezes envolvidos por uma foliação de cisalhamento posterior.

Serpentina ocorre tanto como pseudomorfos da olivina porfiroblástica, em domínios espacialmente bem delimitados pela substituição seletiva, como dispersa, intersticial/marginal aos anfibólios, em quantidade variável, prenunciando a serpentinização generalizada que se segue, acompanhando o cisalhamento tardio de baixo grau. Nos pseudomorfos de olivinas porfiroblásticas, quando em domínios

---

Quadro de Fotomicrografias IV.6

Fotomicrografia IV.6.A - Amostra 275/10. Microporfiroblasto prismático-longo, estriado, de antofilita (de 1ª geração), sobre lâmina clorítica de textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 10 X. Barra de escala: 0,1 mm.

Fotomicrografia IV.6.B - Amostra 302F/10 (olivina $\Rightarrow$) serpentina - clorita - Ca-anfibólio fels porfiroblástico. Ca-anfibólios prismáticos-médios a longos maiores (microporfiroblastos), de arranjo randômico, desenvolvidos sobre matriz em feltro/entrelaçada-esfiapada, constituída de Ca-anfibólio e clorita, localmente com Ca-anfibólios pseudomórficos de clinopiroxênios dendríticos/plumosos. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.6.C - Amostra 165/95 - clorita - Ca-anfibólio fels microporfiroblástico. Microporfiroblastos de Ca-anfibólio idiomórficos, prismáticos-médios a longos, sobre matriz em feltro constituída de Ca-anfibólios e clorita. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.6.D - Amostra 115/60 - clorita - Ca-anfibólio xisto porfiroclástico. Porfiroclasto de Ca-anfibólio rotacionado na foliação de cisalhamento em clorita - Ca-anfibólio xisto lepidó-nematoblástico, lineado (tectonito L). Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

---

especialmente melhor definidos, contínuos, exibe predominantemente textura placóide-entrelaçada fina, ou *bladed mat*, segundo a classificação textural de Maltman (1978), característica de agregados de antigorita. Talco é outro constituinte tardio, que se apresenta em estilo semelhante, frequentemente associado à serpentina. Quando suas participações na composição mineralógica aumentam consideravelmente, as rochas gradam para serpentina - clorita - Ca-anfibólio xistos e clorita serpentinitos com ou sem restos de Ca-anfibólio, ou talco - clorita - Ca-anfibólio xistos e talco xistos com ou sem restos de clorita e Ca-anfibólio, respectivamente, como será discutido quando da apresentação dos serpentinito e rochas esteatíticas.

Um mineral acessório absolutamente acidental, porém de importância destacada, encontrado em uma amostra (302C/10) de clorita - Ca-anfibólio fels com textura olivina *spinifex* em placas de escala centi- a decimétrica, e com pseudomorfos de clinopiroxênios em leque de dimensões centimétricas é o **zircão** (Fotomicrografias IV.5.C e D, e IV.7.A e B). Apresenta-se em esparsos e diminutos grãos, irregulares/granulares a ovóides/prismáticos, de tamanho da ordem de 0,02 a 0,05 mm. Em alguns casos exibe nítidos núcleos, algo mais turvos, e bordas ligeiramente mais límpidas. Sua identidade foi constatada com grande margem de confiabilidade já ao microscópio petrográfico, através do seu caráter uniaxial, birrefringência elevada, manchada/zonada, hábito prismático/ovóide, e da existência de halos pleocróicos discretos, algo difusos que se desenvolvem ao seu redor nos Ca-anfibólios pseudomórficos em leque que os incluem. A confirmação veio através das análises de Microsonda Eletrônica, discutidas no Capítulo VI, que demonstraram indubitavelmente que se trata de zircão. A interpretação mais plausível para a sua surpreendente presença nestas rochas de filiação komatiítica é que se trate de xenocristais capturados em algum momento da ascensão do magma original através da crosta arqueana, ou durante o processo vulcânico, talvez de sedimentos sotopostos aos derrames komatiíticos. De qualquer maneira, sugerem a existência de crosta continental no ambiente tectônico em que se estabeleceu o *greenstone belt* da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, e a assimilação de material de derivação crustal pelo magma komatiítico. Xenocristais de zircão em rochas de filiação komatiítica já foram encontrados em Kambalda, Austrália Ocidental, porém em rochas

---

Quadro de fotomicrografias IV.7

Fotomicrografia IV.7.A - Amostra 302C/10. Zircão incluído em Ca-anfibólio pseudomórfico de clinopiroxênio prismático/esqueletal em amostra com textura olivina *spinifex* em placas pseudomórfica. Notar halo pleocróico ao seu redor. Filtros polarizadores paralelos. Objetiva 20 X. Barra de escala: 0,05 mm.

Fotomicrografia IV.7.B - Detalhe do anterior. Notar núcleo mais escuro, mais turvo (metamórfico?) do zircão prismático incluído. Comprimento do grão $\simeq$ 0,035 mm.

---

de composição basáltica (Compston et al 1986). No caso da amostra 302C/10, trata-se de um komatiito *stricto sensu*, com teor de MgO de 21,8 % em base anidra.

Olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita ocorrem restritos aos corpos ultramáficos menores que rodeiam o corpo ultramáfico principal de Alpinópolis. São rochas cinza-verde escuras, de aspecto denso quando menos intemperizadas, com características nódos circulares de diâmetro entre 1 e 2 cm, que se destacam melhor nas superfícies alteradas. Em amostra de mão apresentam aspecto isótropo/maciço, e a sua foliação se revela mais claramente apenas nos afloramentos em blocos discóides, de superfície rugosa por conta das nódos alteradas, orientados segundo a foliação localmente prevalecente. Associam-se-lhes serpentinitos, anfibólio - talco xistos e anfibolitos, em relações espaciais nem sempre definidas.

São constituídos de uma matriz fina, inequigranular seriada, grano-nematoblástica sub-poligonizada, de Ca-anfibólios prismáticos-curtos a médios, de dimensões variando de centésimos a décimos de milímetros, com os indivíduos prismáticos-médios maiores alcançando até 0,5 mm, com grãos de espinélio verde-garrafa finos intersticiais, irregulares/cuspidiformes. Sobre esta matriz se instalam porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio, intercrescidos em agrupamentos circulares, que definem as nódos macroscopicamente tão evidentes (Fotomicrografias IV.8.A, B e C). Os minerais individuais constituintes desses "glomero-porfiroblastos" tem dimensões milimétricas, raras vezes atingindo 0,5 cm. A olivina ocupa preferencialmente as partes internas desses arranjos e é envolvida, em grau variável, pelo ortopiroxênio, com inclusões arredondadas de olivina em continuidade óptica com os grãos de olivina externos (Fotomicrografias IV.8.A - C). O ortopiroxênio, xenoblástico/irregular a prismático curto sub-idioblástico, exibe características e delgadas lamelas múltiplas (100), que se distinguem pela birrefringência ligeiramente diferente conforme a orientação dos indivíduos em relação às direções de polarização do microscópio (Fotomicrografia IV.8. C), porém não foi detectada diferença em índice de difração entre o volume principal do ortopiroxênio (o "hospedeiro") e as lamelas. Trata-se de domínios lamelares com orientação cristalográfica distinta do cristal principal, originadas quer por geminação polissintética, quer por deslocamento translacional intra-cristalino, tal como descritos em Deer et al (1978). Análises de

---

Quadro de Fotomicrografias IV.8

Fotomicrografia IV.8.A - Amostra 27/11C - olivina - ortopiroxênio - hornblenda fels porfiroblástico/nodoso com espinélio e clorita. Nódoa de porfiroblastos agregados de olivina e ortopiroxênio sobre matriz nemato-granoblástica sub-poligonizada de Ca-anfibólio fino (hornblenda), sub-milimétrico, prismático-curto a xenoblástico. Notar palhetas de clorita maiores ($n \times 0,1$ mm), isoladas, de arranjo randômico, sobre a matriz de anfibólios. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm. Espessura da seção delgada ligeiramente superior a 0,03 mm.

Fotomicrografia IV.8.B - Amostra 27/11C. Borda de nódoa de porfiroblastos agregados de olivina e ortopiroxênio sobre matriz nemato-granoblástica sub-poligonizada de Ca-anfibólios, com palhetas de clorita maiores, de desenvolvimento tardio (sub-porfiroblastos), ortogonais/discordantes ao arranjo porfiroblastos/matriz. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.8.C - Detalhe da fotomicrografia anterior. Porfiroblastos de ortopiroxênio que se desenvolvem sobre os de olivina nas bordas das nódoas de porfiroblastos agregados, em direção à matriz de Ca-anfibólios, com inclusões de olivina em continuidade óptica entre si e com as olivinas maiores externas. Filtros polarizadores cruzados. Objetiva: 10 X. Barra de escala: 0,1 mm.

Fotomicrografia IV.8.D - Amostra 253/162 - (olivina $\Rightarrow$) serpentina - (ortopiroxênio $\Rightarrow$) talco - hornblenda xisto porfiroblástico/nodoso com clorita, espinélio e antofilita. Pseudomorfos de olivina e ortopiroxênio em nódoas de agregados de porfiroblastos, constituídos respectivamente de serpentina (birrefringência cinza-escuro) e talco (birrefringência amarelo-alaranjado), sobre matriz grano-nematoblástica de Ca-anfibólio. Notar domínios menores de serpentina, de interfaces e contornos bem definidos, em meio ao domínio maior de talco, correspondentes a inclusões de olivina em ortopiroxênio, como na fotomicrografia anterior. Na parte superior da fotomicrografia: porfiroblasto tardio, discordante de antofilita (2ª geração). Filtros polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

Microsonda Eletrônica confirmam esta interpretação, como será visto mais adiante: a composição dos ortopiroxênios é enstatítica, homogênea, com teores muito baixos em Ca, e as lamelas apresentam essencialmente a mesma composição dos cristais principais.

Nestas rochas a clorita está caracteristicamente ausente da matriz, e ocorre em palhetas grandes, dispersas, de orientação randômica, sobrepostas à matriz de anfibólios + espinélios. As palhetas individuais, de tamanho da ordem de décimos de milímetros, podem alcançar dimensões de alguns milímetros, e são de desenvolvimento nitidamente posterior tanto à matriz, como aos porfiroblastos compostos (Fotomicrografias IV.8.A e B, e IV.9.C). O espinélio translúcido, verde-garrafa, ora mais claro, ora mais escuro, acastanhado (mais cromífero), restringe-se a aproximadamente 1 a 2 % modais e ocorre quer intersticial aos Ca-anfibólios da matriz grano-nematoblástica sub-poligonizada, quando então exhibe contornos irregulares, recortados/cuspidiformes, orlados de magnetita em capas de espessura relativa variável, quer vermiforme, incluso nos ortopiroxênios, quando então de contornos límpidos, isentos de opacos. Sua coloração pressupõe composição magnésio-aluminosa, entre espinélio *stricto sensu* e pleonasto, com teores variáveis de Cr.

Antofilita é um acessório menor característico: ocorre como porfiroblastos esparsos, tardios, prismáticos-longos, de até vários milímetros de comprimento, sobrepostos ao arranjo textural da matriz grano-nematoblástica fina e dos "glomero-porfiroblastos" (Fotomicrografia IV.7.D), numa situação textural equivalente à dos porfiroblastos de clorita, estes algo menores e mais frequentes. Estes porfiroblastos de antofilita são textural e morfológicamente bastante distintos das antofilitas descritas anteriormente nos clorita - Ca-anfibólios xistos/fels, e são referidos como "antofilitas de 2ª geração". Como será visto no capítulo VI, as antofilitas de 1ª e 2ª geração possuem diferenças composicionais bastante evidentes entre si.

O Ca-anfibólio destas rochas não apresenta variação morfológica/textural significativa: constitui indivíduos xeno-granoblásticos, quando mais finos, de dimensões da ordem de centésimos de milímetros, que se tornam gradativamente mais prismáticos à medida que aumenta seu tamanho, com os indivíduos maiores de hábito prismático-médio bem definido. A variação granulométrica na matriz é seriada, alternando-se, de maneira mais ou menos contínua, domínios relativamente mais finos,

com domínios de granulação mais desenvolvida, de caráter poligonizado melhor estabelecido e que tendem a circundar as nódoas de porfiroblastos de olivina-ortopiroxênio combinados (Fotomicrografia IV.8.A). Em alguns trechos, a textura é nitidamente orientada, nematoblástica; em outros, não há uma orientação mineral evidente, e a textura é granoblástica a decussada. Em alguns lugares, o contorno dos porfiroblastos compostos, nodulares, trunca visivelmente a textura nematoblástica bem desenvolvida da matriz, dando idéia de desenvolvimento pós-cinemático para a olivina e o ortopiroxênio, pelo menos localmente (Fotomicrografia IV.9.A).

O Ca-anfibólio é incolor a suavemente pleocróico, em tons de verde-claro algo mais realçados que os dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, porém esta diferença é muito sutil, e é mais a textura mais equilibrada, melhor definida em que se inserem que sugere serem anfibólios de composição mais aluminosa. No decorrer das descrições petrográficas considerou-se serem actinolitas/tremolitas a hornblendas actinolíticas: as análises de Microsonda Eletrônica indicaram composições de magnésio-hornblendas, mais raramente de hornblendas actinolíticas para estes anfibólios. Lamelas de exsolução ($\bar{1}01$) cummingtoníticas ocorrem também nestes anfibólios, de maneira mais evidente nos indivíduos de dimensões mais favorecidas.

As principais fases opacas nestas rochas são magnetita, quer como grãos individualizados, quer como orlas dos espinélios verde intersticiais à matriz grano-nematoblástica, e ilmenita, esta em proporção subordinada. Perfazem não mais que 5% em termos modais e ocorrem em grãos homogêneos individualizados, porém associados. Uma situação particular é apresentada por grãos de magnetita ovóides encapsulados nos porfiroblastos de olivina: nestes, desenvolvem-se domínios simplectíticos de ilmenita e espinélio verde, translúcido, que sugerem desmistura do componente titanífero e Mg-aluminoso a partir de uma magnetita aluminosa-titanífera de temperatura mais alta, isolada do reequilíbrio progressivo que deve ter afetado as magnetitas intersticiais da matriz durante a fase retrometamórfica. As relações entre magnetita hospedeira e as fases exsolvidas ilmenita e Mg-Al-espinélio são ilustradas no Quadro de Fotomicrografias IV.15, para a amostra 62A/51, da Faixa Mumbuca, composicional e texturalmente equivalente aos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó.

Quadro de Fotomicrografias IV.9 -

Fotomicrografia IV.9.A - Amostra 253/162. Pseudomorfos de olivina (serpentina - birrefringência cinza-escuro) e ortopiroxênio (talco - birrefringência amarelo-alaranjado) em nódos de agregados de porfiroblastos, sobre matriz (grano-) nematoblástica de Ca-anfibólio. Destaque para os domínios menores de serpentina, de interfaces e contornos bem definidos, em meio ao domínio maior de talco, correspondentes às inclusões de olivina em ortopiroxênio. Notar foliação da matriz (parte inferior da fotomicrografia), truncada pelo contorno dos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio pseudomorfos. Polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm. Espessura da seção delgada ligeiramente inferior a 0,03 mm.

Fotomicrografia IV.9.B - Amostra 278/37A - (olivina $\Rightarrow$) serpentina - (ortopiroxênio $\Rightarrow$) talco - hornblenda xisto porfiroblástico/nodoso com clorita, espinélio e (antofilita $\Rightarrow$) talco $\pm$ serpentina. Detalhe da substituição pseudomórfica seqüenciada de um porfiroblasto de antofilita de 2ª geração, inicialmente por talco (nos núcleos - cores de birrefringência elevada), que é sobrepujada por serpentina (bordas - birrefringência cinza de 1ª ordem). Polarizadores cruzados. Objetiva: 20 X. Barra de escala: 0,05 mm.

Fotomicrografia IV.9.C - Amostra 62A/51 - olivina - ortopiroxênio - hornblenda fels porfiroblástico/nodoso com espinélio e clorita. Detalhe de porfiroblasto tardio de clorita reconstituída, em palheta maior, isolada, desenvolvida discordantemente sobre a interface entre porfiroblasto de ortopiroxênio (birrefringência cinza, relevo mais alto) e a matriz nemato-granoblástica sub-poligonizada, fina, de Ca-anfibólio (Mg-hornblenda). Polarizadores cruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.9.D - Amostra 69/57 - clorita - espinélio - hornblenda - olivina ortopiroxenito com talco e calcita. Poiquilo-porfiroblastos de Mg-clorita (incolor a cinza-claro/amarelado, relevo baixo, planos de clivagem (001) em traços finos), envolvendo ortopiroxênio (cinza-médio a claro, relevo alto), olivina (contornos irregulares, cores de birrefringência laranja-rosa-azulado), e Mg-Al-espinélio (isótropo a quase-isótropo, formas cristalinas bem definidas a irregulares, recortadas/embainhadas), ilustrando a reação de reconstituição da clorita, olivina + ortopiroxênio + espinélio + H₂O $\Leftrightarrow$ Mg-clorita. Polarizadores parcialmente descruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

Assim como os clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, os olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita também encontram-se serpentinizados e/ou talcificados em proporções variáveis. O estágio precoce dos processos de substituição mineralógica tardia assume um padrão curioso, sistemático nestas rochas nodosas, quando não submetidas a cisalhamento de baixo grau: ocorre a talcificação do ortopiroxênio e a serpentinação simultânea da olivina, ambos processos perfeitamente circunscritos aos contornos originais das fases substituídas, de modo que até mesmo as relações entre as inclusões de olivina e o ortopiroxênio envoltório são preservadas, pseudomorfoseadas nos mínimos detalhes (Fotomicrografias IV.8.D e IV.9.A). Em estádios mais avançados deste processo, a serpentinação passa a ser preponderante, incorporando domínios primeiramente ocupados pelo talco. Esta seqüenciação é registrada também pelos porfiroblastos de antofilita: em uma primeira instância poupados, passam a ser talcificados, em substituição pseudomórfica, quando a olivina e o ortopiroxênio já foram totalmente consumidos (a olivina sempre primeiro; núcleos restíticos de ortopiroxênio perduram por mais tempo em meio aos agregados finos de talco), para serem finalmente serpentinizados, substituindo-se inclusive o talco previamente formado (Fotomicrografia IV.9.B). Relações de equilíbrio transitórias se desenvolvem em combinações diversas neste estágio de metamorfismo tardio, de caráter metassomático: em alguns casos, Ca-anfibólio e clorita são talcificados, enquanto antofilita permanece em equilíbrio (meta-estável?) com o talco (Fotomicrografia IV.16.D), passando a ser substituída apenas posteriormente. Estas feições sugerem situações de equilíbrio termodinâmico continuamente modificadas, altamente sensíveis a variações na combinação dos fatores físico-químicos atuantes neste estágio: é muito provável que a seqüência de transformações observada seja função, principalmente, da atividade de sílica nos fluidos tardios envolvidos, como discutido, por exemplo, por Hemley et al (1977).

A presença do espinélio é caracteristicamente associada aos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos dos corpos ultramáficos menores ao redor do corpo principal de Alpinópolis, mas não se restringe exclusivamente a eles. Nos arredores da Fazenda do Marinheiro, no corpo ultramáfico do Barreiro, afloram, em blocos semi-enterrados no topo de pequenos morrotes,

olivina - hornblenda xistos com espinélio, clorita e Ca-clinopiroxênio, sem ortopiroxênio (Amostra 97A/73). A olivina, totalmente serpentinizada, formava porfiroblastos alongados, paralelos à textura (lepidó-) nematoblástica fina a granoblástica sub-poligonizada da matriz, com inclusões de anfibólios e espinélios. A clorita ocorre de duas formas distintas: em palhetas menores, discretas, intersticiais aos anfibólios, e em palhetas maiores, individualizadas, sub-porfiroblásticas/poiquiloblásticas, com inclusões de anfibólio e opacos. O clinopiroxênio ocorre em grãos incolores de compleição semelhante à dos anfibólios, intersticiais a eles, aparentemente em proporção subordinada. Identificado, a princípio, apenas pela diferença em relevo quando comparado aos anfibólios, foi confirmado pelas análises à Microsonda Eletrônica, uma vez que suas características ópticas expeditas não estão suficientemente em evidência nos poucos grãos melhor definidos. O espinélio ocorre como núcleos verde-acastanhado em discretos grãos de opacos irregulares, finos, intersticiais aos anfibólios. Serpentina não só substitui os porfiroblastos de olivina conservando, nos domínios pseudomórficos, o característico padrão de filetes de opacos finos formando malhas, que definem os planos/fraturas ao longo dos quais a serpentinização se processou, como se infiltra também na matriz, de maneira intersticial/marginal aos anfibólios, envolvendo/substituindo-os, e indicando assim o início do processo de serpentinização tardia generalizada. É conveniente destacar nesta amostra a presença de duas gerações de cloritas, de comportamento morfológico-textural distinto, associado à presença de espinélio aluminoso.

IV.2.1.B - Rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental da Faixa Mumbuca.

As rochas da Suite Metaultramáfica nesta Faixa tem por característica preponderante o desenvolvimento generalizado de porfiroblastos de ortopiroxênio e/ou olivina. Não há registro de relíquias de texturas ígneas, pseudomórficas: as rochas são predominantemente foliadas, às vezes com núcleos lenticulares mais maciços, granulosos. Os porfiroblastos são geralmente de dimensões da ordem de milímetros a poucos centímetros, mas em alguns afloramentos porfiroblastos lenticulares de ortopiroxênio até decimétricos podem se desenvolver. Clorita- Ca-anfibólio xistos finos, similares aos da Faixa Serra do Dondó, ocorrem associados/intercalados aos

metaultramafitos porfiroblásticos nos corpos maiores, ou isolados, constituindo corpos menores, com teores variáveis de talco, gradando para talco - clorita - Ca-anfibólio xistos e finalmente para talco xistos, com ou sem clorita e Ca-anfibólio remanescentes.

Ao microscópio nota-se uma variação nas proporções relativas dos seguintes constituintes minerais principais: Ca-anfibólio incolor a sutilmente pleocróico, ortopiroxênio, olivina, espinélio verde-garrafa, Mg-clorita ($\pm$ minerais opacos, antofilita/cummingtonita, Ca-piroxênio, serpentina, talco, eventuais carbonatos). Os parâmetros texturais/mineralógicos variam amplamente: alternam-se rochas com relações porfiroblastos: matriz distintas, com porfiroblastos ora só de ortopiroxênio, ora só de olivina, ou ainda de ambos, em proporções diversas. A constituição mineralógica e as texturas da matriz também cobrem uma gama extensa de combinações possíveis: há matrizes em feltro, de granulometria da ordem de centésimos de milímetros, ricas em palhetas finas de clorita; matrizes nematoblásticas a decussadas, de granulação mais desenvolvida, de décimos de milímetros a poucos milímetros, constituídas predominantemente por Ca-anfibólio; matrizes lepidó-nematoblásticas finas, com clorita e Ca-anfibólio, fortemente estiradas, substituídas em escala variável por texturas mais randômicas, com constituintes de dimensões mais avantajadas; matrizes nas quais olivina ocorre como constituinte, em múltiplos grãos menores intercalados/alternados com a clorita e o Ca-anfibólio. As proporções modais entre os minerais também são as mais diversas. Texturas pseudomórficas tal como descritas para a Faixa Serra do Dondó não foram poupadas pela reorganização textural muito mais penetrativa, eficiente.

Em alguns casos as elevadas proporções porfiroblastos: matriz conduzem a um aspecto superficial nitidamente "peridotítico", de rochas ultramáficas granulosas, médias a grossas, isotropas/maciças, cinza-verde, com olivina e/ou ortopiroxênio como constituintes mais evidentes, e serpentinizadas/talcificadas em grau variável. Em outros prevalece um aspecto nodoso, semelhante ao descrito para os olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó, com uma matriz fina, orientada ou não, prevalecendo sobre agregados de porfiroblastos combinados de olivina e ortopiroxênio. Rochas em tudo similares às rochas porfiroblásticas/nodosas daquela Faixa ocorrem na Faixa Mumbuca, intercaladas às demais variedades de litotipos metaultramáficos. Como já

mentionado no Capítulo III, o alto conteúdo em porfiroblastos resulta em um aspecto rugoso na superfície parcialmente intemperizada dos blocos que caracterizam os afloramentos destas rochas.

Uma sistematização abrangente, representativa, é praticamente impossível: a rigor, cada amostra é um caso a parte, se todas as feições mineralógicas/petrográficas forem consideradas. Algumas características texturais e mineralógicas combinadas podem ser destacadas como mais significativas, visto terem reflexos importantes tanto na composição química em rocha total, como nos espectros composicionais das fases minerais mais sensíveis às mudanças nas condições de metamorfismo, como os Ca-anfibólios, além de conter o registro de estádios e condições diversas da evolução tectono-metamórfica da Suite. Assim, rochas com apenas ortopiroxênio como fase porfiroblástica, ou com razões ortopiroxênio: olivina altas, representam uma categoria à parte, de significado realçado na interpretação das reações metamórficas envolvendo olivina, ortopiroxênio e hornblenda. Da mesma maneira, as rochas com altas razões matriz: porfiroblastos, e com olivina e ortopiroxênio associados em proporções equivalentes em agregados nodulares de porfiroblastos imersos em uma matriz grano-nematoblástica de Ca-anfibólios, comparáveis, como já mencionado acima, aos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó, tem um significado particular para o metamorfismo do conjunto metaultramáfico.

A título de sistematização do assunto, dificultada pela ampla variância apresentada pelos litotipos metaultramáficos, apresentar-se-há, inicialmente, algumas relações texturais tidas como mais significativas. A seguir, as diversas fases minerais serão discutidas no tocante às suas características morfológicas/texturais e suas relações com as demais fases. Desta forma, espera-se compor um panorama abrangente dos tipos litológicos desta Faixa.

Como já mencionado, a característica mais marcante dos metaultramafitos da Faixa Mumbuca é a profusão de porfiroblastos de ortopiroxênio e/ou olivina. As relações entre estes porfiroblastos e as diversas matrizes sobre as quais se desenvolveram dão indicações de uma evolução tectono-metamórfica que se inicia com intenso cisalhamento, progressivamente atenuado à medida que se eleva o grau metamórfico, alcançando condições quase-estáticas em alguns domínios durante o

pico termal, e sofrendo cisalhamento localizado na fase evanescente, retro-metamórfica. É mais provável, em se tratando de uma zona de cisalhamento, que a distribuição dos esforços tenha sido bastante heterogênea, em escala variável, no decorrer do episódio metamórfico, gerando relações texturais diversificadas em porções distintas de rocha de maneira simultânea. As relações de campo, porém, não são elucidativas, principalmente tendo em conta o grau de exposição desfavorável. Assim, as relações texturais apresentadas a seguir dão indicações pontuais, espacialmente restritas, e a correlação espacial/temporal entre as várias amostras é dúbia, indeterminada: estamos tratando de um sistema complexo, não-linear, onde os parâmetros variam continuamente no tempo e no espaço. Nestes sistemas, o mais conveniente é reconhecer padrões abrangentes, e aferir as variações menores a este padrão maior.

As várias relações porfiroblastos: matriz e a diversificação textural encontrada nas matrizes, tanto entre amostras distintas, como, mais frequentemente, internamente às amostras individuais, sugerem situações de desequilíbrio textural/paragenético, alternadas com situações de equilíbrio textural melhor resolvido. Exemplos de equilíbrio textural melhor definido incluem os **olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita**, como a amostra 62A/51, semelhantes aos congêneres da Faixa Serra do Dondó, nos quais as relações entre matriz e agregados de porfiroblastos tendem a definir domínios distintos, separados, e onde o arranjo textural da matriz, grano-nematoblástico sub-poligonizado, com constituintes morfológicamente similares, bem resolvidos, também sugere tendência ao equilíbrio. Como se discutirá no Capítulo VI, as composições das diferentes fases minerais nestas rochas também são sugestivas de condições de quase-equilíbrio.

Outra relação morfológico-textural à qual é imputada suma significância é a da Mg-clorita nestas rochas: ausente da matriz, ela se faz presente típica e exclusivamente em palhetas maiores, da ordem de 0,5 - 2,0 mm, isoladas/dispersas, como porfiroblastos de arranjo randômico sobrepostos ao arranjo prévio estabelecido entre a matriz grano-nematoblástica e os porfiroblastos gregários de olivina e ortopiroxênio (Fotomicrografia IV.9.C). A leitura desta feição é de que se trata de uma fase tardia precoce, desenvolvida na fase retro-metamórfica evanescente que se

---

Quadro de Fotomicrografias IV.10

Fotomicrografia IV.10.A - Amostra 59A/50 - clorita - hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espinélio e traços de flogopita. Inclusões de cloritas e Ca-anfibólios de uma matriz mais antiga, lepidó-nematoblástica mais fina (1ª matriz), e de cloritas e Ca-anfibólios maiores, de arranjo randômico (2ª matriz). Notar "fantasmas" dos Ca-anfibólios prismáticos-médios maiores, da 2ª matriz, discordantes à foliação de cisalhamento da 1ª matriz, e restos corroídos de palhetas grandes de clorita da 2ª matriz, parcialmente consumidos, em continuidade óptica/cristalográfica entre si. Polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.10.B - Amostra 59A/50 - v.Fotomicrografia IV.10.A. Borda de porfiroblasto de ortopiroxênio com inclusões da 1ª matriz, lepidó-nematoblástica fina, de cisalhamento, e inclusões parciais da 2ª matriz. Na área externa ao porfiroblasto: 2ª matriz, granoblástica/decussada, sub-poligonizada, seriada. Polarizadores cruzados. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.10.C - Amostra 20A/24 - hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espinélio e clorita. Porfiroblasto de ortopiroxênio, com inclusões de matriz lepidó - nematoblástica fina no centro (1ª matriz), substituída por uma matriz granoblástica melhor desenvolvida em direção às bordas (2ª matriz). Notar grãos vermiformes pequenos, estirados de espinélio (isótropo, preto) alinhados de ambos lados da faixa definida pelas inclusões da 1ª matriz, na interface entre esta e a 2ª matriz. Polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

Fotomicrografia IV.10.D - Amostra 20C/24 - hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espinélio e clorita. Borda de porfiroblasto de ortopiroxênio desenvolvido discordante à matriz grano - nematoblástica seriada (1ª matriz $\Rightarrow$ 2ª matriz); notar inclusões de Ca-anfibólios relativamente mais finos, orientados. Polarizadores cruzados. Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

---

sucede imediatamente ao pico metamórfico, sob condições próximas ainda daquelas sob as quais a paragênese (no caso, Mg-hornblenda - olivina - ortopiroxênio - Mg-Al-espinélio) e as texturas de mais alto grau se desenvolveram. A clorita original, de palhetas finas, intersticiais aos anfibólios na matriz, foi toda consumida no decorrer do metamorfismo progressivo, através de reações como as que serão discutidas no Capítulo VII, originando primeiro olivina e posteriormente a associação clássica de quebra final da Mg-clorita: olivina + ortopiroxênio + espinélio + H₂O (Frost 1975, Jenkins e Chernosky 1986). Ao esmaecer do ciclo metamórfico principal, ascendente, a Mg-clorita anteriormente consumida é parcialmente reconstituída.

Esta reação de consumo/reconstituição da Mg-clorita é estampada de maneira evidente na amostra de número 69/57, um **clorita - espinélio - hornblenda - olivina ortopiroxenito com talco e dolomita** (Fotomicrografia IV.9.D): a partir da paragênese olivina - ortopiroxênio - Mg-Al-espinélio desta rocha maciça, granulosa, de granulometria mais desenvolvida, milimétrica a sub-centimétrica (entre 2 e 10 mm, aproximadamente), gerada no decorrer do metamorfismo progressivo, e que lhe confere um aspecto nitidamente "peridotítico" em afloramento ou em amostra de mão, desenvolvem-se grandes palhetas poiquiloblásticas de clorita (poiquilo-porfiroblastos), que envolvem os minerais da paragênese em substituição. Além dos minerais mais estritamente envolvidos na reação, ocorre a Mg-hornblenda, na forma de uma matriz volumetricamente subordinada, de granulação da ordem de décimos de milímetros, intersticial aos grandes indivíduos de ortopiroxênio, que faz parte da paragênese completa, de evolução metamórfica progressiva, além de talco e carbonatos (dolomita), estes nitidamente tardios: o talco substitui preferencialmente o ortopiroxênio ao longo das bordas e fraturas, e a dolomita constitui esparsos, raros indivíduos idiomórficos, nos espaços intersticiais aos minerais da paragênese principal, onde se desenvolvem inicialmente as substituições tardias.

De uma maneira geral, ambos casos descritos acima correspondem à mesma situação em termos de evolução metamórfica, ou seja: o pico termal registrado pela quebra da Mg-clorita. As diferenças em composição mineralógica modal, e conseqüentemente também texturais, devem-se principalmente às composições em rocha total distintas, principalmente em termos de Ca: nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita, como a amostra

62A/51, a relação matriz: porfiroblastos é mais alta, em consequência do alto teor em CaO que estabiliza um volume maior de hornblenda; nestas rochas, a proporção modal de espinélio é baixa, da ordem de, no máximo, 2 a 3% em volume (certamente inferior a 5% - as relações modais são de estimativa difícil, haja visto as substituições tardias, no caso para magnetita). Já na amostra 69/57, com predomínio dos porfiroblastos (em especial, do ortopiroxênio) sobre a matriz, o teor em CaO é baixo, em relação ao MgO, principalmente, e espinélio verde passa de fase acessória menor a praticamente essencial, em termos de composição mineralógica modal, com participação de até aproximadamente 10% em volume, constituindo indivíduos sub-idiomórficos bem desenvolvidos, fato raro na Suite Metaultramáfica. Isto não significa teores mais altos em Al para a respectiva composição química em rocha total: em verdade, a amostra 62A/51, com menos espinélio modal, é mais aluminosa, com aproximadamente 6,30% em peso em Al_2O_3 (base anidra), contra 5,60% Al_2O_3 nas mesmas condições para a amostra 69/57, que é nitidamente mais favorecida em termos de Mg-Al-espinélio. O teor de CaO em rocha total define o volume de Ca-anfibólio, que evolui para composições mais aluminosas, tschermakíticas/edeníticas com o incremento do grau metamórfico (ver discussão pertinente no Capítulo VI - Quimismo Mineral) e logo, quando volumetricamente mais favorecido, absorve o Al necessário à formação do espinélio.

Na maioria das amostras procedentes da Faixa Mumbuca há registro de domínios texturalmente distintos, que ora gradam entre si, ora se sobrepõem uns aos outros de maneira nitidamente discordante. Em alguns casos, domínios texturalmente distintos dos ora predominantes são parcialmente preservados apenas em áreas protegidas da reorganização posterior, como no interior dos porfiroblastos de ortopiroxênio, por exemplo (Fotomicrografias IV.10.A - C). Estes domínios texturalmente distintos materializam-se na forma de matrizes mais antigas, finas, de granulação da ordem de centésimos de milímetros, ora lepidó-nematoblásticas, cisalhadas (Fotomicrografias IV.10.A - C), ora em feltro, entrelaçadas/esfiapadas, constituídas fundamentalmente de clorita - Ca-anfibólio em proporções diversas (Fotomicrografias IV.10.D, e IV.11.A e B), doravante identificadas pela denominação "1ª matriz", sobre as quais se desenvolvem, substituindo-as em grau variado, matrizes mais novas, de granulação mais desenvolvida, da ordem de décimos de milímetros a

---

Quadro de Fotomicrografias IV.11

Fotomicrografias IV.11.A e B - Amostra 52/46 - hornblenda - clorita - olivina - ortopiroxênio fels porfiroblástico com espinélio. Porfiroblasto de ortopiroxênio de contorno irregular, com delgadas lamelas (100) e esparsas inclusões de Ca-anfibólio > clorita, sobre matriz fina, em feltro, de clorita + Ca-anfibólio (hornblenda). Notar espinélio em poiquilo-porfiroblastos menores, irregulares/cuspidiformes, alojados nas bordas do ortopiroxênio, alguns semi-inclusos, e Ca-anfibólios algo maiores, prismáticos, de arranjo randômico. Em A: localização do perfil transversal de análise de Microsonda Eletrônica apresentado no Quadro de Diagramas VI.5. Polarizadores oblíquos em A, ligeiramente descruzados em B. Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.11.C - Amostra 114C/87 - olivina - ortopiroxênio - hornblenda fels porfiroblástico com clorita e espinélio. Borda de porfiroblasto de ortopiroxênio com inclusões esparsas de clorita (CL) e de Ca-anfibólio mais finos, e de bolsões da matriz granoblástica sub-poligonizada, seriada de Ca-anfibólio. Polarizadores oblíquos. Espessura da seção delgada superior a 0,03 mm (seção delgada polida de Microsonda Eletrônica). Objetiva: 5 X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.11.D - Amostra 114C/87 - v. Fotomicrografia IV.11.C. Porfiroblasto de ortopiroxênio sobre matriz granoblástica seriada, sub-poligonizada de Ca-anfibólio (hornblenda). Notar inclusões de Ca-anfibólio de dimensões seriadas e orla de Ca-anfibólios mais desenvolvidos em torno do porfiroblasto. Polarizadores oblíquos. Espessura da seção delgada superior a 0,03 mm (seção delgada polida de Microsonda Eletrônica). Objetiva: 2,5 X. Barra de escala: 0,5 mm.

---

até milimétrica, constituídas predominantemente por Ca-anfibólio, com arranjo textural sugestivo de equilíbrio mais efetivo entre os constituintes, de nematoblástico a decussado, com tendência à poligonização, que passará a ser denominada "2ª matriz" (Fotomicrografias IV.10.B, IV.11.C, D).

Sobre estas matrizes se desenvolvem os porfiroblastos de olivina e/ou ortopiroxênio, de dimensões variando entre milimétricas a decimétricas, nos quais porções das matrizes são frequentemente encapsuladas (Fotomicrografias IV.10.A - D, e IV.11.A - D). Os padrões e proporções entre a matriz mais antiga, mais fina, a matriz de desenvolvimento posterior e os porfiroblastos são variados. Em algumas rochas, predomina amplamente a 1ª matriz, mais fina, precoce, e os porfiroblastos desenvolvem-se diretamente sobre ela (Fotomicrografias IV.11.A, B). Em outras, a 1ª matriz é substituída de maneira mais ou menos gradual pela 2ª matriz, de recristalização posterior, nematoblástica a decussada, e os porfiroblastos de ortopiroxênio se desenvolvem sobre ambas, preservando porém, nas suas porções mais internas, evidências preferencialmente da matriz finamente foliada, portadora de clorita, mais antiga, enquanto anfibólios maiores, prismáticos-médios, de desenvolvimento posterior, ocorrem inclusos/semi-inclusos predominantemente nas suas porções marginais, ou apenas na matriz externa, às vezes com orientação destoante daquela registrada no interior dos porfiroblastos (Fotomicrografias IV.10.A - D). Em outras, ainda, prevalece a 2ª matriz, (nemato-) granoblástica seriada, sub-poligonizada, que também é inclusa, quer na forma de grãos isolados, quer como agregados, nos porfiroblastos (Fotomicrografias IV.11.C, D).

A olivina tende a formar grandes poiquilo-porfiroblastos irregulares a arredondados, de aspecto esponjoso, que se infiltram na matriz constituindo extensões em continuidade óptica entre si e com o núcleo de origem, e envolvendo porções de tamanho variado da matriz, como septos (Fotomicrografias IV.12.A, B). Às vezes a sua orientação óptica varia continuamente em toda a sua extensão, gerando efeito de extinção sombreada. Em alguns casos a olivina pode se apresentar também em múltiplos indivíduos discretos, distintos, menores, acompanhando o Ca-anfibólio e a clorita na matriz (Fotomicrografia IV.12.C, D). Suas relações com o ortopiroxênio são semelhantes às observadas nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita: os porfiroblastos de ortopiroxênio se

instalam geralmente nas bordas dos de olivina, com inclusões arredondadas da mesma em continuidade óptica entre si e com o indivíduo maior externo (Fotomicrografia IV.12.A). Em amostras mais magnesianas, a olivina pode representar a única fase porfiroblástica, com enstatita ausente.

O ortopiroxênio apresenta-se com hábito variando de xenoblástico, irregular-arredondado a ovóide, a sub-idioblástico, prismático-curto, em porfiroblastos (às vezes, poiquilo-porfiroblastos) de dimensões variadas. Na amostra 59A/50, um **clorita - hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espínélio e traços de flogopita**, os porfiroblastos individuais de ortopiroxênio, ovóides/lenticulares, atingem tamanho da ordem de 15-20 cm, e desenvolvem-se sobre uma matriz transicional entre lepidó-nematoblástica a treliçada (em feltro) fina, de centésimos de milímetros (a 1ª), e grano-nematoblástica a decussada melhor desenvolvida, de décimos de milímetros (a 2ª), volumetricamente subordinada aos porfiroblastos numa proporção estimada em 3 : 2, aproximadamente. Esta amostra é um exemplo do padrão de variabilidade textural da Suite Metaultramáfica na Faixa Mumbuca: inclusa na parte central dos porfiroblastos encontra-se a 1ª matriz, lepidó-nematoblástica fina, de cisalhamento (Fotomicrografias IV.10.A, B), ocasionalmente com vestígios de planos combinados S-C. A matriz fina, orientada, persiste também nos espaços intersticiais aos porfiroblastos, porém gradando para um arranjo randômico, em feltro, e, de maneira contínua, para a 2ª matriz granoblástica-decussada, incipientemente poligonizada, com Ca-anfibólios prismáticos-médios bem desenvolvidos, seriados, sub-milimétricos até milimétricos (Fotomicrografias IV.10.B e IV.13.A). Os anfibólios maiores da 2ª matriz, de desenvolvimento posterior, também se encontram inclusos/semi-inclusos nos porfiroblastos, às vezes parcial a totalmente consumidos/substituídos, porém com "fantasmas" dos seus contornos pretéritos destacando-se discordantemente à matriz lepidó-nematoblástica precoce, inclusive com inclusões de diminutos anfibólios aciculares oriundos desta matriz (Fotomicrografia IV.10.A). As cloritas nesta amostra exibem comportamento similar: em palhetas finas, discretas, ocasionais na matriz precoce, constituem poiquilo-porfiroblastos grandes, milimétricos, polissinteticamente geminados (que lembram plagioclásios) na matriz de desenvolvimento posterior, intersticial, englobando a matriz em feltro a decussada de dimensões intermediárias (Fotomicrografia IV.13.A). Estas cloritas porfiroblásticas também podem ser

---

Quadro de Fotomicrografias IV.12

Fotomicrografia IV.12.A - Amostra 115B/28D. Porfiroblasto "esponjoso" de olivina sobre matriz fina em feltro, envolvendo septos da matriz, e porfiroblasto de ortopiroxênio associado, com inclusões de olivina em continuidade óptica com o grão principal. Polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 2,5X. Barra de escala: 0,5 mm.

Fotomicrografia IV.12.B - Amostra 20D/24. Porfiroblasto "esponjoso" de olivina sobre matriz inequigranular seriada, com septos de granulação mais fina desta matriz inclusos, e com palheta individualizada grande, discordante de Mg-clorita de desenvolvimento tardio (sub-porfiroblasto) na sua borda. Polarizadores cruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.12.C - Amostra 102A/77. Porfiroblasto de ortopiroxênio sobre matriz granoblástica inequigranular seriada de olivina + hornblenda $\pm$ clorita. Polarizadores cruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.12.D - Amostra 114A/87. Matriz granoblástica de olivina + hornblenda com espinélio verde em grãos irregulares, cuspidiformes intersticiais. Polarizadores oblíquos. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25.

---

ocasionalmente encontradas como inclusões nos ortopiroxênios, em agrupamentos de restos carcomidos, esfiapados, em continuidade óptica entre si (Fotomicrografia IV.10.A).

As relações entre o ortopiroxênio e as matrizes são variações deste tema. A matriz pode ser texturalmente menos variada: em algumas amostras, corresponde essencialmente à 2ª matriz, sub-poligonizada, melhor desenvolvida, seriada, de dimensões de décimos de milímetros, constituída predominantemente de Ca-anfibólios, com clorita em discretas palhetas intersticiais, isoladas, como na amostra 114C/87, um **olivina - ortopiroxênio - hornblenda fels porfiroblástico com clorita e espinélio** (Fotomicrografia IV.11.C); na amostra 115B/28D, composicional e texturalmente equivalente, a 2ª matriz, seriada, tende a formar orlas de granulação melhor desenvolvida ao redor dos porfiroblastos arredondados/xenoblásticos, isolados de ortopiroxênio, sugerindo reequilíbrio textural concomitante à blastese dos mesmos (Fotomicrografia IV.11.D). Outras vezes prevalece a 1ª matriz, como um domínio internamente mais homogêneo, exibindo textura em feltro, com clorita e Ca-anfibólios finos, de dimensões da ordem de centésimos de milímetros, em agregados de aspecto esfiapado-entrelaçado, com espinélio verde vermiforme intersticial, ou melhor desenvolvido, em poiquilo-porfiroblastos menores, e com alguns indivíduos dispersos, randômicos, prismáticos-médios de Ca-anfibólio mais avantajados, como que ensaiando a instalação da 2ª matriz, de desenvolvimento posterior, a exemplo da amostra 52/46, um **hornblenda - clorita - olivina - ortopiroxênio fels porfiroblástico com espinélio** (Fotomicrografias IV.11.A e B). Nesta amostra são bem nítidas as delgadas lamelas (100) dos porfiroblastos de ortopiroxênio, mencionadas anteriormente quando da caracterização dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó. Como os contornos dos porfiroblastos de ortopiroxênio são bem definidos, as suas variações composicionais internas foram detalhadamente averiguadas. As análises em perfil transversal ao porfiroblasto, realizadas à Microsonda Eletrônica encontram-se ilustradas no Capítulo VI, no Quadro de Diagramas VI.5, e indicam um discreto, porém sistemático enriquecimento em Al do núcleo para as bordas. Adicionalmente, perfis menores de espaçamento cerrado foram realizados em regiões com densidade mais elevada em lamelas, com o resultado de que as lamelas não apresentam qualquer

---

Quadro de Fotomicrografias IV.13

Fotomicrografia IV.13.A - Amostra 59A/50. Poiquilo-porfiroblasto de clorita intersticial aos porfiroblastos maiores de ortopiroxênio (v.Fotomicrografias IV.11.A e B), com geminação lamelar múltipla, sobre matriz inequigranular seriada, nematoblástica a decussada. Polarizadores cruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.13.B - Amostra 369/232 - ortopiroxênio - hornblenda xisto porfiroblástico cisalhado com olivina, espinélio e clorita. Porfiroblasto de ortopiroxênio cisalhado, antiteticamente fraturado, com inclusões de Ca-anfibólio, olivina e espinélio. Matriz (lepido-) nematoblástica fina, cisalhada, com Ca-anfibólio + espinélio $\pm$ clorita. Nas fraturas antitéticas: clorita de 2ª geração, reconstituída. Polarizadores cruzados. Objetiva: 2,5X. Barra de escala: 0,5 mm.

Fotomicrografia IV.13.C - Mesma amostra de IV.13.B. Porfiroblasto de ortopiroxênio com fraturas de tração incipientes preenchidas por olivina de 2ª geração. Polarizadores cruzados; a espessura da seção delgada é superior a 0,03 mm. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.13.D - Amostra 20C/24. Ca-anfibólio prismático-médio bem desenvolvido na matriz seriada, com lamelas ($\bar{1}01$) cummingtoníticas de exsolução. Indicado o perfil transversal de análise de Microsonda Eletrônica (borda $\Rightarrow$ núcleo) apresentado no Quadro de Diagramas VI.2.C. Polarizadores cruzados. Objetiva: 20X. Barra de escala: 0,05 mm.

---

diferença composicional significativa em relação ao restante do porfiroblasto, tratando-se de feições de estrutura interna, quer como delgadas lamelas de geminação polissintéticas, quer como planos de deslizamento reticular (Deer et al 1978). Na Fotomicrografia IV.11.A, é possível discernir os mencionados poiquilo-porfiroblastos menores de espinélio verde, instalados ora na interface ortopiroxênio - matriz, ora dispersos pela matriz.

De modo geral, os porfiroblastos de ortopiroxênio e olivina se desenvolvem sobre as matrizes de maneira claramente posterior, englobando os padrões de arranjo textural prévios subjacentes. Esta relação é válida para a maioria das matrizes foliadas/cisalhadas que, adicionalmente, mostram tendências a reequilíbrio textural em regime estático/quase-estático, tardi/pós-cinemático, que antecedem ligeiramente, e acompanham a blastese das fases porfiroblásticas, gerando a 2ª matriz, de tendência mais isotropa. Em alguns casos, porém, este período de blastese final sob condições de deformação quiescente não é tão bem marcado, ou, pelo menos, não encerra o ciclo de metamorfismo progressivo de maneira inequívoca, como registrado, por exemplo, na amostra 369/232, um **ortopiroxênio - hornblenda xisto porfiroblástico com olivina, espinélio e clorita** proveniente de uma lente metaultramáfica menor da Faixa Mumbuca, localizada a sul da Serra dos Veados, na região das cabeceiras do Córrego do Monge, canto SW da Folha de Alpinópolis.

Nesta amostra, a matriz de Ca-anfibólio, nematoblástica/lineada fina, cisalhada, é amplamente predominante, constituindo até 80% em volume, e envolve porfiroblastos lenticulares, isolados de ortopiroxênio, de tamanho da ordem de 0,5 -2,0 cm, que encerram inclusões de anfibólios finos, palhetas isoladas de cloritas e espinélios vermiformes/estirados da matriz, além de porfiroblastos menores, xenomórficos/granulares de olivina. Este arranjo entre os porfiroblastos e a matriz é de grande coerência interna, e indica uma boa têmpera textural para as condições termo-deformacionais em que se desenvolveu originalmente, sustentadas pela notável homogeneidade composicional apresentada pelas hornblendas, conforme verificado através das análises minerais por Microsonda Eletrônica. Um cisalhamento tardi/pós-porfiroblástico, em regime de amainamento metamórfico contínuo, modifica, porém, as relações texturais implantadas no segmento progressivo do estágio metamórfico. Desta forma, os porfiroblastos de ortopiroxênio encontram-se cisalhados, e

desenvolvem evidentes planos de cisalhamento antitéticos escalonados por conta da diferença em comportamento reológico quando comparados à matriz (Fotomicrografia IV.13.B). Em alguns pontos, planos de cisalhamento virtuais/incipientes, iso-orientados com os factualmente desenvolvidos, são ocupados por uma segunda geração de olivina, a partir das bordas dos porfiroblastos cisalhados (Fotomicrografia IV.13.C). Os planos melhor desenvolvidos são preenchidos preferencialmente por clorita reconstituída em palhetas longas, oblíquas aos planos, indicando o movimento relativo entre blocos de ortopiroxênio basculados adjacentes, acompanhada, em proporção subordinada, por Ca-anfibólio prismático-longo em disposição similar. A matriz nematoblástica amolda-se em torno destes porfiroblastos cisalhados, e desenvolve também uma série de planos de cisalhamento espaçados, preenchidos por clorita em padrão similar ao dos porfiroblastos, e por filetes de opacos. Os espinélios internos aos porfiroblastos de ortopiroxênio mantêm-se estirados/vermiformes, em grãos íntegros, de contornos nítidos, enquanto que os da matriz exibem fraturamento tipo *pull-apart*, e são envoltos por delgadas capas de magnetita.

As relações entre as feições de cisalhamento, desenvolvidas de maneira seqüenciada, e as transformações mineralógicas associadas, permitem inferir as seguintes etapas para a evolução metamórfica e deformacional desta amostra:

- primeiramente, o desenvolvimento de uma paragênese fundamental clorita - Ca-anfibólio, com textura lepto-nematoblástica/lineada, continuamente deformada/reorganizada, já sob condições de cisalhamento dúctil, de fácies anfibolito;
- por sobre esta matriz, em regime de deformação evanescente, o desenvolvimento de porfiroblastos menores de olivina, e de espinélio verde fino, estirado, intercalado aos anfibólios da matriz, enquanto a frequência modal da clorita diminui;
- desenvolvimento dos porfiroblastos de ortopiroxênio, acompanhado de olivina e espinélio, que englobam a matriz previamente desenvolvida: hornblendas, espinélios, olivina e o pouco que resta da clorita; a olivina é parcialmente assimilada pelo ortopiroxênio, cujo desenvolvimento sobrepuja o seu; o único mineral opaco texturalmente coerente neste contexto é a ilmenita, em agrupamentos alinhados de grãos individualizados/agrupados, homogêneos, bem definidos; as condições de pico metamórfico coincidem com o período de deformação menos pronunciado;

- reativação do cisalhamento, sob condições de grau metamórfico evanescente, inicialmente próximas às de mais alta intensidade registradas; olivina é parcialmente reconstituída ao longo das fraturas virtuais/incipientes; a matriz prossegue com o processo de deformação e reorganização contínuos, concomitantes, amoldando-se em torno dos porfiroblastos de ortopiroxênio, de comportamento mais rígido; as condições reológicas gradam de dúctil para dúctil-rúptil;

- o ortopiroxênio fratura-se antiteticamente, e nas suas fraturas de cisalhamento, tipo *pull-apart*, sob condições de grau metamórfico paulatinamente mais ameno, a clorita é reconstituída, em palhetas finas, longas, oblíquas aos planos de fratura; fraturas similares se desenvolvem também na matriz;

- os opacos que constituem filetes delgados, longos nas fraturas com clorita, são predominantemente sulfetos, e mostram a seguinte sequência paragenética: pirita ($\pm$ calcopirita) $\Rightarrow$ pirrotita $\Rightarrow$ magnetita ($\Rightarrow$ hematita), sugerindo condições progressivamente mais oxidantes.

- serpentina passa a substituir localmente a clorita nas fraturas.

Os anfibólios, como já mencionado, apresentam-se com um amplo espectro de tipos morfológico-texturais variados, que podem ocorrer combinados em padrões diversos nas diferentes matrizes, ou com predomínio de um tipo particular, em texturas mais homogêneas, mais pervasivamente reorganizadas, como é o caso da amostra 369/232, apresentado acima, onde ocorre fundamentalmente um único tipo morfológico-textural de anfibólio, nematoblástico/lineado, de dimensões de mesma escala, e composição menos variada que em outras rochas texturalmente mais heterogêneas, ou da também já mencionada amostra 62A/51, com anfibólios prismáticos curtos, em matriz grano-nematoblástica semi-poligonizada seriada. Como para os Ca-anfibólios da Faixa Serra do Dondó, também na Faixa Mumbuca as análises de Microsonda Eletrônica foram balizadas pela variedade morfológica-textural dos anfibólios nas várias amostras. Os anfibólios são, na sua dominante maioria, Ca-anfibólios, ou, mais especificamente, Mg-hornblendas, incolores a suavemente pleocróicas em tons de verde-esmaecido. Cummingtonitas se fazem presentes como fase individualizada em poucas amostras, quando então constituem indivíduos de mesma expressão morfológica que as hornblendas, intercalados às mesmas, e com propriedades ópticas expeditas (relevo, cor, pleocroísmo, extinção)

assemelhadas, de distinção não-imediata. Na maioria das amostras, porém, há lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução cummingtoníticas em hornblendas bem desenvolvidas, da matriz posterior. Quando bem desenvolvidas, estas lamelas adquirem dimensões que permitem resolução analítica semi-quantitativa à Microsonda Eletrônica. Um exemplo de análise em perfil transversal a um Ca-anfibólio prismático maior, da 2ª matriz, incluindo um segmento cerrado sobre uma área de ocorrência de lamelas cummingtoníticas de boa definição, realizada no indivíduo retratado na Fotomicrografia IV.13.D, é apresentado no Capítulo VI, no Quadro de Diagramas VI.2.C.

Anfibólios bem desenvolvidos, tardios, randômicos, incluem raras antofilitas, com hábito prismático-longo a acicular, às vezes com núcleos de Ca-anfibólio, e tremolitas, também com destacado hábito prismático. As antofilitas ocorrem de maneira mais errática que nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó. Como será visto no Capítulo VI, apresentam composições que permitem distingui-las das antofilitas de 1ª geração dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó, assemelhando-se às antofilitas de 2ª geração dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita daquela Faixa, com os quais devem ser coetâneos. As tremolitas prismáticas tardias desenvolveram-se sob condições retrometamórficas mais tardias, de grau mais baixo, conforme sugerido pelas suas composições muito pouco aluminosas, essencialmente tremolíticas (v. Quadro de Diagramas VI.2.B).

Cloritas são onipresentes nas rochas da Suite Metaultramáfica também da Faixa Mumbuca, em proporção volumétrica e tipos morfológicos/texturais variados. Apresentam características ópticas similares entre as várias amostras, conservando sempre a mesma birrefringência cinza-chumbo, e mantendo-se predominantemente incolores a sutilmente pleocróicas em tons esverdeados suaves, quase imperceptíveis. Na maioria das amostras analisadas, constituem-se em fase menor, em palhetas finas, discretas, intersticiais aos anfibólios da 1ª matriz, ou em raras inclusões semi-digeridas nos porfiroblastos de ortopiroxênio. Adquirem importância modal maior em algumas amostras com predomínio da 1ª matriz fina, em feltro, sobre os porfiroblastos (amostra 52/46, Fotomicrografias IV.11.A e B). Em outras, mais especificamente nos

---

Quadro de Fotomicrografias IV.14

Fotomicrografia IV.14.A - Amostra 20D/24. Porfiroblasto de ortopiroxênio sobre matriz em feltro, com duas gerações de clorita (CL): a primeira na forma de inclusões, e a segunda em palhetas grandes, individualizadas, discordantemente desenvolvidas sobre a matriz. Polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.14.B - Amostra 81/68, Clinopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio, clorita e calcita, isento de ortopiroxênio. Clorita em palhetas irregulares de desenvolvimento tardio envolvendo espinélio (escuro, isótropo) e olivina. Matriz granoblástica, sub-poligonizada de Ca-anfibólio + Ca-piroxênio + calcita intersticial. Polarizadores ligeiramente descruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

Fotomicrografia IV.14.C - Amostra 40E/39. Grão composto de magnetita (MT - cinza-claro, tênue rosado) e ilmenita (ILM - cinza-rosado mais escuro). Luz refletida polarizada/polarizadores oblíquos. Objetiva: 20X. Barra de escala: 0,05 mm.

Fotomicrografia IV.14.D - Mesma amostra de IV.14.B. Padrão concêntrico, zonado de exsolução de espinélio verde, vermiforme, fino, em Ca-anfibólio melhor desenvolvido. Textura granoblástica inequigranular seriada a discretamente porfiroblástica (olivina), sub-poligonizada. Polarizadores cruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0,25 mm.

---

olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita (amostra 62A/51 - Fotomicrografia IV.9.C), estão ausentes da 2ª matriz amplamente predominante, e ocorrem exclusivamente como palhetas de 0,5 a 1,0 mm de tamanho ou ainda maiores, sobrepostas à matriz e aos porfiroblastos, às vezes como legítimos poiquilo-porfiroblastos. Em algumas amostras, ocorrem ainda tanto em palhetas menores, isoladas, semi-digeridas, inclusas nos porfiroblastos de ortopiroxênio, e em palhetas finas intersticiais aos anfibólios da 1ª matriz, nos septos internos aos porfiroblastos "esponjosos" de olivina, como em palhetas individuais maiores, de dimensões de décimos de milímetros até 1,0 mm, isoladas ou agrupadas duas a três, discordantes ao arranjo textural matriz: porfiroblastos (Fotomicrografias IV.12.B e IV.14.A). Podem, ainda, apresentar-se na forma dos poiquilo-porfiroblastos grandes, milimétricos, com geminação polissintética característica, como descrito acima para a amostra 59A/50 (Fotomicrografia IV.13.A). Finalmente, podem ocorrer como poiquilo-porfiroblastos bem desenvolvidos, tardios, envolvendo/incluindo a assembléia progressiva olivina + ortopiroxênio + espinélio verde, tal como observado na amostra 69/57, descrita acima (Fotomicrografia IV.9.D). Uma variante deste "estilo" pode ser visto na amostra 81/68, um **clinopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio, clorita e calcita**, isento de ortopiroxênio, onde a clorita, ausente da matriz grano-nematoblástica seriada poligonizada/sub-poligonizada, se desenvolve exclusivamente em palhetas tardias, bem definidas e individualizadas, envolvendo o espinélio e infiltrando-se nos porfiroblastos discretos de olivina (Fotomicrografia IV.14.B): neste caso, a sua reconstituição retro-metamórfica é, mais provavelmente, através da reação $\text{Mg-clorita} + \text{calcita} \rightleftharpoons \text{diopsídio} + \text{forsterita} + \text{espinélio} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (Chernosky e Berman 1988).

Os espinélios e minerais opacos ocorrem em formas e combinações mais variadas que nas rochas metaultramáficas da Faixa Serra do Dondó. Espinélio verde translúcido, se não onipresente, é acessório característico da maioria das amostras estudadas, e se apresenta em proporções modais e com hábitos e relações texturais variados. Em geral, não excede os 2 - 3 % modais estimados, exceção feita à amostra 69/57, discutida acima (Fotomicrografia IV.9.D), na qual, pelo alto teor de Al não neutralizado por outras fases, como o Ca-anfibólio, forma grandes indivíduos subidiomórficos, em agregados de até alguns milímetros de tamanho, perfazendo até

mais que 5 % em volume. Sua cor, caracteristicamente um verde-garrafa, indicativa de composição magnésio-aluminosa, entre espinélio *stricto sensu* e pleonasto, varia de tonalidade, de mais claro, límpido, a mais escuro, acastanhado, mais turvo, provavelmente em função do conteúdo variável em Cr. Na maioria das amostras, quando em grãos finos, de contornos irregulares, recortados/cuspidiformes, intersticiais à matriz, apresenta orlas de largura relativa variável de magnetita (Fotomicrografia IV.12.D). Quando incluso nos porfiroblastos, de maneira mais característica nos de ortopiroxênio, exibe contornos vermiformes límpidos, sem as orlas magnetíticas. Quando em matriz lepidó-nematoblástica de cisalhamento, apresenta-se em grãos estirados, de contornos vermiformes, preservando este hábito inclusive quando "capturado" durante a blastese do ortopiroxênio, como acontece na amostra 369/232, descrita acima (Fotomicrografia IV.13.B). Se bem que normalmente em grãos menores, irregulares, inteiriços, restritos aos interstícios da matriz, em algumas amostras, de matriz fina, em feltro, e relativamente mais ricas em clorita, pode desenvolver indivíduos de dimensões mais favorecidas, constituindo até poiquiloporfiroblastos menores, vermiformes, a exemplo da amostra 52/46 (Fotomicrografia IV.11.A, B). Em vários casos, clorita, em agregados de palhetas finas, ou em palhetas individualizadas maiores, envolve o espinélio, indicando sua instabilidade no período que se sucede imediatamente ao pico metamórfico, e a consequente reconstituição da Mg-clorita como fase aluminosa por excelência (Fotomicrografias IV.9.D e IV.14.B).

A dominante maioria dos minerais opacos corresponde a magnetita e ilmenita, que podem ocorrer simultaneamente nas amostras, em grãos individualizados, ou combinadas, associadas nos mesmos grãos, porém com domínios distintos, homogêneos, de interfaces bem definidas (Fotomicrografia IV.14.C), ou alternadamente, à exclusão de um ou outro. Não é incomum minerais opacos estarem ausentes do arranjo textural principal, correspondente à paragênese desenvolvida durante o estágio de metamorfismo progressivo, fazendo-se presentes apenas como agregados granulares finos, polvilhados, ou orlas no espinélio verde, acompanhando as transformações mineralógicas tardias, como a serpentinização. A proporção modal estimada das fases óxido gira em torno de 1 - 3 %, raras vezes alcançando valores próximos a 5%.

Em algumas rochas relações de imiscibilidade complexas se desenvolvem entre magnetita, ilmenita e Mg-Al-espinélio, à semelhança do que acontece nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó. O Quadro de Fotomicrografias IV.15 ilustra as texturas decorrentes do processo de desestabilização de magnetitas formadas provavelmente no ápice do metamorfismo progressivo, enriquecidas em Mg, Al e Ti, ou seja: com uma considerável fração de Mg-Al-espinélio e ulvöespinélio em solução sólida. Nas Fotomicrografias IV.15.A, B e C, trata-se de magnetitas em grãos isolados, ovóides/sub-idiomórficos, encapsulados em porfiroblastos de olivina na amostra 62A/51, um olivina - ortopiroxênio - hornblenda xisto/fels porfiroblástico/nodoso com espinélio e clorita, similar àqueles procedentes dos corpos ultramáficos menores da Faixa Serra do Dondó. Os padrões de desmistura são variados, mas invariavelmente apresentam feições simplectíticas desenvolvidas entre ilmenita (reflectância intermediária, castanho-rosado) e Mg-Al-espinélio (reflectância mais baixa, castanho-cinza), em domínios bem definidos, circunscritos em meio à fase dominante/hospedeira, a magnetita (reflectância mais alta, coloração castanho-claro a bege). Os domínios de ilmenita - Mg-Al-espinélio simplectíticos podem ser irregulares, sem controle cristalográfico evidente, situados quer internamente às magnetitas, quer nas suas bordas (respectivamente Fotomicrografias IV.15.B e C), ou de definição espacial mais regular, seguindo a orientação de lamelas (111) na magnetita (Fotomicrografia IV.15.A). A situação se torna um pouco diversa externamente aos porfiroblastos de olivina, quando na matriz grano-nematoblástica: as magnetitas, neste caso, são de contornos irregulares/angulosos, intersticiais aos Ca-anfibólios da matriz, em agregados de minerais opacos e espinélio translúcido verde. Os domínios de imiscibilidade se desenvolvem no interior das magnetitas individuais, porém com padrão simplectítico menos realçado, tanto em domínios irregulares, como orientados segundo os planos (111) da magnetita hospedeira. Adicionalmente, há indivíduos maiores, homogêneos e independentes, de ilmenita e Mg-Al-espinélio, que ocorrem associados à magnetita portadora dos domínios de desmistura nos agregados de minerais opacos, porém não apresentam qualquer relação evidente com a ilmenita e o Mg-Al-espinélio desses domínios. Assim, configuram-se aparentemente duas gerações distintas de ilmenita e Mg-Al-espinélio: a primeira, a dos grãos maiores

---

Quadro de Fotomicrografias IV.15

Fotomicrografias IV.15 A, B, C e D - Relações simplectíticas de exsolução entre ilmenita (ILM - reflectância intermediária) e Cr-Mg-Al-espinélio (ESP - reflectância mais baixa) em (Mg-Al-Ti-) Cr-magnetitas (MT - cinza-claro, reflectância mais alta - fase hospedeira) da amostra 62A/51 - olivina - ortopiroxênio - hornblenda xisto/fels porfiroblástico/nodoso com espinélio e clorita. Em A, B e C: grãos idiomórficos/ovóides encapsulados em porfiroblastos de olivina. Em D: grãos angulosos, maiores de Cr-magnetita intersticiais aos Ca-anfibólios na matriz, com domínios simplectíticos de ilmenita + espinélio internos, acompanhados de ilmenita e espinélio verde individualizados externos (duas gerações de ilmenita e espinélio). Luz refletida polarizada/polarizadores oblíquos. A: Objetiva de 50X, barra de escala = 0,02 mm. B, C e D: Objetiva de 20X, barra de escala = 0,05 mm

---

individualizados, formou-se provavelmente sob condições de grau metamórfico mais elevado, e fO_2 mais baixa, em equilíbrio com a Mg-Al-Ti-magnetita; a segunda, a dos domínios de desmistura, originou-se pela exsolução a partir da magnetita hospedeira, mais provavelmente na fase terminal do estágio metamórfico progressivo, em condições de retro-metamorfismo incipiente. As composições das fases envolvidas foram determinadas tentativamente pela Microsonda Eletrônica, e são comentadas no Capítulo VI.

Clinopiroxênio é praticamente ausente nos metaultramafitos da Faixa Mumbuca. Foi detectado em apenas uma amostra, 81/68, o **clinopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio, clorita e calcita** mencionado acima. Nesta rocha, a matriz é grano-nematoblástica sub-poligonizada a poligonizada, constituída majoritariamente de Ca-anfibólio, com clinopiroxênio, de relevo mais realçado. Calcita e espinélio ocorrem intersticiais ao anfibólio e ao piroxênio, o primeiro em grãos discretos, menores, dispersos; o segundo, verde-garrafa, em grãos irregulares de tamanho variado, manteados de magnetita, às vezes associados a ilmenita, esta em grãos individualizados, elipsoidais longos. Uma feição incomum presente nesta amostra em particular é a presença de exsoluções de espinélio verde acicular/vermiforme nos Ca-anfibólios, em padrão de distribuição concêntrico (Fotomicrografia IV.14.D). Chama a atenção o já mencionado desenvolvimento tardio da clorita, em palhetas individualizadas, de contornos irregulares, que caracteristicamente envolvem o espinélio, e às vezes, de forma combinada, também a olivina, que constitui discretos porfiroblastos alongados paralelos à foliação. Como será discutido no Capítulo VI, as hornblendas desta amostra estão entre as mais aluminosas/tschermakíticas analisadas, porém apresentam composições algo destoantes dos espectros composicionais determinados para anfibólios dos demais ultramafitos da Faixa Mumbuca. Este padrão composicional distinto, com amplo predomínio do componente tschermakítico na hornblenda, deve ser o responsável pela exsolução do espinélio: a dissolução do Al é favorecida pela substituição edenítica combinada, pouco significativa neste caso. Em consequência, o limite de saturação em Al é mais baixo, o anfibólio se torna mais sensível ao abaixamento de temperatura ocorrido na etapa retro-metamórfica, e exsolve o componente aluminoso na forma de Mg-Al-espinélio.

Como acontece às rochas metaultramáficas da Faixa Serra do Dondó, também as amostras procedentes da Faixa Mumbuca apresentam substituições minerais tardias em maior ou menor grau. Serpentina e talco são praticamente onipresentes, em quantidades e proporções diversas. Os padrões de substituição se assemelham aos já descritos anteriormente: há domínios/fases de substituição seletiva, restritivamente controlada pelos domínios composicionais/mineralógicos, que dão lugar à substituição generalizada, seqüenciada. Num primeiro instante, olivina é serpentinizada, e ortopiroxênio é simultaneamente talcificado, constituindo-se em pseudomorfos de contornos nitidamente definidos. O processo de substituição tardio prossegue com predomínio da serpentinização, ao longo de fraturas e planos de clivagem de fratura, ou iniciando-se nas interfaces entre os minerais da matriz, sendo substituída, em uma etapa mais avançada, pela talcificação generalizada. Geralmente a serpentinização é o processo mais evidente, mas rochas nas quais talcificação predomina, instalando-se diretamente sobre a paragênese de metamorfismo progressivo, também ocorrem. Com a evolução do processo, as rochas originalmente com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental são paulatinamente transformadas em serpentinitos e talco xistos/esteatitos, como será descrito a seguir, de maneira mais evidente nas bordas dos corpos maiores, como o corpo ultramáfico principal de Mumbuca, ou, de maneira mais pervasiva, nos corpos lenticulares menores (*boudins* de dimensões da ordem de algumas dezenas de metros em extensão longitudinal), inclusos nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos - graníticos cisalhados/remobilizados.

IV.2.2 - Serpentinitos

Serpentinitos ocorrem intercalados/associados aos demais litotipos metaultramáficos, ou situados nas bordas dos corpos ultramáficos maiores em ambas Faixas, mas tem presença mais marcante no corpo principal de Alpinópolis, na Faixa Serra do Dondó, onde suas relações com os metaultramafitos circunvizinhos são mais evidentes. De coloração cinza-verde manchado a cinza homogêneo, constituem corpos de pequena expressão lateral, lenticulares, estirados. Em estudo previamente realizado (Szabó 1989), tinha-se que haveria dois tipos de serpentinitos distintos quanto à origem: os clorita serpentinitos cinza homogêneos internos ao corpo principal

de Alpinópolis, de aspecto mais isótopo, maciço, quando em escala de amostra de mão, com porfiroblastos de Mg-clorita de birrefringência anômala marrom imersos em uma matriz tipo placóide-entrelaçada, ou *bladed mat* (nomenclatura textural de Maltman 1978), de antigorita, que representariam antigos níveis cumuláticos, peridotíticos/duníticos serpentinizados; e os serpentina xistos verde-cinza manchados, foliados/cisalhados, que ocorreriam caracteristicamente nos contatos tectônicos entre os corpos metaultramáficos e os terrenos ortognáissicos - migmatíticos - graníticos circundantes, e corresponderiam a serpentinitos de origem metassomática, oriundos das rochas com clorita - Ca-anfibólio submetidas a cisalhamento, percolação de fluidos sob condições de baixo grau metamórfico, e consequente perda de álcalis e Ca, em primeira instância, seguidos de Al em etapas mais avançadas, e enriquecimento concomitante principalmente em Mg e H₂O.

Esta suposição a respeito da dualidade na origem dos serpentinitos tinha por base os seguintes fatores :

- linhas de opacos finos nos clorita serpentinitos cinza homogêneos definiam contornos granulares, e repartições internas a estes contornos, que sugeriam textura *mesh* de substituição de olivina granular, originalmente por lizardita/crisotila, através de domínios delimitados por fraturas planas/conchoidais, obliterada posteriormente pela recristalização para a textura placóide-entrelaçada da antigorita;

- as lentes de clorita serpentinitos cinza homogêneos, apesar de espacialmente desvinculados dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com textura *spinifex*, pela sua homogeneidade aparente em superfície, e pelas relíquias texturais antes mencionadas, deviam corresponder às unidades basais cumuláticas, peridotíticas/duníticas, dos derrames komatiíticos estratificados, tal como sistematicamente reconhecidos nas áreas de ocorrência melhor preservadas, clássicas, de komatiitos; também na região de Fortaleza de Minas Teixeira et al (1987) descrevem texturas pseudomórficas de olivina cumulos em níveis serpentiniticos alternados com tremolita - clorita - serpentina xistos.

- nos serpentinitos cinza-verde manchados, foliados/cisalhados, restos desagregados de clorita e Ca-anfibólio, envoltos e substituídos pela matriz serpentinitica (Fotomicrografia IV.16.A), às vezes de maneira pseudomórfica,

indicavam a substituição da paragênese alumino-cálcio-magnesianas por uma essencialmente magnesianas.

Ao proceder à revisão petrográfica das amostras previamente coletadas, e à descrição daquelas obtidas no decorrer do presente trabalho, constatou-se uma gradação contínua dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels aos clorita serpentinitos cinza maciços, às vezes em questão de decímetros (e.g. no afloramento-tipo das texturas *spinifex*, 1/10, no corpo ultramáfico principal da Faixa Serra do Dondó, a sul de Alpinópolis), e destes para serpentinitos sem clorita, que podem ser adicionalmente talcificados e carbonatados em grau variável. Os contornos desenhados pelas trilhas de opacos finos mostraram pertencer, na maioria dos casos, a pseudomorfos dos Ca-anfibólios, mais que a das supostas olivinas. Evidências de uma serpentinização generalizada incipiente foram encontradas em várias amostras, onde palhetas muito finas de serpentina se instalam intersticialmente aos Ca-anfibólios, prenunciando a sua substituição integral. Frente às evidências coligidas, parece mais coerente considerar os serpentinitos em geral como oriundos da transformação metassomática dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, enquanto feições indubitavelmente indicativas de origem cumulática/dunítica não forem encontradas para algum corpo serpentinitico.

Os serpentinitos apresentam razoável variedade composicional e textural. Os mais característicos são os clorita-antigorita serpentinitos cinza maciços, homogêneos, porfiroblásticos, com palhetas grandes, isoladas de Mg-clorita, de dimensões alcançando 1 -2 mm, em meio a uma matriz de antigorita $\pm$ lizardita, que varia de placóide-entrelaçada (*bladed mat* - Maltman 1978) a entrelaçada/em feltro, ou ainda a fitada (*ribbon* - Maltman 1978). Os minerais opacos, predominantemente magnetita, constituem agrupamentos de grãos finos, ora em filetes, ora em nuvens, ou ainda ocorrem intercalados aos planos basais (001) das cloritas. Para estas últimas, análises de Microsonda Eletrônica indicam composições essencialmente ferrosas-ferríferas, com Cr praticamente ausente, em contraposição às magnetitas das rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental, nas quais a magnetita é tipicamente cromífera.

O caráter das serpentinas foi determinado através da combinação das texturas observadas (Wicks e Whittaker 1977, Maltman 1978, e Wicks e O'Hanley 1988), e de determinações de Difração de Raios X (DRX). A presença preponderante da antigorita

---

Quadro de Fotomicrografias IV.16

Fotomicrografia IV.16.A - Amostra 309/202. Ca-anfibólio - clorita serpentinito. Clorita e Ca-anfibólio em indivíduos isolados, dispersos, parcialmente substituídos por serpentina (serpentinização generalizada). Nos domínios serpentínicos, textura placóide-entrelaçada (= *bladed mat*). Polarizadores cruzados. Objetiva: 5X. Barra de escala: 0.25 mm.

Fotomicrografia IV.16.B - Amostra 54C/28. Mg-clorita $\Rightarrow$ Al-lizardita - talco serpentinito, com substituição epitaxial, pseudomórfica das palhetas de Mg-clorita pela Al-lizardita. Matriz de serpentina + talco. Polarizadores cruzados. Objetiva: 10X. Barra de escala: 0,1 mm

Fotomicrografia IV.16.C - Amostra 139B/79. Talcificação generalizada em clorita - Ca-anfibólio fels. Palhetas de clorita e Ca-anfibólio prismático-longo substituídos simultaneamente por domínios. Polarizadores cruzados. Objetiva: 10X. Barra de escala: 0,1 mm.

Fotomicrografia IV.16.D - Amostra 11A/07. Talcificação seletiva em antofilita - clorita - Ca-anfibólio fels. Clorita e Ca-anfibólio substituídos por talco, enquanto antofilita permanece momentaneamente em equilíbrio. Polarizadores cruzados. Objetiva: 10X. Barra de escala: 0,1 mm.

---

na maioria das amostras é sugerida pela já mencionada textura placóide-entrelaçada, e confirmada pela presença de um pico mais realçado, entre 2,50 - 2,54 Å, e outro, mais discreto, a aproximadamente 2,42 - 2,44 Å, nos difratogramas (Figuras IV.1.A - C), correspondentes, respectivamente, aos planos (131) e (003), além do característico par a aproximadamente 1,56 - 1,57, e 1,54 Å, o primeiro representativo dos planos (330), e exclusivo das antigoritas (Whittaker e Zussman 1956, Wicks e O'Hanley 1988). A identificação de lizardita, o tipo mais comum entre serpentinas em geral, é algo mais ambígua, em termos de padrões DRX em rocha total, por conta das dificuldades inerentes à sua indexação (Wicks e O'Hanley 1988), mas sua presença é sugerida pelas texturas de serpentinas de hábito lamelar bem definido, ora entrelaçadas/em feltro, ora fitadas, em arranjo paralelo. Crisotila fibrosa a porcelânica, branco/verde-musgo, se desenvolve em planos de cisalhamento tardios, principalmente nos corpos serpentiniticos localizados nas zonas de cisalhamento marginais, ou nos contatos tectonizados com a suite ortognáissica - migmatítica - granítica, tanto como *cross-fibers*, em fraturas de distensão, como em *slip-fibers*, oblíquas aos planos de cisalhamento.

Uma feição de substituição tardia bastante comum nestes serpentinitos é a pseudomorfose, parcial ou total, das palhetas de clorita, de birrefringência caracteristicamente castanho-anômalo por um mineral de hábito/dimensões semelhantes, incolor, de birrefringência cinza-azulado, $X // c$ (inverso das cloritas magnesianas "normais" na Suite Metaultramáfica), relevo baixo, porém ligeiramente mais realçado que o da antigorita, e de dimensões/definição morfológica superiores às serpentinas da matriz (Fotomicrografia IV.16.B). Outra característica deste mineral é a ausência do pico de 14 Å das cloritas "normais", sobrepondo-se o pico de 7 Å ao das serpentinas nas rochas nas quais a Mg-clorita foi totalmente substituída (e.g. amostra 320B/74, v.Figura IV.1.C), enquanto o pico de 7 Å das Mg-cloritas "normais", de 14 Å, destaca-se claramente do pico equivalente das serpentinas para as amostras nas quais está presente em proporção modal representativa (e.g. amostras 29/07 e 321/10, Figuras IV.1.A e B). Originalmente, havia sido tentativamente identificada como uma "septeclorita", ou uma "pennina negativa" (Szabó 1989), que representaria uma fase metaestável entre a antigorita e a Mg-clorita durante o desenvolvimento da segunda a partir da primeira. Mais provavelmente, trata-se de Al-lizardita, com conteúdo

---

Figuras IV.1.A, B e C - Difrátogramas de Raios X para serpentinitos da Faixa Serra do Dondó

A. Amostra 29/07 - Clorita serpentinito

B. Amostra 321/10 - Mg-clorita $\Rightarrow$ Al-lizardita serpentinito

C. Amostra 320B/74 - Serpentinito

---

intermediário ($1,0 \% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 3,5 \%$) a alto ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 3,5 \%$) em Al (Wicks e O'Hanley 1988), a julgar pelas análises de Microsonda Eletrônica, comentadas no Capítulo VI. Ao que tudo indica, a Al-lizardita representaria uma fase metaestável, de transição, na serpentinização da Mg-clorita, sendo posteriormente substituída por antigorita ou lizardita "normal". A caracterização precisa das fases serpentínicas exige cuidados especiais, e o estudo das suas relações de fase, incluindo o papel da Al-lizardita, é um capítulo à parte, ainda não perfeitamente resolvido. Por isto, fica a determinação mais apurada das relações entre serpentinas e fases congêneres nos serpentinitos da Suite Metaultramáfica em aberto, à espera de um tratamento mais específico, mais detalhado.

Pela substituição da Mg-clorita nos clorita serpentinitos, transiciona-se para uma variedade de serpentinito portadora exclusivamente de serpentinas e minerais opacos (magnetitas, hematitas). Outras variações na composição mineralógica são representadas pela presença, em proporções diversas, de carbonatos, em grãos diminutos, intersticiais às serpentinas, e de talco, concentrado em domínios difusos, ou mesclado à serpentina, em palhetas finas, de dimensões equivalentes. Através do aumento na proporção modal destes minerais, os serpentinitos transformam-se, de maneira mais ou menos gradual, em talco xistos/esteatitos, ou em serpentina - talco xistos carbonáticos. Há ainda os serpentinitos com Ca-anfibólios e cloritas remanescentes das rochas com Ca-anfibólio por constituinte essencial/fundamental, parcialmente digeridos/serpentinizados (Fotomicrografia IV.16.A). Nestes serpentinitos de transição incompleta, foliados, cinza-verde manchados, a clorita é desestabilizada, na maioria das vezes, concomitantemente ao anfibólio, ao contrário do que acontece nos clorita serpentinitos cinza homogêneos, nos quais a Mg-clorita perdura como fase estável em vários casos, mesmo quando o Ca-anfibólio já foi completamente eliminado. Parece haver um padrão de seqüenciação, com mobilidade preferencial do Ca nos estádios preliminares da serpentinização, permanecendo o Al retido nas Mg-cloritas, até que, em etapas posteriores, o Al também é mobilizado, e a Mg-clorita, desestabilizada, sendo substituída, em alguns casos, pela fase intermediária de baixo Al, a Al-lizardita (Fotomicrografia IV.16.B), e posteriormente pelas serpentinas propriamente ditas, ou, em outros, diretamente pelas serpentinas (Fotomicrografia IV.16.A). As razões desta diversidade nos processos de substituição são, certamente,

os parâmetros físico-químicos variantes (temperatura, composição/salinidade/pH da fase fluída, atividade de sílica, etc) de local para local, e ao longo dos processos de cisalhamento/metassomatismo conjugados.

IV.2.3 - Rochas esteatíticas

A esteatitização é o processo de substituição tardia final. Em alguns casos, é acompanhada de carbonatação, originando Al-lizardita - serpentina (antigorita) - talco xistos carbonáticos, onde a fase carbonática é representada por magnesita. Em outros, formam-se esteatitos/talco xistos, com proporções variáveis de serpentinas, cloritas, e Ca-anfibólios remanescentes, além de minerais opacos, representados por magnetita e sulfetos (pirita e calcopirita, principalmente). A talcificação pode suceder-se gradualmente à serpentinização generalizada, tomando seu lugar em qualquer instante do seu desenvolvimento, ou instalar-se diretamente sobre as paragêneses aluminosas-cálcicas-magnesianas geradas no decorrer do metamorfismo progressivo (Fotomicrografia IV.16.C); pode ainda acompanhar preferencialmente os planos de cisalhamento tardios no interior dos corpos ultramáficos maiores, ou substituir domínios texturais estáticos sem evidências de deformação/cisalhamento concomitantes, quando em corpos ultramáficos menores inclusos nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos, ou quando nas porções externas, próximas aos contatos, dos corpos ultramáficos maiores.

A esteatitização também segue etapas de equilíbrio variável: nos primeiros instantes do estágio de substituições tardias, limita-se aos domínios do ortopiroxênio, pseudomorfosando-o em detalhe (Fotomicrografias IV.8.D e IV.9.A). A seguir, é sobrepujada pela serpentinização generalizada, à qual se sobrepõe em etapas posteriores. Também na substituição da antofilita porfiroblástica de 2ª geração, nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodoso com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó, dá-se inicialmente a talcificação, que pode, em se completando, gerar pseudomorfos do anfibólio prismático/porfiroblástico; em muitos casos, porém, a talcificação é interrompida, e se lhe sobrepõe a serpentinização (Fotomicrografia IV.9.B). Em um antofilita - Ca-anfibólio - clorita fels, a talcificação generalizada, de início, poupa a antofilita, substituindo os demais constituintes

minerais ao redor, mas mantendo interfaces nítidas, retilíneas, bem definidas com ela (Fotomicrografia IV.16.D). Em uma etapa posterior, porém, a antofilita também sucumbe à talcificação, indicando condições de equilíbrio transitórias.

Os Al-lizardita - antigorita - talco xistos carbonáticos, com magnesita por fase carbonática reconhecida (Szabó 1989), constituem corpos lenticulares em meio às faixas de cisalhamento esteatitizadas da porção centro-norte do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, na Faixa Mumbuca. Talco predomina amplamente, definindo a textura lepidoblástica fina, que envolve domínios volumetricamente subordinados de antigorita placóide-entrelaçada. O carbonato ocorre em vênulas e lentes sub-milimétricas, granoblásticas/poligonizadas, concordantemente intercaladas à foliação intensamente crenulada, reorganizada ao longo de planos de clivagem de crenulação transpostos. A serpentina e o carbonato ocorrem em domínios distintos; a Al-lizardita acompanha ambos. A origem destas rochas é associada a carbonatação localizada no decorrer dos processos metamórficos tardios, de mais baixo grau, dando seqüência à série de transformações aloquímicas iniciadas com a serpentinização e talcificação generalizadas, e a associação mineralógica observada, bem como seu arranjo textural, sugerem a atuação da seguinte reação metamórfica (Evans 1977) :serpentina (antigorita) + $\text{CO}_2 \rightleftharpoons$ talco + magnesita + H_2O . O papel da Al-lizardita, aparentemente estável ao longo das transformações observadas, é de acomodar o Al previamente não mobilizado, possivelmente por conta das características físico-químicas da fase fluída.

A talcificação pode, em determinadas circunstâncias, preservar relíquias de texturas *spinifex*. Esta situação ocorre no corpo ultramáfico de Gordura, a NW da Fazenda Gordura, na garganta de passagem do Ribeirão Conquistinha pela Serra da Ventania, onde clorita - Ca-anfibólio xistos/fels e metapiroxenitos (?) se encontram talcificados em grau variável, ao longo de uma foliação de baixo ângulo, uma clivagem de crenulação, desenvolvida aparentemente ao longo da interface com a zona de cisalhamento de baixo ângulo que separa o pacote metassedimentar psamítico - pelítico alóctone do(s) Grupo(s) Araxá - Canastra a norte do embasamento ortognáissico - migmatítico - granítico com corpos ultramáficos inclusos a sul. Em algumas amostras pervasivamente talcificadas e crenuladas, é possível discernir ainda com clareza o traçado da textura olivina spinifex em placas.

Biotitização de talco xistos foi reconhecida em apenas um local, no corpo ultramáfico principal de Mumbuca, nas proximidades da passagem da estrada Passos - Bom Jesus da Penha sobre o Córrego da Mumbuca, onde aflora um contato cisalhado entre os ortognaisses e talco xistos da borda do corpo ultramáfico.

IV.2.4 - Metapiroxenitos

Apesar das suas relações indeterminadas com os constituintes de derivação vulcano-sedimentar da Suite Metaultramáfica, os metapiroxenitos ocorrem associados aos demais litotipos nos corpos ultramáficos em que foram reconhecidos. São geralmente maciços, cinza-verde, portadores de texturas granulares finas a médias, às vezes com feições cataclásticas realçadas. Sua composição mineralógica é simples: clinopiroxênio incolor prismático-curto idiomórfico, e Ca-anfibólio incolor a suavemente pleocróico/esverdeado, em proporções variáveis, com titanita, opacos e minerais do grupo do epidoto como acessórios mais frequentes. Nas amostras mais tectonizadas, somam-se talco, carbonatos e serpentinas a esta assembléia mineral, além do quartzo, que pode adquirir importância destacada nas porções mais silicificadas. O piroxênio, freqüentemente geminado em padrão lamelar simples e com delgadas lamelas (de exsolução?) (100), é envolto/substituído pelo anfibólio, quer de maneira pseudomórfica, epitaxial, mimetizando inclusive o padrão de geminação, e preservando a textura granulosa original, quer na forma de agregados discordantes de anfibólios menores, prismáticos-médios a longos, de tamanho sub-milimétrico e terminações esfiapadas, que se desenvolvem preferencialmente nas áreas intersticiais aos núcleos de piroxênios remanescentes e aos anfibólios maiores pseudomórficos.

A origem dos metapiroxenitos e suas relações com os constituintes da Suite Metaultramáfica estão ainda por determinar. Seus afloramentos restritos e descontínuos, espacialmente desvinculados dos demais afloramentos de rochas metaultramáficas, bem como a dificuldade em encontrar amostras suas suficientemente bem conservadas para permitir análises químicas representativas em rocha total, inibem conclusões mais apuradas a seu respeito. Pela suas características petrográficas, poder-se-ia aventar sua comparação aos "komatiitos basálticos tipo Badplaas" descritos por Viljoen e Viljoen (1969) na área-tipo de Barberton, e

considerados por eles como possíveis corpos subvulcânicos contemporâneos ao desenvolvimento da Formação Komati. Rochas em tudo semelhantes são descritas na região de Fortaleza de Minas por Teixeira et al (1987), porém também sem evidências mais concretas concernentes à sua origem.

CAPÍTULO V

QUIMISMO DE ROCHA TOTAL

V.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

V.2 - DADOS GEOQUÍMICOS DISPONÍVEIS NA LITERATURA: UMA REVISÃO CRÍTICA

V.3 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO NA SUITE METULTRAMÁFICA EM ESTUDO

V.3.1 - Os diagramas de variação binários entre óxidos e elementos

V.3.2 - Mobilidade química em komatiitos

V.3.3 - Os komatiitos ADK e AUK e suas principais características geoquímicas

V.3.4 - As razões entre Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 e a definição da "suite depurada"

V.3.5 - Considerações sobre alguns elementos: Ca, Cr, La, Ce, Sm, Y e Hf

V.3.6 - Os diagramas RPM e uma tentativa de modelagem do fracionamento da suite

V.3.7 - A serpentinização tardia e suas conseqüências

V.4 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

V.4.1 - As primeiras tentativas com os ETR

V.4.2 - Apresentação dos resultados das análises de ETR para a Suite Metaultramáfica

V.4.3 - Discussão e interpretação das análises de ETR

V.4.4 - Diagramas multi-elementares normalizados ("aranhogramas" = "spidergrams")

V.5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL PARA A SUITE METAULTRAMÁFICA

V.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

O estudo das composições químicas em rocha total na Suite Metaultramáfica do Domínio Norte do CCG tem os seguintes objetivos:

- Em primeira instância, avaliar as modificações composicionais ocorridas ao longo da sua evolução tectono-metamórfica, procurando reconhecer padrões de alteração distintos, que possam ser correlacionados a processos tardi-pós magmáticos, metamórficos ou deformacionais, e estimar a intensidade de atuação de cada qual. Alternativamente, procurar reconhecer um possível conjunto de amostras menos modificadas, que possa preservar algo do padrão geoquímico original, ígneo/komatítico.

- A partir do conjunto de amostras identificado como menos modificado, avaliar as características geoquímicas dos protólitos komatiíticos, procurando correlacioná-las, na medida do possível, às de suites de áreas de ocorrência tradicionais, melhor estudadas.

Estes dois objetivos correm em paralelo, complementando-se, pois para determinar mobilidade de elementos em uma suite metavulcânica, faz-se necessariamente uso das tendências (*trends*) de variação composicional que esta suite, se internamente diferenciada/fracionada a partir de um mesmo magma parental, deveria apresentar, seguindo mecanismos de diferenciação por fracionamento claramente estabelecidos (Rollinson 1993, Arndt 1983, Arndt e Jenner 1986, Pearce 1987, Beswick 1982 e 1983, entre outros). Assim, como se verá mais adiante, procurar-se-há reconhecer tendências de correlação entre óxidos/elementos, que apresentem significativa coerência petrológica, e as modificações composicionais das amostras individuais serão aferidas a estas tendências e padrões. É claro que este tratamento foi obrigatoriamente precedido de meticulosa descrição petrográfica, que permitiu antecipar uma avaliação qualitativa das alterações - no sentido mais amplo - sofridas por cada amostra analisada.

No decorrer dos trabalhos de campo, procurou-se conduzir uma amostragem a mais detalhada possível das rochas da Suite Metaultramáfica, na medida em que permitiam as condições de exposição e de alteração intempérica na área. Das amostras coletadas, 42 foram selecionadas para análises de elementos maiores, menores e traço no decorrer dos trabalhos de petrografia de detalhe, incluindo 2 amostras de anfibolitos grano-nematoblásticos, tidos como rochas metabásicas pertencentes à suite vulcano-sedimentar original, associadas/intercaladas aos komatiitos. Os principais critérios para seleção foram o grau de preservação, evitando amostras com sinais evidentes de alteração intempérica; a variedade petrográfica, procurando alcançar a representatividade mais ampla possível do espectro litológico da Suite, incluindo desde amostras com feições ígneas pseudomórficas preservadas (as texturas *spinifex*), até amostras integralmente reconstituídas durante o metamorfismo, e que correspondessem, em conjunto, a um intervalo composicional petrológicamente significativo; e, finalmente, a distribuição espacial das amostras, para definir a variação composicional interna aos e entre os diversos corpos metaultramáficos. Como critério adicional, tentou-se combinar análises de química de rocha total com análises de química mineral para as mesmas amostras, sempre que possível. Para análises de Elementos Terras Raras (ETR), foram separadas 8 amostras do conjunto acima com base nos critérios já mencionados, combinados aos resultados das análises de elementos maiores, menores e traço por FRX. As metodologias analíticas utilizadas já foram previamente apresentadas (Capítulo I), e não serão mais discutidas.

Ao acervo de análises recém-obtido, foram incorporadas 5 amostras analisadas previamente (Szabó 1989), sendo 3 metaultramáficas com textura *spinifex* e 2 anfibolitos grano-nematoblásticos, apenas com dosagens de elementos maiores e menores disponíveis, e análises ETR parciais para as amostras ultramáficas. Estas amostras adicionais justificam-se por representar um complemento importante ao conjunto de análises químicas disponíveis, além de terem sido analisadas, em parte, também por Microsonda Eletrônica para determinações de composições químicas minerais.

O acervo de análises químicas disponíveis inclui 14 amostras de clorita-clinoanfibólio xistos e fels, sendo 9 com texturas pseudomórficas *spinifex* em padrões variados, e 4 sem feições texturais ígneas preservadas; 6 olivina - ortopiroxênio -

hornblenda fels nodosos com espinélio e clorita; 8 clorita serpentinitos; e 3 anfíbolitos finos, perfazendo 30 amostras procedentes da Faixa Serra do Dondó. Da Faixa Mumbuca, completam o total de 47 análises 16 amostras de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos e fels com espinélio e/ou clorita, além de 1 amostra de anfíbolito grano-nematoblástico fino. Os afloramentos amostrados encontram-se indicados no "Mapa de Localização dos Afloramentos Mencionados no Texto", anexo à Tese. Os resultados das análises químicas são listados no Anexo III.

A seguir, serão apresentados e discutidos os resultados das análises químicas em rocha total para a Suite Metaultramáfica, obtidos nesta Tese, primeiro para elementos maiores, menores e traço e, em seguida, para os Elementos Terras Raras (ETR), culminando em uma síntese integrada. Antes, porém, os dados geoquímicos previamente disponíveis na literatura serão brevemente comentados.

V.2 - DADOS GEOQUÍMICOS DISPONÍVEIS NA LITERATURA: UMA REVISÃO CRÍTICA

Análises químicas de rocha total são apresentadas em diversos trabalhos para as rochas metaultramáficas, e metamáficas associadas, atribuídas à Sequência Vulcano - Sedimentar Morro do Ferro (SVSMF), tanto para as cercanias de Fortaleza de Minas, como para a região de Alpinópolis (Biondi et al 1978, Teixeira 1978 e Teixeira e Danni 1979, Schmidt 1983, Teixeira et al 1987, Szabó 1989, Carvalho 1990 e Carvalho et al 1993, Brenner et al 1990). Reavaliações integradas dos dados geoquímicos são apresentadas por Schrank et al (1984) e, mais recentemente, por Zanardo (1992).

Uma compilação das análises publicadas, ou listadas em Teses, revela um quadro problemático: apesar do intervalo de tempo transcorrido entre a primeira e a última publicação, e do número apreciável de pesquisadores envolvidos, a qualidade do acervo de análises é incompleto, e não permite ilações mais profundas. Isto se deve, em grande parte, às dificuldades impostas à amostragem sistemática pelo caráter intensamente modificado da suite vulcânica original, e pelas condições adversas de exposição e de intemperismo; porém, também é consequência de

problemas analíticos e seleção de amostras. Assim, a grande maioria das análises refere-se apenas a elementos maiores e menores; a localização das amostras analisadas, bem como as suas descrições petrográficas, são omissas ou inexistentes; os dados são apresentados em tabelas incompletas, em um caso parte das análises na forma de porcentagens de óxidos, parte em porcentagem de elementos; a qualidade das análises suscita dúvidas, frente aos resultados frequentemente incoerentes, díspares; em alguns trabalhos, os resultados de procedências várias são apresentadas como médias, incorporando as incertezas previamente existentes nas fontes.

É praticamente consenso entre os diversos autores reconhecer uma suite komatiítica na SVSMF, que varia de termos "peridotíticos" a "basálticos" ao longo de uma série de diferenciação, acompanhada de rochas básicas de composição toleítica. Teixeira et al (1987), com base em análises químicas complementadas com as de Teixeira e Danni (1979) e Schmidt (1983), definem as rochas metaultramáficas da Unidade Morro do Níquel, nos arredores de Fortaleza de Minas, como correlacionáveis a komatiitos tipo AUK (*aluminium undepleted komatiites*), tal como definido por Nesbitt et al (1979), com razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$, e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \simeq 20$. Já, para a região de Alpinópolis, Szabó (1989), com base em dados de elementos maiores e menores, reconhece que a suite komatiítica teve seu padrão químico original intensamente modificado, mas que é possível identificar, através de crivo criterioso, conjuntos de amostras que preservam algumas características de komatiitos tipo ADK (*aluminium depleted komatiites*), com razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \simeq 11$, enquanto as razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ teriam seu significado petrológico comprometido frente à significativa mobilidade do CaO. Para a mesma região, Carvalho (1990) sugere que a suite komatiítica seria comparável às do município de Munro, Canadá, e Yilgarn, Austrália, exemplos tradicionais de komatiitos tipo AUK. A similaridade geoquímica entre os ultramafitos de Fortaleza de Minas e os de Munro havia sido previamente aventada por Teixeira e Danni (1979), reafirmada posteriormente por Teixeira et al (1987) e Brenner et al (1990).

Examinando o acervo das análises químicas disponíveis para rochas do Domínio Norte do CCG indicadas como komatiíticas ou ultramáficas nos trabalhos previamente mencionados, descartando aquelas com nitidas inconsistências, ou correspondentes a médias de análises, pode-se aventar algumas conclusões

genéricas. As variações composicionais apresentadas pelo acervo são ilustradas através de alguns diagramas selecionados, considerados mais significativos, no Quadro de Diagramas V.1. As análises foram recalculadas para 100% em base anidra, e o Fe total apresentado como FeO_T (ou Fe_T , quando na forma atômica). K_2O e Na_2O exibem comportamento totalmente aleatório, irregular, e não serão considerados. Dos demais elementos maiores, alguns apresentam razoáveis tendências de correlação com o MgO , como o TiO_2 , SiO_2 , e CaO , ou, de modo menos evidente, o Al_2O_3 , porém sempre segundo bandas largas, com forte dispersão dos pontos, ainda mais realçado para o FeO_T . A nítida correlação negativa entre MgO e CaO é considerada como consequência da mobilidade sistematicamente variável do Ca^{+2} em rochas originalmente mais, ou menos magnesianas, como será discutido adiante. Análises dos elementos menores Cr e Ni não são disponíveis para todos os casos; quando disponíveis, mostram distribuição amplamente espalhada em relação ao MgO , com tênue tendência de correlação positiva, algo melhor definida para o Ni (o diagrama correspondente ao Cr não é apresentado).

Figura V.1 - Diagrama catiônico de Jensen, $(\text{Fe}+\text{Ti}) - \text{Al} - \text{Mg}$, para o acervo de análises de rochas metaultramáficas/komatiíticas disponível na literatura para a SVSMF. Simbologia como para o Quadro de Diagramas V.1. K - campo dos komatiitos; BK - campo dos basaltos komatiíticos; TH - campo dos toleitos.

No diagrama catiônico $(\text{Fe}+\text{Ti}) - \text{Al} - \text{Mg}$ (Figura V.1), de Jensen (Jensen e Pyke 1982), as análises projetam-se na forma de uma nuvem mais densa no campo dos komatiitos, com razão $(\text{Fe}_T+\text{Ti})/\text{Al} > 1$, prosseguindo, com distribuição mais rarefeita,

---

Quadro de Diagramas V.1 - Diagramas de variação binários para o acervo de análises disponíveis na literatura para as rochas metaultramáficas / komatiíticas da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro (SVSMF)

MgO (% em peso, base anidra) X SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_T, CaO (% em peso, base anidra) e Ni (ppm)

Simbologia :

Fonte das análises :

Δ - Szabó 1989

○ - Brenner et al 1990

□ - Biondi et al 1978

◇ - Carvalho 1990

X - Teixeira e Danni 1979 (b)

+

Quadro de Diagramas V.1 - Acervo de análises disponíveis na literatura

pelo campo dos basaltos komatiíticos, e alcançando o campo dos basaltos toleíticos magnesianos, próximo ao limite deste com o dos basaltos toleíticos de alto Fe.

De interesse especial para komatiitos são as razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, com valores distintos para os de tipo ADK ou AUK. A definição original de komatiitos incluía razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ (Viljoen e Viljoen 1969), que posteriormente se demonstrou ser característica apenas dos de tipo ADK, como os de Barberton. Adicionalmente, verificou-se que o Ca podia apresentar significativa mobilidade; de Wit et al (1987) sugerem, inclusive, mobilidade generalizada de Ca e Si para os komatiitos de Barberton, por efeito de alteração submarina tardi/pós-magmática, que inviabilizaria o reconhecimento de composições ígneas pristinas. Herzberg (1992) comenta este fato, comparando análises de Barberton e de Munro em relação às já citadas razões e o Si. Em diagrama SiO_2 X $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, as análises de Barberton definem uma nítida tendência de correlação positiva, sugerindo mobilidade conjunta de Ca e Si, fato que não se verifica para os komatiitos de Munro, com valores em torno de 1, num alinhamento horizontal dos pontos para quaisquer valores de SiO_2 . Já no diagrama $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, as análises de Barberton demonstram comportamento misto: há um significativo alinhamento em torno do valor $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 11$ para pontos correspondentes a amostras com $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$; para amostras com $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, há pontos que permanecem alinhados com os anteriores, enquanto outros apresentam variado incremento em valores $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, definindo aproximadamente uma curva assintótica em relação ao eixo correspondente. É esta última parte da população de análises que Herzberg sugere corresponder a amostras suspeitas de alteração, com distribuição dos pontos equivalentes espalhada, sem significado petrológico ígneo.

O acervo das análises previamente disponíveis foi lançado nos diagramas $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e SiO_2 X $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Figuras V.2 A e B). A distribuição dos pontos indica uma total falta de coerência geoquímica para o conjunto de análises como um todo, sem nenhum arranjo sugestivo de padrão ígneo preservado. A dispersão mais acentuada fica por conta das análises de Schmidt (1983), cujos dados, apresentados originalmente em forma de médias, foram reaproveitados por Teixeira et al (1987) e Brenner et al (1990).

Figuras V.2.A e B - Diagramas $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e SiO_2 X $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para o acervo de análises de rochas metaultramáficas/komatiíticas da SVSMF disponível na literatura. Simbologia como para o Quadro de Diagramas V.1.

As razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ do conjunto são sistematicamente inferiores a 20. Na Figura V.3, que representa o diagrama TiO_2 X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, há uma concentração dos pontos projetados num patamar com valores de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ entre 10 e 15, com espalhamento em todas as direções ao redor. No diagrama $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (Figura V.2.A), a distribuição dos pontos define uma curva assintótica, sugerindo mobilidade tanto do Ca, como do Al e possivelmente também do Ti. Não há, neste diagrama, concentração significativa de pontos com valores $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em torno de 20: para valores superiores a 15, a curva já está perpendicular, paralelizada ao respectivo eixo. Já para valores em torno de 11, na zona de inflexão da curva, há uma sugestiva concentração de pontos, que ensaiam definir um discreto patamar na faixa entre os valores de 8 e 14. Apesar da acentuada dispersão dos pontos em qualquer diagrama, a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ se aproxima mais do valor 11, não condrítico, que caracteriza komatiitos tipo ADK, como os de Barberton, que do valor condrítico 20, dos komatiitos tipo AUK, como os de Munro e Yilgarn, aos quais os komatiitos da SVSMF são comparados por alguns dos autores supra-mencionados. Afora esta constatação genérica, o acervo de dados supra-mencionado não permite, na sua íntegra, discussões mais aprofundadas, deixando em aberto, inclusive, o caráter do magma komatiítico parental.

Figura V.3 - Diagrama $\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para o acervo de análises de rochas metaultramáficas/komatiíticas da SVSMF disponível na literatura. Simbologia como para o Quadro de Diagramas V.1.

V.3 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO NA SUITE METULTRAMÁFICA EM ESTUDO

O comportamento dos elementos maiores, menores e traço da Suite Metaultramáfica estudada nesta Tese foi avaliado através de diagramas de variação binários entre óxidos, elementos e proporções moleculares em combinações variadas, diagramas de razões elementares, e diagramas de razões de proporções moleculares.

V.3.1 - Os diagramas de variação binários entre óxidos e elementos

Nos diagramas binários envolvendo óxidos (em porcentagem em peso) e elementos (em ppm), MgO, Ti, Zr e Sc foram utilizados como abcissas, em combinações diversas, por destacar o espectro de variações composicionais da Suite Metaultramáfica de maneira mais ampla e contínua. Nos diagramas com MgO por referencial (Quadros de Diagramas V.2.A e B), tendências de correlação lineares bem definidas são apresentadas pelo TiO_2 , CaO, Zr e Sc (negativas) e pelo Ni (positiva), e razoavelmente definidas pelo SiO_2 , FeO_T e Al_2O_3 (negativas), e pelo Cr (negativa para

---

Quadros de Diagramas V.2.A e B - Diagramas de Variação Binários

MgO (% em peso, base anidra) X SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_T, CaO, Na₂O (% em peso, base anidra), PF (% em peso), e Cr, Ni, Zr, Sc, Y (ppm)

Simbologia :

Amostras provenientes da Faixa Serra do Dondó :

- Δ vazios : clorita - Ca-anfibólio xistos / fels com texturas pseudomórficas *spinifex* ($\pm$ porfiroblastos de olivina serpentinizados)
- $\bigcirc$ vazios : clorita - Ca-anfibólio xistos / fels com texturas essencialmente metamórficas
- $\bigcirc$ semi-cheio : clorita - Ca-anfibólio xisto com espinélio e porfiroblastos de olivina serpentinizados
- $\square$ vazios : olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels com espinélio e clorita, porfiroblásticos / nodosos
- $\diamond$ semi-cheios : clorita serpentinitos e Al-lizardita serpentinitos
- $+$: anfibolitos grano-nematoblásticos finos

Amostras provenientes da Faixa Mumbuca :

- $\blacksquare$ cheios e semi-cheios : olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels com clorita e espinélio verde, porfiroblásticos
    - cheios : $\text{opx} \simeq \text{ol}$
    - metade esquerda cheia : $\text{opx} > \text{ol}$
    - metade superior cheia : $\text{opx} \gg \text{ol}$ (ol ausente)
    - metade direita cheia : $\text{ol} > \text{opx}$
    - metade inferior cheia : $\text{ol} \gg \text{opx}$ (opx ausente)
-

Quadro de Diagramas V.2.A

MgO X SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_T, CaO, Na₂O

Quadro de Diagramas V.2.B - MgO X P.F., Cr, Ni, Zr, Sc, Y

valores de MgO entre 20 e 30%), especialmente se os pontos referentes aos serpentinitos forem desconsiderados em alguns casos. O Na_2O exibe um espalhamento de pontos no vértice de origem do respectivo Diagrama, com vaga tendência de correlação negativa. Chama a atenção um conjunto de 5 pontos, representativos de amostras da Faixa Mumbuca (quadrados cheios ou semi-cheios), com teor de Na_2O pronunciado: sua importância para a mobilidade relativa dos constituintes durante o metamorfismo progressivo será abordada mais adiante; e o seu papel no desenvolvimento das paragéneses metamórficas progressivas será destacado quando da discussão do metamorfismo da Suite Metaultramáfica, no Capítulo VII. Os diagramas para K_2O e P_2O_5 não são apresentados, porque, em função das suas baixas concentrações, próximas aos respectivos limites de detecção por FRX, não apresentam distribuições significativas, alinhando-se em patamares de intervalos fixos (de 0,01 em 0,01, com teor máximo de 0,1 para o K_2O , e 0,12 para o P_2O_5 , valores em % em peso). O MnO não mostra variação digna de nota, com valores entre 0,15 e 0,19 na maioria das amostras analisadas, e também não será representado em diagrama.

Com relação à Perda ao Fogo (PF), que corresponde principalmente à água incorporada à estrutura dos minerais metamórficos na forma de OH^- , complementada com o CO_2 porventura presente (não determinado em separado), esta apresenta uma notável tendência de correlação positiva com o MgO, como seria de se esperar, tendo em conta que rochas mais magnesianas são mais susceptíveis à hidratação, além de que a serpentinização promove enriquecimento concomitante em MgO e H_2O . O que chama a atenção, porém, é a distribuição dos pontos correspondentes às amostras da Faixa Serra do Dondó (símbolos vazados) e da Faixa Mumbuca (quadrados cheios ou semi-cheios) em relação uns aos outros: as amostras da Faixa Serra do Dondó, de grau metamórfico inferior, apresentam valores de PF sistematicamente superiores para um mesmo teor de MgO quando comparados às da Faixa Mumbuca, de grau metamórfico superior, e logo proporcionalmente mais desidratadas.

Quando os elementos Ti, Zr e Sc são utilizados como referenciais para avaliar a variação composicional da suite, as tendências de correlação entre os três são bem definidas, positivas (Quadros de Diagramas V.3.A, B e C), com dispersão variável dos pontos, e há tendências de correlação boas entre eles e o FeO_T , Al_2O_3 , Ni e Cr. O Sc,

---

Quadros de Diagramas V.3.A, B e C - Diagramas de Variação Binários

Ti (ppm) X Zr, Sc, Cr, Ni (ppm), SiO_2 , Al_2O_3 , FeO_T , CaO (% em peso, base anidra)

Zr (ppm) X Sc, Cr, Ni (ppm), Al_2O_3 , FeO_T , CaO (% em peso, base anidra)

Sc (ppm) X Al_2O_3 (% em peso, base anidra) e Cr (ppm)

Al_2O_3 (% em peso, base anidra) X FeO_T (% em peso, base anidra) e Cr (ppm)

Simbologia como nos Quadros de Diagramas V.2.A e B.

Quadro de Diagramas V.3.A - Ti X Zr, Sc, SiO₂, Al₂O₃, FeO_T, CaO

Quadro de Diagramas V.3.B - Ti X Cr, Ni e Zr X Sc, Al₂O₃, FeO_T, CaO

Quadro de Diagramas V.3.C - Zr X Cr, Ni; Sc X Al₂O₃, Cr, e Al₂O₃ X FeO_T, Cr

especificamente, apresenta uma tendência de correlação muito bem definida em relação ao Al_2O_3 , superior ao Ti e Zr. Para o CaO, a clara tendência de correlação linear ao MgO se perde, e passa a vigorar uma dispersão ora mais, ora menos acentuada quando aferido ao Ti, Zr e Sc.

A distribuição dos pontos segundo tipos petrográficos e procedência das amostras, no conjunto de diagramas de variação binários entre óxidos e elementos, permite algumas constatações genéricas. Para alguns diagramas, há uma distribuição contínua, mesclada, ainda que variavelmente dispersa; este arranjo mais uniforme é melhor definido para o diagrama Ti X Zr, mas também pode ser reconhecido nos diagramas MgO X TiO_2 , Zr e Sc; Ti X Sc e Ni; e Zr X Sc, FeO_T e Ni. Nos demais casos, destacam-se agrupamentos, que se repetem de maneira sistemática entre diversos diagramas, desconfigurando-se em outros. Há um grupo de pontos, na maioria de amostras procedentes da Faixa Serra do Dondó (símbolos vazados), que se mantém mais coeso, em arranjo alinhado, às vezes ligeiramente seccionado em dois segmentos, separando-se dos demais pontos de maneira mais evidente nos diagramas envolvendo Cr, Al_2O_3 e FeO_T . Um grupo de pontos, de amostras procedentes da Faixa Mumbuca, exhibe nítido enriquecimento em Al_2O_3 , dispondo-se em arranjo aproximadamente linear, paralelo ao dos demais pontos nos diagramas pertinentes. No segmento mais rico em MgO, e conseqüentemente de teores mais baixos em Ti, Zr e Sc (composições "menos evoluídas" e/ou cumuláticas, ou, alternativamente, mais eficientemente serpentinizadas), os pontos, correspondentes parte aos clorita serpentinitos (losangos semi-cheios), parte a algumas amostras da Faixa Mumbuca, encontram-se melhor destacados do conjunto representativo de composições "mais evoluídas", quando a comparação envolve SiO_2 , FeO_T , CaO e Cr, misturando-se entre si, de modo variado, para o SiO_2 , FeO_T e Cr, e separando-se em dois sub-conjuntos distintos para o CaO.

Os arranjos acima mencionados são decorrentes da combinação das variações composicionais primárias, ígneas, da suite komatiítica original, com variações superimpostas por processos metamórficos/metassomáticos secundários. A distribuição mais uniforme, linear, mesclada-contínua dos pontos representativos de amostras de procedências e tipos petrográficos variados, nos diagramas entre Ti, Zr e Sc, é interpretada como sendo, pelo menos para parte da Suite, herança do padrão ígneo pré-metamórfico. As variações em Al_2O_3 , CaO, SiO_2 , Na_2O (e K_2O), e PF, mais

heterogêneas, ocorrem em combinações diversas tanto para amostras individuais (a mesma amostra pode estar incorporada a uma nítida distribuição linear para determinados diagramas entre óxidos/elementos, e apresentar-se desvinculada para outros), como para conjuntos de amostras (os serpentinitos, por exemplo, se apresentam ora alinhados, em continuidade com a distribuição das demais amostras, ora agrupados/alinhados em separado, ou ainda desordenados, dispersos), e são consequência da remobilização dos constituintes químicos segundo padrões diversos. Os fatores que controlam a mobilidade dos elementos tiveram intensidades e distribuição espacial e temporal variáveis ao longo da evolução tectono-metamórfica da Suite Metaultramáfica, e marcaram os tipos petrográficos de maneira não-linear, caótica. De vez em quando destacam-se padrões melhor definidos, atribuíveis à atuação mais eficaz, ou melhor preservada de um ou outro processo: são estes segmentos de comportamento mais regular, linear, do padrão global caótico, que permitem reconstituir, com maior ou menor precisão, as estações da *via crucis* pela que passaram as rochas metaultramáficas/komatiíticas do Domínio Norte do CCG.

Algumas tendências ou padrões de distribuição abrangentes podem ser reconhecidos. Como previamente mencionado, as amostras provenientes da Faixa Serra do Dondó, de grau metamórfico mais baixo, tem seus pontos equivalentes melhor agrupados, e geralmente melhor alinhados nos diversos diagramas, sugerindo uma coerência geoquímica interna maior para este conjunto. São sistematicamente acompanhadas neste comportamento por um grupo menor de amostras da Faixa Mumbuca, num total variando de 3 a 6, dependendo do diagrama considerado. As amostras da Faixa Mumbuca tem a maioria dos seus pontos equivalentes distribuídos de modo variável nos diversos diagramas, às vezes agrupando-se de maneira mais coerente em sub-conjuntos distintos (mais pobres em CaO e/ou mais ricos em Al_2O_3 ou Na_2O , por exemplo), outras vezes dispersando-se sem um padrão mais definido aparente. Os *clorita serpentinitos* também se comportam de modo variável, como já mencionado, incorporando-se em alguns diagramas à distribuição alinhada global da Suite, separando-se em outros segundo agrupamento próprio, bem definido, quiçás até alinhado, ou ainda com os pontos correspondentes dispersos.

Como conclusão preliminar, pode-se adiantar o seguinte: a memória do padrão geoquímico original, pré-metamórfico, pode estar parcialmente preservada quando alguns constituintes químicos, provavelmente menos móveis, como o Ti, Zr e Sc, são

considerados; um conjunto definido de amostras guarda, de maneira seletiva, relações sistemáticas, em parte possivelmente primárias, também para outros constituintes, como FeO_T , Al_2O_3 , Ni e o Cr. As amostras de clorita serpentinitos, e as procedentes da Faixa Mumbuca, estão mais evidentemente modificadas, e apresentam variações composicionais atribuíveis a processos metamórficos/metassomáticos. Para os demais elementos analisados, não apresentados em diagramas, ou a dispersão é muito acentuada, sem qualquer resquício de tendência à correlação, como no caso do Sr, ou os teores estão próximos ao limite de detecção, e os pontos correspondentes projetam-se em patamares de valores fixos, em arranjos sem sentido. Os elementos Y, Hf (determinado por Ativação Neutrônica apenas para algumas amostras) e os ETR, que apresentam comportamento particular, serão abordados à parte, mais adiante.

Figuras V.4.A e B - Diagrama catiônico de Jensen, (Fe+Ti) - Mg - Al, para a Suite Metaultramáfica e anfibolitos associados: vista geral, e detalhe do campo dos komatiitos ($\text{Mg} > 60$). Simbologia como no Quadro de Diagramas V.2, acrescida de (+) = anfibolitos. K - campo dos komatiitos; BK - campo dos basaltos komatiíticos; TH - campo dos toleitos.

Além dos diagramas binários, as análises foram projetadas no diagrama catiônico (Fe+Ti) - Al - Mg de Jensen (Jensen e Pyke 1982, detalhes da sua configuração em Rollinson 1993), que delimita campos definidos para komatiitos e basaltos komatiíticos, e tem a vantagem de correlacionar constituintes maiores considerados relativamente menos móveis. Os pontos correspondentes às amostras metaultramáficas distribuem-se segundo uma tendência de correlação linear, bem definida, no campo dos komatiitos (vértice do Mg, com valores proporcionais de Mg_{cat} superiores a 60 %), com uma razão $(\text{Fe}+\text{Ti})/\text{Al} > 1$, definindo um clássico padrão de

suite komatiítica (Figuras V.4.A e B). Chama a atenção, novamente, a dispersão mais acentuada dos pontos correspondentes à maioria das amostras da Faixa Mumbuca (quadrados cheios ou semi-cheios) e aos serpentinitos (losangos semi-cheios), em contraposição ao bem marcado alinhamento dos pontos representativos das amostras da Faixa Serra do Dondó (símbolos vazados). As análises de anfibolitos grano-nematoblásticos finos projetam-se três no campo dos basaltos toleíticos ricos em Mg, e uma no campo dos basaltos toleíticos ricos em Fe, porém próximo ao limite deste com o dos toleitos ricos em Mg.

V.3.2 - Mobilidade química em komatiitos

A mobilidade química em komatiitos é assunto onipresente na literatura, haja visto que se trata, na esmagadora maioria, de rochas, em maior ou menor grau, metamórficas. Discussões específicas do tema podem ser encontradas, entre outros, em Nesbitt et al (1979), Beswick (1982), Jahn et al (1982), Arndt (1983), Arndt e Jenner (1986), Arndt et al (1989), Gruau et al (1992), Herzberg (1992), e Lahaye et al (1995). De maneira genérica, considera-se, em primeira aproximação, que os elementos Mg, Al, Fe_T (total), Ti, Zr, Y, Cr, V, e ETR sejam de mobilidade reduzida em escala de amostra, enquanto Si, Ca, álcalis (Na e K), Rb, Sr, Ba e Eu⁺² são tidos como caracteristicamente móveis (e.g. Rollinson 1993, para rochas hidrotermalizadas em geral). São utilizados, com especial deferência, os elementos incompatíveis HFSE (*high field strength elements* - elementos de alta densidade de carga) Ti, Zr, Sc, Y, Nb e ETR, de baixa solubilidade tanto na forma de cátions como complexos. Considera-se que, sendo menos móveis, mesmo que a sua concentração absoluta possa ser alterada por diluição, através de variações acentuadas no conteúdo dos elementos volumetricamente mais significativos, as suas razões permanecerão constantes, indicando suas características geoquímicas primárias, ígneas (e.g. Pearce e Norry 1979). É preciso ter em mente, contudo, que mesmo estes elementos podem ser substancialmente mobilizados sob determinadas condições. A mobilidade dos ETR será discutida mais adiante, na seção pertinente. Para os elementos HFSE, há registro de expressiva mobilidade em presença de fluidos com composições específicas, e.g. ricos em CO₂ (Murphy e Hynes 1986), sugerida também para o caso de fluidos com alta atividade em determinados agentes complexantes, como o ânion F⁻ (Pearce e

Norry 1979). Razões não-condríticas, anômalas, entre elementos HFSE detectadas em komatiitos das regiões de Alexo e Texmont, Canadá, e do *greenstone belt* de Barberton são interpretadas por Lahaye et al (1995) como decorrentes de mobilidade química; Beswick (1982) também menciona variações incoerentes em Zr e Y em um derrame komatiítico de Abitibi, Canadá. Resta mencionar ainda o controle exercido sobre a mobilidade dos elementos nos estádios iniciais do metamorfismo, que se confunde com as alterações hidrotermais/tardi-magmáticas eventualmente sofridas, da composição mineralógica e textura originais e das associações minerais de substituição: em komatiitos, os elementos incompatíveis concentram-se na mesóstase vítrea/cripto-cristalina, mais susceptível à alteração. Caso não haja fases secundárias capazes de alojar os elementos HFSE e os ETR, como o anfibólio, por exemplo, ou a clorita, para os ETR, estes serão remobilizados com maior facilidade, na dependência do caráter físico-químico da fase fluída percolante (Arndt 1983, Lahaye et al 1995). A combinação dos diversos fatores (composição mineralógica/texturas primárias, assembléia mineral secundária, características da fase fluída presente) permitem uma variedade muito ampla de situações, com uma gama igualmente ampla de padrões de alteração resultantes, que podem se manifestar em uma mesma seqüência vulcânica, exigindo tratamento caso a caso para as diversas amostras.

V.3.3 - Os komatiitos ADK e AUK e suas principais características geoquímicas

Os elementos HFSE Ti, Zr e Sc, bem como os ETR, foram utilizados, em combinação com Al_2O_3 e CaO, por Nesbitt et al (1979), no trabalho clássico que definiu os dois tipos geoquimicamente distintos de komatiitos. O tipo mais frequente, com áreas de ocorrência tradicionais no município de Munro, Canadá, no cráton de Yilgarn, Austrália Ocidental, bem como no *greenstone belt* de Belingwe, Zimbábue, corresponde aos AUK - *aluminium undepleted komatiites*, ou komatiitos não - empobrecidos em alumínio. Para estes, as razões entre Ti, Zr e Sc são próximas dos valores condriticos, assim como a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, em torno de 20. Adicionalmente, tem razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ altas, porém inferiores a 1, e padrões de ETR marcadamente empobrecidos em ETR leves, e horizontais para os segmentos de ETR pesadas. O outro tipo, menos comum, corresponde aos ADK - *aluminium depleted komatiites*, ou komatiitos empobrecidos em alumínio, que apresentam razões entre Ti, Zr e Sc

distintas das condriticas, sugerindo, entre outros, empobrecimento em Sc; razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em torno de 11; razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ altas, em torno de 1,5; e padrões de ETR com nítido empobrecimento em ETR pesadas. A combinação destes fatores sugere retenção do Al, Sc e ETR pesadas em alguma fase fracionada na área-fonte mantélica, mais provavelmente granada tipo "majorita". Áreas-tipo para estes komatiitos são o *greenstone belt* de Barberton, África do Sul, e o cráton de Pilbara, Austrália.

Desde que foram identificados, os dois tipos de komatiitos vem sendo investigados para determinar as características das suas áreas-fonte no manto, bem como os processos petrogenéticos envolvidos na evolução dos respectivos magmas parentais. A literatura pertinente é vasta e variada, incluindo estudos em amostras naturais (e.g. Sun e Nesbitt 1978, Nesbitt et al 1979, Jahn et al 1982, Arndt e Lesher 1992, Xie et al 1993), pesquisas em petrologia experimental (e.g. Ohtani et al 1989, Wei et al 1990, Herzberg 1992) e modelagens teóricas (e.g. Ohtani 1984 e 1990, Herzberg e Ohtani 1988, Takahashi 1990, Herzberg 1995), e não será aqui abordada em detalhe. Vale mencionar dois pontos de destaque nesta temática: a conotação temporal atribuída aos dois tipos de komatiitos reconhecidos, e as contaminações crustais detectadas em alguns derrames komatiíticos. A conotação temporal refere-se à possibilidade aventada por alguns autores, de que komatiitos tipo ADK, como os de Barberton, além de se originarem a profundidades maiores que os tipo AUK (respectivamente 450 a 650 km, e 180 a 450 km, segundo Ohtani 1990), seriam característicos do Arqueano precoce, com idades em torno de 3,5 Ga, enquanto os de tipo AUK, como os de Munro, teriam idades em torno de 2,8 - 2,7 Ga, do Arqueano tardio (e.g. Sun e Nesbitt 1978, Jahn et al 1982, Herzberg 1992). Há interpretações alternativas, que atribuem feições geoquímicas contrastantes em komatiitos a heterogeneidades mantélicas locais de curta duração (e.g. Jahn et al 1982).

Quanto às contaminações crustais, evidências geoquímicas e modelagens físicas indicam que, em várias ocasiões, magmas komatiíticos devem ter incorporado componentes crustais tanto na sua ascensão à superfície, erodindo as paredes dos condutos vulcânicos, como no momento do seu extravasamento, por erosão termal do substrato vulcano-sedimentar (Huppert e Sparks 1985, Chauvel et al 1985, Arndt e Jenner 1986, Barley 1986, Lesher e Arndt 1995). Xenocristais de zircão encontrados em basaltos do *greenstone belt* de Kambalda, Austrália Ocidental, reforçam esta

possibilidade (Compston et al 1986), e acrescentam um grau de incerteza a mais à já complexa gênese de magmas komatiíticos. A evolução composicional de uma suite komatiítica/basáltica por assimilação e cristalização fracionada concorrentes só pode ser efetivamente modelada quando se dispõe de informações precisas sobre o empilhamento estratigráfico/sequência temporal da pilha vulcânica, bem como de análises químicas e isotópicas (Sm - Nd) confiáveis para seus constituintes litológicos. Ainda assim, a aferição dos efeitos da contaminação crustal sobre um magma parental komatiítico dependem de uma série de variáveis que tem que ser necessariamente inferidas, como a composição do contaminante.

V.3.4 - As razões entre Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 e a definição da "suite depurada"

Como previamente visto, as tendências de correlação entre Ti, Zr e Sc, para a Suite Metaultramáfica em estudo como um todo (a "suite expandida"), são bem definidas, seguindo alinhamentos únicos, contínuos. Este comportamento indica razões constantes, de significado petrológico válido, entre estes três elementos HFSE, tradicionalmente considerados altamente incompatíveis em magmas komatiíticos. Adicionalmente, a coerência com que se correlacionam entre si, e com alguns outros elementos considerados menos móveis, como o FeO_T e o Al_2O_3 , sugere que sejam, de fato, menos susceptíveis à mobilidade durante os processos pós-magmáticos, e preservem vestígios do padrão geoquímico komatiítico original. Este auspicioso fato permite agora um desdobramento adicional: selecionar, da Suite Metaultramáfica, um conjunto de amostras que apresente a máxima coerência interna possível, com auxílio de diagramas binários de razões entre elementos e óxidos: Ti/Zr, Ti/Sc, Sc/Zr, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Sc}$, ou seja: tentar separar amostras que sistematicamente apresentem razões constantes, definidas, nos diagramas em questão. A projeção dos pontos correspondentes às análises dos metaultramafitos nesses diagramas é apresentada no Quadro de Diagramas V.4.

Da combinação das diversas razões elementares surge uma constatação de grande interesse: há um conjunto de 16 amostras (Análises 03 a 06, 08, 09 e 11, 13 a 18, e 31, 32, e 37), no espaço amostral total de 43 (sem considerar os anfibolitos), que sistematicamente se agrupam nos mesmos campos restritos nos vários diagramas, nas

---

Quadro de Diagramas V.4 - Razões entre Ti, Zr, Sc, Al_2O_3 e Cr

$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2 \times \text{Sc} / \text{Zr}$

$\text{Ti} / \text{Zr} \times \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Sc}$

$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Zr} \times \text{Ti} / \text{Sc}$

$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2 \times \text{Ti} / \text{Sc}$

$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2 \times \text{Cr} / \text{Sc}$

$\text{Cr} / \text{Ti} \times \text{Sc} / \text{Zr}$

Simbologia como nos Quadros de Diagramas V.2.A e B.

Quadro de Diagramas V.4 - Razões entre Ti, Zr, Sc, Al_2O_3 e Cr

intersecções de razões com valores definidos. Para $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, este valor é em torno de 11 (mínimo 9,9, máximo 13,2, média 11,3 - ver também Figura V.5), correspondente, com singular precisão, à razão característica dos komatiitos tipo ADK. As razões Ti/Zr (média 77, mínimo 60, máximo 87) e Sc/Zr (média 0,74, mínimo 0,55, máximo 0,92), são inferiores aos valores condríticos mencionados por Nesbitt et al (1979), respectivamente 110 e 1,4, enquanto Ti/Sc (média 105, mínimo 89, máximo 120) é superior (valor condrítico ≈ 78), e precisamente coincidente com o valor obtido por Nesbitt e colaboradores para komatiitos tipo ADK de Barberton.

Figura V.5 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para a "suite depurada" Simbologia como no Quadro de Diagramas V.2. Linha de regressão indica $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 11$.

Chama a atenção o fato de, nos diagramas envolvendo Zr, este conjunto de análises de comportamento constante, doravante designado "suite depurada", se subdividir em dois sub-conjuntos discretos, ligeiramente afastados, um relativamente mais rico em Zr ($\text{Ti}/\text{Zr} \approx 65$), e o outro mais pobre ($\text{Ti}/\text{Zr} \approx 85$); o diagrama ternário $\text{Ti} - (\text{Zr} \times 100) - (\text{Sc} \times 100)$, da Figura V.6, ilustra bem esta relação. Vale mencionar que a análise 05, da amostra SZALP 302C/10, portadora de xenocristais de zircão, conforme mencionado quando da caracterização petrográfica da Suite Metaultramáfica (Capítulo IV), tem seu ponto correspondente projetado no sub-conjunto mais rico em Zr. A razão desta distribuição aparentemente bimodal da "suite depurada", em função do conteúdo em Zr, não está esclarecida, e pode-se aventar várias hipóteses para explicá-la: desde um erro analítico sistemático (pouco provável, em função do comportamento bastante coerente dos resultados analíticos para os demais elementos), até a existência de

composições de fato mais e menos ricas em Zr (por efeito de fatores de contaminação/assimilação variados (?) - não é de todo improvável). Para o Ti, a distribuição assintótica dos pontos no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ X Ti/Sc (Quadro de Diagramas V.4) sugere amostras relativamente mais e menos ricas em Ti em relação à "suite depurada", possivelmente por efeito de mobilidade diferencial deste elemento durante os processos metamórficos/metassomáticos.

Figura V.6 - Diagrama Ti - (Zr X 100) - (Sc X 100) para a Suite Metaultramáfica. Simbologia como no Quadro de Diagramas V.2. Os pontos referentes às 16 análises da "suite depurada" concentram-se nas proximidades de Ti_{30} - $(\text{Zr}^*100)_{40}$ - $(\text{Sc}^*100)_{30}$, com o sub-conjunto enriquecido em Zr deslocado em direção ao vértice (Zr^*100) .

Há um aspecto significativo a mencionar ainda com relação às razões entre Ti, Zr e Sc: os valores Sc/Zr são mais acentuadamente inferiores à razão condrítica utilizada por Nesbitt et al (1979) (0,74 *versus* 1,4), enquanto Ti/Zr e Ti/Sc diferem dos respectivos valores condríticos de maneira menos pronunciada, aproximadamente em proporção equivalente. Este fato sugere a combinação de dois processos petrológicos: enriquecimento em Zr, e empobrecimento em Sc, que respondem pelas razões Sc/Zr mais pronunciadamente destoantes do valor condrítico considerado. Esta constatação encontra respaldo lógico em outras características geoquímicas, como a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em torno de 11, que indica retenção de Al, e consequentemente também de Sc, na área-fonte dos magmas komatiíticos parentais, mais provavelmente por fracionamento de granada. Um complemento curioso deste quadro é o comportamento geoquímico do Cr: para a "suite depurada", ele acompanha o Sc e o Al com surpreendente coerência, e apresenta boa tendência de correlação também com Ti e

Zr, como se fosse elemento incompatível no fracionamento magmático da suite komatiítica, pelo menos nesta parte do espaço amostral estudado. Esta característica do Cr pode ser aferida, por exemplo, nos diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ X Cr/Sc e Cr/Ti X Sc/Zr, onde as razões Cr/Sc ≈ 100 , e Cr/Ti ≈ 1 , constantes para a "suite depurada", são claramente destacadas (Quadro de Diagramas V.4).

A "suite depurada" representa um segmento melhor preservado da sequência de diferenciação da suite komatiítica original, limitada ao intervalo entre 21 e 30,5 % MgO. Sua coerência interna é atestada pelo significativo aumento nos coeficientes de correlação entre praticamente todos os óxidos e elementos considerados, quando

	Ti	Zr	Sc	Al_2O_3	FeO_T	Cr	Ni	MgO	CaO
SiO_2	0.24	0.26	0.43	0.26	- 0.39	- 0.16	- 0.42	-0.62	0.58
CaO	0.83	0.74	0.82	0.69	0.36	- 0.10	- 0.71	-0.97	*
MgO	- 0.85	- 0.76	- 0.88	- 0.77	- 0.38	0.05	0.77	*	*
Ni	- 0.67	- 0.67	- 0.83	- 0.75	- 0.30	- 0.22	*	*	*
Cr	- 0.05	0.04	0.25	0.22	0.02	*	*	*	*
FeO_T	0.69	0.64	0.33	0.33	*	*	*	*	*
Al_2O_3	0.65	0.52	0.90	*	*	*	*	*	*
Sc	0.77	0.69	*	*	*	*	*	*	*
Zr	0.93	*	*	*	*	*	*	*	*

Tabela V.1.A - Coeficientes de correlação entre óxidos e elementos principais para a Suite Metultramáfica completa ("suite expandida", incluindo serpentinitos).

	Ti	Zr	Sc	Al_2O_3	FeO_T	Cr	Ni	MgO	CaO
SiO_2	- 0.21	0.01	- 0.21	- 0.21	- 0.31	- 0.03	0.36	- 0.18	- 0.19
CaO	0.70	0.73	0.76	0.75	0.62	0.59	- 0.65	- 0.89	*
MgO	- 0.88	- 0.90	- 0.85	- 0.89	- 0.83	- 0.73	0.73	*	*
Ni	- 0.87	- 0.74	- 0.94	- 0.88	- 0.77	- 0.77	*	*	*
Cr	0.82	0.75	0.96	0.76	0.67	*	*	*	*
FeO_T	0.93	0.88	0.85	0.89	*	*	*	*	*
Al_2O_3	0.91	0.82	0.95	*	*	*	*	*	*
Sc	0.94	0.84	*	*	*	*	*	*	*
Zr	0.95	*	*	*	*	*	*	*	*

Tabela V.1.B - Coeficientes de correlação entre óxidos e elementos principais para a Suite Metaultramáfica reduzida (= "suite depurada").

comparados à "suite expandida". Na Tabela V.1.A, são apresentados os coeficientes de correlação para 10 dos mais significativos constituintes químicos, quando consideradas análises da "suite expandida", e na Tabela V.1.B, os coeficientes de correlação dos mesmos para a "suite depurada". A comparação não deixa dúvidas quanto à qualidade das tendências de correlação em geral para o conjunto de amostras reduzido, selecionado com base na indicação dos elementos tidos por menos mobilizados.

V.3.5 - Considerações sobre alguns elementos: Ca, Cr, La, Ce, Sm, Y e Hf

É necessário tecer algumas considerações com respeito ao comportamento peculiar de alguns elementos/óxidos. Como visto antes, a tendência de correlação entre CaO e MgO é muito bem definida quando na "suite expandida", com coeficiente de correlação de 0,97, o valor máximo em todas as situações. Já para a "suite depurada" este valor cai para 0,89. Quando a suite completa é considerada, porém sem os serpentinitos, o índice é de 0,93. O que acontece com o Ca é que ele apresenta significativa mobilidade, intermediária à dos álcalis e elementos menos móveis, como o Ti e o Al, com tendência marcada à lixiviação. Simultaneamente, o Mg e o Si também se comportam como parcialmente móveis, com tendências inversas entre si, de enriquecimento para o Mg, e empobrecimento parcial para o Si. A somatória destas tendências à mobilidade química, que conduz, em última instância, à serpentinização, é gerar uma tendência de correlação secundária, bem definida, realçada pelo fato de as rochas mais magnesianas, originalmente mais pobres em Ca, serem também mais susceptíveis à hidratação, com tendência a perder seus constituintes quimicamente mais instáveis com maior facilidade. É por esta razão que, quando os serpentinitos são considerados, o índice de correlação entre MgO e CaO aumenta: um "reforço" é acrescentado ao espaço amostral, com amostras nas quais a tendência de correlação secundária, definida pela mobilidade relativa dos elementos, é especialmente destacada. Nos diagramas $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{CaO/Al}_2\text{O}_3$, e $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3 \text{ X } \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (Figuras V.7.A e B), a realçada tendência à mobilidade do Ca e, simultaneamente, porém em menor grau, do Si, quando considerada a Suite Metaultramáfica por inteiro, fica patente, reproduzindo os padrões apresentados por

Herzberg (1992) para komatiitos de Barberton. No caso da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, nota-se o patamar definido principalmente pelos pontos correspondentes à "suite depurada" na altura do valor 11, num intervalo de valores $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ predominantemente entre 1,1 e 1,8, ou seja: sugerindo, para o conjunto de amostras relativamente menos afetado pela mobilidade química, valores superiores a 1 para esta razão, que seria outra característica de komatiitos tipo Barberton menos modificados. Reforça-se ainda nestes diagramas a dispersão notadamente mais acentuada dos pontos correspondentes às amostras da Faixa Mumbuca (quadrados cheios e semi-cheios), bem como dos serpentinitos, com teores de SiO_2 e razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ amplamente variados.

Figuras V.7.A e B - Diagramas $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e SiO_2 X $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para a Suite Metaultramáfica ("suite expandida"). Simbologia como no Quadro de Diagramas V.2.

Com relação ao Cr, como já antecipado, este apresenta comportamento, em grande parte, de elemento incompatível. Observou-se para o Diagrama MgO X Cr (Quadro de Diagramas V.2.B) o seu comportamento misto, com tendência de correlação linear, negativa para teores mais baixos de MgO (< 30%), isto apesar da significativa dispersão de pontos para a "suite expandida". Na "suite depurada", como já visto, o Cr tem nitidamente comportamento de elemento incompatível, acompanhando Ti, Zr, Sc e Al com notável coerência.

Beswick (1982) descreve uma tendência geral com conteúdos máximos em Cr, superiores a 3000 ppm, para komatiitos não-cumuláticos, portadores de texturas *spinifex*, com teores de MgO no intervalo entre 20 e 30%, e conteúdos nitidamente

mais baixos, inferiores a 2500 ppm, para rochas mais magnesianas, cumuláticas. Isto indicaria que o Cr não é uma fase *liquidus* para magmas komatiíticos mais magnesianos, com coeficiente de partição olivina-líquido inferior a 1, como notado, por exemplo, por Smith et al (1980), que determinaram um D_{Cr} (Cr% olivina/Cr% líquido) de 0,5 para komatiitos de Barberton, portadores de olivinas ricas em Cr (teor de Cr_2O_3 em torno de 0,2%), cristalizadas a partir de magmas com alto conteúdo em Cr. Mais recentemente, Barnes e Hill (1995), analisando cromitas de komatiitos cumuláticos, concluem que, para olivinas com teores de forsterita superiores a 93, estes tipicamente não conteriam cromita, enquanto para teores de forsterita inferiores a 91 cromitas euedrais formariam agrupamentos disseminados, e para cumulos com olivinas de teores intermediários a estes valores as cromitas teriam hábito intersticial lobado, decorrente da sua proposta cristalização cotética/adcumulática, junto à olivina. Binns et al (1982) e Catell e Arndt (1987) apresentam padrões MgO X Cr para komatiitos respectivamente do Bloco Yilgarn, Austrália Ocidental, e do município de Newton, Canadá, semelhantes ao de Beswick (1982), com tendência de correlação linear, positiva, para composições com teores de MgO inferiores a aproximadamente 25%, e inflexão a partir deste valor para tendência de correlação negativa. Esta relação sugere novamente que, para komatiitos mais magnesianos, a cromita não atuou como fase *liquidus*, passando a constituir fase fracionada apenas em composições mais evoluídas.

A conclusão lógica é que os membros da "suite depurada" correspondem a uma série de diferenciação komatiítica na qual a cromita não atuou como fase fracionada, e o Cr foi concentrado nos líquidos residuais. Este fato sugere composições altamente magnesianas para o magma parental, com fracionamento de olivinas com $Fo \geq 93$. Para as demais amostras, cujas análises apresentam significativa dispersão para o Cr, com valores às vezes bastante elevados até (> 4000 ppm), é difícil propor uma interpretação unificada, haja visto que se trata de amostras composicionalmente modificadas em grau variado. Como será visto mais adiante, membros cumuláticos da suite komatiítica original não puderam ser identificados com segurança entre as amostras analisadas, uma vez que os serpentinitos analisados são, pelo menos em parte, de origem metassomática, e as amostras da Faixa Mumbuca com alto MgO apresentam comportamento irregular, com os respectivos pontos ora dispersos, ora

---

Quadro de Diagramas V.5 - Diagramas de variação Binários para La, Ce, Nd e Y

Ti X La, Ce, Nd, Y

Log Y X Log La, Log Ce

Simbologia como nos Quadros de Diagramas V.2.A e B.

Quadro de Diagramas V.5 - Ti X La, Ce, Nd, Y e Log Y X Log La, Log Ce

alinhados ao arranjo dos correspondentes aos serpentinitos nos diversos diagramas de variação composicional.

Dentre os ETR, La, Ce e Nd foram determinados por FRX para todas as amostras analisadas no decorrer deste trabalho. À primeira vista, apresentam um comportamento irregular, com pontos aleatoriamente dispersos, quando correlacionados, por exemplo, ao Ti, conforme ilustrado no Quadro de Diagramas V.5; porém, num exame mais minucioso, percebe-se que as análises correspondem a dois conjuntos distintos, sendo um conjunto sistematicamente de conteúdos mais baixos, inferiores respectivamente a 10, 4 e 10 ppm para estes elementos, e o outro, enriquecido em grau variável, de forma até exagerada para algumas amostras. Uma coincidência curiosa é que todas as amostras com textura *spinifex* pertencem ao conjunto enriquecido nos três ETR leves, quer façam parte da "suite depurada". Outra coincidência é que este comportamento dos dois conjuntos se repete, de maneira quase idêntica, para o Y (Diagrama Ti X Y). O enriquecimento simultâneo em ETR leves e Y, em proporções variáveis, é ilustrado adicionalmente pelos diagramas log Y X log La e log Y X log Nd. Esta correlação tem implicações para a mobilidade seletiva dos elementos em condições de alteração específicas, e será retomada mais adiante, no decorrer da discussão dos padrões de ETR.

Resta tecer um comentário ligeiro com relação ao elemento HFSE Hf, analisado por Ativação Neutrônica apenas para as amostras nas quais foram determinados os ETR. Mesmo para este universo reduzido, porém, o Hf exibe excelente índice de correlação com o Zr, como seria de se esperar ($= 0,95$), e índices de correlação bons a razoáveis com o Sc ($= 0,85$) e o Ti ($= 0,76$). A razão Zr/Hf é em torno de 50, superior ao valor condrítico 36,3 (Sun e McDonough 1989), que reforça a suspeita de enriquecimento em Zr para a Suite Metaultramáfica.

V.3.6 - Os diagramas RPM e uma tentativa de modelagem do fracionamento da suite

Para elementos maiores e menores, um método que pode fornecer resultados interessantes é o dos diagramas de Razões de Proporções Moleculares, ou RPM (MPR - *Molecular Proportion Ratios*), desenvolvido originalmente por Pearce (1968) para interpretar tendências de fracionamento em suites ígneas, adaptado por Beswick

e Soucie (1978) para avaliar a alteração de amostras em *greenstone belts*, e utilizado para komatiitos por Beswick (1982, 1983). O princípio fundamental é que diagramas de variação binários padrão podem ser enganosos, quando se trata de interpretações petrogenéticas, por apresentar variações **relativas** entre dois óxidos, enquanto se normalizados em relação a um terceiro óxido, que permanece constante no decurso do fracionamento, a variação entre os dois óxidos que estão sendo incorporados ao(s) mineral(is) em cristalização pode ser descrita em termos absolutos, e a relação entre eles se torna mais evidente. Nos komatiitos, por exemplo, no diagrama RPM $(\text{MgO}+\text{FeO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, a tendência de correlação deve corresponder a um vetor com pendente 2 : 1, indicando a relação $(\text{MgO}+\text{FeO}) : \text{SiO}_2$ da olivina, quando esta for a única fase mineral fracionada. Se não houver tendência de correlação linear, mas um espalhamento dos pontos correspondentes às análises segundo um arranjo em leque, que se abre a partir do origem dos eixos do diagrama, o diagrama sugere mobilidade do óxido utilizado na normalização (considerando, é claro, os dois óxidos normalizados como relativamente imóveis). O problema, em suites composicionalmente modificadas, é justamente identificar dois óxidos que não participem do fracionamento, e que não tenham sido significativamente mobilizados, para que os resultados obtidos com um deles possam ser aferidos com o outro (Vines 1987).

É necessário mencionar que há opiniões discordantes com relação à utilização dos diagramas RPM, ou de Pearce, para avaliar a mobilidade química em komatiitos e basaltos alterados: Rollinson e Roberts (1986, 1987 - ver também Rollinson 1993) levantam objeções ao método, com base em argumentos estatísticos, sugerindo que pode conduzir a correlações espúrias, resultantes de artifícios matemáticos, entre óxidos originalmente não correlacionados, e que não encontram respaldo em diagramas binários óxido - óxido convencionais. Na discussão que se segue, Vines (1987) e Pearce (1987) rebatem as críticas, enfatizando alguns princípios fundamentais para a utilização dos diagramas RPM: uma tendência de correlação representativa deve necessariamente apresentar um intercepto em y ou x diferente de zero, e uma pendente petrológicamente significativa. Tendências de correlação espúrias passariam necessariamente pela origem do diagrama e pelo ponto correspondente à composição média do conjunto de dados.

Uma vez que já se dispõe de uma razoável avaliação da instabilidade/estabilidade relativa dos diferentes constituintes químicos para a suite metaultramáfica, resta testar estas estimativas com auxílio dos diagramas RPM. Foram utilizadas correlações entre as seguintes óxidos em Proporções Moleculares, tanto para a "suite expandida" como para a "suite depurada": MgO , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_T , Na_2O e SiO_2 , além do valor FM, correspondente à soma de MgO e FeO_T . O pressuposto básico é que olivina teria sido o único mineral responsável pela diferenciação final da suite komatiítica: desta forma, apenas Mg, Si e Fe participariam da cristalização, e os demais elementos seriam incompatíveis. As análises foram lançadas em diagramas RPM (SiO_2/N) X (FM/N), (MgO/N) X (FeO_T/N), e (MgO ou FeO_T/N) X (SiO_2/N), onde N representa os óxidos normalizadores Na_2O , CaO , Al_2O_3 e TiO_2 (Quadro de Diagramas V.6).

Para a "suite expandida", a projeção dos pontos correspondentes aos serpentinitos causa um amplo espalhamento quando os óxidos normalizadores são Na_2O e CaO , em função do conteúdo excessivamente baixo destes componentes nas rochas em questão, que gera razões de proporções moleculares uma a duas ordens de grandeza acima das apresentadas pelos demais tipos litológicos. Por este motivo, a "suite expandida" foi analisada com e sem serpentinitos inclusos. Os resultados para a "suite expandida - exclusivo serpentinitos" são variáveis, dependendo da combinação de óxidos utilizada. A mobilidade generalizada do Na_2O fica patente no diagrama ($\text{MgO}/\text{Na}_2\text{O}$)_{PM} X ($\text{FeO}_T/\text{Na}_2\text{O}$)_{PM}, com um nítido espalhamento em leque, que se repete para o diagrama ($\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$)_{PM} X (FM/ Na_2O)_{PM}. Já nos demais diagramas surgem arranjos mistos, com parte da população de pontos concentrando-se em agrupamentos mais ou menos lineares, enquanto a outra parte se dispersa de forma variável, com distribuição ora em leque, ora irregular, ora ensaiando um alinhamento algo melhor definido. Este desarranjo resulta do padrão heterogêneo das modificações químicas, com amostras menos e mais modificadas na mesma suite, aliado à mobilidade relativa variável dos elementos/óxidos considerados. Conforme a combinação de elementos envolvidos no diagrama, várias situações podem surgir, na dependência da instabilidade relativa dos óxidos a normalizar e do normalizador: se apenas o normalizador é significativamente móvel, os outros mantêm uma relação, dentro de determinados limites, constante (e.g. MgO e FeO_T normalizados por Na_2O),

---

Quadro de Diagramas V.6.A e B - Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (ou Diagramas de Pearce) para a "Suite Expandida".

Quadro A :

Quadro B :

Simbologia como nos Quadros de Diagramas V.2.A e B. Pontos correspondentes aos clorita serpentinitos são exibidos apenas quando se inserem no campo composicional utilizado. No Diagrama $(MgO / CaO)_{PM} \times (SiO_2 / CaO)_{PM}$ com serpentinitos inclusos, o ponto correspondente à análise 21, com $(MgO / CaO)_{PM} \simeq 5000$, não é representado, por conveniência da escala. Nos Diagramas $(MgO / CaO)_{PM} \times (SiO_2 / CaO)_{PM}$ - com, e sem serpentinitos, as linhas de regressão indicam relação $(MgO : SiO_2)_{PM}$ de aproximadamente 2 : 1,4.

Quadro de Diagramas V.6.A - Diagramas MPR - "Suite expandida"

Quadro de Diagramas V.6.B - Diagramas MPR - "Suite expandida"

ou se um dos óxidos a normalizar também apresenta expressiva mobilidade (e.g. SiO_2 e FeO_T *versus* CaO), se os três óxidos envolvidos são instáveis durante o(s) processo(s) de alteração, ou ainda, o caso ideal, se os três são relativamente imóveis, e as relações primárias entre eles são mantidas. Pelas indicações previamente obtidas, e pelos arranjos apresentados nos diagramas RPM, a mobilidade relativa, na "suite expandida", para os elementos/óxidos considerados seria como se segue:

- TiO_2 e FeO_T são os relativamente menos afetados;
- MgO , CaO , SiO_2 e Al_2O_3 apresentam mobilidade significativa em grau variável;
- Na_2O foi intensa e sistematicamente remobilizado.

As relações entre FeO_T e MgO , normalizados pelo TiO_2 , resultam em um arranjo de pontos alinhados, melhor definido, sugerindo, pela sua inclinação, proporções Mg : Fe entre 90 : 10 e 95 : 5, que corresponderia ao intervalo composicional permissivo para a suposta olivina fracionada na diferenciação da suite komatiítica original. Já com CaO por normalizador, este arranjo linear se desfaz, e a distribuição dos pontos passa a irregular, com uma incipiente abertura em leque. Caso particular é o das relações entre SiO_2 e MgO , quando normalizados pelo CaO : o arranjo resultante é marcadamente linear, com intercepto $\simeq 2,5$ em $(\text{SiO}_2/\text{CaO})_{\text{PM}}$ e com $(\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{\text{PM}} \simeq 1,4$, incorporando, com notável consistência, até os pontos correspondentes aos serpentinitos, amplamente espaçados. Este alinhamento é, mais seguramente, consequência da mobilidade simultânea, inter-relacionada dos três componentes considerados. Quando aferidos aos demais óxidos, menos instáveis, sua mobilidade torna-se mais evidente. Ao substituir, alternadamente, o CaO por TiO_2 e o MgO por FeO_T , considerados de mobilidade mais reduzida (Quadro de Diagramas V.6.B), a distribuição dos pontos nos respectivos diagramas torna a ser dispersa, reforçando a suspeita de que a bem definida tendência à correlação entre os três é resultado de um processo de diferenciação secundário, superimposto a um padrão de diferenciação ígnea modificado.

No caso da "suite depurada", no Diagrama $(\text{MgO}/\text{TiO}_2)_{\text{PM}} \times (\text{FeO}_T/\text{TiO}_2)_{\text{PM}}$ (Quadro de Diagramas V.7), o alinhamento dos pontos é melhor realçado, e define uma relação $(\text{MgO} : \text{FeO}_T)_{\text{PM}} = 93 : 7$, aproximadamente. O mesmo procedimento, repetido para o Al_2O_3 como normalizador, que, para a "suite depurada", apresenta

---

Quadro de Diagramas V.7 - Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (ou Diagramas de Pearce) para a "Suite Depurada".

Simbologia como nos Quadros de Diagramas V.2.A e B. Nos Diagramas $(MgO / TiO_2)_{PM} \times (FeO_T / TiO_2)_{PM}$ e $(MgO / Al_2O_3)_{PM} \times (FeO_T / Al_2O_3)_{PM}$, as linhas de regressão indicam relações $(MgO : FeO_T)_{PM}$ de respectivamente 93 : 7 e 94 : 6. Nos Diagramas $(FM / TiO_2)_{PM} \times (SiO_2 / TiO_2)_{PM}$ e $(FM / Al_2O_3)_{PM} \times (SiO_2 / Al_2O_3)_{PM}$, as linhas de regressão indicam relações $(FM : SiO_2)_{PM}$ de aproximadamente 2 : 1,4.

Quadro de Diagramas V.7 - Diagramas RPM - "Suite depurada"

comportamento mais consistente, de componente mais estável, resulta em uma relação de 94 : 6. Ou seja: a olivina fracionada para o segmento de diferenciação em questão teria composição entre Fo_{93} e Fo_{94} . Já quando o Na_2O é usado como normalizador, não há alinhamento: os pontos se espalham segundo um leque, com vértice na origem do diagrama, indicando claramente a mobilidade acentuadamente variada do Na; com o CaO por normalizador, os pontos se dispersam segundo um arranjo irregular.

A relação $(FM : SiO_2)_{PM}$ da(s) fase(s) fracionadas foi também tentativamente determinada para a "suite depurada". No Diagrama $(SiO_2/TiO_2)_{PM} \times (FM/TiO_2)_{PM}$ (Quadro de Diagramas V.7), o alinhamento dos pontos é excepcionalmente bem definido, e a relação $(FM : SiO_2)_{PM}$ resultante é $\simeq 1,4 : 1$, que se repete quando o Al_2O_3 é usado como normalizador. Este valor é inferior à relação 2 : 1 da olivina, e sugeriria fracionamento concomitante, por exemplo, de ortopiroxênio, cuja relação é 1 : 1, em proporção bastante elevada. O que acontece, no entanto, é que se repete a correlação secundária anteriormente verificada para a "suite expandida". É mais provável que a diferenciação ígnea final, de baixa pressão, da suite komatiítica original, a partir do magma parental, tenha sido controlada pelo fracionamento exclusivo de olivina magnesiânica, com $Fo \geq 93$: torna esta suposição mais plausível a coincidência entre o comportamento do Cr na "suite depurada", e as composições da fase fracionada indicadas pela relações Fe - Mg - Ti (ou Al), aparentemente menos modificadas, nos diagramas RPM, para a "suite depurada". No Diagrama $(MgO/CaO)_{PM} \times (FeO_T/CaO)_{PM}$, a dispersão dos pontos, mesmo para a "suite depurada", tida como o conjunto das amostras de composição química relativamente menos modificada, é significativa, e reforça a suspeita de mobilidade, em grau variável, do Ca.

A variabilidade secundária, simultânea, do MgO , SiO_2 e CaO , por si só, não explica adequadamente, porém, as relações $FM : SiO_2$ (ou $MgO : SiO_2$) baixas indicadas pelos diagramas RPM pertinentes. Também em diagramas de variação binários convencionais, com MgO e SiO_2 por referência, as projeções das tendências de correlação lineares para os elementos considerados incompatíveis, Ti, Zr e Sc, indicam relações $FM : SiO_2$ entre 1,3 e 1,4 para a "suite depurada". As relações Mg : Fe entre 93 : 7 e 94 : 6, determinadas para a(s) fase(s) fracionada(s) através dos diagramas RPM acima, também se mantém quando obtidas a partir de diagramas de

variação binários convencionais. Há uma incongruência entre estes dois resultados: se outras fases, como ortopiroxênio ou pigeonita, tivessem participado do processo de fracionamento na proporção requerida pelas relações FM : SiO₂ estimadas, dificilmente a relação Mg : Fe poderia se manter igual ou superior a 93 : 7, como sugerido também pelo comportamento do Cr. Na falta de uma amostragem detalhada, estratigraficamente controlada, será difícil elucidar a contento os mecanismos de contaminação/cristalização fracionada responsáveis pela diferenciação da suite komatiítica original, bem como as alterações composicionais, sistemáticas ou não, impressas por processos pós-magmáticos sobre o padrão geoquímico ígneo. E esta amostragem é impossibilitada pelo grau de preservação da suite.

V.3.7 - A serpentinização tardia e suas conseqüências

Como visto no Capítulo IV - Petrografia das Rochas Metaultramáficas, os serpentinitos analisados seriam, pelo menos em parte, derivados dos tipos litológicos portadores de anfibólio cálcico ($\pm$ clorita, olivina, ortopiroxênio e/ou espinélio) através de modificações metassomáticas envolvendo remoção de Ca⁺², Na⁺¹, Al⁺³, Si⁺⁴, e enriquecimento em H₂O e Mg⁺², no decorrer de um processo de serpentinização superimposta às paragêneses de pico metamórfico, associada a zonas de cisalhamento tardias, de baixo grau, e de influência espacial restrita.

Em uma situação particular, foi possível obter análises químicas de amostras que retratam a transformação sucessiva de um clorita - clinoanfibólio fels com textura *spinifex* (Análise 05 = Amostra 302C/10) em clorita - clinoanfibólio xisto de cisalhamento, com porfiroclastos lenticulares, rotacionados, de pseudomorfos de clinopiroxênios ígneos esqueletais em leque (Análise 11 = Amostra 269/10) e, finalmente, em um clorita-serpentina xisto com remanescentes dispersos, desagregados de clinoanfibólio cálcico (Análise 20 = Amostra 321/10), conforme descrito e ilustrado com fotomicrografias no Capítulo IV. Há várias abordagens possíveis para avaliar a mobilidade relativa dos constituintes químicos durante processos metassomáticos, sempre de forma comparativa, como, por exemplo, diagramas Isocônicos, ou de iso-concentração (Grant 1986), e diagramas de Hildreth (Hildreth 1981). No presente caso, a comparação entre as sucessivas etapas de transformação será feita com Diagramas de Hildreth modificados.

Nos Diagramas de Hildreth, análises correspondentes a amostras cujas diferenças composicionais se pretende retratar são normalizadas, para os óxidos e elementos selecionados, pela análise de alguma amostra de referência. As variações nas concentrações dos constituintes químicos são aferidas a esta amostra na forma de perdas e ganhos relativos, indicadas por fatores de empobrecimento ou enriquecimento. No Quadro de Diagramas V.8, as análises 04, 11 e 20 são normalizadas pela análise 05, e a análise 23 (= Amostra 320C/74), que corresponde a um serpentinito no qual a clorita magnesiânica encontra-se substituída por lizardita aluminosa, pela análise 20. Quando amostras menos modificadas, portadoras de texturas *spinifex* são comparadas entre si (no caso, as análises 04 e 05), os fatores de variação são da ordem de alguns décimos apenas, indicando diferenças composicionais de pequena amplitude, que ocorrem rotineiramente entre amostras petrograficamente similares. Já quando a análise 11 é aferida à 05, surgem algumas diferenças mais acentuadas: o Na_2O mostra-se significativamente reduzido na amostra cisalhada, por um fator superior a 4, e a PF aumenta sensivelmente. As variações se tornam mais evidentes quando a análise 20, do clorita-serpentinito, é comparada à análise 05, do clorita-clinoanfíbólio fels com textura *spinifex*, representante da composição inicial, de referência: o CaO se mostra acentuadamente empobrecido, por um fator de 50, acompanhado pelo Na_2O ; MgO , NiO são enriquecidos por fatores de 2, e a PF, por 3; TiO_2 , Al_2O_3 , Zr e Sc decrescem por fatores entre 2 e 3. Finalmente, a análise 23, do serpentinito portador de lizardita aluminosa em lugar da clorita magnesiânica "normal", é comparada à análise 20, do serpentinito com vestígios de clinoanfíbólio cálcico e com clorita magnesiânica de 14 A em evidência. O serpentinito da análise 23 é algo mais enriquecido em Ni e MgO , e significativamente empobrecido em Zr, Al_2O_3 , TiO_2 , Sc, Cr e CaO , em ordem decrescente de fator de empobrecimento.

A sequência de lixiviação sugerida pelo Quadro de Diagramas V.8 está de acordo com as evidências petrográficas e com as mobilidades relativas estimadas para elementos maiores e menores através dos diagramas de variação binários. O primeiro sintoma da desestabilização composicional é o marcado empobrecimento em Na^{+1} , responsável pela grande amplitude das razões normalizadas por este óxido nos diagramas RPM. O estágio seguinte é marcado pela perda acentuada do Ca^{+2} , quando os anfibólios são serpentinizados; paralelamente, aumentam MgO , em parte por

Quadro de Diagramas V.8 - Diagramas de Hildreth para o processo de serpentinização tardio

Análise 04 = Amostra SZALP 302A/10

Análise 05 = Amostra SZALP 302C/10

Análise 11 = Amostra SZALP 269/10

Análise 20 = Amostra SZALP 321/10

Análise 23 = Amostra SZALP 320C/74

concentração proporcional às perdas dos demais componentes, e a PF, pelo H_2O incorporado às serpentinas. Segue-se a desestabilização da clorita, substituída pela Al-lizardita, que acarreta a perda mais acentuada em Al^{+3} . Os elementos HFSE Ti, Zr e Sc são visivelmente afetados, com perdas proporcionais significativas. A variação do SiO_2 é pouco acentuada, tendendo ao empobrecimento nos primeiros estádios, e mostrando ligeiro enriquecimento no último. O FeO_T mantém-se praticamente constante, com empobrecimento insignificativo no último estágio.

Há dois quesitos importantes referentes ao processo de serpentinização tardia: primeiro, se é possível reconhecer, na parte mais magnesianas do espectro composicional da Suite, amostras correspondentes a rochas cumuláticas, originalmente magnesianas, que não secundariamente modificadas; e segundo, se as variações composicionais secundárias, mais evidentes nas amostras procedentes da Faixa Mumbuca, são atribuíveis todas à serpentinização progressiva tardia, ou se correspondem, pelo menos em parte, a modificações ocorridas durante o estágio tectono-metamórfico progressivo.

Com relação à questão dos serpentinitos: os diagramas binários de variação composicional são dúbios em apontar eventuais diferenças entre tipos serpentiniticos/magnesianos de origem cumulática ou metassomática com segurança. A variação composicional das análises relativas a estas rochas é regular, continuamente linear para alguns constituintes (Ti, Zr, Ni e eventualmente Sc), descontínua, não-linear, porém sistematicamente agrupada para outros (Al_2O_3 , CaO, Na_2O), ou ainda irregular, dispersa-aleatória (SiO_2 , FeO_T , Cr) (Quadros de Diagramas V.2 e V.3.A/B). A remoção progressiva de Ti, Zr e Sc, e também do Al_2O_3 , no decorrer da serpentinização, como sugerido acima, pode estar mimetizando os segmentos mais magnesianos das respectivas tendências de correlação lineares, supostamente ígneas. Aparentemente, há uma convergência com relação ao comportamento destes elementos nos dois processos, o de diferenciação ígnea e o de serpentinização: em ambos, os seus teores tendem ao mínimo com o aumento do caráter magnesiano. Nas rochas cumuláticas, por serem incompatíveis, e logo não incorporados à olivina fracionada; nos metassomatitos, pela lixiviação progressivamente mais eficiente nos termos mais enriquecidos em MgO. Assim, rochas originalmente não-cumuláticas, serpentinizadas em grau variável, apresentariam teores absolutos em Ti, Zr e Sc comparáveis às das rochas primariamente mais magnesianas, também

serpentinizadas. O Ni segue um padrão semelhante, porém contrário: enriquece concomitantemente ao MgO, e aproximadamente pelo mesmo fator, ou seja: mesma ordem de grandeza proporcional.

Há, porém, um detalhe importante: apesar da distribuição alinhada nos diagramas de variação binários, emendada à da "suite depurada", considerada como composicionalmente menos afetada, nos Diagramas de Razões entre Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 (Quadro de Diagramas V.4), os pontos correspondentes aos serpentinitos, e a maioria dos pontos representativos das amostras da Faixa Mumbuca fogem, com padrões variados, aos agrupamentos da "suite depurada", que se concentram no cruzamento das respectivas razões constantes. Em alguns casos, a distribuição dos pontos fujões é dispersa, irregular; em outros, desenvolvem-se vagas tendências de correlação lineares ou assintóticas, que sugerem haver um comportamento coordenado destes constituintes durante a sua mobilidade. Conjugando as informações obtidas acima nos Diagramas de Hildreth modificados com as tendências de distribuição dos pontos que fogem à "suite depurada" nos Diagramas de Razões entre Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 , é possível propor uma escala de mobilidade proporcional tentativa para estes constituintes: $\text{Zr} \geq \text{Ti} > \text{Sc} \geq \text{Al}$, isto para as condições físico-químicas em que ocorreu a serpentinização da Suite Metaultramáfica no Domínio Norte do CCG. Ou seja: durante a serpentinização, as razões entre Ti, Zr, Sc e Al_2O_3 foram alteradas em função das mobilidades diferentes que apresentam nas condições em que este processo se desenvolveu. Cumpre acrescentar um detalhe importante: rochas originalmente mais magnesianas são mais susceptíveis à serpentinização, e logo rochas cumuláticas sofrem os seus efeitos mais rapidamente, e de maneira mais intensa. Nas rochas cumuláticas pristinas, as razões constantes entre os elementos incompatíveis deveriam se manter, apesar das suas concentrações significativamente mais baixas, quando comparadas, em termos absolutos, às das rochas mais evoluídas ou não-cumuláticas da suite ígnea original. O fato de não haver serpentinitos, no espaço amostral considerado, com razões constantes, comparáveis às da "suite depurada", entre os elementos incompatíveis, não exclui a possibilidade de que alguns destes serpentinitos tenham sido komatiitos cumuláticos, já originalmente mais magnesianos: se algumas das amostras analisadas foram, um dia, olivina-cumulatos, seus padrões composicionais ígneos se perderam durante a serpentinização.

A distribuição de FeO_T e Cr, aparentemente menos móveis durante o processo de serpentinização, sugere uma heterogeneidade composicional primária significativa para o segmento mais magnésiano da Suite Metaultramáfica. Nos diagramas Ti e Zr X FeO_T , os pontos localizados na porção menos magnésiana tem uma distribuição linear bem definida, de tendência de correlação positiva; na porção mais magnésiana, porém, este arranjo se desfaz, e os pontos se espalham, formando uma nuvem com teores de FeO_T variáveis em toda a amplitude registrada pelo restante da Suite, ou mais baixos até. Para o Cr, a variação nos diagramas equivalentes é mais irregular, com alguns pontos do segmento menos magnésiano acompanhando os mais magnesianos na distribuição de grande amplitude, significativamente superior ao intervalo de variação em Cr registrado pela "suite depurada". Para o FeO_T , o arranjo correspondente pode ser tentativamente interpretado através do deslocamento das composições agora mais magnesianas ao longo de vetores de empobrecimento em Ti e Zr e enriquecimento simultâneo em MgO , mantendo-se os teores de FeO_T aproximadamente constantes, conforme discutido acima. Um rearranjo semelhante deve ter ocorrido para parte das amostras no caso do Cr; a variação mais ampla e irregular da "suite expandida", porém, sugere composições originalmente mais heterogêneas em teores de Cr, possivelmente em função da atuação diversificada dos processos cumuláticos.

Resta verificar até que ponto as variações composicionais secundárias do conjunto de amostras procedente da Faixa Mumbuca são atribuíveis à serpentinização progressiva tardia. Em diversos diagramas, tanto binários convencionais entre óxidos/elementos, como de tipo RPM, a distribuição dos pontos na porção mais magnésiana da Suite sugere uma transição ora mais contínua, ora segmentada entre as composições menos intensamente modificadas da "suite depurada" e as composições das rochas serpentiniticas, com alguns pontos representativos de amostras da Faixa Mumbuca entre ambos. A maior variabilidade composicional das amostras procedentes desta Faixa encontra-se claramente estabelecida nos diversos diagramas, indicando modificações composicionais mais acentuadas para o conjunto. O padrão destas modificações, porém, nem sempre está de acordo com o estabelecido para o processo de serpentinização tardia: há amostras significativamente enriquecidas em Na_2O , ou Al_2O_3 , ao contrário do que seria de se esperar caso o processo de serpentinização fosse o principal responsável pela mobilidade dos

constituintes químicos. Vale mencionar que, em uma das rochas enriquecidas em Na_2O (amostra 59A/50), foram encontradas inclusões de flogopita nos porfiroblastos de enstatita, sugerindo uma fase de enriquecimento em álcalis prévia ao pico metamórfico. Apenas algumas das amostras mais magnesianas da Faixa Mumbuca tem comportamento condizente com uma serpentinização incipiente, com empobrecimento combinado, variavelmente acentuado em CaO , Na_2O , Al_2O_3 e SiO_2 . Para as demais amostras desta Faixa, as modificações composicionais, de caráter mais heterogêneo, são, mais seguramente, consequência do estágio tectono-metamórfico progressivo que antecede a serpentinização propriamente dita. Em determinados aspectos, porém, há uma aparente convergência entre estes dois processos, como, por exemplo, na progressiva lixiviação do Ca^{+2} , gerando distribuições lineares secundárias bem definidas. Em suma: a distribuição mais dispersa, variavelmente agrupada dos pontos correspondentes a amostras da Faixa Mumbuca é devida, prioritariamente, ao metamorfismo de grau mais elevado, e à concomitante deformação mais pervasiva destas rochas, quando comparadas às da Faixa Serra do Dondó, a norte. Os efeitos da serpentinização tardia, quando mais evidentes, sobrepõem-se às modificações composicionais ocorridas durante este estágio.

V.4 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

V.4.1 - As primeiras tentativas com os ETR

Algumas análises de ETR, ainda que de poucos elementos da série, foram realizadas por Ativação Neutrônica no Departamento de Processos Especiais do IPEN/CNEN - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares nos idos de 1987 por S.S. Iyer, M.B.A. Vasconcellos, A.Choudhuri, e G.A.J.Szabó em clorita-Ca-anfibólitos e fels com textura pseudomórfica *spinifex* de Alpinópolis, coletadas para a elaboração do trabalho de Szabó (1989). Os resultados pareciam estapafúrdios, tamanha a discrepância entre os padrões de ETR obtidos e padrões tradicionais, bem estabelecidos, de komatiitos de áreas de procedência clássicas. As análises foram

repetidas, acompanhadas de análises de controle, e os padrões pouco convencionais persistiam, praticamente imutáveis, tal como apresentados na Figura V.8 (padronização pelo Condrito C1 de Sun e McDonough 1989), correspondentes às análises 1, 2 e 3 da Tabela V.1. Por falta de qualquer interpretação lógica convincente, os resultados permaneceram guardados.

Figura V.8 - Padrões ETR incompletos para as análises 01 (▲), 02 (●) e 03 (■), obtidas previamente. Normalização pelo Condrito C1, segundo Sun e McDonough (1989).

Para a elaboração desta Tese, oito das amostras analisadas para elementos maiores, menores e traço foram selecionadas para análises de ETR por Ativação Neutrônica em laboratório comercial do Canadá, incluindo três amostras de clorita-clinoanfibólio xistos e fels com textura *spinifex* e uma amostra de olivina-ortopiroxênio-hornblenda fels nodoso com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó, e quatro amostras de olivina e/ou ortopiroxênio-hornblenda xistos e fels com espinélio e/ou clorita variados da Faixa Mumbuca. Os resultados obtidos para as três amostras com textura *spinifex* revelaram padrões pouco convencionais, similares aos previamente encontrados. De maneira algo atenuada, este padrão se repete também para uma das amostras da Faixa Mumbuca (Análise 36).

V.4.2 - Apresentação dos resultados das análises de ETR para a Suite Metaultramáfica

Os resultados das análises de ETR, em ppm, são listadas na Anexo III, incluindo as mencionadas três análises previamente disponíveis, bem como as análises obtidas no decurso deste trabalho, cujos padrões, normalizados pelo Condrito C1 de Sun e McDonough (1989), encontram-se ilustrados nas Figuras V.9 A e B. Como se pode ver, há dois conjuntos distintos de padrões, com algumas variações menos acentuadas internas adicionais.

Figura V.9.A - Padrões ETR para análises 05 (Δ), 07A (O), 08 (+) e 36 (◆)   Figura V.9.B - Padrões ETR para análises 13 (X), 37 (□), 41 (▼) e 42 (▽)

Os padrões da Figura V.9.A, correspondentes às análises 05, 07A, 08 e 36, apresentam um estilo próprio, peculiar, pouco convencional para komatiitos: exibem enriquecimento pronunciado ETR leves ($La_N/Sm_N > 3$, La_N/Yb_N entre 3,5 e 9,5), alcançando valores superiores a 300 X C1 para o La, com um enriquecimento diferenciado, menos pronunciado para o Ce (em torno de 20 a 30 X C1), que se apresenta então como uma anomalia negativa aparente; para os ETR pesados, há um fracionamento relativamente mais ameno (Gd_N/Yb_N entre 1,2 e 2,0), com abundância total variando entre 10 e 80 X C1, exceto para a análise 36, que apresenta enriquecimento em ETR pesados ($Gd_N/Yb_N = 0,74$). Já os padrões da Figura V.9.B, correspondentes às análises 13, 37, 41 e 42, são algo mais "bem comportados", com enriquecimento mais moderado em ETR leves (La_N/Sm_N entre 1,2 e 1,9), e

Tabela V.2 - Análises de Elementos Terras Raras (ETR) para Amostras de Suite Metaultramáfica

Análise n°	01	02	03	05	07A	08	13	36	37	41	42
Amostra n°	33/01	90C/46	275/10C	302C/10	302G/10A	208/01	27/11C	59A/50	62A/51	114A/87	114C/87
La	318	20	44,1	39,3	20,3	87,9	3,0	13,6	3,2	1,2	1,6
Ce	*	*	11,8	18	12	16	7	17	9	3	4
Nd	*	*	*	31	16	91	4	11	6	2	3
Sm	65,6	2,3	5,86	7,00	3,22	17,0	1,07	2,33	1,61	0,41	0,84
Eu	8,1	0,94	1,95	2,22	1,21	4,58	0,50	0,79	0,60	0,13	0,35
Gd	*	*	*	6,9	3,8	14,7	1,2	2,5	2,4	0,6	1,2
Tb	3,4	0,42	*	1,1	0,7	2,9	0,2	0,5	0,4	0,1	0,2
Dy	*	*	*	6,1	*	*	1,5	*	2,0	*	*
Yb	3,5	*	4,83	2,95	2,12	10,0	1,02	2,78	1,32	0,51	0,89
Lu	*	0,18	0,75	0,41	0,29	1,37	0,15	0,40	0,19	0,07	0,14
LaN / SmN	3,129	5,614	4,858	3,624	4,070	3,338	1,810	3,768	1,283	1,889	1,230
GdN / YbN	*	*	*	1,935	1,483	1,216	0,973	0,744	1,504	0,973	1,115
LaN / YbN	65,172	*	6,549	9,556	6,868	6,305	2,110	3,509	1,739	1,688	1,290

Teores em ppm

* - não determinado

Análises por Ativação Neutrônica - 01 a 03 - IPEN/CNEN/São Paulo

05 e demais - ACTLABS/Canadá

distribuição quase plana para os ETR pesados (Gd_N/Yb_N entre 0,97 e 1,12), com exceção da análise 37 ($Gd_N/Yb_N = 1,5$), com abundância total entre 2 a aproximadamente 15 X C1.

V.4.3 - Discussão e interpretação das análises de ETR

É fato notório que komatiitos brasileiros tem uma desagradável tendência a exibir padrões de ETR anômalos, ou incomumente enriquecidos em ETR leves. Em alguns casos, estes padrões parecem ser produto de mobilidade ainda não perfeitamente esclarecida dos ETR em ambiente metamórfico/metassomático, como em Crixás, GO (Arndt et al 1989); em outros, como em Piumhi, MG (Jahn e Schrank 1983), sugere-se que o enriquecimento em ETR leves, no caso menos pronunciado, seja decorrente de área-fonte mantélica mais fértil. Padrões bastante semelhantes aos obtidos nesta Tese são apresentados por Figueiredo e Kronberg (1988) para amostras de Crixás, GO, e por Remus et al (1993), para xistos magnesianos e clorita-anfibólio xistos do Complexo Cambaizinho, no Escudo Sul-Riograndense, e também são interpretados como consequência de área-fonte enriquecida em ETR leves, com alguma contribuição de mobilidade pós-magmática ao pronunciado fracionamento verificado. Em ambos casos, o perfil dos padrões, bem como a abundância total em ETR, são similares aos ilustrados na Figura V.9.A, inclusive com a "cava" do Ce, que se torna mais pronunciada para teores de ETR leves mais altos. O padrão com conteúdo total de ETR mais alto, e de perfil anômalo mais pronunciado apresentado por Figueiredo e Kronberg (1988) para as amostras de Crixás, é o de um clorita xisto.

Os padrões tradicionalmente reconhecidos em komatiitos são bastante diferentes: para os de tipo ADK, ou de Barberton, predominam padrões com ETR pesados empobrecidos, e segmentos de ETR leves planos; os de tipo AUK apresentam segmentos de ETR pesados planos, e característico empobrecimento em ETR leves. Os tipos de padrões reconhecidos em rochas komatiíticas encontram-se sistematizados em Jahn et al (1982), com três grupos propostos, os dois primeiros subdivididos respectivamente em três e duas classes:

GRUPO I: ETR pesados planos ($Gd_N/Yb_N \simeq 1,0$)

Classe 1: ETR leves planos ($La_N/Sm_N \simeq 1,0$)

Classe 2: ETR leves empobrecidos ($La_N/Sm_N < 1,0$)

Classe 3: ETR leves enriquecidos ($La_N/Sm_N > 1,0$)

GRUPO II: ETR pesados empobrecidos ($Gd_N/Yb_N > 1,0$)

Classe 4: ETR leves empobrecidos ($La_N/Sm_N < 1,0$)

Classe 5: ETR leves enriquecidos ($La_N/Sm_N > 1,0$)

GRUPO III: ETR pesados enriquecidos ($Gd_N/Yb_N > 1,0$)

Os komatiitos tipo AUK, do Canadá, Finlândia, Austrália Ocidental, e Zimbábue, são mais comumente do Grupo I, enquanto os de Barberton são predominantemente do Grupo II, se bem que acompanhados de ocorrências esporádicas de representantes dos Grupos I e III.

Os padrões determinados para a Suite Metaultramáfica em estudo constituem dois grupos bem definidos, com "estilos" distintivos, repetitivos. Os padrões da Figura V.9.B são algo mais convencionais, e se situariam, em conjunto, entre komatiitos da Classe 3 (Grupo I) e Classe 5 (Grupo II) de Jahn et al (1982), com segmentos de ETR pesados planos a ligeiramente empobrecidos, e enriquecimento em ETR leves. Já os padrões da Figura V.9.A fogem à classificação acima: apresentam perfil atípico, marcado pelo notável rebaixamento do Ce, e tem conteúdos em ETR exagerados, principalmente em ETR leves, significativamente superiores a padrões comumente apresentados na literatura para komatiitos. Os mais próximos, em termos de enriquecimento relativo de ETR leves, seriam basaltos de alto Mg com texturas tipo *spinifex* (ou basaltos komatiíticos) do Bloco Pilbara, Austrália (os vulcanitos Negri - cf. Sun e Nesbitt 1978), e de Barberton (Jahn et al 1982), estes últimos com padrões ETR classificados como do Grupo III. É difícil enquadrar estes padrões peculiares em qualquer processo de geração de magmas komatiíticos, tal como tradicionalmente propostos na literatura: pelo seu perfil anômalo, e por ocorrerem em uma associação litológica que comporta também amostras com padrões mais regulares, sugere-se que sejam produto de uma alteração específica, seletiva, que resulta em padrão geoquímico próprio, característico.

A tradicionalmente apregoada "estabilidade universal" dos ETR é hoje ficção: se bem que são considerados, para a maioria dos processos pós-magmáticos, de

mobilidade reduzida, podem ser significativamente mobilizados em determinadas circunstâncias, por exemplo, durante metamorfismo de carga, ou soterramento (*burial metamorphism*), de fácies zeólita a prehnita - pumpellyita (Wood et al 1976, Hellman e Henderson 1977, Hellman et al 1977, 1979), ou durante alteração submarina, de baixa temperatura, de basaltos/andesitos (Frey et al 1973, Thompson 1973, Ludden e Thompson 1978, Condie 1989, Bienvenu et al 1990). Uma revisão genérica do comportamento dos ETR em rochas metamórficas pode ser encontrada em Grauch (1989). Para komatiitos, evidências da mobilidade dos ETR são apresentadas por Sun e Nesbitt (1978), Arndt et al (1989) e Gruau et al (1992), entre outros. Hellman et al (1979) sintetizam os tipos de modificação possíveis em padrões de ETR, classificando-os segundo as seguintes categorias:

- 1 - enriquecimento generalizado bruto, ou seletivo (com enriquecimento preferencial em ETR leves).
- 2 - redistribuição ao redor de uma média primária.
- 3 - empobrecimento (por lixiviação, ou por diluição).
- 4 - mobilidade seletiva: enriquecimento em La, enriquecimento ou empobrecimento em Ce, variabilidade de Eu, e enriquecimento em Yb.

Para os komatiitos em estudo, se os padrões mais convencionais da Figura V.9.B forem adotados como referenciais supostamente menos modificados, os padrões "exóticos", fortemente fracionados e com as características anomalias de Ce, representariam combinações de enriquecimento generalizado e seletivo em ETR e mobilidade seletiva de Ce. Padrões de alteração com estas características, resultando em perfis idênticos aos da Figura V.9.A, com enriquecimento acentuado em La, Nd e Sm, e com nítido rebaixamento do Ce, são apresentados para basaltos do assoalho oceânico por Frey et al (1973), Ludden e Thompson (1978) e, para espilitos de Bhoiwada, dos derrames do Deccan, India, por Hellman e Henderson (1977). Wood et al (1976) também identificam enriquecimento diferencial em ETR leves, preferencialmente em La, durante metamorfismo de fácies zeólita de basaltos terciários da Islândia. O mecanismo deste processo não está claramente esclarecido: Ludden e Thompson (1978) destacam a similaridade existente entre os padrões de ETR em bordas alteradas (palagonitizadas) de lavas almofadadas e o padrão característico para água marinha, na qual o potencial para hidrólise decresce

acentuadamente de La para Sm, mas é relativamente constante para os ETR pesados, e se destaca o marcado empobrecimento em Ce, que é mais facilmente removido na forma de Ce^{+4} , sendo incorporado então aos nódulos de Mn como CeO_2 (Brookins 1989). Estes padrões se tornam aparentemente mais realçados em lavas mais antigas, expostas ao contato com água marinha por mais tempo. Haveria pois significativa fixação de ETR durante a alteração submarina de baixa temperatura, com tendência final à "mimetização" do padrão das águas envolvidas no processo, obviamente na dependência do padrão ETR primário das rochas em questão, da existência de fases minerais secundárias aptas a incorporar, ou adsorver os ETR, e do tempo disponível para a alteração. O processo de solubilização/complexação e de precipitação/fixação dos ETR é ainda insatisfatoriamente esclarecido, com variações significativas no seu comportamento na dependência das condições físico-químicas do meio (Brookins 1989, Wood 1990). Bienvenu et al (1990), por exemplo, admitem remoção preferencial dos ETR de basaltos MORB alterados, quando comparados a Zr, Hf, Nb e Ta, ao invés do enriquecimento descrito por Frey et al (1973), Ludden e Thompson (1978) e Wood et al (1976), também para basaltos MORB. O cômputo final da mobilidade dos ETR depende da combinação de uma série de fatores independentes: ambiente de alteração (subaquática "fria", ou tardi-magmática/hidrotermal "quente", ou ainda metamórfica de soterramento, de fácies zeólita a prehnita - pumpellyita); composição e características físico-químicas (pH, temperatura e pressão, salinidade) da fase fluída circulante; porosidade original da rocha; composição mineralógica primária, incluindo presença de fases vítreas/cripto-cristalinas mais reativas; constituição mineralógica e seqüência de desenvolvimento das fases secundárias/metamórficas; tempo de atuação do processo. Hellman et al (1979) comentam vários destes fatores ao caracterizar os principais tipos de modificações encontradas em padrões ETR.

O que se depreende do acima comentado é que não existe uma solução única, universal para modelar padrões ETR modificados em rochas vulcânicas alteradas/metamorfosadas, e a complexidade das combinações possíveis entre os fatores envolvidos, aliada ao conhecimento incompleto do comportamento físico-químico dos ETR em meio aquoso, nos remete obrigatoriamente a uma abordagem empírica, comparativa.

No caso dos komatiitos em estudo, uma interpretação bastante coerente é possível, que combina feições destacadas, sistematicamente correlacionadas e

repetitivas. O padrão "exótico", ilustrado na Figura V.9.A, tem estilo próprio, característico, que se reproduz com notável similaridade, com variações contínuas no conteúdo total em ETR e na inclinação do segmento dos ETR leves, e este padrão encontra paralelo em alguns padrões ETR modificados de basaltos MORB alterados "a frio" em ambiente submarino. Há uma correlação muito sugestiva entre o enriquecimento em ETR leves e em Y; e o comportamento "atrelado" deste elemento aos ETR leves em águas marinhas, com significativo enriquecimento relativo, é mencionado em diversas instâncias na literatura (Vallance 1974, Wood 1990, Bienvenu 1990). As amostras portadoras de texturas *spinifex* pseudomórficas apresentam sistematicamente padrões ETR "exóticos", e enriquecimento concomitante em Y, mas várias delas fazem parte, simultaneamente, da "suite depurada", com razões entre elementos incompatíveis HFSE constantes, e distribuição de elementos maiores e menores sugestiva de modificações composicionais pós-magmáticas menos acentuadas. Da integração destas características surge o seguinte quadro:

- Os padrões ETR "exóticos" apresentados por algumas amostras da suite metaultramáfica são consequência de uma alteração pós-magmática, pré-metamórfica, seletiva, em ambiente submarino, sob condições de baixa temperatura, similares às que produziram padrões de mesmo estilo em alguns basaltos MORB atuais;

- O caráter seletivo desta alteração, afetando caracteristicamente (mas não exclusivamente) amostras com texturas *spinifex* preservadas, sugere controle mineralógico/textural e estratigráfico combinado. A fixação dos ETR foi facultada possivelmente pela cloritização precoce, ainda durante a alteração submarina, pré-metamórfica, condicionada pela liberação do Al concentrado na mesóstase vítrea/cripto-cristalina (Arndt 1983, Hellman e Henderson 1977, Hellman et al 1977); a serpentinização ou talcificação da olivina não teria este efeito. Adicionalmente, as partes externas dos derrames (topos, bordas de estruturas almofadadas) devem ter sido as mais afetadas, por estarem mais acessíveis à água marinha. É interessante lembrar aqui o já mencionado padrão com conteúdo total de ETR mais alto, e perfil anômalo mais pronunciado do clorita xisto de Crixás, quando comparado às demais amostras analisadas por Figueiredo e Kronberg (1988).

- A composição em elementos maiores e menores parece não ter sido significativamente afetada, pelo menos dentro do grau de avaliação permitido pelas condições de preservação da suite komatiítica. Há suspeita de que, sob circunstâncias

especiais, a redistribuição dos elementos maiores e menores pode se processar em condições de sistema praticamente fechado, enquanto os ETR são significativamente enriquecidos, capturados em armadilhas mineralógicas, tais como, no exemplo dos basaltos de Bhoiwada, Índia, a clorita proveniente do vidro vulcânico (Hellman et al 1977).

- Modificações composicionais posteriores, ocorridas durante o metamorfismo progressivo, não foram eficientes o suficiente para apagar a memória desta alteração precoce, registrada praticamente só pelos ETR e o Y.

Obviamente, esta interpretação não é definitiva, e nem poderia pretender sê-la: mas é a mais coerente encontrada para explicar a conjunção das características petrográficas e geoquímicas observadas. Em um ponto, porém, não há margem à dúvida: os padrões de ETR "exóticos" são intensamente modificados, e não correspondem, em hipótese alguma, ao padrão do protólito komatiítico prisco. Os padrões mais convencionais, da Figura V.9.B, são provavelmente menos afetados, mas não há como aferir suas modificações com o acervo de dados atualmente disponível. É bastante provável, sugerido até pelos padrões menos desfigurados, que tenha havido um enriquecimento original, magmatogênico, menos acentuado em ETR leves, combinado com segmentos de ETR pesados planos ou ligeiramente fracionados, empobrecidos nos termos mais pesados. Esta suposição estaria de acordo com a filiação ADK - empobrecida em Al - do magma komatiítico, sugerida pela combinação dos elementos maiores, menores e traço, que aparentemente preservam resquícios das características químicas originais: porém, a rigor, continua sendo uma suposição.

V.4.4 - Diagramas multi-elementares normalizados ("aranhogramas" = "spidergrams")

Através da combinação de elementos considerados incompatíveis no manto (LIL - *large ion lithophile elements*, HFSE, e ETR, principalmente), a composição de rochas/séries magmáticas/magmas parentais pode ser comparada à do manto suposto como área-fonte primordial, e os processos magmatogênicos e de diferenciação por fracionamento e/ou contaminação, aferidos. No caso da Suite Metaultramáfica/komatiítica, este procedimento perde o sentido frente ao "estado da

arte" em que se encontra seu estudo, com informações insuficientes ou inadequadas para identificar, indubitavelmente, padrões geoquímicos originais ígneos preservados, ou pelo menos reconstruí-los, tentativamente, a partir do conhecimento mais apurado dos processos de alteração que sofreram.

Os elementos LIL, por exemplo, não só ocorrem em concentrações muito baixas, sujeitas a erros analíticos consideráveis, como foram certamente mobilizados. Os ETR, como já visto, tiveram significativa alteração dos seus padrões normalizados, provavelmente ainda no estágio tardi-pós-vulcânico. Os HFSE preservam, aparentemente, resquícios de relações primárias, referíveis ao magma komatiítico parental à suite vulcânica diferenciada final, porém estas razões divergem das encontradas em suites komatiíticas outras melhor expostas e preservadas, e logo mais detalhadamente estudadas, e esta divergência pode se dever a uma gama de variáveis, que inclui desde fontes mantélicas heterogêneas e processos de fusão parcial em profundidades diversas (e.g. Xie et al 1993, 1995), a contaminações crustais em quaisquer estádios da colocação do magma em superfície (e.g. Arndt e Jenner 1986, Leshner e Arndt 1995). Falta uma série de parâmetros, que praticamente inviabiliza a elucidação mais detalhada dos processos petrogenéticos envolvidos na gênese e evolução do magma komatiítico original: não há uma sequência estratigráfica preservada, como em Kambalda, na Austrália, em Barberton, na África do Sul, ou em Munro, no Canadá, que permita retratar a evolução temporal e espacial dos komatiitos e basaltos associados; a preservação e exposição da suite vulcano-sedimentar é inadequada; e a história geológica, com alterações pré-, sin- e pós-metamórficas e deformações sucessivas sobrepostas, torna quase inviável recuperar composições que possam ser consideradas, com um mínimo de confiança, representativas das ígneas primárias. Por estas razões, é, no mínimo, prematuro proceder a uma modelagem mais detalhada da área-fonte atribuída ao magma komatiítico parental da Suite Metaultramáfica em estudo.

A título de ilustração, os aranhogramas correspondentes às análises com ETR e alguns outros elementos incompatíveis fundamentais disponíveis são apresentados nas Figuras V.10.A e B, agrupados segundo os estilos distintos dos padrões ETR, tal como nas Figuras V.9.A e B, e normalizados pelo Manto Primitivo de Taylor e McLellan (1985), uma vez que Sun e McDonough (1989) não apresentam Sc na sua listagem para o Manto. Como se vê, é difícil encontrar aranhogramas mais aracníformes: para

as análises com padrões ETR "exóticos", enriquecidos em ETR e Y, lembram aranhas tecelãs de teias suspensas, de patas compridas, enquanto para as análises com padrões ETR menos fracionados, mais "convencionais", se assemelham ao contorno frontal de aranhas de solo, de patas mais curtas, que se deslocam com o corpo mais rente ao chão.

Figuras V.10.A e B - Diagramas multi-elementares normalizados ("aranhogramas" = "*spidergrams*"): A - para as análises com ETR leves e Y enriquecidos, e B - para análises com padrões de ETR menos fracionados. Normalização pelo Manto Primitivo de Taylor e McLellan (1985). Símbolos como nas Figuras V.9.A e B.

Algumas das feições geoquímicas previamente identificadas são ressaltadas pelos aranhogramas. De modo geral, a configuração é internamente bastante coerente para ambos conjuntos, com os diversos padrões reproduzindo perfis similares com notável paralelismo. Na Figura V.10.A, correspondente às análises com padrões de ETR "exóticos", destaca-se o enriquecimento em ETR, mais acentuado para os ETR leves, com o segmento dos ETR pesados menos inclinados, e com o Y enriquecido na mesma magnitude dos ETR circunvizinhos, reforçando o seu comportamento atrelado. Na Figura V.10.B, há um enriquecimento em ETR leves muito mais contido e homogêneo, sem a depressão do Ce, característica dos padrões da Figura V.10.A, e nestas condições o comportamento dos elementos HFSE se torna mais evidente. Com exceção do Y, que tem comportamento distinto nos dois conjuntos, os demais elementos HFSE: Ti, Zr, Hf e Sc, apresentam variações muito coerentes entre si para os oito padrões, condizentes com as deduções previamente feitas a seu respeito. O Sc é sistematicamente empobrecido em relação aos demais, com fatores de

enriquecimento entre 1,5 a 3 X Manto Primitivo; por outro lado, o Zr é sistematicamente mais enriquecido, em proporção variável, destacando-se pelos seus fatores entre 2 a 7 X Manto Primitivo, especialmente no conjunto da Figura V.10.B, onde o enriquecimento menos exacerbado em ETR leves ressalta os seus picos. O Ti e o Hf apresentam fatores de enriquecimento aproximadamente equivalentes em cada caso, variando entre 2 a 5 X Manto Primitivo, no que são seguidos pelo Y nos padrões da Figura V.10.B, nos quais aparentemente não foi modificado por processos pós-magmáticos. Exceção deve ser feita à análise 08, da Figura V.10.A, na qual o Hf tem fator de enriquecimento significativamente menor; porém é de se notar que acompanha o Zr nesta tendência, mantendo-se a configuração entre os dois paralela aos demais padrões, fato que se repete invariavelmente. O Cr mantém-se com fator 1X Manto Primitivo quase constante. O Nb, apesar de incorporado aos diagramas, tem concentrações próximas ao seu limite de detecção, e logo não deveria ser, a rigor, considerado. Para o conjunto de análises considerado, ressalta-se o comportamento mais regular, repetitivo dos elementos HFSE, afora o Y, e o comportamento sistematicamente variado deste e dos ETR.

V.5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL PARA A SUITE METAULTRAMÁFICA

A mobilidade relativa de constituintes químicos é função de uma série de parâmetros físico-químicos, e o padrão composicional final de amostras individuais e de suites vulcânicas ígneas será definido pela somatória destes parâmetros durante os processos tardi-pós-magmáticos e metamórficos/deformacionais, bem como pela combinação e/ou seqüenciação destes processos. Para conjuntos de rochas submetidos a uma série complexamente variada de processos petrogenéticos, o padrão final só pode ser caótico, não-linear. No entanto, em casos fortuitos, é possível recuperar feições preservadas quer do padrão ígneo, primário, quer de processos específicos de alteração (no sentido mais amplo) que modificam, às vezes de maneira coerente, este padrão original.

Para a Suite Metaultramáfica do Domínio Norte do CCG, é possível recuperar partes significativas do registro geoquímico, apesar do caráter intenso e heterogêneamente deformado e do grau metamórfico relativamente elevado que ela apresenta. Os diferentes constituintes químicos preservam, seletivamente, em conjuntos de amostras de características petrográficas adequadas, a memória do padrão primário, ígneo, da suite komatiítica diferenciada; de um estágio de alteração tardi-pós-magmático submarino de baixa temperatura; de modificações composicionais ocorridas, de maneira variável, durante o metamorfismo progressivo e as deformações que o acompanharam; e, finalmente, antecedendo a alteração intempérica, aqui não considerada, de modificações químicas ocorridas durante um processo de serpentinização restrito a faixas de cisalhamento tardias, de baixo grau.

O padrão ígneo, komatiítico da Suite é melhor preservado pelos elementos incompatíveis HFSE Ti, Zr e Sc, além do Al_2O_3 e do Cr, relativamente menos móveis durante os estágios tardi-pós-magmático e metamórfico progressivo. Há um conjunto de amostras com razões constantes entre estes elementos, a "suite depurada", cujas variações composicionais são internamente bastante consistentes, e reproduzem, contrariamente às interpretações tradicionalmente apresentadas na literatura para a suite komatiítica da SVSMF, características de uma suite komatiítica tipo ADK - empobrecida em alumínio, comparável às de Barberton, África do Sul, e Pilbara, Austrália, diferenciada a partir de um magma parental fortemente magnesiano, pelo fracionamento de olivinas com $\text{Fo} \geq 93$. O padrão geoquímico original deste magma deve ter sido modificado, em grau variável, e de modo, de presente, indecifrável, por assimilações/contaminações crustais, como indicado, por exemplo, por xenocristais de zircão incorporados a amostras com textura *spinifex*, e pelo enriquecimento variável em Zr, quando comparado aos demais elementos HFSE disponíveis nas análises: Ti, Sc e, em algumas amostras, Hf. Isto sugere um substrato de crosta continental nas proximidades da área de ascensão e extravasamento da seqüência vulcânica komatiítica: um ambiente de rift continental sobre uma pluma mantélica, ou de bacia de retro-arco em um arco vulcânico proto-continental?

O episódio de alteração tardi-pós-magmática que se seguiu, sob condições de baixa temperatura, em assoalho submarino, afetou seletivamente a Suite, tanto do ponto de vista da posição das rochas vulcânicas nos derrames, como de mobilidade química dos constituintes. Foram mais intensamente modificadas as amostras

diretamente em contato com a água do mar, do topo dos derrames, e ocorreu a fixação seletiva de ETR e de Y, possivelmente em função da cloritização precoce simultânea da mesóstase vítrea/cripto-cristalina. Como resultado, os padrões de ETR destas rochas apresentam perfis característicos, variavelmente enriquecidos em ETR em geral, e mais acentuadamente nos ETR leves, com exceção do Ce, fracionado possivelmente para óxidos de Mn, que tendem a mimetizar, com fatores de enriquecimento progressivamente maiores, o padrão da água do mar com a qual estiveram em contato por tempo indeterminado. Esta alteração parece não ter afetado significativamente, em escala de amostra, os constituintes antes considerados: Ti, Zr, Sc, Al_2O_3 e Cr, além do FeO_T .

As modificações composicionais ocorridas durante o estágio tectono-metamórfico progressivo são mais evidentes nas amostras procedentes da Faixa Mumbuca, de grau metamórfico mais elevado e de deformação mais pervasiva, e indicam mobilidades relativas variavelmente combinadas de Al_2O_3 , Na_2O , CaO e MgO, principalmente, que tem implicações no desenvolvimento das paragêneses metamórficas. Estas modificações também afetam as relações entre Ti, Zr e Sc na maioria das amostras da Faixa Mumbuca, alterando as razões constantes verificadas para a "suite depurada".

O último estágio de modificações composicionais corresponde à serpentinização que acompanha as zonas de cisalhamento tardias, especialmente mais restritas, e afeta rochas tanto da Faixa Mumbuca como Serra do Dondó com intensidade variável. No decorrer deste processo eminentemente metassomático, rochas portadoras de clinoanfíbólio cálcico são transformadas sucessivamente em clorita serpentinitos e em Al-lizardita serpentinitos, através da lixiviação seqüenciada e progressiva de Na, Ca, Ti, Zr, Sc e Al, aproximadamente nesta ordem, e enriquecimento concomitante em Mg e H_2O , principalmente. Parte dos serpentinitos analisados pode corresponder a rochas cumuláticas, originalmente mais magnesianas, porém a distinção entre serpentinitos de origem metassomática mais acentuada, e serpentinitos de derivação cumulática é dúbia nesta situação, na qual as características químicas de ambos convergem para um mesmo padrão final. A combinação das modificações ocorridas durante o estágio tectono-metamórfico progressivo com as desenvolvidas durante o processo de serpentinização tardia

resultam em tendências de correlação lineares secundárias, bem definidas entre MgO e CaO.

CAPÍTULO VI

QUIMISMO MINERAL

VI.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

VI.2 - APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DAS ANÁLISES MINERAIS

VI.2.1 - Anfibólios

VI.2.1.A - Clinoanfibólios cálcicos (Ca-anfibólios)

VI.2.1.B - Orto- e clinoanfibólios ferro-magnesianos

VI.2.2 - Cloritas (e serpentinas)

VI.2.2.A - Mg-cloritas de metaultramafitos com Ca-anfibólio por
constituente essencial

VI.2.2.B - Cloritas e serpentinas dos serpentinitos

VI.2.3 - Piroxênios

VI.2.3.A - Ortopiroxênios

VI.2.3.B - Clinopiroxênios

VI.2.4 - Olivinas

VI.2.5 - Minerais do Grupo do Espinélio e Ilmenitas

VI.2.5.A - Mg-Al-espinélio e magnetita

VI.2.5.B - Ilmenitas

VI.2.5.C - Os domínios simplectíticos de Mg-Al-espinélio e ilmenita em
magnetitas

VI.2.6.D - Termometria e oxi-barometria de magnetitas e ilmenitas
coexistentes

VI.2.6 - Outras fases minerais

VI.2.6.A - Carbonatos

VI.2.6.B - Flogopitas

VI.2.6.C - Zircões

VI.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

Análises quantitativas da composição química de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-USP num total de 30 amostras metaultramáficas, perfazendo quase 1900 análises pontuais válidas: os detalhes metodológicos são apresentados no Capítulo I. A seleção das amostras para análises de química mineral norteou-se pela variedade petrográfica apresentada principalmente pelas rochas com clinoanfíbólio cálcico - magnésiano (tremolita a hornblenda) como constituinte mineralógico fundamental, procurando-se contemplar o espectro de variação mineralógica/textural destes tipos litológicos da maneira mais ampla e completa possível. Adicionalmente, procurou-se combinar análises de química mineral com análises químicas em rocha total: isto nem sempre foi factível, haja visto que amostras inadequadas para análise em rocha total podem, se criteriosamente selecionadas e preparadas, ser analisadas para composições minerais com resultados de boa qualidade. Além de 26 amostras portadoras de clinoanfíbólio cálcico-magnésiano, foram analisadas 4 amostras de serpentinito.

As análises químicas em minerais visavam retratar as variações composicionais das diversas fases presentes nas paragêneses, tanto internamente às amostras individuais, como entre as várias amostras, procurando tendências de variação decorrentes da evolução metamórfica progressiva. Como visto no Capítulo IV, as relações texturais sugerem transformações decorrentes da modificação sistemática, contínua, da composição das fases minerais clinoanfíbólio cálcico-magnésiano e clorita magnésiana, caracterizadas por soluções sólidas múltiplas, complexas. Há evidências de gerações sucessivas para cada um destes minerais, e a blastese das fases porfiroblásticas antofilita, olivina e ortopiroxênio, além dos espinélios verdes intersticiais e/ou inclusos que caracteristicamente as acompanham, estaria intimamente relacionada às modificações ocorridas na paragênese fundamental Ca-anfíbólio - clorita.

Para as amostras com clinoanfíbólio cálcico-magnésiano como constituinte fundamental, os minerais sistematicamente analisados incluíram, além do próprio Ca-anfíbólio, os clino- e ortoanfíbólios ferro-magnésianos (cummingtonita e antofilita) eventualmente presentes; as cloritas magnésianas, tanto na paragênese principal,

progressiva, como na forma de fase tardia, retro-metamórfica; as fases porfiroblásticas olivina e ortopiroxênio; os espinélios verdes ou verde-castanhos, intersticiais na matriz e/ou inclusos nas fases porfiroblásticas; as fases opacas magnetita e ilmenita; e fases de ocorrência esporádica, como Ca-piroxênios, flogopitas e carbonatos. Nos serpentinitos, foram analisadas as cloritas magnesianas "normais", e as Al-lizarditas que caracteristicamente as substituem, além de Ca-anfibólios nos casos em que estes ocorrem em domínios restíticos desagregados, parcialmente consumidos. Os resultados destas análises serão discutidos a seguir para cada espécie mineral em separado, apresentando as variações composicionais detectadas preferencialmente em termos cristaloquímicos, segundo as posições estruturais ocupadas nos retículos cristalinos. Detalhes do cálculo das respectivas fórmulas estruturais serão apresentados conforme necessário.

VI.2 - APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DAS ANÁLISES MINERAIS

VI.2.1 - Anfibólios

Como representam a fase mineral mais em evidência no conjunto das paragêneses metaultramáficas, com variações morfológicas/texturais bem definidas que sugerem a existência de gerações sucessivas, os anfibólios foram tratados com deferência especial. Confirmando o que tinha sido previamente reconhecido ao microscópio petrográfico, as análises indicaram amplo predomínio do clinoanfibólio cálcio-magnésiano, que varia de tremolita e actinolita a Mg-hornblenda. Cummingtonita como fase individualizada é pouco frequente, mas é muito comum na forma de lamelas de exsolução, que não puderam ser analisadas em separado com a resolução permitida pela Microsonda Eletrônica. Antofilita, como visto no Capítulo IV, ocorre como mineral acessório frequente nas amostras da Faixa Serra do Dondó, e ocasional na Faixa Mumbuca.

O cálculo da fórmula estrutural dos anfibólios seguiu a distribuição de sítios catiônicos como apresentada em Hawthorne (1981) e Deer et al (1992), para uma base

de 23 oxigênios-equivalentes (sem considerar OH, F, ou Cl). A nomenclatura utilizada é a recomendada pela Associação Mineralógica Internacional - IMA (*International Mineralogical Association*) (Hawthorne 1981, Leake 1978). O problema maior consistiu em definir o critério para estimativa do Fe^{+3} a ser incorporado na fórmula estrutural. Robinson et al (1981) sugerem uma série de critérios para esta estimativa, na dependência de fatores composicionais e cristaloquímicos. Das opções apresentadas, a mais satisfatória parece ser o recálculo para uma soma de 15 cátions, excluído Na e K (15-NK), indicada para Ca-anfibólios com (Mg-Fe)-clinoanfibólio (cummingtonita) coexistente. Quando a formulação $\text{Fe total} = \text{Fe}^{+2}$ é usada, Ca é lançado em quantidade variável nas posições estruturais A, o que é indesejável ou, pelo menos, cristaloquimicamente pouco provável nestes casos. Para os demais métodos de formulação (e.g. total de cátions = 13, exceto Na, K, Ca), a quantidade de Fe^{+3} é superestimada. No decorrer do tratamento das análises, notou-se que, para vários pontos, mesmo o recálculo para 15-NK fornecia resultados com Fe total na forma de Fe^{+2} . Foi tentado um refinamento da qualidade da fórmula estrutural para o conjunto, calculando-se em separado as análises que exigiam Fe^{+3} na sua formulação pelo esquema de cálculo 15-NK, e as demais, que mesmo por este esquema resultavam apenas em Fe^{+2} na fórmula estrutural, pelo método $\text{Fe total} = \text{Fe}^{+2}$. O resultado desta solução de compromisso foi averiguada através das relações entre Al^{IV} , substituindo Si na posição tetraédrica, e a soma ponderada dos cátions que passam a ocupar o interstício A, antes vazio, ou o lugar do Mg e Fe^{+2} em posições octaédricas, para compensar esta substituição: $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} + (\text{Al} + \text{Fe}^{+3} + \text{Cr} + 2\text{Ti})^{\text{VI}}$. A relação entre estas substituições é, de maneira ideal, 1 : 1, e serve para avaliar a qualidade das análises e da fórmula estrutural determinada (e.g. Pe-Piper, 1988). No caso dos Ca-anfibólios em questão, tanto o alinhamento dos pontos correspondentes às análises como a relação entre as substituições indicadas melhoraram visivelmente para o esquema de cálculo "misto", como pode ser visto nas Figuras VI.1.A e B para as análises de Ca-anfibólios das amostras procedentes da Faixa Serra do Dondó. Para antofilitas e cummingtonitas, utilizou-se $\text{Fe total} = \text{Fe}^{+2}$. Resta mencionar que as normalizações das análises obtidas através de Microsonda Eletrônica para Fe^{+3} nunca são perfeitamente satisfatórias, quando comparadas a micro-análises por via úmida, mais completas, que incluem H_2O^+ e $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$; porém o esquema de cálculo $\text{Fe Total} =$

Fe^{+2} , usada de maneira indiscriminada, pode ser a opção de normalização menos adequada. Para cada tipo de composição de anfibólio, em função da paragénesese de procedência, é recomendável determinar a opção de normalização mais conveniente, que permita minimizar os desvios entre a fórmula estrutural calculada a partir das análises disponíveis, e a distribuição catiônica real, que define os parâmetros termodinâmicos utilizados para avaliações termo-barométricas (Robinson et al 1981, Cosca et al 1991).

Figura VI.1.A e B: Diagramas Al (IV) X Na,K (A) + Al, Fe^{+3} , Cr, 2Ti (VI $M1, M2, M3$) para cálculo de fórmula estrutural para Ca-anfibólios da Faixa Serra do Dondó com base em 15-NK (15 cátions, exceto Na, K) para todas as análises (A), e com cálculo misto, com $\text{Fe total} = \text{Fe}^{+2}$ para análises que resultam em $\text{Fe}^{+3} = 0$ pelo esquema 15-NK (B). Notar sensível melhora de A para B no alinhamento dos pontos e na inclinação da reta de interpolação, mais próxima à relação ideal 1 : 1. Total: 198 análises pontuais.

VI.2.1.A - Clinoanfíbólios cálcicos (Ca-anfibólios)

As variações composicionais em anfibólios são controladas por séries de soluções sólidas entre membros finais ideais, indicadas por substituições iônicas, geralmente conjugadas (Frost 1975, Robinson et al 1981, Spear 1981, Cho e Ernst 1991, entre outros). Para Ca-anfibólios de rochas metaultramáficas, as substituições mais frequentes podem ser definidas por vetores linearmente independentes, que conduzem, a partir do membro fundamental Tremolita ($\text{Trem} = \square\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, onde $\square$ representa vacância nas posições A), aos membros ideais Edenita ($\text{Ed} =$

$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, substituição: $\square\text{Si}_{-1} \Leftrightarrow \text{NaAl}^{\text{IV}}$, Al-tschermakita (AlTs = $\square\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, substituição: duas vezes a substituição Al-tschermakítica simples, $\text{Si}_{-1}\text{Mg}_{-1} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}$), Fe- e Cr-tschermakita (FeTs, e CrTs, onde $\text{Fe}^{(+3)\text{VI}}$ e $\text{Cr}^{(+3)\text{VI}}$ ocupam, respectivamente, o lugar do Al^{VI}), e Ti-tschermakita (TiTs, que resultaria da substituição: $\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2} \Leftrightarrow \text{Ti}(\text{Al}^{\text{IV}})_2$). Além destas substituições acopladas, podem ocorrer trocas simples como $\text{Fe} \Leftrightarrow \text{Mg}$, ou a substituição cummingtonítica, $\text{Ca} \Leftrightarrow (\text{Fe},\text{Mg})$, exclusiva das posições octaédricas M4, cristaloquimicamente mais diferenciadas. As substituições Ed e AlTs (simples, $\text{Si}_{-1}\text{Mg}_{-1} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}$) combinadas resultam na substituição Pargasítica (Parg = $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, $\square^{\text{Al}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2} \Leftrightarrow \text{Na}^{\text{Al}}\text{Al}^{\text{VI}}(\text{Al}^{\text{IV}})_2$). A substituição sudoítica, $\text{Mg}_{-3} \Leftrightarrow \square^{\text{VI}}(\text{Al}^{\text{VI}})_2$, definida originalmente para cloritas, é sugerida por Cho e Ernst (1991) para casos em que as substituições tschermakíticas não respondem por todo Al disponível em posições octaédricas. Outros tipos de substituições possíveis (e.g. Spear 1981) ocorrem ou sob condições de pressão elevada, como a da glaucofana ($\text{Ca}_{-1}\text{Mg}_{-1} \Leftrightarrow \text{Na}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{VI}}$), ou em composições mais alcalinas, como a da richterita ($\square^{\text{Al}}\text{Ca}_{-1} \Leftrightarrow \text{Na}^{\text{Al}}\text{Na}^{\text{VI}}$) e, como são quase certamente inoperantes nos anfibólios da Suite Metaultramáfica em estudo, não serão consideradas.

As composições dos Ca-anfibólios naturais correspondem a combinações, em proporções variadas, dos membros ideais acima apresentados e das substituições simples, com eventuais defeitos estruturais representando um fator de dificuldade adicional na sua avaliação. As substituições são termodinamicamente controladas e, em alguns casos, podem servir como indicadores das condições de temperatura e pressão reinantes durante o seu desenvolvimento (e.g. Hammarstrom e Zen 1986, Thomas e Ernst 1990). Para a maioria dos casos, porém, apresentam um grau de complexidade quase intransponível frente à elevada variância que resulta das substituições concomitantes e concorrentes, controladas por fatores diversificados como T (temperatura), P (pressão), composição do sistema, composição dos fluidos, e fases minerais coexistentes, entre outros. Esta constatação é especialmente válida para anfibólios de rochas metamórficas. Por esta razão, o estudo das relações termodinâmicas para Ca-anfibólios encontra-se ainda apenas incipientemente desenvolvido, e limita-se, nos trabalhos de mineralogia/petrologia experimentais, aos sistemas relativamente mais simples, entre membros finais ideais ou quase ideais

(Jenkins 1983, 1988, 1994, Cao et al 1986, Oba 1980, Cho e Ernst 1991, entre outros), ou a trabalhos de caráter empírico, que procuram circunscrever o comportamento dos Ca-anfibólios a partir do estudo de ocorrências naturais (Pe-Piper 1988, Léger e Ferry 1991, Triboulet 1992), ou de ensaios de petrologia experimental em composições naturais (Moody et al 1983, Thomas e Ernst 1990).

De maneira genérica, a evolução composicional dos Ca-anfibólios durante o metamorfismo progressivo pode ser caracterizada através do aumento no teor de Al, que se sucede graças às substituições tschermakíticas e edenítica ou, quando de forma combinada, pargasítica, ou ainda, eventualmente, a sudoítica. O aumento no conteúdo em Al expande o campo de estabilidade desses anfibólios para temperaturas mais elevadas (Spear 1981, Robinson et al 1982, Moody et al 1983, Jenkins 1983, 1994, Cho e Ernst 1991, Léger e Ferry 1991). As variáveis que controlam estas substituições, bem como os limites de estabilidade e de enriquecimento em Al dos Ca-anfibólios naturais parecem ser ainda pouco entendidos, e há conclusões contrastantes na literatura. Para Jenkins (1983), as substituições Al-tschermakíticas são insuficientes, por si só, para explicar o significativo aumento na estabilidade termal de Ca-anfibólios em rochas ultramáficas, e a incorporação de álcalis, especialmente Na, seria o fator adicional responsável por este fato, conclusão similar à obtida por Frost (1975) para assembléias naturais. Em outro trabalho, Jenkins (1994) reconhece que Ca-anfibólios equilibrados com Ca-piroxênio tem conteúdos em Al inferiores a anfibólios similares equilibrados com forsterita e Mg-espinélio, e que, no primeiro caso, o teor em Al é fortemente dependente da pressão, enquanto no segundo a influência é mais marcadamente da temperatura; adicionalmente, nota as significativas disparidades composicionais entre anfibólios sintéticos, de sistemas experimentais, e os de sistemas naturais. Cho e Ernst (1991) também atribuem grande importância às assembléias minerais coexistentes nas variações composicionais sistemáticas em função de temperatura e pressão em Ca-anfibólios. Segundo seus resultados, o conteúdo em Al-tschermakita cresce com o aumento de temperatura até um certo patamar e depois praticamente se estabiliza até o limite de estabilidade superior deste anfibólio. Enquanto isto, o aumento de pressão conduz inicialmente a incrementos consideráveis no conteúdo em Al, mas sob pressões mais elevadas esta tendência se inverte, e o anfibólio se torna gradativamente menos aluminoso. Desta forma, no

sistema ideal tremolita-tschermakita, o teor máximo em Al (equivalente a aproximadamente um conteúdo molar de 60% em tschermakita) seria atingido a 850-900 °C e 12 kbar. Para o mesmo sistema, Jenkins (1988) encontra solução sólida apenas entre Trem₁₀₀ e Trem₅₀Al-Ts₅₀, com incremento no conteúdo de Al acompanhando o aumento da pressão até o limite de 12 kbar investigado. Léger e Ferry (1991), ao estudar hornblendas anômalalemente aluminosas em rochas metacarbonáticas de baixa pressão, concluem por considerar que, a temperaturas e pressões definidas, o conteúdo em Al do Ca-anfibólio é fortemente controlada pela associação mineralógica coexistente; que não existe uma relação universal entre o conteúdo em Al e pressão; e que o conteúdo em Al pode mudar consideravelmente quando houver modificações em temperatura e pressão. Adicionalmente, sugerem que as discrepâncias entre modelos teóricos, baseados em cálculos termodinâmicos, e as composições naturais, devem-se a fatores cristalokuímicos ainda não perfeitamente esclarecidos e quantificados como a partição de Fe e Mg entre os sítios catiônicos octaédricos M1, M2 e M3 na estrutura dos anfibólios. Neste particular, Makino e Tomita (1989), ao executar refinamentos estruturais em anfibólios ígneos, de "alta temperatura", mais desordenados, e anfibólios metamórficos, de "baixa temperatura", e logo mais ordenados, notam, para hornblendas metamórficas, uma marcada partição entre os sítios M1, M2 e M3 : Al, Fe⁺³ e Ti ocupam sistematicamente o sítio M2, que é o preferido também pelo Mg (M2 >> M1 > M3, com $K_D^{M(1)-M(2)} = 0,3$). Este fato implica substituição preferencial do Mg quando das substituições tschermakíticas em geral.

Com base no acima exposto, procurou-se retratar as variações composicionais dos anfibólios na Suite Metaultramáfica em estudo através das substituições cristalokuímicas sucessivas/concomitantes que devem ter ocorrido durante o metamorfismo progressivo. Como índice fundamental utilizou-se o teor em Al, quer indicado pelo Al^{IV}, que ocupa o lugar do Si nas posições tetraédricas tanto por conta das substituições tschermakíticas em geral como da edenítica, quer pelo Al total, correspondente à soma do Al^{IV} com Al^{VI}, que concorre com Mg, Fe⁺² e Fe⁺³, Cr e Ti nas posições octaédricas. Para anfibólios pobres em Al há um ligeiro problema de precisão analítica: erros relativamente pequenos na determinação do Si, o cátion majoritário, podem conduzir a deficiências aparentes nas posições tetraédricas. Este problema pode se acentuar quando, simultaneamente, Na se faz presente em

quantidade significativa: a combinação de erros para a determinação de Si e Na resulta em imprecisão considerável na avaliação das substituições edenítica e Al-tschermakítica.

As variações composicionais foram aferidas em diagramas binários, contrapondo Al e os cátions atribuídos às várias posições cristaloquímicas. Adicionalmente, fez-se uma modelagem idealizada dos membros finais para os Calcinoanfíbólios, expandindo o esquema utilizado por Cho e Ernst (1991): calculou-se a composição de todas as análises consideradas em termos de frações molares de componentes ideais através da distribuição cristaloquímica obtida para os cátions. Os membros finais considerados incluem Tremolita (Trem), Edenita (Ed), Fe-, Cr-, Ti-, e Al-tschermakita (FeTs, CrTs, TiTs e AlTs), e Cummingtonita (Cumm), além do componente Sudoita (Sud), que representa o excesso em Al não incorporado aos membros finais ideais calculados. O esquema de cálculo utilizado é o seguinte :

- Ed (Edenita) = $(Na+K)^A$
- CrTs (Cr - Tschermakita) = $Cr^{VI}/2$
- FeTs (Ferri - Tschermakita) = $(Fe^{+3})^{VI}/2$
- TiTs (Ti-Tschermakita) = Ti^{VI}
- AlTs (Al - Tschermakita) = $[Al^{IV} - 2 \times (CrTs+FeTs+TiTs) - Ed]/2$
- Sud (Sudoita) = $[Al^{VI} - (2 \times AlTs)]/2$
- Cumm (Cummingtonita) = $(2 - Ca^{VI=M4})/2$
- Trem (Tremolita) = $\{Ca^{M4,VI} - [(Ed+AlTs+CrTs+FeTs+TiTs+Sud - Cumm) \times 2]\}/2$
- Total em Moléculas = $Ed + AlTs + CrTs + FeTs + TiTs + Sud + Trem$

Em todos os casos, a soma dos membros ideais, exceto Cummingtonita, e acrescentada Sudoita (= Total em Moléculas), é 1,0. A Cummingtonita, incorporada aos demais membros finais ideais, é avaliada em separado, uma vez que representa uma substituição simples, independente ($Ca \Leftrightarrow Mg$ em M4), que não pode ser prevista em função das demais substituições, definidas principalmente em função do Al. O mesmo é válido para a substituição simples $Mg \Leftrightarrow Fe^{+2}$: apesar da sua importância no mecanismo de incorporação do Al às posições octaédricas, para efeito de cálculo de membros finais pode ser considerada como de diadoquia ideal. O esquema

apresentado vale apenas para anfibólitos nos quais Ca se restringe ao sítio octaédrico M4 (ou B), e Na não é incorporado a esta posição. O componente Sudoítico pode ser imaginado como um membro final idealizado (o "anfibólito sudoítico"), e representa o Al octaédrico incorporado à Tremolita de maneira independente das substituições Al-tschermakíticas. É importante notar que, para este esquema de cálculo, o componente ideal Pargasita não é considerado: ele corresponderia à combinação das moléculas Edenita e Al-Tschermakita na proporção 2 : 1, uma vez que a molécula de Al-Tschermakita ideal é alcançada através de **duas** substituições Al-tschermakíticas a partir da Tremolita inicial, enquanto a Edenita ideal é obtida através de apenas uma substituição pertinente. É por esta razão que vários autores (e.g. Spear 1981) preferem indicar os mecanismos de substituição Al- e Fe-tschermakíticos na forma dobrada. Para o presente esquema Edenita e Al-Tschermakita representam dois componentes independentes. Caso a molécula Pargasita fosse incorporada à modelagem, as substituições que envolvem Al seriam concentradas neste componente e, dentre a Edenita ou as Tschermakitas, aquela que estivesse em proporção superior à necessária para a constituição da Pargasita perduraria, agora em proporção reduzida, enquanto a outra seria integralmente incorporada à Pargasita. Simultaneamente, seria liberada uma quantidade proporcional de Tremolita, de modo que o Total em Moléculas corresponderia a uma quantidade de Pargasita inferior à soma da Edenita e das Tschermakitas (Al, Fe, Cr e Ti), anteriormente consideradas em separado, a uma quantidade significativamente reduzida de um destes dois componentes, dependendo se o anfibólito considerado é mais edenítico ou tschermakítico, e a uma quantidade maior de Tremolita que a obtida quando Edenita e Tschermakitas são consideradas em separado.

A avaliação das variações composicionais foi conduzida de forma comparativa, tanto internamente às amostras consideradas, confrontando anfibólitos em situações texturais diversas, como entre as amostras, em termos de características petrográficas e áreas de procedência, com o intuito de detectar variações composicionais decorrentes de diferenças em composições químicas de rocha total, em associações mineralógicas, ou de grau metamórfico. Para cada amostra, procurou-se determinar a extensão e o estilo do espectro de variação composicional e, por esta razão, as análises pontuais foram consideradas de forma individualizada e não como médias por

grãos analisados. De modo geral, não foi possível reconhecer um padrão de zoneamento definido, sistemático, para anfibólios individuais: as variações composicionais internas, quando sua avaliação é permitida pelas dimensões dos cristais, são irregulares, e de amplitude pouco significativa. Em indivíduos menores, análises combinadas borda - centro foram realizadas sistematicamente, e perfis transversais foram efetuados em indivíduos mais desenvolvidos nas amostras em que isto foi factível.

Para efeito das análises e tratamento dos dados, os anfibólios foram classificados segundo as categorias morfológicas/texturais apresentadas no Capítulo IV, que serviram de referência para que uma maior variedade de anfibólios pudesse ser analisada, representando gerações sucessivas e cobrindo um espectro composicional o mais amplo possível. No decorrer do tratamento dos dados, verificou-se que, para amostras texturalmente mais heterogêneas, com variedades morfológicas/texturais de anfibólios mais diversificadas, o espectro de variação composicional era sistematicamente mais amplo; os tipos morfológicos distintos, porém, nem sempre se agrupavam claramente segundo intervalos composicionais definidos, sequenciados. Apenas em algumas amostras foi possível recuperar seqüências de variação composicional onde os diversos tipos morfológicos distribuíam-se de forma organizada, indicando composições mais "primitivas", menos aluminosas, para anfibólios tidos como precursores na textura, e composições mais "evoluídas", mais edeníticas/tschermakíticas para anfibólios de desenvolvimento posterior, discordantes às texturas mais antigas. Este quadro sugere que, para anfibólios desenvolvidos em estádios prévios, o reequilíbrio composicional se sucede paulatinamente, antecedendo o reequilíbrio textural.

Serão apresentadas e discutidas a seguir as variações composicionais dos anfibólios da Suite Metaultramáfica em estudo. Os Ca-anfibólios serão considerados em maior detalhe, visto serem amplamente predominantes e com padrões de variação composicional melhor definidos. Em primeira instância, as análises terão um tratamento por área de procedência e tipos petrográficos mais abrangentes, confrontando amostras da Faixa Serra do Dondó com amostras da Faixa Mumbuca. Em seguida, variações internas às amostras serão abordadas através de alguns exemplos mais significativos. No Anexo IV, composições químicas e as respectivas

distribuições segundo posições catiônicas são listadas para os anfibólios das várias amostras analisadas. Para os Ca-anfibólios, duas análises de anfibólios são apresentadas por amostra, compreendendo os dois extremos do espectro composicional em cada caso.

Nos Quadros de Diagramas VI.1.A, B e C, a variação composicional dos Ca-anfibólios é ilustrada através de diagramas binários envolvendo cátions em posições cristaloquímicas definidas e moléculas/componentes ideais. A coluna do lado esquerdo corresponde às análises de anfibólios de amostras da Faixa Serra do Dondó e a da direita, às análises de amostras da Faixa Mumbuca. Para cada caso, a simbologia dos pontos indica agrupamentos por tipos petrográficos mais amplos. Para a Faixa Serra do Dondó, os anfibólios são distinguidos como pertencentes aos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels ($\pm$ antofilita e/ou olivina), com ou sem textura pseudomórfica *spinifex* (o), aos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com clorita e espinélio (+), ou ainda à única amostra de olivina - hornblenda xisto com clorita, espinélio e Ca-piroxênio analisada (●). Para a Faixa Mumbuca a distinção por símbolos indica anfibólios procedentes de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels com clorita e espinélio, nos quais olivina e ortopiroxênio estão em proporções aproximadamente equivalentes (x), de ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels com clorita $\pm$ olivina $\pm$ espinélio, onde a olivina ou está ausente, ou ocorre em proporção subordinada ao ortopiroxênio ($\square$), olivina - hornblenda xistos/fels com clorita e espinélio e sem ortopiroxênio (∇), e de uma amostra de olivina - hornblenda xisto com clorita, espinélio e Ca-piroxênio (●).

Em termos de nomenclatura, quando projetados no Quadro Classificatório para anfibólios cálcicos com $(Ca+Na)^{M4} \geq 1,34$, $Na^{M4} < 0,67$, $(Na+K)^A < 0,50$, e $Ti < 0,50$ (segundo os critérios do IMA - Leake, 1978), os Ca-anfibólios procedentes da Faixa Serra do Dondó variam de tremolita ou actinolita a hornblenda tremolítica ou actinolítica, quando em clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, e de hornblenda tremolítica ou actinolítica a magnesio-hornblenda, quando em rochas portadoras de espinélio e olivina $\pm$ ortopiroxênio. Para amostras da Faixa Mumbuca, termos actinolíticos ou tremolíticos são menos frequentes, e a distribuição se dá preferencialmente entre os campos da hornblenda actinolítica e da magnesio-hornblenda, com teores de Si^{IV} (TSi) de até 6,7 p.f.u. (átomos por fórmula unitária), enquanto para os anfibólios da Faixa

---

Quadro de Diagramas VI.1.A - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica

Pares de diagramas classificatórios e de variação composicional para análises de Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica. Diagramas da coluna esquerda: conjunto de amostras da Faixa Serra do Dondó. Diagramas da coluna direita: conjunto de amostras da Faixa Mumbuca. Na seqüência de apresentação :

- Diagramas classificatórios para anfibólios cálcicos com $(Ca+Na)^{M4} \geq 1,34$, $Na^{M4} < 0,67$, $(Na+K)^A < 0,50$, e $Ti < 0,50$ (segundo os critérios do IMA - Leake, 1978)
- Diagramas $Al^{IV} \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}$
- Diagramas $Al^{IV} \times Na, K (A)$: a linha de referência marca a tendência pargasítica

Simbologia :

Ca-anfibólios de amostras da Faixa Serra do Dondó :

- o - de clorita - Ca-anfibólio xistos / fels ($\pm$ antofilita e/ou olivina), com ou sem textura pseudomórfica *spinifex* ,
- + - de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com clorita e espinélio
- - de olivina - hornblenda xisto com clorita, espinélio e Ca-piroxênio

Ca- anfibólios de amostras da Faixa Mumbuca :

- x - de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels com clorita e espinélio, nos quais olivina e ortopiroxênio estão em proporções aproximadamente equivalentes
  - - de ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels com clorita $\pm$ olivina $\pm$ espinélio, onde a olivina ou está ausente, ou ocorre em proporção subordinada ao ortopiroxênio
  - ∇ - de olivina - hornblenda xistos / fels com clorita e espinélio, e sem ortopiroxênio
  - - de olivina - hornblenda xisto com clorita, espinélio e Ca-piroxênio
-

Quadro de Diagramas VI.1.A - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica

---

Quadro de Diagramas VI.1. B - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica

Pares de diagramas de variação composicional para análises de Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica. Diagramas da coluna esquerda : conjunto de amostras da Faixa Serra do Dondó. Diagramas da coluna direita : conjunto de amostras da Faixa Mumbuca. Na seqüência de apresentação :

- Diagramas (Cr, Ti, Fe, Al)Ts X Ed (Edenita)
- Diagramas Al Total ($= Al^{IV} + Al^{VI}$) X AlTs (Al-tschermakita)
- Diagramas Al Total ($= Al^{IV} + Al^{VI}$) X TiTs (Ti-tschermakita)

Simbologia : Como no Quadro de Diagramas VI.1.A.

Quadro de Diagramas VI.1.B - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica

---

Quadro de Diagramas VI.1.C - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica

Pares de diagramas de variação composicional para análises de Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica. Diagramas da coluna esquerda : conjunto de amostras da Faixa Serra do Dondó. Diagramas da coluna direita : conjunto de amostras da Faixa Mumbuca. Na seqüência de apresentação :

- Diagramas Al Total ($= \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) X CrTs (Cr-tschermakita)
- Diagramas Al Total ($= \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) X Sud (Sudoita)
- Diagramas Al Total ($= \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) X Ca (VI)

Simbologia : Como no Quadro de Diagramas VI.1.A.

Quadro de Diagramas VI.1.C - Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica

Serra do Dondó este valor é predominantemente superior a 7,0 (Quadro de Diagramas VI.1.A). Para uma amostra da Faixa Mumbuca (40E/39) alguns anfibólios alcançam composições de hornblenda edenítica, com $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} \geq 0,50$, isto em consequência do teor relativamente elevado em Na_2O nesta amostra. Outra diferença entre os dois conjuntos de análises é com respeito ao valor $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$: para a Faixa Serra do Dondó, ele varia mais amplamente, e de forma mais dispersa, entre 0,75 e 0,95; já para a Faixa Mumbuca, há uma significativa concentração entre 0,85 e 0,90, alinhada e decrescente com Si^{IV} , com distribuição mais esparsa para valores entre 0,90 e 1,00. No caso da Faixa Serra do Dondó a dispersão mais acentuada é fruto do agrupamento de tendências de variação composicional lineares com razões $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ mais amplamente variáveis de amostra para amostra, porém sempre decrescentes com Si^{IV} . Nesta Faixa, os anfibólios dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels apresentam espectros composicionais mais variados em termos de conteúdo em Al que os dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels com espinélio e clorita, como pode ser aferido nos respectivos Diagramas Al Total (= $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) X $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ (Quadro de Diagramas VI.1.A) que destaca também, de maneira mais clara para o conjunto de análises *in totum* da Faixa Mumbuca, a tendência a decréscimo de $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ com aumento de Al Total.

As diferenças nas variações composicionais entre e internamente aos conjuntos de análises das duas Faixas ficam ainda mais destacadas nos Diagramas Al^{IV} X $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ (Quadro de Diagramas VI.1.A). Neste tipo de representação, é possível avaliar as tendências de variação composicional em função das substituições Edenítica e Al-tschermakítica. De maneira ideal, sem considerar outras substituições que envolvam Al^{IV} ou Al^{VI} , uma distribuição linear de pontos com relação 1 : 1 indica proporções equivalentes nas duas substituições, com evolução em direção à composição ideal pargasítica, situada no vértice $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} = 1,0$ e $\text{Al}^{\text{IV}} = 2,0$ do Diagrama. A linha de referência baliza esta tendência pargasítica. Substituições puramente edeníticas resultariam em um alinhamento em direção ao ponto $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ e $\text{Al}^{\text{IV}} = 1,0$, e substituições exclusivamente Al-tschermakíticas se estenderiam ao longo da linha $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} = 0$. No caso da Faixa Serra do Dondó, as análises dos anfibólios dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels descrevem uma tendência nitidamente pargasítica, com ligeiro espalhamento de alguns pontos do extremo mais rico em Al em direção a

composições mais tschermakíticas, e com um espectro linear contínuo desde a origem, ou seja: desde composições predominantemente tremolíticas. Já as composições dos Ca-anfibólios provenientes dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita apresentam tendência de variação composicional linear algo mais dispersa, com predomínio da substituição Al-tschermakítica, no que são acompanhados, dando continuidade ao extremo menos aluminoso do respectivo espectro composicional, pelos anfibólios da amostra 94A/73, um olivina - hornblenda xisto com clorita, espinélio e Ca-piroxênio. Este espectro composicional é algo mais restrito em termos de variação em Al^{IV} ou Al Total, e se inicia com termos já significativamente aluminosos.

Para a Faixa Mumbuca, as análises dos Ca-anfibólios distribuem-se no Diagrama $Al^{IV} \times (Na+K)^A$ de maneira mais esparsa, formando agrupamentos alinhados, sub-paralelos a ligeiramente divergentes. Há um alinhamento principal, que indica proporções de $AlTs > Ed$ para as substituições, e todas as análises se projetam abaixo da linha de referência pargasítica, indicando predomínio do componente Al-tschermakítico. Alguns dos agrupamentos definem alinhamentos com inclinação ainda menor, sugestivos de incrementos significativos nas proporções $AlTs : Ed$. Entre estes, destaca-se o agrupamento correspondente aos anfibólios da amostra 81/68, um olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio (●), que se estende até composições bastante aluminosas, com até 1,8 átomos de Al p.f.u. Afora esta amostra, as composições mais aluminosas, que alcançam até 1,9 Al p.f.u., pertencem aos Ca-anfibólios dos ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos nos quais olivina e espinélio são geralmente ausentes, ou pouco frequentes. A distribuição dos pontos correspondentes a estas amostras inflete, para o segmento mais aluminoso, em direção a substituições com proporções mais elevadas no componente Edenita; esta tendência a substituições mais edeníticas encontra respaldo na composição em rocha total das respectivas amostras, que pertencem ao grupo que se destaca pelos teores significativamente mais elevados em Na_2O nos Diagramas de Variação binários apresentados no Capítulo V (Quadro de Diagramas V.2.A). O incremento em componente Edenítico nos Ca-anfibólios tem conseqüências importantes no desenvolvimento das paragêneses metamórficas destas rochas, como será discutido mais adiante, no capítulo VII.

Quando as variações composicionais são retratadas em termos de membros finais ideais, alguns dos aspectos anteriormente comentados se tornam mais destacados. Nos Diagramas Σ Cr-, Ti-, Fe-, Al-Tschermakita X Edenita (Quadro de Diagramas VI.1.B), por exemplo, fica evidente o caráter significativamente mais "evoluído", mais aluminoso dos anfibólios procedentes da Faixa Mumbuca, quando comparados aos da Faixa Serra do Dondó, com os membros ideais Edenita e Cr-, Ti-, Fe-, e Al-Tschermakita perfazendo, somados, até 90% da composição total, enquanto para os da Faixa Serra do Dondó este valor se situa no máximo em torno de 60%. Também se destaca a tendência mais tschermakítica para os anfibólios menos aluminosos da Faixa Mumbuca e mais aluminosos da Faixa Serra do Dondó, enquanto substituições edeníticas adquirem importância no início do espectro geral, para anfibólios menos aluminosos, mais tremolíticos da Faixa Serra do Dondó, e novamente no seu extremo mais aluminoso, nos Ca-anfibólios dos ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com pouca ou nenhuma olivina e/ou espinélio da Faixa Mumbuca. É de se notar que apenas estes últimos anfibólios alcançam composições com soma dos membros edenítico e tschermakíticos superiores a 70%, além dos anfibólios do olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio da amostra 81/68, estes nitidamente mais tschermakíticos e mais cálcicos. Esta última amostra mencionada é, por sinal, a única na qual os Ca-anfibólios ostentam nítidas exsoluções simplectíticas/vermiformes de Mg-Al-espinélio, em padrão zonado, radiado, indicando supersaturação em Al na estrutura cristalina.

Dos membros tschermakíticos, Al-tschermakita é, sem dúvida, o mais importante; porém as outras substituições tschermakíticas, apesar de volumetricamente menos favorecidas, também apresentam variações sistemáticas bastante claras, bem definidas em alguns casos. As variações composicionais em termos de componentes tschermakíticos encontram-se estampadas nos Quadros de Diagramas VI.1.B e C, balizadas pelo conteúdo em Al Total ($Al^{IV} + Al^{VI}$) p.f.u. O membro ferri-tschermakítico (FeTs) não será apresentado em separado, visto que, apesar da normalização bastante convincente quando se trata da fórmula estrutural por inteiro, sua variação é algo irregular quando avaliada de forma independente. Isto se deve à sua proporção relativamente reduzida, que acentua as discrepâncias inerentes aos esquemas de normalização adotados. No entanto, pode-se afirmar a seu

respeito que é um componente imprescindível na constituição dos Ca-anfibólios da Suite Metaultramáfica em estudo, com conteúdo máximo entre 0,5 - 0,6 Fe^{+3} p.f.u. tanto nos anfibólios da Faixa Serra do Dondó, como nos da Faixa Mumbuca.

Como pode ser visto nos Diagramas referentes à AITs (Quadro de Diagramas VI.1.B), para os Ca-anfibólios da Faixa Serra do Dondó, o incremento neste componente é menos acentuado para composições mais pobres em Al Total, isto em função da importância relativamente maior das substituições edeníticas neste segmento. Para anfibólios mais ricos em Al Total a substituição tschermakítica passa a prevalecer, o que resulta numa distribuição linear, ainda que algo dispersa, de inclinação mais acentuada para os pontos correspondentes no Diagrama. É necessário apontar os valores negativos em AITs obtidos para algumas análises no extremo menos aluminoso do espectro composicional: trata-se das já comentadas imprecisões analíticas para o Si, que tem efeito acentuado para composições tremolíticas, nas quais o Na também tem importância proporcionalmente mais destacada. Imprecisões de pequena monta combinadas para o Si e o Na provocam erros na avaliação do componente edenítico, que resulta em discrepâncias na ocupação dos sítios tetraédricos pelo Al. O resultado final é que, como o membro AITs é calculado a partir dos demais membros aluminosos, previamente determinados, é nele que reflui toda imprecisão acumulada. Esta situação se repete para algumas análises de anfibólios mais tremolíticos da Faixa Mumbuca, mas trata-se de uma diferença pequena, fruto de uma combinação de imprecisões em escala prevista no método analítico, realçada para algumas composições específicas, mais sensíveis a ligeiras variações na proporção entre elementos-chave na ocupação de alguns sítios catiônicos particulares. Para Ca-anfibólios da Faixa Mumbuca, a variação em AITs é contínua para valores Al Total entre 0,8 e 1,9 p.f.u., seguindo uma distribuição linear em banda bastante larga, algo dispersa em direção a conteúdos mais baixos em AITs.

As variações em termos de TiTs (Quadro de Diagramas VI.1.B) são bastante coerentes, definindo uma banda única, larga, crescente com aumento em Al Total, na qual se sobrepõem os segmentos correspondentes aos anfibólios da Faixa Serra do Dondó e aos anfibólios da Faixa Mumbuca. A substituição Ti-tschermakítica se processa de maneira contínua, bastante regular ao longo do espectro composicional dos Ca-clinoanfibólios da Suite Metaultramáfica em estudo, alcançando valores

máximos entre 8 e 9% do Total em Moléculas, ou 8 a 9 Ti p.f.u. Já as substituições Cr-tschermakíticas (Quadro de Diagramas VI.1.C) variam de maneira mais irregular, ainda que com tendência geral crescente com aumento em Al Total. São quantitativamente pouco representativas, com valores máximos de CrTs entre 3 e 4% do Total de Moléculas para anfibólios da Faixa Serra do Dondó, e predominantemente inferiores a 4% para aqueles procedentes da Faixa Mumbuca. A variação mais irregular para a Cr-Tschermakita, mais evidente para composições com Al Total > 1 p.f.u., é provavelmente decorrente da coexistência com Mg-Al espinélio em proporções variáveis, além dos teores em Cr verificados para as composições em rocha total das respectivas amostras que, em alguns casos, também variam de maneira bastante ampla. As substituições Sudoíticas, tal como deduzidas (Quadro de Diagramas VI.1.C), além de quantitativamente pouco expressivas, são fortemente influenciadas por fatores como as já comentadas pequenas imprecisões nas determinações de Si e Na, que modificam o padrão de distribuição do Al entre as posições tetraédricas (IV) e octaédricas (VI), e logo entre os membros ideais aluminosos. É sugestivo, portanto, que o componente sudoítico seja estimado como relativamente mais expressivo justamente nos dois extremos do espectro composicional, onde as substituições edeníticas são mais atuantes. Também as diferenças necessariamente decorrentes da normalização para Fe^{+3} afetam a distribuição cristaloquímica proposta para o Al. Como a influência destes fatores ocorre aproximadamente na escala de variação definida para o componente sudoítico, é impossível precisar até que ponto a substituição correspondente é efetivamente operante ou, alternativamente, se o componente sudoítico calculado é apenas um "tampão" do esquema de cálculo, que corrige desvios decorrentes de problemas de precisão analítica ou de normalização idealizada de componentes não determinados.

A variação do componente cummingtonítico é apresentada em função do Ca em posições octaédricas (VI), mais especificamente no sítio catiônico M4, mais largo e o qual ele preferencialmente ocupa (Quadro de Diagramas VI.1.C). Para as composições dos Ca-anfibólios em pauta, é muito pouco provável que Ca possa ocupar sítios A em proporção significativa e, de maneira ideal, também não deve ser frequente nas posições octaédricas menores M1, M2 e M3, a não ser para composições anômala-mente cálcicas. O excesso em cummingtonita para os Ca-anfibólios da Suite

Metaultramáfica em estudo é indicado, conforme já mencionado no Capítulo IV, pelas características lamelas de exsolução ($\bar{1}01$), que podem ser reconhecidas, com grau de resolução e frequência variáveis, em praticamente todas as amostras. A cummingtonita como fase individualizada é pouco freqüente, e é difícil separá-la com segurança dos clinoanfíbólios cálcicos ao microscópio petrográfico. Apesar do cuidado em evitar áreas com lamelas de exsolução evidentes, as análises de Ca-anfíbólios incorporam, às vezes, frações variáveis da composição de domínios cummingtoníticos circunvizinhos, abrangidos pelo feixe de elétrons da Microsonda. Como consequência, para algumas amostras, nas quais o componente cummingtonítico é mais destacado, algumas análises são evidentemente mistas, com proporções Ca : (Mg, Fe) em M4 intermediárias às das cummingtonitas e dos Ca-anfíbólios, sugerindo composições que são proibitivas para clinoanfíbólios cálcicos e ferro-magnesianos reequilibrados em condições entre fácies xisto verde e anfibolito superior.

Nos Diagramas Al Total X Ca (VI), a distribuição dos pontos correspondentes às análises dos Ca-anfíbólios faz-se segundo um alinhamento mais esparsos, em termos de conteúdos em Ca, para anfíbólios da Faixa Serra do Dondó, variando entre aproximadamente 1,7 e pouco mais de 2,0 Ca p.f.u., com tendência a decréscimo com aumento em Al Total, enquanto para os anfíbólios da Faixa Mumbuca a distribuição é algo mais concentrada, melhor definida, variando entre aproximadamente 1,8 e 2,0 Ca p.f.u., também com ligeira tendência a decréscimo para composições mais aluminosas. Em ambos casos nota-se algumas extensões rarefeitas, dispersas, das respectivas distribuições lineares próximas a Ca = 2,0, que se orientam em direção ao vértice (Al Total, Ca) = 0, nas proximidades do qual se distribuem análises de cummingtonitas individualizadas. Essas "quilhas" esparsas compreendem as acima referidas análises mistas, com proporções Ca-anfíbólio: cummingtonita variavelmente combinadas.

Análises com Ca ligeiramente maior que 2,0 átomos p.f.u. são pouco freqüentes, e ocorrem caracteristicamente para termos mais tremolíticos da Faixa Serra do Dondó, enquanto na Faixa Mumbuca anfíbólios com composições ricas em Ca ocorrem na já mencionada amostra 81/86, um olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio.

Algumas características das variações composicionais em Ca-anfibólios podem ser melhor destacadas quando examinadas amostra a amostra. Este estudo comparativo entre amostras foi feito para todo o acervo de análises, e seus resultados serão apresentados a seguir, de forma resumida, através de alguns exemplos mais significativos selecionados. No Quadro de Diagramas VI.2.A, as variações composicionais são retratadas através dos diagramas binários $Al^{IV} \times (Na,K)^A$ e $Al^{IV} + Al^{VI} \times Mg/Mg+Fe^{+2}$ para três amostras representativas dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó: 302F/10, 208/01 e 302C/10, na ordem de apresentação. As análises de anfibólios foram discriminadas segundo as variedades morfológicas/texturais descritas acima (ver também Quadros de Fotomicrografias IV.1 a 6). Para estes três diagramas, os círculos cheios representam anfibólios tidos como substituições pseudomórficas de clinopiroxênios plumosos/dendríticos ou em leque, que teriam sido os precursores entre as diversas gerações de anfibólios; os círculos vazios correspondem a anfibólios em agregados granoblásticos finos a decussados, concordantes com o traçado da textura *spinifex* quando esta se faz presente, interpretados como penecontemporâneos aos pseudomórficos plumosos/em leque; e os quadrados vazios simbolizam os anfibólios prismáticos curtos a médios/longos que se desenvolvem em arranjo discordante, quer orientado, quer randômico, sobre o traçado das texturas pseudomórficas ou sobre agregados dos tipos anteriormente mencionados. A análise comparativa dos respectivos diagramas indica espectros composicionais variáveis de amostra para amostra, com distribuições dos tipos morfológicos/texturais distintas. Na amostra 302F/10, o espectro se inicia com composições muito pouco aluminosas, e se desenvolve até valores de, no máximo, 0,5 Al^{IV} p.f.u., ou seja: permanece restrito ao campo das actinolitas, ao longo do limiar com o campo das tremolitas (limite entre os campos: $Mg/Mg+Fe^{+2} = 0.9$). As análises correspondentes aos anfibólios pseudomórficos (neste caso, caracteristicamente plumosos/dendríticos), concentram-se na porção menos aluminosa do espectro. Este padrão repete-se para outras amostras analisadas, e.g. 275/10: o espectro composicional desenvolve-se na porção menos aluminosa, mais próximo à origem do diagrama, restringindo-se a composições actinolíticas/tremolíticas, e os anfibólios plumosos/dendríticos são menos "evoluídos", menos aluminosos.

Quadro de Diagramas VI.2.A - Ca-anfibólios de amostras selecionadas

Pares de diagramas de variação composicional $Al^{IV} \times Na, K (A)$, e $Al \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}$, para Ca-anfibólios das amostras 302F/10, 208/01 e 302C/10 (na ordem de apresentação, de cima para baixo), da Faixa Serra do Dondó. As análises foram discriminadas segundo as variedades morfológicas / texturais dos respectivos Ca-anfibólios :

Simbologia :

- - anfibólios tidos como substituições pseudomórficas de clinopiroxênios plumosos / dendríticos ou em leque;
  - - anfibólios em agregados granoblásticos finos a decussados, concordantes com o traçado da textura *spinifex* quando esta se faz presente, interpretados como penecontemporâneos aos pseudomórficos plumosos / em leque;
  - - anfibólios prismáticos curtos a médios / longos que se desenvolvem em arranjo discordante, quer orientado, quer randômico, sobre o traçado das texturas pseudomórficas ou sobre agregados dos tipos anteriormente mencionados.
-

Quadro de Diagramas VI.2.A - Ca-anfibólios de amostras selecionadas

---

Quadro de Diagramas VI.2.B - Ca-anfibólios de amostras selecionadas

Pares de diagramas de variação composicional $Al^{IV} \times Na, K (A)$, e $Al \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI}) \times Mg / Mg + Fe^{+2}$, para Ca-anfibólios das seguintes amostras (na ordem de apresentação, de cima para baixo) :

- 27/11C (+), da Faixa Serra do Dondó, e 62A/51 (x), da Faixa Mumbuca. Ambas são olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com espinélio e clorita.
  - 59A/50, ortopiroxênio - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio e clorita, e isento de olivina, da Faixa Mumbucada. (+) Ca-anfibólios mais finos, prismáticos / esfiapados, de uma matriz mais antiga, sub-milimétrica, lepidó-nematoblástica; (●) Ca-anfibólios prismáticos médios / longos maiores, de uma matriz grano-nematoblástica milimétrica sub-poligonizada, que substituem os anteriores.
  - 20D/24 (■), clorita - ortopiroxênio - hornblenda - olivina fels porfiroblástico com espinélio, e 115A/28D (●), ortopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio e clorita, ambas da Faixa Mumbuca.
-

Quadro de Diagramas VI.2.B - Ca-anfibólios de amostras selecionadas

---

Quadro de Diagramas VI.2.C - Ca-anfibólios de amostras selecionadas

Amostra 20C/24, ortopiroxênio - cummingtonita - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio e pouca clorita, da Faixa Mumbuca. Diagramas de variação composicional $Al^{IV} \times Na, K (A)$, $Al \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}$ e $Al \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI}) \times Ca (M4)$ para Ca-anfibólios e cummingtonitas, e perfis borda - núcleo de variação composicional (para Ca (M4), $Al \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI})$, e $Mg / Mg+Fe^{+2}$), transversais à seção prismática de um Ca-anfibólio sub-porfiroblástico com nítidas lamelas de exsolução $(\bar{1}01)$ cummingtoníticas, da matriz nematoblástica a decussada de desenvolvimento posterior (v. Fotomicrografia IV.).

Simbologia :

- - Ca-anfibólios prismáticos-médios da matriz nematoblástica fina mais antiga;
- - cummingtonitas de compleição semelhante aos Ca-anfibólios da matriz nematoblástica fina mais antiga;
- - Ca-anfibólios maiores, prismáticos-médios a longos, com nítidas lamelas de exsolução $(\bar{1}01)$ cummingtoníticas, da matriz milimétrica, nematoblástica a decussada de desenvolvimento posterior.

Para os perfis de variação composicional :

x - análises mais espaçadas borda $\Rightarrow$ núcleo para o Ca-anfibólio sub-porfiroblástico da matriz nematoblástica a decussada de desenvolvimento posterior, hospedeiro de nítidas lamelas de exsolução $(\bar{1}01)$ cummingtoníticas

- - análises cerradas realizadas em um trecho paralelo ao alongamento prismático do Ca-anfibólio hospedeiro, seccionando três lamelas $(\bar{1}01)$ cummingtoníticas, de espessura aparente da ordem de milésimos de mm.
-

Quadro de Diagramas VI.2.C - Ca-anfibólios de amostras selecionadas

Já nas demais amostras, o espectro se inicia com composições algo mais aluminosas, e prossegue até valores superiores a 5,0 Al^{IV} p.f.u., alcançando composições de hornblenda actinolítica (208/01) ou mesmo de Mg-hornblenda (302C/10). O espectro composicional dos anfibólios da amostra 208/01 é algo mais amplo, englobando análises com 0,2 a 0,8 Al Total p.f.u., enquanto para amostra 208/01, o espectro, mais aluminoso é também mais restrito, entre 0,5 e 1,0 Al Total p.f.u. Em ambos casos as variedades morfológicas/texturais dos anfibólios não se distribuem segundo intervalos composicionais definidos: as respectivas análises misturam-se ao longo do espectro, sugerindo reequilíbrio composicional parcial não acompanhado por reequilíbrio textural efetivo.

Uma característica comum aos Ca-anfibólios dos três exemplos apresentados (bem como das demais amostras analisadas) é o decréscimo progressivo de Mg/Mg + Fe⁺² com o aumento em Al Total. Esta variação sistemática está de acordo com a preferência manifestada pelo sítio octaédrico M2 tanto pelo Al^{VI} e Ti como pelo Mg (Makino e Tomita 1989), com o resultado que, nas substituições tschermakíticas, o Mg, que compete diretamente com cátions que estão sendo incorporados à estrutura cristalina do Ca-anfibólio, é substituído em proporção superior ao Fe⁺². Os valores Mg/Mg+Fe⁺² dos Ca-anfibólios variam mais amplamente de amostra para amostra para a Faixa Serra do Dondó que para a Faixa Mumbuca (ver Quadro de Diagramas VI.1.A), isto em função de parâmetros ainda não perfeitamente estabelecidos.

No Quadro de Diagramas VI.2.B, o primeiro par de diagramas compreende análises de Ca-anfibólios simultaneamente de duas amostras, que apresentam composições em rocha total e texturas equivalentes: o símbolo (+) representa a amostra 27/11C, da Faixa Serra do Dondó, e o símbolo (x) a amostra 62A/51, da Faixa Mumbuca. Ambas são olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita nos quais os porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio constituem agregados nodulares em meio à matriz grano-nematoblástica de hornblenda fina, sub-poligonizada, com clorita na forma de porfiroblastos menores, tardios, discordantes ao arranjo dos porfiroblastos e matriz. O padrão textural sugere condições de equilíbrio metamórfico melhor desenvolvidas que para outras amostras portadoras de olivina e/ou ortopiroxênio e hornblenda. Há grande similaridade entre os espectros composicionais das duas amostras: ambos são mais restritos, estendendo-

se entre 1,1 e 1,4 Al Total p.f.u., ou 0,8 e 1,1 Al^{IV} p.f.u., ou seja, integralmente dentro do campo das Mg-hornblendas. Os anfibólios da amostra 62A/51 são ligeiramente mais edeníticos, e tem razões Mg/Mg + Fe⁺² menores que os da amostra 27/11C mas, apesar destas pequenas diferenças, podem ser considerados composicionalmente muito semelhantes, especialmente se confrontados os seus espectros composicionais com os de Ca-anfibólios de outras amostras. Para amostras que apresentam pouca diversidade morfológica/textural para Ca-anfibólios, os espectros de variação composicional dos mesmos tendem a ser mais restritos; entre amostras, porém, há significativa variação em termos de conteúdo em Al Total, proporção entre substituições edeníticas e tschermakíticas, e razões Mg/Mg+Fe⁺², entre outros. Assim, Ca-anfibólios que exibem homogeneidade textural e química maior internamente ao conjunto de determinadas amostras podem ocorrer com várias composições, de hornblendas actinolíticas a Mg-hornblendas.

O par de diagramas intermediário no Quadro de Diagramas VI.2.B ilustra as variações composicionais mais amplas de Ca-anfibólios da amostra 59A/50, um ortopiroxênio - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio e clorita e isento de olivina da Faixa Mumbuca. Nota-se um realçado caráter edenítico para as substituições responsáveis pelo espectro de variação composicional no diagrama Al^{IV} X (Na,K)^A, que se estende entre aproximadamente 0,75 e 1,25 Al^{IV} p.f.u. Trata-se de uma amostra com significativa diversidade morfológica/textural para os Ca-anfibólios (Fotomicrografias IV.10.A e B e IV.13.A), com anfibólios mais finos, prismáticos/esfiapados, de uma matriz mais antiga, sub-milimétrica, lepidonematoblástica, indicados por cruzes nos respectivos diagramas, substituídos por anfibólios prismáticos médios/longos maiores de uma matriz grano-nematoblástica milimétrica sub-poligonizada, representados por pontos. Não há uma distinção composicional evidente, correspondente à variedade morfológica/textural observada: os pontos representativos das análises dos dois tipos de anfibólio distribuem-se mesclados, com ligeira tendência para algumas análises correspondentes aos anfibólios maiores, tardios, em direção a composições menos aluminosas. Para Mg/Mg+Fe⁺² as variações são pouco claras: no segmento mais aluminoso, esta razão decresce com aumento em Al Total; para análises menos aluminosas, porém, esta tendência aparentemente se reverte.

O último par de diagramas do Quadro de Diagramas VI.2.B apresenta análises de Ca-anfibólios de duas amostras procedentes da Faixa Mumbuca: 20D/24, indicadas por quadrados, e 115A/28D, por círculos. Em ambos casos o espectro de variação composicional é bem amplo, entre 0,5 e 0,9 Al^{IV} p.f.u., sendo que, para os Ca-anfibólios da amostra 20D/24, a substituição edenítica é relativamente mais realçada, enquanto para os da amostra 115A/28D as substituições tschermakíticas são preponderantes. No diagrama Al Total ($Al^{IV} + Al^{VI}$) X $Mg/Mg+Fe^{+2}$ a característica tendência ao decréscimo de $Mg/Mg+Fe^{+2}$ com aumento em Al Total é bem definida para análises da amostra 20D/24; para a amostra 115A/28D, porém, a variação em Al Total é mais restrita, e há uma variação concomitante em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ muito mais ampla que a costumeira. Este padrão de variação composicional algo diferente é explicado pela importância relativa que adquire a substituição ferri-tschermakítica ($FeTs = Si_{-1}Mg_{-1} \Leftrightarrow Al^{IV}(Fe^{+3})^{VI}$) em Ca-anfibólios desta amostra, diminuindo a atividade da Al-tschermakita, e ampliando sensivelmente a gama de variação em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ pela transformação de Fe^{+2} em Fe^{+3} . Outro aspecto que chama a atenção nestas duas amostras é a existência de porfiroblastos prismáticos-longos e aciculares menores, incipientes, de Ca-anfibólios que, pelas relações texturais, são de desenvolvimento tardio, e apresentam composições eminentemente tremolíticas. As análises referentes a estas tremolitas tardias são indicadas por círculos ou, respectivamente, quadrados maiores, cheios.

O Quadro de Diagramas VI.2.C contempla as variações composicionais tanto em termos gerais, como em escala de indivíduos selecionados, dos Ca-anfibólios da amostra 20C/24, da Faixa Mumbuca. Esta amostra, um ortopiroxênio - cummingtonita - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio e pouca clorita, também apresenta grande diversidade textural/morfológica para os seus Ca-anfibólios que, conseqüentemente, exibem um amplo espectro composicional, de 0,7 a 1,7 Al Total p.f.u., com significativa contribuição das substituições edeníticas, estendendo-se de tremolitas/actinolitas a Mg-hornblendas bastante aluminosas. Os anfibólios prismáticos-médios da matriz nematoblástica fina mais antiga são simbolizados por círculos cheios, quando apresentam composições cálcicas, e por círculos vazios quando correspondem a cummingtonitas que, especificamente nesta amostra, se fazem presente em indivíduos distintos, de compleição semelhante aos seus pares

cálcicos; os Ca-anfibólios maiores, prismáticos-médios a longos, com nítidas lamelas de exsolução ($\bar{1}01$) cummingtoníticas, da matriz nematoblástica a decussada de desenvolvimento posterior, são indicados através de quadrados vazios. Como se vê nos diagramas Al Total ($Al^{IV} + Al^{VI}$) X $Mg/Mg+Fe^{+2}$, e Al Total ($Al^{IV} + Al^{VI}$) X Ca (M4), há um alinhamento principal dos pontos representativos das análises de Ca-anfibólios que segue a característica tendência de decréscimo de $Mg/Mg+Fe^{+2}$ com enriquecimento em Al Total, e se apresenta aproximadamente constante para Ca (M4), com valores entre 1,8 e 1,9. Destaca-se deste alinhamento principal um conjunto de pontos que se desloca em direção às áreas ocupadas pelos pontos correspondentes às composições cummingtoníticas nos respectivos diagramas, como se um "pedúnculo" do arranjo principal fosse. Este conjunto "desertor" compreende as análises pontuais mistas nas quais lamelas de exsolução cummingtoníticas submicroscópicas foram incorporadas à área do Ca-anfibólio abrangida pelo feixe da Microsonda Eletrônica. A verdadeira relação de solubilidade sólida mútua pode ser inferida através do posicionamento das análises no alinhamento principal dos Ca-anfibólios, e da distribuição dos pontos representativos das análises de cummingtonitas. As cummingtonitas são aparentemente mais restritivas em termos composicionais, limitando-se a conteúdos da ordem de 0,1 Ca p.f.u., enquanto os Ca-anfibólios admitem quantidades variáveis, de até 2 - 2,5 vezes maiores de (Fe, Mg) nas posições M4. Isto implicaria proporções Ca-anfibólio: cummingtonita de, respectivamente, 5 : 95 e ≤ 90 : 10. Cameron (1975), em estudo experimental das relações de fase entre actinolita e cummingtonita, deduz um diagrama no qual a solubilidade do componente actinolita na cummingtonita é mais constante, aumentando de maneira sutil com a temperatura, com valores em torno de 10 mol%; já a solubilidade do componente cummingtonita na actinolita seria mais sensível à variação da temperatura, com incremento de < 5 mol% até aproximadamente 15 mol% de 500 a 600 °C. A variação mais ampla, em termos de ocupação da posição M4, observada para os Ca-anfibólios da amostra 20C/24, quando comparados às cummingtonitas, reforça esta relação de forma qualitativa. Fatores como as composições notavelmente mais aluminosas e magnesianas dos clino-anfibólios deste estudo impedem uma modelagem mais precisa, quantitativa, das relações de fase

entre as Mg-hornblendas e cummingtonitas da amostra 20C/24 com base nos resultados de Cameron.

Nos três derradeiros diagramas do Quadro de Diagramas VI.2.C são apresentadas análises realizadas em um perfil transversal a um Ca-anfibólio prismático maior, da matriz nematoblástica/decussada de granulação milimétrica da amostra 20C/24, que apresenta nítidas lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução cummingtoníticas. O perfil se inicia na sua borda, e prossegue de maneira transversal até um pouco além do seu centro, isto para as análises indicadas com (x). As análises representadas por (●) foram realizadas em um trecho paralelo ao alongamento prismático, no qual várias lamelas cummingtoníticas, de espessura aparente da ordem de milésimos de milímetros se destacavam de maneira bastante evidente (Fotomicrografia IV.13.D). Os resultados indicam um zoneamento composicional progressivo, com enriquecimento em Al Total do núcleo para a borda, e concomitante decréscimo em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ para o Ca-anfibólio como um todo. A análise 6 corresponde a um ponto além do núcleo, situado já em direção à borda oposta. No trecho entre as análises 2 e 3, três lamelas cummingtoníticas foram detectadas com razoável precisão, apesar da inevitável interferência entre as duas composições. Assim, destaca-se, além da óbvia variação em Ca, a preferência que cummingtonitas apresentam pelo Fe^{+2} em detrimento do Mg: a razão $Mg/Mg+Fe^{+2}$ diminui sensivelmente para as lamelas cummingtoníticas, e aumenta nas suas bordas, provavelmente pela redistribuição ineficiente do Mg liberado durante o processo de exsolução.

Resta mencionar as análises de Ca-anfibólios em clorita - serpentinitos, quando em domínios restíticos desagregados, parcialmente consumidos pela serpentinização generalizada: o espectro composicional apresentado por vários indivíduos analisados nas amostras varia de tremolitas a hornblendas actinolíticas, sobrepondo-se ao espectro composicional mais completo dos Ca-anfibólios de amostras não serpentinizadas.

VI.2.1.B - Orto- e clinoanfibólios ferro-magnesianos

Conforme visto no capítulo IV, anfibólios ferro-magnesianos são constituintes menores nas rochas da Suite Metaultramáfica em estudo, ocorrendo como acessórios freqüentes, característicos na Faixa Serra do Dondó, e esporádicos na Faixa

Mumbuca. Na Faixa Mumbuca, antofilitas ocorrem em duas situações petrográficamente distintas: nos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels desenvolvem-se como microporfiroblastos prismáticos-longos a aciculares, às vezes compostos, com núcleos de actinolita/tremolita, sobrecrecidos aos domínios cloríticos, de maneira mais evidente nas rochas com texturas pseudomórficas *spinifex*. Já nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita apresentam-se como porfiroblastos prismáticos-longos maiores, tardios, discordantes ao arranjo textural dos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio e da matriz de hornblenda grano-nematoblástica fina. Nas rochas metaultramáficas da Faixa Mumbuca a antofilita aparece misturada aos Ca-anfibólios maiores, da matriz nematoblástica-decussada de desenvolvimento tardio, em indivíduos prismáticos-longos de terminações esfiapadas.

Cummingtonitas são pouco freqüentes na forma de indivíduos distintos: geralmente, apresentam-se como domínios de exsolução em Ca-anfibólios, mais comumente como lamelas ($\bar{1}01$). Apenas em algumas amostras (e.g. 20C/24) foi possível individualizar cummingtonitas com segurança.

As variações composicionais dos orto- e clinoanfibólios encontram-se ilustradas no Quadro de Diagramas VI.3. As análises indicadas nos diagramas são diferenciadas quanto à procedência por tipo litológico e por área de ocorrência: círculos vazios (o) referem-se a antofilitas na forma de microporfiroblastos em clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó (antofilitas de 1ª geração); antofilitas porfiroblásticas tardias (de 2ª geração) em olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da mesma Faixa são indicadas por (+); e antofilitas de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels da Faixa Mumbuca pelo símbolo (x). Cummingtonitas procedentes de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó tem triângulos em posição normal por símbolo (Δ), enquanto cummingtonitas de metaultramafitos da Faixa Mumbuca recebem triângulos invertidos (∇).

Como se vê, a distinção composicional é mais evidente pela procedência dos anfibólios ferro-magnesianos analisados que pelos tipos estruturais: há uma sobreposição completa entre orto- e clinoanfibólios para conjuntos de análises de

---

Quadro de Diagramas VI.3 - Orto- e clinoanfibólios ferro- magnesianos

Diagramas de variação composicional para análises de antofilitas e cummingtonitas da Suite Metaultramáfica. Da esquerda para a direita, e de cima para baixo :

- Diagramas classificatórios $TSi (= Si^{IV}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}$ para antofilitas e cummingtonitas
- Diagramas $Al^{IV} \times Na, K (A), e Al \text{ Total } (= Al^{IV} + Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}, Ca (M4), e Mn (M4)$

Simbologia :

o - antofilitas na forma de microporfiroblastos em clorita - Ca-anfibólio xistos / fels da Faixa Serra do Dondó (1ª geração)

+ - antofilitas porfiroblásticas tardias (2ª geração) em olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com espinélio e clorita da Faixa anterior

x - antofilitas de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels da Faixa Mumbuca

Δ - cummingtonitas de clorita - Ca-anfibólio xistos / fels da Faixa Serra do Dondó

∇ - cummingtonitas de metaultramafitos da Faixa Mumbuca

Quadro de Diagramas VI.3 - Orto- e clinoanfibólios ferro-magnesianos

mesmo tipo litológico/mesma procedência. Pela classificação da IMA (*International Mineralogical Association*) (Hawthorne 1981, Leake 1978), correspondem, respectivamente, a antofilitas e a magnesio-cummingtonitas. As principais variações composicionais podem ser descritas em termos de substituições edeníticas, Al-tschermakíticas, cummingtoníticas ($\text{Ca} \leftrightarrow \text{Mg}$ em M4), e de introdução de Mn em M4. Antofilitas e cummingtonitas de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó apresentam composições menos aluminosas, com até 0,1 Al Total p.f.u., no máximo, com substituições edeníticas prevalecendo amplamente sobre as Al-tschermakíticas, e também são mais ricas e mais amplamente variáveis em Mn. Cummingtonitas e antofilitas da Faixa Mumbuca e antofilitas de 2ª geração da Faixa Serra do Dondó são expressivamente mais aluminosas, com Al Total entre 0,1 e $\geq 0,5$ p.f.u., e sua variação composicional é controlada principalmente pelas substituições Al-tschermakíticas. Em termos de $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ anfibólios ferro-magnesianos de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó são mais variáveis, com razões distintas por amostras, enquanto as demais cummingtonitas e antofilitas apresentam valores correspondentes alinhados na faixa entre 0,78 e 0,84. Finalmente, em relação ao Ca(M4), a maioria das análises apresenta valores inferiores a 0,1 p.f.u., ligeira e continuamente crescentes com Al Total. Apenas algumas análises de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó são sistematicamente mais enriquecidas, alcançando valores em torno de 0,15 Ca(M4) p.f.u.

➤ VI.2.2 - Cloritas (e serpentinas)

Cloritas representam a fase mineral mais freqüente depois dos anfibólios, e se fazem presente em praticamente todas as variedades de litotipos metaultramáficos com Ca-anfibólio como constituinte mineralógico essencial, quer na paragênese fundamental, junto aos Ca-anfibólios, quer na forma de palhetas tardias, recompostas durante o estágio tardi/retro-metamórfico que se segue à fase de evolução metamórfica progressiva principal. Também ocorrem em muitos dos serpentinitos, ora na forma de palhetas maiores, individualizadas, ora como agregados de palhetas menores, associadas aos Ca-anfibólios em domínios restíticos, parcialmente digeridos

pela serpentinização extensiva. Nestas rochas, são freqüentemente substituídas, de maneira pseudomórfica, por uma fase placóide de birrefringência e relevo mais baixos, e sinal óptico invertido, que corresponde a uma Al-lizardita, como discutido no Capítulo IV. Para Mg-cloritas de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels do corpo principal de Alpinópolis, a variação composicional em termos de (x)Al havia sido tentativamente determinada por métodos de Difração de Raios X (Szabó 1989), com base no seu espaçamento basal, $d_{(001)}$, seguindo as calibrações de Shirozu e Momoi (1972) e Jenkins e Chernosky (1986). Os resultados obtidos indicavam valores de (x)Al em torno de 1,1 - 1,2 para estas cloritas, e valores mais elevados, de até 1,4 - 1,6 (!) para as cloritas porfiroblásticas tardias dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita dos corpos ultramáficos menores, circundantes do corpo principal.

A análise das cloritas à Microsonda Eletrônica exige alguns cuidados, uma vez que, em decorrência do contraste em dureza que apresentam em relação aos minerais circunvizinhos (anfibólios, olivinas, piroxênios e espinélios), seu polimento nem sempre é o mais adequado, ou então são destroçadas durante o feitiço das lâminas delgadas polidas. O tamanho geralmente bastante reduzido das palhetas, e as suas clivagens basais bem desenvolvidas, cerradas, representam fatores complicantes adicionais. Para as serpentinas, o tamanho diminuto dos indivíduos, e o seu frequente intercrescimento com outras fases, e.g. talco, dificultam sobremaneira a obtenção de análises significativas.

O cálculo da fórmula estrutural das cloritas foi realizado com base em 28 oxigênios equivalentes. Adicionalmente, uma estimativa da % em peso de H_2O^+ foi feita considerando-se, de maneira ideal, 16 grupos OH, ou seja: considerando-se uma fórmula estrutural ideal para 36 (O, OH). Esta base de cálculo é a apresentada por Deer et al (1992), mas outros autores (e.g. Bailey 1980, Jenkins e Chernosky 1986, Laird 1988) preferem utilizar 14 oxigênios equivalentes. O valor (x)Al, por exemplo, rotineiramente utilizado para indicar a variação composicional de cloritas e serpentinas em termos do conteúdo em AlIV e AlVI, é normalmente indicado para a formulação ideal $(Mg_{6-x}Al_x)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$. Para a base de cálculo em 28 oxigênios-equivalentes, este valor será dobrado. Para serpentinas, o mesmo padrão de cálculo pode ser utilizado, uma vez que a fórmula usualmente apresentada para estes

minerais, $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$, é determinada para 9 (O, OH), que corresponde a exatamente 1/4 da fórmula ideal utilizada para as Mg-cloritas nesta Tese.

Quanto à nomenclatura e critérios classificatórios para cloritas, há uma tendência a substituir o tradicionalmente utilizado esquema de Hey (1954), que separa as ortoclорitas, não oxidadas, que compreendem, entre outros, os tipos varietais clinocloro, pennina, sheridanita, ripidolita, picnoclorita e diabantita, de clorita "oxidadas", com $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 4\%$, como a chamosita (ver, por exemplo, Deer et al 1962, ou Tröger, 1979), por uma sistemática mais simples, tal como apresentada por Bayliss (1975) e Bailey (1980) e adotada, mais recentemente, por Deer et al (1992). As cloritas tri-octaedrais seriam definidas com base no cátion octaédrico divalente predominante, sendo chamadas de clinocloros quando este cátion for o Mg, e chamositas, quando for o Fe. Esta simplificação para apenas duas espécies com denominação própria justifica-se pela arbitrariedade da nomenclatura anterior, que não apresentava fundamento cristaloquímico significativo. Nesta Tese, o esquema mais atualizado será empregado, restringindo-se a denominação das Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica ao termo genérico Mg-clorita ou clinocloro, ao invés dos tradicionalmente utilizados termos composicionais de Hey (1954), acima mencionados, e referenciando as variações composicionais pelo teor em Al Total (= $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$), Al^{IV} (tetraédrico), ou ainda, pelo valor (x)Al, definido acima, conforme conveniência.

VI.2.2.A - Mg-cloritas de metaultramafitos com Ca-anfibólio por constituinte essencial

Variações composicionais em cloritas trioctaédricas são de difícil avaliação por uma série de razões, como discutido, por exemplo, por Laird (1988). O freqüente intercrescimento das cloritas com outras espécies de filossilicatos em escala sub-microscópica introduz um fator de imponderabilidade que só pode ser eliminado através de análises de Microscopia Eletrônica de Varredura ou de Transmissão. Este fato ocorre mais caracteristicamente em cloritas de rochas metapelíticas de baixo grau, porém pode se manifestar também em condições de fácies anfibólito. Para rochas metaultramáficas, não há dados sistematizados disponíveis sobre eventuais intercrescimentos entre Mg-cloritas e outros filossilicatos, mas a presença simultânea de talco, brucita, e/ou variedades de serpentina nas texturas, muitas vezes em

relações de substituição, sugere cautela. Outro problema, este comum a outros silicatos analisados por Microsonda Eletrônica, como os anfibólios, é a aferição de $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$: no caso das cloritas, métodos estequiométricos/cristaloquímicos são ineficazes, uma vez que parte das posições octaédricas pode não estar preenchida. As substituições, por sua vez, também podem ocorrer de maneira variavelmente combinada, e são de difícil avaliação. Predominam as substituições Al-tschermakíticas ($\text{AlTs} = \text{Si}_{-1}\text{Mg}_{-1} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}$) e podem ocorrer, em proporção variável, subordinada, as Cr- e Ti-tschermakíticas (CrTs e TiTs), além da ferri-tschermakítica (FeTs). Afora estas substituições, podem adquirir uma certa importância as substituições sudoíticas, ou dioctaedrais ($\text{Mg}_{-3} \Leftrightarrow \square\text{Al}^{\text{VI}}_2$): parece existir solução sólida restrita entre cloritas trioctaedrais e sudoitas "ideais", di/trioctaedrais (Velde 1973, Fransolet e Schreyer 1984). Adicionalmente, substituições $\text{Mg} \Leftrightarrow \text{Fe}^{+2}$ podem ocorrer em praticamente todas as escalas para cloritas trioctaedrais, nas quais a estrutura permite uma diadoquia mais ampla, ao contrário das serpentinas, onde Mg é altamente favorecido, em detrimento ao Fe^{+2} .

A estabilidade da Mg-clorita e sua variação composicional com aumento da temperatura e pressão foram estudadas através de diversos trabalhos. Os resultados de grande parte deles encontram-se sintetizados em Chernosky et al (1988). De interesse específico para esta Tese são a variação em Al em Mg-cloritas no decorrer do metamorfismo progressivo, as relações de fase no seu limite de estabilidade superior, e o seu conteúdo em Al naquelas condições. Jenkins e Chernosky (1986), através de trabalhos experimentais, demonstraram que o conteúdo em Al de Mg-cloritas sintetizadas sob $P(\text{H}_2\text{O})$ de 3 e 14 kbar, a partir de misturas iniciais com teores variáveis de Al, convergiam para composições de Mg-clorita definidas, com $(x) = 1,2$ para a fórmula baseada em 14 oxigênios -equivalentes, $(\text{Mg}_{6-x}\text{Al}_x)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. A variação composicional ocorria mais em função do incremento de temperatura que de pressão. Após atingir o conteúdo-limite em Al, as Mg-cloritas se quebravam, para $P(\text{H}_2\text{O}) > 3$ kbar, segundo a reação $\text{Mg-Clor} \Leftrightarrow \text{Forsterita} + \text{Enstatita} + \text{Espinélio} + \text{H}_2\text{O}$, que define a estabilidade máxima da clorita magnesiânica, aproximadamente a 760 °C a 5 kbar e 850 °C a 10 kbar. Ou seja: para Mg-cloritas (clinocloros) com teores em Al inicialmente inferiores ao valor-limite, ocorreria um incremento em Al, até atingirem a composição ideal $(\text{Mg}_{9,6}\text{Al}_{2,4})(\text{Si}_{5,6}\text{Al}_{2,4})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$.

(agora segundo a formulação para 28 oxigênios-equivalentes, ou 36 O,OH), quando então este clinocloro se desestabilizaria, e seria consumido através da reação invariante acima mencionada.

Para as análises de Mg-cloritas obtidas em amostras da Suite Metaultramáfica em estudo procurou-se retratar, à semelhança do que foi feito para os Ca-anfibólios, as variações composicionais em função dos tipos litológicos, e das respectivas áreas de procedência. As cloritas não apresentam a amplitude de variação morfológica/textural dos anfibólios, mas algumas relações texturais sugestivas puderam ser utilizadas para balizar as suas análises e o tratamento dos dados. Apesar das análises dirigidas de acordo com categorias morfológicas/texturais, variações composicionais associadas a tipos texturalmente diversos foram geralmente menos evidentes para as cloritas do que para os Ca-anfibólios. Apenas em alguns casos cloritas em palhetas isoladas, com arranjo sugestivo de desenvolvimento tardio, discordante à textura principal, ou em agregados finos, envolvendo espinélios inclusos em anfibólios/ortopiroxênios, mostraram claramente diferenças composicionais significativas em relação aos demais tipos morfológicos/texturais.

No Quadro de Diagramas VI.4.A, as análises das Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica, discriminadas por área de procedência e tipos litológicos principais, são comparadas entre si com auxílio dos diagramas $Al^{IV} \times Al^{VI}$, $Al^{IV}/(Al+Cr+2Ti)^{VI} \times (Mg+Fe^{2+}+Ni)^{VI}$ e $Al \text{ Total } (= Al^{IV}+Al^{VI}) \times Mg/Mg+Fe^{+2}$. Os diagramas da coluna esquerda correspondem às análises de cloritas obtidas em amostras procedentes da Faixa Serra do Dondó, num total de 149 análises pontuais, com a seguinte simbologia: (o) - clorita - Ca-anfibólio xistos/fels $\pm$ olivina e/ou antofilita; (+) - olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita; e (•) - olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio. As análises de cloritas de metaultramafitos da Faixa Mumbuca, compreendendo 169 análises pontuais, encontram-se representadas nos diagramas da coluna direita, identificadas como se segue: (x) - olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com espinélio e clorita, com olivina $\simeq$ ortopiroxênio; ($\square$) - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels com olivina e/ou espinélio e clorita, com ortopiroxênio $\gg$ olivina; (∇) - clorita - ortopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio, com olivina $\gg$ ortopiroxênio; e (•) - olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio.

Quadro de Diagramas VI.4.A - Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica

Diagramas $Al^{IV} \times Al^{VI}$, $Al^{IV} / (Al+Cr+2Ti)^{VI} \times (Mg+Fe^{2+}+Ni)^{VI}$ e $Al \text{ Total } (= Al^{IV}+Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{2+}$, para análises de Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica, discriminadas por área de procedência e tipos litológicos principais.

Amostras da Faixa Serra do Dondó - Coluna esquerda (149 análises)

- o - clorita - Ca-anfibólio xistos / fels $\pm$ olivina e/ou antofilita
- + - olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com espinélio e clorita
- - olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio

Amostras da Faixa Mumbuca - Coluna direita (169 análises)

- x - olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos com espinélio e clorita, com olivina $\simeq$ ortopiroxênio
  - - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels com olivina e/ou espinélio e clorita, com ortopiroxênio $\gg$ olivina
  - ▽ - clorita - ortopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio, com olivina $\gg$ ortopiroxênio
  - - olivina - hornblenda xisto com espinélio, clorita e Ca-piroxênio
-

Quadro de Diagramas VI.4.A - Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica

---

Quadro de Diagramas VI.4.B - Mg-cloritas de amostras selecionadas

Pares de diagramas $Al^{IV} \times (Al+Cr+2Ti)^{VI}$ e $Al \text{ Total } (= Al^{IV}+Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}$ para análises de Mg-cloritas de amostras da Faixa Serra do Dondó :

- Amostras 33/01 (o) e 208/01 (•) : clorita - Ca-anfibólio xistos / fels

  - Amostras 268/10 (o) e 302C/10 (∇ - cloritas da matriz, Δ - cloritas tardias, discordantes à matriz / anfibólios pseudomórficos) : clorita - Ca-anfibólio xistos / fels.

  - Amostras 27/11C, 72A/36, 253/162 (+), da Faixa Serra do Dondó, e 62A/51 (x), da Faixa Mumbuca : olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com espinélio e clorita
-

Quadro de Diagramas VI.4.B - Mg-cloritas de amostras selecionadas

---

Quadro de Diagramas VI.4.C - Mg-cloritas de amostras selecionadas

Pares de diagramas $Al^{IV} \times (Al+Cr+2Ti)^{VI}$ e $Al \text{ Total } (= Al^{IV}+Al^{VI}) \times Mg / Mg+Fe^{+2}$ para análises de Mg-cloritas de amostras da Faixa Mumbuca :

- Amostra 20D/24 (• - cloritas da matriz; o - cloritas tardias, discordantes à matriz) :
clorita - ortopiroxênio - olivina - hornblenda xisto potfiroblástico com espinélio
  - Amostras 20C/24 (x) e 59A/50 (+) : ortopiroxênio - hornblenda ($\pm$ cummingtonita)
xistos porfiroblásticos com espinélio e clorita
  - Amostra 69/57 (o) : hornblenda - olivina - ortopiroxênio fels com espinélio e clorita
($\pm$ calcita) - reação $OL + OPX + ESP \Leftrightarrow Mg-CLOR$
-

Quadro de Diagramas VI.4.C - Mg-cloritas de amostras selecionadas

Os espectros composicionais para Mg-cloritas de amostras das Faixas Serra do Dondó e Mumbuca mostram diferenças sistemáticas, muito bem definidas, entre si. Para a Faixa Serra do Dondó, as variações composicionais são mais amplas, tanto em termos de Al^{IV} ou Al Total ($Al^{IV} + Al^{VI}$), como em termos de $Mg/Mg+Fe^{+2}$. A disposição dos pontos correspondentes às análises pontuais é mais dispersa, implicando composições mais heterogêneas para o conjunto como um todo. A grande maioria das análises concentra-se numa faixa de teores em Al definida entre 2,0 e 2,5 Al^{IV} , ou 4,0 e 4,6 Al Total p.f.u., com valores máximos da ordem de 2,65 Al^{IV} ou 4,85 Al Total p.f.u. As cloritas mais aluminosas são sistematicamente aquelas em palhetas maiores, individualizadas, tardias, de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio verde (+), ou em agregados de palhetas menores, bem como em palhetas maiores individualizadas em olivina - hornblenda xisto com espinélio verde e Ca-piroxênio (•); ou seja, de rochas portadoras de Mg-Al-espinélio. A variação em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ acontece em patamares, num intervalo total entre 0,78 e 0,90, aproximadamente. Há uma tendência ao decréscimo em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ com aumento do teor em Al, mais acentuada para os espectros relativamente menos magnesianos.

Para cloritas da Faixa Serra do Dondó as relações Al^{IV}/Al^{VI} e $Al^{IV}/(Al+Cr+2Ti)^{VI}$ indicadas pelos diagramas são, para ampla maioria das análises, diferentes de 1, e predominantemente superiores a este valor. Esta distribuição espalhada e assimétrica implica algum tipo de desequilíbrio nas substituições tschermakíticas, ou algum mecanismo de substituição não previsto na fórmula estrutural estabelecida para as Mg-cloritas. Se substituições sudoíticas, di/trioctaedrais ($Mg_3 \Leftrightarrow \square Al^{VI}_2$) fossem operantes em grande quantidade, o deslocamento das análises deveria se dar no sentido oposto, em direção a razões Al^{IV}/Al^{VI} inferiores a 1; substituições sudoíticas no sentido inverso ($\square_{-1} Al^{VI}_2 \Leftrightarrow Mg_3$), no volume exigido pelo espalhamento das análises, não teriam sustentação em base cristaloquímica. O fator mais adequado para explicar esta aparente distorção nas substituições catiônicas é a ausência de Fe^{+3} da formulação utilizada. Ao que parece, as Mg-cloritas da Faixa Serra do Dondó contêm quantidades variáveis e significativas de moléculas ferri-tschermakíticas. Quando o componente FeTs não é avaliado, resulta em aumento proporcional em Fe^{+2} e subdimensionamento das substituições tschermakíticas em geral. A correção para Fe^{+3}

resultaria em um vetor diagonal, correspondente à soma vetorial da diminuição concomitante em Fe^{+2} e em $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Al}+\text{Cr}+2\text{Ti}+\text{Fe}^{+3})^{\text{VI}}$ (agora com $(\text{Fe}^{+3})^{\text{VI}}$ incorporado), que deslocaria os pontos representativos das análises para valores $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Al}+\text{Cr}+2\text{Ti}+\text{Fe}^{+3})^{\text{VI}}$ em torno de 1, reestabelecendo o equilíbrio entre as substituições octaédricas e tetraédricas previsto pelo padrão tschermakítico. Desvios adicionais desta relação de equilíbrio deveriam ser creditados às já mencionadas substituições sudoíticas, que incorporariam Al^{VI} em proporção superior ao exigido pelas substituições tschermakíticas, com concomitante retirada de $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})^{\text{VI}}$, sem afetar as posições tetraédricas. O valor máximo de Fe^{+3} necessário para recompor a proporção $\text{Al}^{\text{IV}} : (\text{Al}+\text{Cr}+2\text{Ti}+\text{Fe}^{+3})^{\text{VI}} = 1 : 1$ seria estimado em torno de 0,5 p.f.u.: ou seja, o conteúdo em Fe^{+3} das Mg-cloritas da Faixa Serra do Dondó variaria entre 0,0 e 0,5 átomos p.f.u., sendo inferior a 0,3 ou 0,4 para a maioria das composições, se consideradas as deficiências em cátions trivalentes/tetravalentes apontadas pelo diagrama $\text{Al}^{\text{IV}} \times \text{Al}^{\text{VI}}$, e computadas as substituições adicionais em CrTs, uma vez que o Cr^{+3} pode atingir até 0,12 átomos p.f.u. Vale lembrar que, para análises de Mg-cloritas por via úmida, teores de até 4% Fe_2O_3 já foram determinados (Laird 1988). Ao que parece, deficiência em Al^{VI} , nas posições octaédricas, quando comparado ao Al^{IV} , é regra geral para cloritas (Bailey 1988), e este desbalanço é compensado pelos demais cátions trivalentes incorporados aos sítios octaédricos.

Para as Mg-cloritas da Faixa Mumbuca a variação composicional é mais restrita, tanto para o conteúdo em Al, como para $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$. As cloritas de amostras desta Faixa são mais aluminosas e os pontos representativos das suas análises se dispõem de forma mais concentrada nos diagramas, indicando teores entre 2,2 e 2,6 Al^{IV} , ou 4,4 e 4,8 Al Total p.f.u. Chama a atenção o alinhamento praticamente vertical dos pontos no extremo mais aluminoso do espectro composicional no diagrama, sugerindo que o conteúdo limite em Al seria próximo ao valor de 4,8 átomos p.f.u., equivalente a um (x)Al de 2,4 para uma fórmula estrutural ideal com base em 28 oxigênios-equivalentes, ou de 1,2 quando em base de 14 oxigênios-equivalentes. Notar que este valor é exatamente aquele obtido experimentalmente por Jenkins e Chernosky (1986) para o limite de estabilidade superior de Mg-cloritas, que antecede a sua substituição univariante pela associação Forsterita+enstatita+Espinélio+ H_2O , valor este coincidente com aquele determinado para cloritas naturais por Frost (1975) para Mg-cloritos. Em

termos da razão $Mg/Mg+Fe^{+2}$, as análises de Mg-cloritas da Faixa Mumbuca oscilam entre os valores de 0,94 e 0,87, aproximadamente, numa faixa de variação mais estreita e mais magnésiana, portanto, que as Mg-cloritas da Faixa Serra do Dondó. Quanto às substituições tschermakíticas e/ou sudoíticas, o espalhamento em relação à razão ideal $Al^{IV}/Al^{VI} = 1$ é significativamente menor para análises de cloritas da Faixa Mumbuca, sugerindo teores máximos entre 0,2 e 0,3 Fe^{+3} p.f.u. necessários para recompor a proporção tschermakítica ideal, considerando-se adicionalmente teores de até 0,1 Cr^{+3} p.f.u.

Para as razões $Al^{IV}/(Al+Cr+2Ti)^{VI}$, a distribuição dos pontos representativos das análises, além de menos dispersa, e de amplitude mais reduzida, apresenta-se mais simétrica em relação ao valor ideal 1. Além da já mencionada substituição ferri-tschermakítica, necessária para compensar as análises com razões $Al^{IV}/(Al+Cr+2Ti)^{VI} > 1$, a distribuição mais simétrica, com um segmento bastante extenso com razões $Al^{IV}/(Al+Cr+2Ti)^{VI} < 1$, sugere um componente sudoítico, di/trioctaedral, significativo para cloritas deste segmento. A importância relativa de cada mecanismo de substituição (Al-, Cr-, Fe-tschermakítico, sudoítico-di/trioctaedral, diadóquico simples $Mg \Leftrightarrow Fe^{+2}$), bem como a influência de um no outro, não pode ser avaliado com precisão para as Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica, em vista do grau de incerteza introduzido pela não disponibilidade de informações mais seguras sobre o conteúdo em Fe^{+3} , cuja aferição, por outro lado, quando não determinado diretamente, depende, paradoxalmente, do estabelecimento mais detalhado possível do padrão de substituições catiónicas operantes no retículo cristalino das cloritas. Cria-se assim um impasse: ou se descarta a hipótese de que outras substituições, que não as tschermakíticas, mais facilmente equacionáveis, sejam operantes em proporção representativa e estima-se o teor em Fe^{+3} através do equilíbrio estequiométrico idealizado, ou se assume que as substituições sudoíticas-di/trioctaedrais tem importância significativa e sem a sua avaliação adequada qualquer esquema de normalização para Fe^{+3} se torna questionável. Uma discussão mais pormenorizada deste impasse pode ser encontrada em Bailey (1988), ou Laird (1988).

Nos Quadros de Diagramas VI.4.B e C, procura-se ilustrar padrões variados de espectros composicionais para Mg-cloritas de amostras individualizadas procedentes de ambas Faixas de ocorrência da Suite Metaultramáfica, através dos pares de

diagramas $Al^{IV} \times (Al+Cr+2Ti)^{VI}$ e $Al \text{ Total } (= Al^{IV}+Al^{VI}) \times Mg/Mg+Fe^{+2}$. Os dois primeiros pares de diagramas do Quadro VI.4.B referem-se, respectivamente, às amostras 33/01 (o) e 208/01 (•), e 320C/10 (∇, Δ) e 268/10 (o), procedentes da Faixa Córrego das Almas. Em ambos casos, as cloritas das duas amostras representadas conjuntamente tem composições similares/complementares. Para as duas primeiras, a razão $Mg/Mg+Fe^{+2}$ é mais alta, entre aproximadamente 0,88 e 0,90, e apresenta pouca variação com incremento em Al Total, que varia entre 4,0 e 4,6 Alp.f.u. Para o segundo par de amostras há um decréscimo linear mais acentuado, de aproximadamente 0,80 para 0,76 em $Mg/Mg+Fe^{+2}$, para um aumento de 3,6 para 4,5 Al Total p.f.u. Neste segundo caso nota-se também uma segmentação pronunciada no espectro composicional: análises correspondentes a cloritas em palhetas isoladas, discordantes sobre a textura principal, interpretadas como de blastese tardia na evolução metamórfica da amostra 302C/10 e indicadas por triângulos abertos em posição normal (Δ), tem composições menos aluminosas, entre 3,6 e 3,9 Al Total p.f.u., enquanto cloritas em agregados finos de palhetas, intersticiais aos Ca-anfibólios no arranjo textural predominante variam entre 4,2 e 4,6 Al Total p.f.u. O decréscimo em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ concomitantemente ao aumento no conteúdo em Al seria sugestivo de substituição preferencial de Mg pelo Al, não fosse a incerteza no tocante ao teor em Fe^{+3} que, uma vez incorporado à fórmula estrutural, aumentaria a razão $Mg/Mg+Fe^{+2}$ para cloritas relativamente mais ricas no componente ferri-tschermakítico. Vale mencionar que, conforme notado por Bailey (1988), haveria uma tendência genérica a cloritas mais ricas em Fe^{+2} conterem quantidades maiores também em Fe^{+3} , numa relação aproximadamente proporcional. Isto estaria de acordo com a tendência, notada anteriormente, de análises de cloritas com razões $Mg/Mg+Fe^{+2}$ mais baixas, logo mais ricas em Fe^{+2} , apresentarem acentuado decréscimo desta razão com aumento do carácter aluminoso: as substituições ferri-tschermakíticas provavelmente acompanham o incremento em substituições tschermakíticas em geral, que caracteriza a evolução composicional progressiva das Mg-cloritas. Quando o Fe incorporado às posições octaédricas no estado trivalente é computado na forma bivalente para constituição da fórmula estrutural, o resultado é o decréscimo em $Mg/Mg+Fe^{+2}$ para composições progressivamente mais tschermakíticas.

No terceiro par de diagramas do Quadro VI.4.B são apresentadas análises de cloritas das amostras 27/11C, 72/36 e 253/162, da Faixa Serra do Dondó (+), e da amostra 62A/51, da Faixa Mumbuca (x). Correspondem a palhetas maiores, individualizadas, tardias, em olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio verde. Quando comparadas às análises anteriormente discutidas, exibem espectro composicional mais restrito em termos de Al Total, para valores mais elevados, variando entre 4,55 e 4,80 Al Total p.f.u. para a maioria das análises, ou seja: com conteúdo máximo em Al da ordem de $(x)Al = 2,4$ (base de 28 oxigênios-equivalentes), no limite composicional da estabilidade superior de Mg-cloritas, segundo Jenkins e Chernosky (1986).

No Quadro de Diagramas VI.4.C todas as análises de cloritas são de amostras metaultramáficas da Faixa Mumbuca. O primeiro par de diagramas representa análises da amostra 20D/24, um clorita - ortopiroxênio - Ca-anfibólio - olivina fels porfiroblástico com espinélio, discriminando análises correspondentes a palhetas finas, isoladas ou em agregados discretos, intersticiais aos Ca-anfibólios da matriz mais fina, precoce, ou inclusas nos porfiroblastos de ortopiroxênio, e a palhetas individualizadas maiores, de arranjo randômico, discordantes ao arranjo textural da matriz mais fina e dos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio, indicadas por (*), de análises representativas de cloritas em agregados finos/muito finos, que envolvem núcleos de Mg-Al-espinélio encapsulados em Ca-anfibólios maiores ou em porfiroblastos de ortopiroxênio, que recebem símbolo (o). Nota-se uma distribuição simétrica dos pontos referentes às análises em relação a $Al^{IV}/(Al+Cr+2Ti)^{VI} = 1$ para composições mais aluminosas, correspondentes a cloritas em palhetas finas da matriz, ou em palhetas maiores individualizadas, e uma tendência em torno deste valor para composições com teor em Al^{IV} decrescente, de cloritas em agregados finos/muito finos envolvendo espinélios. No diagrama Al Total ($= Al^{IV}+Al^{VI}$) X $Mg/Mg+Fe^{+2}$ as composições mais aluminosas distribuem-se segundo um alinhamento bem definido, vertical, para teores de 2,6 Al Total p.f.u., para razões $Mg/Mg+Fe^{+2}$ entre 0,92 e 0,94, aproximadamente. A distribuição das análises correspondentes aos diversos tipos morfológicos/texturais de cloritas sugere um conjunto de composições melhor equilibradas, mais restritas, e um conjunto de análises correspondente a um espectro de composições em desequilíbrio,

com índice de substituições tschermakíticas regularmente decrescente, sugerindo blastese retrometamórfica, posterior ao estágio metamórfico progressivo principal.

No par de diagramas seguinte, as análises representadas correspondem a Mg-cloritas de ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos, com espinélio e clorita, e sem olivina: amostras 20C/24 (x), e 59A/50 (+). As cloritas ocorrem quer em palhetas finas, de terminações esfiapadas, inclusas em porfiroblastos de ortopiroxênios, ou intersticiais a Ca-anfibólios prismáticos finos em bolsões preservados da matriz lepidó-nematoblástica precoce, quer em palhetas maiores, individualizadas, discordantes à textura definida pelo arranjo da matriz seriada de Ca-anfibólio e dos porfiroblastos de ortopiroxênio (Quadro de Fotomicrografias IV.10). Há uma coincidência bastante clara entre estas análises e aquelas representadas no último par de diagramas do Quadro VI.4.C, correspondentes a poiquilo-porfiroblastos de clorita da amostra 69/57, que envolvem olivina, ortopiroxênio e espinélio, indicando sua reconstituição através da reação $\text{Forsterita} + \text{Enstatita} + \text{Espinélio} + \text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow \text{Mg-Clorita}$ (Fotomicrografia IV.9.D). Em todos estes casos, o espectro composicional concentra-se entre 4,5 e 4,8 Al Total p.f.u., indicando valores para (x)Al que tendem a 2,4 (base de 28 oxigênios-equivalentes), ou seja: trata-se de Mg-cloritas com composições reequilibradas próximo ao valor-limite em teor de Al para a sua estabilidade superior. Não há diferenças composicionais significativas entre cloritas em palhetas mais finas, incorporadas à matriz lepidó-nematoblástica ou inclusas em porfiroblastos de ortopiroxênio, e cloritas de palhetas maiores, individualizadas, randômicas, tardias em relação ao conjunto matriz - porfiroblastos de ortopiroxênio: o primeiro tipo representaria indivíduos preservados da geração que antecede imediatamente a sua desestabilização, enquanto o segundo tipo corresponderia a subporfiroblastos de clorita reconstituídos no limiar do estágio retro-metamórfico, ou seja, ambas teriam se equilibrado sob condições de pressão e temperatura semelhantes, próximo ao ápice do metamorfismo progressivo.

VI.2.2.B - Cloritas e serpentinas dos serpentinitos

Como descrito no Capítulo IV, em vários serpentinitos portadores de Mg-clorita em palhetas grandes, individualizadas, de birrefringência anômala castanho, as palhetas de cloritas "normais" são pseudomórficamente substituídas por um mineral

placóide de birrefringência e relevo mais baixos e sinal óptico invertido, identificado como Al-lizardita (= septeclorita, ou talco-clorita), que, por sua vez, é substituída por agregados muito finos, placóides/entrelaçados, ou em palhetas trelaçadas, de antigorita e/ou lizardita, que representam as fases minerais amplamente predominantes nestas rochas. As relações texturais sugerem uma serpentinização generalizada em duas etapas, onde a primeira etapa corresponderia a uma fase de substituição de composição/arranjo cristalquímico intermediários entre a Mg-clorita e as serpentinas propriamente ditas. Análises por Microsonda Eletrônica foram efetuadas para todas as fases envolvidas neste processo, incluindo algumas palhetas muito finas, incipientes, de talco, que representaria a fase sucessora em estabilidade, antecipando a talcificação generalizada que se segue à serpentinização em vários domínios de cisalhamento tardio, de grau metamórfico mais baixo.

Na Figura VI.2 encontram-se representadas análises correspondentes a Mg-cloritas, Al-lizarditas, serpentinas e talcos dos serpentinitos 321/10, 375A/104C e 54C/28, além das análises de referência de Deer et al (1992) para clinocloro com $(x)Al \approx 1,5$, antigorita e crisotila. Há um alinhamento segmentado das análises de Mg-cloritas e Al-lizarditas, delimitando intervalos composicionais próprios, estanques. Separam-se claramente também os agrupamentos correspondentes às Al-lizarditas, às antigoritas, e às serpentinas mais magnesianas, menos silicosas, possivelmente crisotilas. As composições das antigoritas estão algo deslocadas em direção ao vértice SiO_2 : isto pode ser consequência de intercrescimento, em escala sub-microscópica, com talco incipiente, segundo alguma relação cristalquímica definida, uma vez que as análises mostram um agrupamento bastante coerente, fato que não ocorreria em se tratando de análises mistas, com proporções talco:serpentina variáveis. As Al-lizarditas apresentam conteúdos intermediários ($1,0 \% < Al_2O_3 < 3,5 \%$) a alto ($Al_2O_3 > 3,5 \%$) em Al (Wicks e O'Hanley 1988). A distribuição das análises, aliada às informações de cunho petrográfico, sugerem um processo de **serpentinização por etapas**, com a Al-lizardita representando um estágio intermediário entre a Mg-clorita/clinocloro inicial e a antigorita/lizardita final. Não seria surpreendente tratar-se de uma fase meta-estável, presente apenas no decorrer do processo de serpentinização generalizado.

Figura VI.2 - Diagrama SiO_2 - MgO - Al_2O_3 (PM - em Proporções Moleculares) para análises de Mg-cloritas (●), Al-lizarditas (○), talco (■) e serpentinas (✕) de clorita - antigorita serpentinitos da Faixa Serra do Dondó. São representadas adicionalmente análises de Mg-clorita (●), antigorita (Δ) e crisotila (▽) de Deer et al (1992) como referência.

VI.2.3 - Piroxênios

Ortopiroxênios magnesianos são de longe o tipo de piroxênio mais frequente na Suite Metaultramáfica em estudo. Na Faixa Serra do Dondó ocorrem apenas nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita, restritos, até onde as condições de exposição permitem ver, aos corpos ultramáficos menores, inclusos nos ortognaisses cisalhados/remobilizados ao redor do corpo principal de Alpinópolis. Já na Faixa Mumbuca tem ampla ocorrência, via de regra em porfiroblastos que podem atingir tamanho até decimétrico, e representam o constituinte mineral característico, distintivo das rochas metultramáficas desta Faixa.

Clinopiroxênios, por outro lado, são praticamente ausentes nas rochas metaultramáficas com Ca-anfibólio como constituinte essencial, resumindo-se a duas amostras dentre as analisadas. Apesar do seu reconhecimento em descrições petrográficas de rotina poder ter sido prejudicado pela similaridade morfológica/textural e pelas características ópticas superficiais (birrefringência, relevo, clivagem) pouco distintas que apresentam em relação aos Ca-anfibólios, volumetricamente

predominantes, nas texturas finas, algo caóticas, em que ocorrem, o fato de terem sido detectados em rochas com paragênese e composições químicas algo anômalas em relação ao conjunto principal da Suite Metaultramáfica sugere que sejam de fato de ocorrência restrita, associados a Ca-anfibólios nos quais a substituição tschermakítica é mais realçada.

A sistematização cristaloquímica, para efeito de distribuição dos cátions entre os sítios da estrutura cristalina e a nomenclatura utilizadas são as adotadas pela Associação Mineralógica Internacional (IMA - *International Mineralogical Association*), tal como apresentadas por Morimoto (1988). Por esta normatização, a série dos ortopiroxênios resume-se a dois membros fundamentais, respeitando-se a "regra dos 50%": a denominação "enstatita" é aplicada, de maneira abrangente, a todos ortopiroxênios com predomínio do respectivo componente ideal ($\text{En} = \text{Mg}_2\text{Si}_6\text{O}_6$) na sua composição; para a outra metade do espectro composicional, reserva-se a denominação do membro final ferroso, ferrosilita (Fs). As variações composicionais internas a cada segmento podem ser indicadas pelo percentual da respectiva molécula na constituição do piroxênio em questão (e.g. En_{75}), à semelhança do que é feito para plagioclásios. O termo genérico **ortopiroxênio** é utilizado com mais frequência nesta Tese, referindo-se sempre a enstatita, tal como definido acima. O cálculo da fórmula estrutural foi realizado em base de 6 oxigênios, sem estimativa de Fe^{+3} .

VI.2.3.A - Ortopiroxênios

Os principais tópicos a esclarecer em relação aos ortopiroxênios dizem respeito, além do seu espectro de variação composicional em termos de Enstatita (En) - Ferrosilita (Fs), ao conteúdo em elementos menores, como o Ca, Al, Cr, Ni; à distribuição dos constituintes químicos nos indivíduos minerais (se há zoneamento composicional, e se este é concêntrico ou irregular); e às delgadas lamelas (100), praticamente onipresentes, em grau variável, nas diferentes amostras, que foram interpretadas, no decorrer das descrições petrográficas, como lamelas de deslizamento interplanar, ou de geminação lamelar múltipla, fina.

A variação composicional dos ortopiroxênios encontra-se ilustrada nos diagramas do Quadro de Diagramas VI.5, num total de 206 análises pontuais. Como se

Quadro de Diagramas VI.5 - Ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica

---

Diagramas de variação composicional para análises de ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica por inteiro, e perfis de variação composicional (Al p.f.u.) para porfiroblastos de ortopiroxênio de amostras selecionadas (da esquerda para a direita, e de cima para baixo) :

- Enstatita (En) - Ferrosilita (Fs) - Wollastonita (Wo)

- Mg - Fe⁺² - Al

- Mg / Mg+Fe⁺² X Al (Análises discriminadas por amostras : (o) 27/11C, 62A/51; (x) 59A/50; (Δ) 20C/24; (∇) 115A/28D; (+) 20D/24, 52/46; (•) 369/232, 40E/39, 69/57, 114A/87, 114C/87, 115B/87)

Variação em Al em perfis transversais à seção prismática para porfiroblastos de amostras selecionadas (pontos equidistanciados, largura do perfil indicada para cada caso) :

- 52/46 - Largura : ~ 1,3 mm (v. Fotomicrografia IV. 11.A, B)

- 59A/50 - Largura : ~ 3,5 mm

- 20D/24 - Largura : ~ 2,5 mm

Quadro de Diagramas VI.5 - Ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica

vê no poliedro em destaque no diagrama Wo - En - Fs, o espectro de variação em termos de En : Fs, para análises da Suite Metaultramáfica por inteiro, é contínuo e situa-se aproximadamente entre En₈₇ e En₇₅. O conteúdo em Ca é desprezível, sistematicamente inferior a 0,01 átomos p.f.u. Já em termos de Al, há uma variação composicional significativa, onde os valores mínimos no teor em Al crescem com aumento no componente Fs, ou Fe⁺², de maneira contínua e linear, de 0,04 a 0,06 Al p.f.u., enquanto os valores máximos alcançam até 0,1 Al p.f.u, mas de maneira mais errática. Tanto Cr como Ni restringem-se a valores inferiores ou iguais a 0,05, enquanto Mn atinge um máximo de 0,015 átomos p.f.u., mas todos de forma dispersa, irregular. No diagrama Mg/Mg+Fe⁺² X Al, parte das análises encontra-se discriminada por amostra (o - 27/11C, 62A/51; x - 59A/50; Δ - 20C/24; ∇ - 115A/28D; + - 20D/24, 52/46; • - 369/232, 40E/39, 69/57, 114/87, 114C/87 e 115B/87) para ilustrar os padrões de variação mais evidentes reconhecidos. Destaca-se mais claramente aqui a sistemática variação linear do conteúdo mínimo em Al, em função da proporção Mg : Fe⁺²; para algumas amostras, as respectivas análises restringem-se à faixa mais destacada, de maior concentração de pontos, que caracteriza este "patamar mínimo" em Al (e.g. amostras 27/11C e 62A/51). Já para outras amostras, as respectivas análises definem tendências lineares de enriquecimento em Al, que ora se iniciam a partir da faixa dos valores mínimos (e.g. amostras 20D/24 e 52/46), ora com valores superiores a esta faixa (e.g. amostra 59A/50). Este arranjo dos pontos referente às análises sugerem um controle cristaloquímico bastante rígido para a distribuição relativa de Al e Mg nas posições catiônicas M1, pelo menos para o limiar da incorporação do Al neste sítio. Curiosamente, este efeito parece se tornar menos pronunciado à medida que aumenta o conteúdo em Al: a variação em Mg/Mg+Fe⁺² é apenas ligeiramente decrescente, ou praticamente vertical, insensível ao aumento em Al.

O conteúdo em Al de ortopiroxênios coexistentes com olivina e Mg-Al-espinélio é função direta do aumento de temperatura (Obata 1976, Gasparik e Newton 1984) e é pouco sensível à variação da pressão. Uma formulação para normatização do conteúdo em Al, em função da fração molar no componente ideal magnesio-tschermakita (MgTs = MgAl₂SiO₆) é proposta pelos dois últimos autores, na forma que se segue: (x)MgTs = (Al - Na - 2Ti - Cr)/2, com os respectivos valores em número de

átomos p.f.u., para base de 6 oxigênios. Os resultados deste cálculo para os ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica são indicados na Figura VI.3, na forma do diagrama $Mg/Mg+Fe^{+2} \times (x)MgTs$, com os mesmos símbolos mencionados acima para discriminar as análises por amostras, acrescidos de ($\square$), para as análises correspondentes aos ortopiroxênios da amostra 115B/28D.

Figura VI.3 - Diagrama $Mg/Mg+Fe^{+2} \times (X MgTs)$ para análises de ortopiroxênios da Suite Metaultramáfica. Análises discriminadas por amostras: (o) 27/11C, 62A/51; (x) 59A/50; (Δ) 20C/24; (∇) 115A/28D; (+) 20D/24, 52/46; ($\square$) 115B/28D ($\bullet$) 369/232, 40E/39, 69/57, 114A/87, 114C/87). Cálculo de X MgTs segundo Gasparik e Newton (1984).

Como se vê no diagrama da figura VI.3, apenas quatro amostras apresentam espectros composicionais que ultrapassam o valor de 0,04 (x)MgTs, ou 4% em porcentagem molar deste componente. Destas, porém, duas: 20C/24 e 59A/50, correspondem a ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos, isentos de olivina, que logo não cumprem o quesito associação mineralógica para estabelecimento do equilíbrio tal como modelado. As demais amostras exibem espectros composicionais com segmento mais aluminoso inferior ou próximo ao valor de 0,04 (x)MgTs (e.g. 27/11C e 115B/28D), sugerindo conteúdos máximos desta ordem para o referido componente. Pelo diagrama em ábaco, com linhas de iso-teores em % molar de MgTs em ortopiroxênio no campo P X T (pressão X temperatura), apresentado por Gasparik e Newton (1984), o teor de 4% molar em MgTs indicaria temperaturas da ordem de 580 °C, alcançando aproximadamente 620-630 °C para as frações molares máximas em MgTs sinalizadas pelas análises, de (x)MgTs ~ 0,05.

Este valor é surpreendentemente baixo para as paragêneses observadas nas rochas metaultramáficas em si, bem como nos litotipos diversos circunvizinhos: os valores lidos no diagrama correspondente de Obata (1976), da ordem de 720-750 °C, são muito mais coerentes com o quadro metamórfico observado.

Como já visto, o conteúdo em Ca dos ortopiroxênios é sistematicamente muito baixo, e não há análises que indiquem componente Ca-piroxênico significativo em solução sólida. Adicionalmente, para testar as lamelas (100), perfis cerrados foram realizados através de domínios ricos em lamelas, de preferência algo mais largas. Nenhuma variação composicional digna de nota pode ser atribuída às lamelas em questão: mais seguramente, trata-se de lamelas de deslizamento interplanar, ou de geminação polissintética.

Perfis transversais a seções prismáticas foram executados em diversos porfiroblastos quando o seu hábito permitia definir relações borda/núcleo com clareza. O resultado de alguns destes perfis encontra-se registrado nos três últimos diagramas do Quadro VI.5. Para amostras com variação mais ampla em Al o ortopiroxênio exibe um nítido zoneamento concêntrico, com bordas mais ricas em Al e núcleos relativamente menos aluminosos (diagramas em perfil para as amostras 52/46 e 59A/50). Notar amplitude total de variação composicional entre núcleo/borda similar para os dois casos, da ordem de 0,02 Al p.f.u., para conteúdos absolutos em Al divergentes em 0,03 Al p.f.u. Em alguns casos, este padrão de zoneamento é menos evidente, ou mesmo exibe sutil tendência inversa, como no último diagrama do Quadro VI.5, correspondente à amostra 20D/24. Para ortopiroxênios com espectros composicionais reduzidos em termos de conteúdo em Al, as variações composicionais individuais internas são discretas e, aparentemente, randômicas.

VI.2.3.B - Clinopiroxênios

Clinopiroxênios foram analisados nas amostras 94A/73, da Faixa Serra do Dondó, e 81/68, da Faixa Mumbuca. Ambas são olivina ($\Rightarrow$ serpentina) - hornblenda xistos porfiroblásticos com espinélio e clorita, que se caracterizam pela importância relativamente mais destacada das substituições tschermakíticas nos seus Ca-anfibólios, mais pronunciada para a amostra 81/68, que apresenta adicionalmente calcita granoblástica fina, esparsa, intersticial à hornblenda, esta de composição

distintamente mais cálcica que a de Ca-anfibólios das demais amostras. As análises correspondentes aos clinopiroxênios encontram-se representadas no diagrama En - Fs - Wo da Figura VI.4: as da amostra 81/68 definem composições diopsídicas, e as da amostra 94A/73, augíticas, de baixo Ca. Para ambos casos, o conteúdo em Al restringe-se a valores entre 0,05 e 0,10 átomos p.f.u., e a razão $Mg/Mg+Fe^{+2}$ é praticamente constante, ao redor de 0,90.

Figura VI.4 - Diagrama En - Fs - Wo para clinopiroxênios das amostras 81/68 (x = 9 análises) e 94A/73 (+ = 3 análises). Campo em destaque entre Wo = 20 e 50, En = 50, e Fs = 0.

VI.2.4 - Olivinas

Olivinas ocorrem geralmente em porfiroblastos de dimensões e hábitos variáveis, acompanhando ortopiroxênio nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita dos corpos ultramáficos menores, circundantes do corpo principal de Alpinópolis, na Faixa Serra do Dondó, ou, mais caracteristicamente, nos olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com clorita e/ou espinélio da Faixa Mumbuca. Foram analisadas em porfiroblastos menores, inteiriços, circunscritos, parcialmente inclusos em porfiroblastos de ortopiroxênios, em poiquilo-porfiroblastos grandes, contínuos, espalhados, com aspecto "esponjoso", infiltrados na matriz lepidó-nematoblástica a entrelaçada fina de clorita e Ca-anfibólio, ou ainda em sub-porfiroblastos ou indivíduos

múltiplos menores, inseridos na matriz junto aos Ca-anfibólios. As relações borda/núcleo são geralmente mal definidas para as olivinas, haja visto seu hábito poiquilo-porfiroblástico extenso, espalhado, de contornos irregulares mal circunscritos, ou as suas relações de inclusão/semi-inclusão nos ortopiroxênios, que desvirtuam seus contornos originais. Por estas razões, variações composicionais internas nem sempre puderam ser aferidas com segurança - se bem que, aparentemente, não apresentam zoneamento químico representativo.

Figura VI.5.A e B - Diagramas $\text{Mg} \times \text{Fe}^{+2}$ e $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2} \times \text{Mn}$ para olivinas de rochas da Suite Metaultramáfica. Para cada amostra, é indicado o par de análises que delimita o respectivo espectro composicional, discriminado por símbolos (* - 27/11C; O - 62A/51; ∇ - 369/232; $\square$ - 114C/87; $\circ$ - 115B/28D; Δ - 115A/28D; $\diamond$ - 40E/39; X - 69/57; $\square$ - 114A/87; + - 20D/24; + - 52/46; ■ - 81/68)

As análises das olivinas de rochas Suite Metaultramáfica são retratadas nos diagramas $\text{Mg} \times \text{Fe}^{+2}$ e $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2} \times \text{Mn}$, nas Figuras VI.5.A e B. São indicadas as análises correspondentes aos dois extremos do espectro composicional das respectivas olivinas para cada amostra, discriminadas por símbolos. Nota-se que os espectros individuais tem amplitude máxima, em termos de $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$, de aproximadamente 0,2, enquanto o espectro para a Suite Metaultramáfica por inteiro recobre, de maneira quase contínua, o intervalo $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ entre os valores 0,85 e 0,70. Abaixo deste valor, situam-se apenas as olivinas da amostra 81/68 (■).

Ao todo, foram aferidas 148 análises pontuais de olivina. Dentre os elementos menores, Ni é sempre igual ou inferior a 0,01 átomos p.f.u. ($\sim 0,45$ % em peso de NiO), enquanto para Mn o conteúdo máximo é de $\sim 0,2$ átomos p.f.u. ($\sim 0,70$ % em peso de

MnO), porém com ampla maioria das análises com menos de 0,01 Mn p.f.u. (~0,50 % em peso de MnO). Como sói acontecer, Ni tende a aumentar com o caráter forsterítico, enquanto Mn cresce acompanhando a molécula fayalítica. Demais elementos, como o Ca, apresentam teores insignificativos para o limite de detecção do método analítico.

VI.2.5 - Minerais do Grupo do Espinélio e Ilmenitas

Os minerais do grupo do espinélio, representados por Mg-Al-espinélios verde e magnetitas, ocorrem em associações características entre si e com as ilmenitas e apresentam variações composicionais significativas em função dos tipos petrográficos e da área de procedência. Nos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó, os minerais opacos são predominantemente magnetita e ilmenita, que ocorrem isolados ou compartilhando os mesmos grãos, com lamelas (111) de ilmenita em magnetita individualizadas/isoladas, bem desenvolvidas, ou como domínios distintos, homogêneos sob luz polarizada incidente. Já nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com clorita e espinélio da mesma Faixa espinélios verdes ocorrem em grãos discretos, irregulares, intersticiais aos anfibólios na matriz, ou vermiformes, inclusos em ortopiroxênios, quase sempre envoltos por uma franja de magnetita. Adicionalmente, ocorrem ilmenita e magnetita em grãos discretos individualizados. Inclusos nos porfiroblastos de olivina destas rochas desenvolvem-se os grãos ovóides de magnetita mencionados no Capítulo IV, com domínios de espinélio verdes e ilmenita complexamente organizados, simplectíticos a lamelares, com aspecto de exsolvidos, feições essas que se desenvolvem também em rochas similares do Domínio Mumbuca. Nas demais rochas deste Domínio espinélio verde e magnetita podem ser alternadamente ausentes ou ocorrer apenas em traços, ou ocorrer associados, acompanhados ou não de ilmenita.

As análises realizadas nestes minerais referem-se tão-somente a indivíduos situados na textura desenvolvida durante os estádios de metamorfismo progressivo. Magnetitas tardias, em agregados finos, associadas ao processo de serpentinização tardio, não foram consideradas. A análise dos Mg-Al-espinélios apresentou alguns problemas, uma vez que, na maioria dos casos, tratava-se de núcleos restíticos

pequenos, da ordem de centésimos de milímetros de tamanho, intersticiais à matriz de Ca-anfibólio $\pm$ clorita, rodeados de capas de Cr-magnetita, ou de grão finos, vermiformes/simplectíticos, inclusos/semi-inclusos nos porfiroblastos de ortopiroxênio ou, menos frequentemente, olivina. Sempre que possível, análises de borda e núcleo foram realizadas para todos os grãos examinados.

Figuras VI.6.A e B: Relações entre moléculas de óxidos trivalentes/tetravalentes e bivalentes ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + 2\text{TiO}_2$) : ($\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{NiO}$), em proporções moleculares, para minerais do grupo do espinélio da Suite Metaultramáfica. Em A (à esquerda) para todas as análises com fechamento, após cálculo de Fe_2O_3 , entre 96 e 102 (% em peso). Em B (à direita), para análises selecionadas de A com base na relação ideal 1 : 1 (total: 149 análises pontuais).

O conteúdo em Fe^{+3} foi estimado a partir das análises com $\text{Fe Total} = \text{Fe}^{+2}$ obtidas através da Microsonda Eletrônica, seguindo o procedimento recomendado por Carmichael (1967) para aferição da qualidade de análises obtidas por este método. A fórmula estrutural foi calculada para 32 oxigênios no caso dos minerais do grupo do espinélio, ou para 6, no caso das ilmenitas. De princípio, apenas análises com fechamento, após cálculo de Fe_2O_3 , entre 96 e 102 % em peso foram consideradas. Para os minerais do grupo do espinélio foram selecionadas, deste universo, as análises que apresentavam relações entre moléculas de óxidos trivalentes e de óxidos bivalentes condizentes com as proporções estequiométricas exigidas pela formulação estrutural ideal, com $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + 2\text{TiO}_2) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{NiO})$ (em proporções moleculares) em torno de 1 : 1, conforme ilustrado no par de diagramas pertinentes das figuras VI.6.A e B. Similarmente, para ilmenitas,

considerou-se válidas apenas análises com relação $(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}) : \text{TiO}_2$ próximas a 1 : 1. Com base nestes parâmetros um total de 149 análises pontuais foram selecionadas para magnetitas e espinélio verde, e 63 para ilmenitas. A variação composicional foi avaliada tanto internamente às diferentes amostras como entre elas: para efeito de comparação, as análises foram identificadas de acordo com as seguintes categorias: magnetitas e ilmenitas de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó, isentos de espinélio verde; magnetitas, espinélio e ilmenitas de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita de ambas Faixas, com padrões de intercrescimento/desmistura característicos, simplectíticos entre as três fases; espinélio de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos, isentos de magnetita, da Faixa Mumbuca; e magnetitas, espinélio e ilmenitas das demais rochas da mesma Faixa.

VI.2.5.A - Mg-Al-espinélio e magnetita

A variação composicional em minerais do grupo do espinélio pode ser melhor descrita em termos dos membros finais ideais deste grupo. Para rochas máficas/ultramáficas e para os nossos propósitos, os mais importantes seriam magnetita ($\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4$), magnesioferrita ($\text{MgFe}^{+3}_2\text{O}_4$), espinélio *stricto sensu* (MgAl_2O_4), hercinita ($\text{Fe}^{+2}\text{Al}_2\text{O}_4$), cromita ($\text{Fe}^{+2}\text{Cr}_2\text{O}_4$), magnesiocromita (MgCr_2O_4) e ulvöespinélio ($\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_4$). A classificação utilizada, baseada nas proporções relativas entre estes diversos componentes, é aquela apresentada, entre outros, em Deer et al (1992) e Haggerty (1976), baseada no prisma triangular dos espinélio, conhecido como prisma de espinélio Johnston modificado. A variação composicional, e a nomenclatura serão referenciadas a projeções nas faces frontal/basal, triangulares do prisma, em termos de $\text{Fe}^{+3} - \text{Al} - \text{Cr}$, ou $2\text{Ti} - \text{Al} - \text{Cr}$, e nas faces laterais, em termos de $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2} \times \text{Al}$, Fe^{+3} ou $\text{Cr}/\text{Fe}^{+3}+\text{Al}+\text{Cr}$ (Quadro de Diagramas VI.6.A e B). Em rochas metaultramáficas, a variação composicional sistematicamente referenciada na literatura pertinente (e.g. Evans 1977, Rumble 1976), tida como padrão para espinélio quando sob metamorfismo de grau crescente, é a apresentada por Evans e Frost (1975) para serpentinitos: de Cr-magnetita em serpentinitos de baixo grau, passando sucessivamente para cromitas (serpentinitos, talco - olivina - e talco - Mg-anfibólio xistos/fels), Al-cromitas e Cr-Al-espinélio (em fácies de anfibolito superior, quando do

aparecimento da enstatita) e finalmente Mg-Al-espinélio, em condições de fácies granulito, sendo que segmentos consideráveis do espectro composicional podem estar representados em uma mesma amostra. Ou seja: a seqüência se inicia com enriquecimento relativo em Cr, e prossegue, de maneira contínua e progressiva, com empobrecimento em Fe^{+2} , Fe^{+3} e Cr, e enriquecimento em Mg e Al, com incremento modal significativo do espinélio. Este seria o padrão geral, mas a tendência de variação composicional mais precisamente definida em termos de proporção das substituições varia de amostra para amostra, em função da composição de rocha total e da associação mineralógica, entre outros.

Para ilmenitas, a variação composicional é definida principalmente em termos da solução sólida ilmenita - hematita, no sistema TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 . Neste sistema são retratadas, mais favoravelmente, também as variações composicionais entre magnetita e ulvöespinélio (e.g. Lindsley 1976). Variações em elementos menores adicionais (Mn, Mg) em ilmenitas serão referenciadas à razão Fe^{+2}/Ti , um indicador adequado para este propósito.

Os diagramas que procuram ilustrar as variações composicionais dos espinélios verdes e das magnetitas são apresentados nos Quadros de Diagramas VI.6.A e B. A simbologia utilizada destaca as seguintes variedades: (∇) - magnetitas de clorita - Canfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó, isentos de espinélio verde; (+) magnetitas de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita, de ambas Faixas, com padrões de intercrescimento/desmistura simplectíticos entre magnetitas, espinélios e ilmenitas; (x) espinélios verde das mesmas rochas; ($\square$) espinélios de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos isentos de magnetita da Faixa Mumbuca; ($\bullet$) espinélios de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos portadores de magnetita e espinélio da Faixa Mumbuca; (o) magnetitas das mesmas rochas.

Os diagramas do Quadro VI.6.A referem-se às relações entre componentes/membros finais ideais sem considerar o ulvöespinélio ($\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_4$). No diagrama triangular Cr - Fe^{+3} - Al esquerdo destacam-se as duas séries distintas de espinélios *lato sensu* presentes nas rochas da Suite Metaultramáfica: a Cr-Mg-aluminosa e a Cr-Fe-férrica. Ambas mostram tendência a enriquecimento em Cr em proporções equivalentes. A relação composicional, em termos de Cr, para magnetitas

---

Quadro de Diagramas VI.6.A - Mg-Al-Espinélio e Magnetitas da Suite Metaultramáfica

Diagramas de variação composicional para minerais do grupo do espinélio (Mg-Al-espinélio e magnetitas) da Suite Metaultramáfica por inteiro, em função dos membros finais ideais magnetita ($\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4$), magnesioferrita ($\text{MgFe}^{+3}_2\text{O}_4$), espinélio s.s. (MgAl_2O_4), hercinita ($\text{Fe}^{+2}\text{Al}_2\text{O}_4$), cromita ($\text{Fe}^{+2}\text{Cr}_2\text{O}_4$), magnesiocromita (MgCr_2O_4), sem considerar ulvöespinélio ($\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_4$). Valores em átomos p.f.u. Da esquerda para a direita, e de cima para baixo :

- Diagramas triangulares Cr - Fe^{+3} - Al, com espectro composicional para Mg-Al-espinélio e magnetitas (diagrama esquerdo superior - total : 149 análises), com indicação de *tie-lines* para pares selecionados de Mg-Al-espinélio e magnetitas coexistentes (diagrama direito superior), e com detalhe do vértice Fe^{+3} (campo das Cr-magnetitas - diagrama esquerdo intermediário).
- Diagramas Mg / $\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$ X Al, Fe^{+3} e Cr / $\text{Fe}^{+3} + \text{Al} + \text{Cr}$

Simbologia :

- ▽ - magnetitas de clorita - Ca-anfibólio xistos / fels da Faixa Serra do Dondó, isentos de espinélio verde;
  - + - magnetitas de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com espinélio e clorita, de ambas Faixas, com padrões de intercrescimento / desmistura simplectíticos entre magnetitas, espinélio e ilmenitas;
  - x - espinélio verde das mesmas rochas;
  - - espinélio de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos, isentos de magnetita, da Faixa Mumbuca;
  - - espinélio de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos, portadores de magnetita e espinélio, da Faixa Mumbuca;
  - - magnetitas das mesmas rochas.
-

Quadro de Diagramas VI.6.A - Mg-Al-espinélios e magnetitas

Quadro de Diagramas VI.6.B - Mg-Al-espinélios, magnetitas e ilmenitas da Suite Metaultramáfica

Diagramas de variação composicional para Mg-Al-espinélios e magnetitas, em função do componente ideal ulvöespinélio ($\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_4$), e para ilmenitas (total : 63 análises), em termos da solução sólida ilmenita - hematita, e de Mg e Mn p.f.u. Simbologia como no Quadro de Diagramas VI.6.A. Da esquerda para a direita, e de cima para baixo :

- Diagrama triangular $2\text{Ti} \text{ X } \text{Al} \text{ X } \text{Cr}$ para magnetitas e Mg-Al-espinélios
- Diagrama $\text{Cr} / \text{Fe}^{+3} + \text{Al} + \text{Cr} \text{ X } 2\text{Ti} / 2\text{Ti} + \text{Fe}^{+3} + \text{Al} + \text{Cr}$ para magnetitas e Mg-Al-espinélios
- Diagrama triangular (em proporções moleculares) $\text{TiO}_2 - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{NiO}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3)$ para magnetitas, destacando a solução sólida magnetita - ulvöespinélio
- Diagrama triangular (em proporções moleculares) $\text{TiO}_2 - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) - \text{Fe}_2\text{O}_3$ para ilmenitas, destacando a solução sólida ilmenita - hematita.
- Diagramas $\text{Fe}^{+2} / \text{Ti} \text{ X } \text{Mg} \text{ e } \text{Mn}$ para ilmenitas. Simbologia como para as magnetitas, exceto quando magnetita está ausente da amostra : nestes casos, símbolo como para os Mg-Al-espinélios correspondentes ($\square$)

Quadro de Diagramas VI.6.B - Mg-Al-espinélios, magnetitas e ilmenitas

e Mg-Al-espinélios coexistentes é indicada por *tie-lines* para pares destes minerais, selecionados de várias amostras no diagrama triangular direito. Nota-se que para as magnetitas três tendências de variação composicional distintas se separam, melhor visualizadas no detalhe do vértice Fe^{+3} do diagrama triangular: uma com análises totalmente destituídas de Al, correspondente às magnetitas dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó; outra mais rica em Cr, mais aluminosa, que açambarca praticamente todas as análises de magnetitas de rochas com ortopiroxênio e/ou olivina, acompanhadas ou não de espinélio verde; e a terceira, a mais rica em Cr, e de caráter aluminoso intermediário ao das duas anteriores, definida essencialmente pelas análises de magnetitas da amostra 20D/24, da Faixa Mumbuca, que apresenta teores de Cr em rocha total elevados, da ordem de 3850 ppm. Também merece ser apontada a composição relativamente menos cromífera das magnetitas procedentes dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita, com padrões de desmistura simplectíticos entre magnetitas, espinélios e ilmenitas (+), quando comparada à das magnetitas dos demais olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels (o).

Nos três diagramas seguintes do Quadro VI.6.A as variações relativas em Al, Fe^{+3} e Cr são aferidas à variação em $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$. O espectro de variação composicional dos Mg-Al-espinélios é mais amplo, e compreende de espinélios *stricto sensu* cromíferos (Cr-Mg-Al-espinélios, com $\text{Mg}/\text{Fe}^{+2} > 1$) a pleonastos cromíferos ($\text{Mg}/\text{Fe}^{+2} < 1$). As magnetitas são mais restritivas composicionalmente, no que se refere ao Al, e correspondem a Cr-magnetitas. O volume maior das análises de Mg-Al-espinélios situa-se entre 0,4 - 0,6 $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ e 0,75 - 0,95 $\text{Al}/\text{Fe}^{+3}+\text{Al}+\text{Cr}$, com variação em $\text{Cr}/\text{Fe}^{+3}+\text{Al}+\text{Cr}$ entre $< 0,05$ e $< 0,25$ e com $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3}+\text{Al}+\text{Cr} < 0,1$, com ligeira tendência ao crescimento com decréscimo em $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$. As análises correspondentes aos diversos tipos individualizados de Mg-Al-espinélios não apresentam uma distribuição sistemática: como pode ser melhor visto no diagrama $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2} \times \text{Cr}/\text{Fe}^{+3}+\text{Al}+\text{Cr}$, misturam-se de maneira desordenada, agrupando-se as análises oriundas de uma mesma amostra, às vezes definindo curtos segmentos de tendências de variação composicional lineares. As análises mais ricas em Cr, que se afastam do conjunto principal de análises, são de Mg-Al-espinélios de amostra 72/36A, um olivina ($\Rightarrow$ serpentina) - ortopiroxênio ($\Rightarrow$ talco) - hornblenda fels

porfiroblástico/nodoso com clorita da Faixa Serra do Dondó, para a qual não foi possível obter análises de magnetita representativas, por conta da avançada martitização, e apenas núcleos de alguns grãos de espinélio verde puderam ser analisados. O teor em Cr desta rocha, em torno de 2450 ppm, não destoa significativamente do teor das demais amostras analisadas: trata-se, mais possivelmente, de espinélios já deslocados em direção a composições mais ferríferas, com incremento inicial relativo em Cr.

No Quadro de Diagramas VI.6.B o componente titanífero é incorporado aos diagramas de variação composicional. No diagrama triangular 2Ti - Al - Cr fica patente a quase desprezível participação do componente ulvöespinélio nos Mg-Al-espinélios. Magnetitas apresentam conteúdos expressivos neste componente, tanto as dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó (∇), de baixíssimo Al, como as magnetitas de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita (+) e dos demais olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels (o), de caráter evidentemente mais aluminoso. A variação composicional em termos de Ti e Cr se destaca também no diagrama $\text{Cr/Fe}^{+3} + \text{Al} + \text{Cr} \times 2\text{Ti} / 2\text{Ti} + \text{Fe}^{+3} + \text{Al} + \text{Cr}$, com a vantagem adicional de o conteúdo em moléculas de ulvöespinélio poder ser aferido aos demais componentes preponderantes. Neste contexto, separam-se muito bem, com pequena e esporádica sobreposição, as composições das três categorias estabelecidas de magnetitas: as relativamente menos titaníferas e menos cromíferas (magnetitas dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels), as relativamente mais titaníferas, e pouco ou nada mais cromíferas que as anteriores (magnetitas com domínios simplectíticos de intercrescimento/desmistura entre magnetitas, espinélios e ilmenitas, dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita), e as relativamente mais cromíferas e algo menos titaníferas que estas últimas (magnetitas das demais amostras de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels). A variação no componente ulvöespinélio é bem ilustrada também no detalhe do diagrama de proporções moleculares $\text{TiO}_2 - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{NiO}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3)$, uma adaptação da representação do sistema ideal $\text{TiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ para composições naturais, mais complexas: as análises das magnetitas distribuem-se segundo uma tendência linear bem definida, a partir do ponto $(\text{Fe, Mg, Mn, Ni})\text{O} : (\text{Fe, Al, Cr})_2\text{O}_3 = 1 : 1$, que corresponde à magnetita

não titanífera, em direção ao ponto de razão $(\text{Fe, Mg, Mn, Ni})\text{O} : \text{TiO}_2 = 2 : 1$, que define a composição do ulvöespinélio isento de cátions trivalentes. O conteúdo máximo na molécula ulvöespinélio é inferior a 8% para a larga maioria das análises; o volume principal situa-se abaixo da faixa dos 6%.

Outros elementos determinados que poderiam adquirir uma certa importância em Mg-Al-espinélios e magnetitas, seriam o Ni e o Mn. Ambos ocorrem em baixos teores, não superiores a 0,1 átomos p.f.u., ou, aproximadamente, 0,5 % (em peso) de MnO ou NiO, e não apresentam variação sistemática digna de nota. Zoneamento concêntrico foi detectado com segurança em Mg-Al-espinélios de apenas uma amostra (115A/28D), com núcleos mais cromíferos, e bordas mais Mg-aluminosas.

VI.2.5.B - Ilmenitas

No tangente às ilmenitas, sua variação composicional encontra-se ilustrada nos três últimos diagramas do Quadro VI.6.B. No diagrama triangular TiO_2 - $(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO})$ - Fe_2O_3 , também ligeiramente modificado a partir do sistema ideal TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 , incorporando os cátions bivalentes Mg e Mn, volumetricamente mais significativos nas substituições catiônicas, a distribuição das análises de ilmenitas define um arranjo linear ao longo da série de solução sólida ilmenita - hematita, a partir da composição de relação $\text{TiO}_2 : (\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}) = 1 : 1$, representativa da ilmenita isenta de Fe^{+3} . O espectro composicional em termos do componente hematita é curto, com conteúdos máximos predominantemente inferiores a 5% molar. As ilmenitas dos domínios simplectíticos de desmistura entre magnetitas, espinélios e ilmenitas dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita são as relativamente mais enriquecidas em Fe^{+3} . Com relação a Mg e Mn, suas variações são registradas através dos diagramas Fe^{+2}/Ti X Mg ou Mn. Nota-se que há uma variação composicional significativa entre ilmenitas das categorias estabelecidas: ilmenitas dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels exibem razões Fe^{+2}/Ti mais próximas a 1, característica da composição de ilmenita ideal, e, conseqüentemente, valores mais baixos para Mg. Para o conjunto de análises por inteiro, há uma tendência bastante clara de aumento de Mg, com os teores mais altos, da ordem de 0.3 Mg p.f.u., registrados em ilmenitas de ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels isentos de magnetita, ou dos olivina -

ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita. A variação em Mn é menos destacada e regular, mas parece haver uma tendência de correlação inversa ao Mg para composições com razão Fe^{+2}/Ti mais menores, com conteúdos em Mn mais baixos para as análises mais enriquecidas em Mg.

VI.2.5.C - Os domínios simplectíticos de Mg-Al-espinélio e ilmenita em magnetitas

Os domínios simplectíticos de Mg-Al-espinélio e ilmenita, que se desenvolvem caracteristicamente em Cr-magnetitas de contornos ovóides encapsuladas em porfiroblastos de olivina nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita (amostras 27/11C e 62A/51 - v. Quadro de Fotomicrografias IV.15) ou, de forma menos explícita, em magnetitas maiores, angulosas/irregulares, de composição equivalente, intercaladas à matriz fina e associadas a grãos de ilmenita e espinélio verde maiores, individualizados, foram analisados tentativamente, uma vez que a escala de intercrescimento que apresentam encontra-se próxima à resolução analítica permitida pela Microsonda Eletrônica. Descartando as análises tidas como mistas, sem significado cristaloquímico aparente, foi possível coligir um número razoável de análises representativas.

Os resultados destas análises indicam tratar-se de Mg-Al-Ti-Cr-magnetitas, ou seja: portadoras de expressiva fração no componente titanífero ulvöespinélio ($\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_4$) e no magnésio-aluminoso espinélio *stricto sensu* (MgAl_2O_4) em solução sólida. As relações texturais, combinadas com as análises de Microsonda Eletrônica, sugerem a desmistura de três fases imiscíveis (provavelmente sob condições de grau metamórfico descendente - a contribuição da variação em $f\text{O}_2$ está ainda por ser avaliada), de composições reciprocamente restritivas aos componentes das demais fases: uma fase volumetricamente predominante, cromífera-ferrosa-ferrífera, a magnetita hospedeira; e duas fases menores ora mais eficientemente desmisturadas, ora complexamente intercrescidas: uma ferro-titanífera, a ilmenita; e a outra magnésio-aluminosa, o espinélio verde. Vale mencionar que não só a magnetita está entre as magnetitas de mais altos teores em Mg, Al e Ti dentre as analisadas, como as ilmenitas destas associações de três fases são mais aluminosas e magnesianas que as ilmenitas em grãos individualizados de outras amostras.

VI.2.6.D - Termometria e oxi-barometria de magnetitas e ilmenitas coexistentes

As relações magnetita: ulvöespinélio e ilmenita: hematita combinadas podem ser usadas para rochas originadas sob condições de alta temperatura (mais favoravelmente para rochas ígneas) para estimar, simultaneamente, as condições de temperatura e oxi-barometria de cristalização/recristalização (e.g. Lindsley 1976). No caso das amostras da Suite Metaultramáfica as composições de ilmenitas e magnetitas foram avaliadas em algumas amostras para as quais a qualidade das análises havia sido melhor. Não foram utilizadas análises de pares magnetita - ilmenita dos domínios simplectíticos anteriormente descritos: apenas análises de grãos com domínios aparentemente homogêneos, contínuos e de interfaces nítidas, bem definidas. Comparando-se as análises individuais, pontuais, internamente aos vários grãos analisados, e externamente, entre os mesmos, constatou-se uma homogeneidade composicional muito convincente para várias destas amostras. O problema que surge é com relação às frações molares do componente ulvöespinélio em magnetita, e hematita em ilmenita: os valores, apesar de repetitivos, internamente consistentes, são muito baixos, variando entre $\text{Ilm}_{98}\text{Hem}_{02}$ e $\text{Mt}_{98,5}\text{Usp}_{01,5}$ nos clorita - Ca-anfibólitos/fels da Faixa Serra do Dondó, e aproximadamente $\text{Ilm}_{94}\text{Hem}_{06}$ e $\text{Mt}_{91}\text{Usp}_{09}$ para olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita de ambas Faixas. Quando estes valores são lançados no ábaco do diagrama Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) X - $\log_{10}f\text{O}_2$ para composições magnetita - ulvöespinélio/ilmenita - hematita combinadas (Lindsley 1976) nota-se que coincidem com uma área algo indefinida, onde as linhas de referência não se encontram integralmente representadas. Esta área corresponde ao domínio de mais baixa temperatura e fugacidade de oxigênio registradas no diagrama. As análises mais ricas em ulvöespinélio ou, alternativamente, em hematita, sugerem condições de temperaturas entre 550 e 600 $^{\circ}\text{C}$ e fugacidade de oxigênio entre 20 e 21 unidades $-\log_{10}f\text{O}_2$ se as curvas pertinentes forem extrapoladas/interpoladas.

VI.2.6 - Outras fases minerais

Fases menores analisadas com auxílio da Microsonda Eletrônica incluem carbonatos acessórios ocasionais, flogopitas inclusas em porfiroblastos de ortopiroxênio em uma amostra (59A/50), e zircões em grãos finos, irregulares, inclusos em Ca-anfibólios pseudomórficos em leque na amostra 302C/10.

VI.2.6.A - Carbonatos

Minerais carbonáticos são acessórios acidentais, raros nas rochas da Suite Metaultramáfica com Ca-anfibólio como constituinte essencial, tendo sido detectados com dimensões/situação textural representativas, ou pelo menos analisáveis, em apenas duas amostras: 69/57 e 81/68. No primeiro caso constituem indivíduos idiomórficos relativamente grandes, isolados, aparentemente tardios no clorita - espinélio - Ca-anfibólio - olivina - ortopiroxênio fels, e apresentam composição dolomítica homogênea, com relação Ca : Mg : Fe ao redor de 50,0 : 47,7 : 2,3. No segundo caso ocorrem em grãos discretos, xenoblásticos, intersticiais às hornblendas da textura (lepido-) nematoblástica e apresentam composição essencialmente calcítica, com Ca : Mg $\geq$ 97,5 : 2,5.

VI.2.6.B - Flogopitas

Palhetas finas, restíticas, de flogopitas inclusas em porfiroblastos de ortopiroxênio foram encontradas em apenas uma amostra, 59A/50, um clorita - hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espinélio da Faixa Mumbuca. De tamanho diminuto, só permitiram a obtenção de algumas poucas análises pontuais (5 ao todo), em 3 palhetas distintas, mas que se mostraram notavelmente coerentes entre si. A sua composição média, em % em peso, é a seguinte: SiO₂ = 39,6; TiO₂ = 0,9; Al₂O₃ = 16,4; Cr₂O₃ = 0,5; FeO = 5,1; MgO = 23,7; Na₂O = 0,8, e K₂O = 7,9, que corresponde a uma fórmula estutural idealizada, determinada com base em 24 (O, OH), ou 22 oxigênios-equivalentes, de Na_{0,2}K_{1,4}Mg_{5,0}Fe_{0,6}Ti_{0,1}Al_{0,3}(Si_{5,6}Al_{2,4})O₂₀(OH)₄. Apesar da ocorrência mais que restrita, a sua presença em uma das amostras de ortopiroxênio - hornblenda xistos porfiroblásticos caracteristicamente enriquecidos em Na, acompanhando inclusões da

matriz lepidó-nematoblástica precoce fina, cisalhada, tem importância fundamental, uma vez que representa evidência tangível de enriquecimento em álcalis em algum estágio pré-porfiroblastese para esta amostra.

VI.2.6.C - Zircões

As inesperadas inclusões de zircões granulares no clorita - Ca-anfibólio fels com textura *spinifex* pseudomórfica da amostra 302C/10, mencionadas no Capítulo IV, tiveram sua identidade confirmada através de análises semi-quantitativas à Microsonda Eletrônica. A maior dificuldade para a sua análise consistiu em localizar inclusões suficientemente grandes, que estivessem "aflorantes" à superfície da seção delgada polida: pelo sua alto índice de refração, seu contorno se mostrava claramente definido e nítido mesmo quando recobertas por uma delgada película de anfibólio, que frustrava a passagem do feixe de elétrons. Um número de análises pontuais cinco vezes maior foi necessário para, na base da "tentativa e erro", obter-se um número significativo de composições que não de Ca-anfibólio ou mistas.

Foram analisados, além do Si e Zr, Y, Th e os ETR La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, e Yb. Como Hf não foi determinado, as análises podem ser consideradas apenas semi-quantitativas, uma vez que o eventual erro de fechamento não pode ser aferido adequadamente. Um total de 6 análises representativas foram obtidas para 4 grãos, com fechamentos entre 92,4 e 102,4 %. Em dois grãos, borda e núcleo foram determinados. Os resultados obtidos sugerem acentuada variação composicional, com ZrO_2 entre 69,4 e 57,3 (média 65,2), SiO_2 entre 26,2 e 32,5 (média 30,7), Y_2O_3 alcançando o máximo de 5,8 na análise com valores mais baixos para ZrO_2 e SiO_2 , e variando entre 1,2 e 0,1 nos demais casos (valores em % em peso). Afora o Yb_2O_5 , que salta de valores inferiores a 0,1 para valores da ordem de 0,5 - 0,6 quando Y_2O_3 aumenta, os demais elementos não apresentam variação perceptivelmente sistemática, assim como não há evidências de um padrão de zoneamento definido: a variação composicional, apesar do pequeno número de análises, sugere ser randômica.

CAPÍTULO VII

METAMORFISMO DA SUITE METAULTRAMÁFICA

VII.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

VII.2 - CONDIÇÕES DE CONTORNO

VII.3 - A EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DA SUITE METAULTRAMÁFICA

VII.3.1 - O Estádio Precoce

VII.3.2 - O Estádio Progressivo Principal

VII.3.3 - O Estádio Tardio de Baixo Grau

VII.1 - COMENTÁRIOS PRELIMINARES

A abordagem que será dada à interpretação da evolução metamórfica da Suite Metaultramáfica em estudo é distinta daquela normalmente utilizada para rochas ultramáficas em geral, baseada tradicionalmente nos conjuntos de reações desenvolvidas para peridotitos alpinos serpentinizados/talcificados submetidos a metamorfismo progressivo, como apresentado nos trabalhos clássicos de Evans e Trommsdorff (1969, 1970) e Trommsdorff e Evans (1969, 1972, 1974) e, de forma revisada/compilada, em Evans (1977). O motivo para este tratamento diferenciado é que os diagramas de fase desenvolvidos nos trabalhos supra-mencionados contemplam, mais especificamente, sistemas parciais do domínio composicional ultramáfico/ultrabásico, mais restritos e estanques, como $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ (- $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$) e $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (- $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$), enquanto a seqüenciação paragenética observada na Suite Metaultramáfica de filiação komatiítica, desenvolvida sob

condições de fácies xisto-verde a fácies anfibolito superior/granulito, exige um tratamento que permita incorporar as variações composicionais progressivas em fases que apresentam soluções sólidas significativas no sistema integrado $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 (- \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2) \pm \text{Na}_2\text{O}$. Estas variações composicionais são comentadas, de maneira genérica, por Evans (1977) e incluem, para condições de grau metamórfico ascendente, o enriquecimento gradual em Al das cloritas, a transformação progressiva de magnetitas cromíferas em cromita aluminosa, Cr-Al-espinélio (picotita), e finalmente Mg-Al-espinélio (espinélio s.s. a hercinita), e a evolução composicional dos Ca-anfibólios de tremolitas a magnesio-hornblendas, através das substituições tschermakíticas e edeníticas (ou, quando combinadas, pargasíticas). São exatamente estas variações composicionais contínuas, progressivas, que se considera terem papel de destaque na evolução metamórfica da Suite Metaultramáfica: o metamorfismo progressivo da Suite inicia-se a partir da Paragênese Fundamental clorita - Ca-anfibólio (tremolita/actinolita, em condições de fácies xisto-verde), e prossegue com transformações mineralógicas composicionais e de fase sucessivas, tendo como produto final ideal, nas condições de mais alto grau registradas na área pesquisada, associações minerais do tipo ortopiroxênio - hornblenda magnesiana $\pm$ olivina $\pm$ Mg-espinélio.

O motivo fundamental pelo qual rochas ultramáficas komatiíticas não respondem ao metamorfismo progressivo pela cartilha tradicional é que, sob determinado ponto de vista, elas não são, em sua maioria, estritamente ultramáficas sob todos os aspectos: as rochas komatiíticas não cumuláticas, com algumas exceções, são normativamente mela-olivina-gabronoritos (comparáveis, em termos composicionais gerais, a rochas picríticas), com teores normativos em plagioclásio cálcico entre 10 e 25% para a maioria. As composições normativas das amostras da Suite Metaultramáfica em estudo encontram-se projetadas no Diagrama Plagioclásio - Piroxênios - Olivina (Normativos) da Figura VII.1. O que determina o caráter ultramáfico modal dos komatiitos não-cumuláticos, tanto nos protólitos ígneos como nos sucessores metamórficos, mais que o baixo teor em sílica, é a sua excessiva riqueza em MgO, que faz com que todo o Ca e Al (e Na) seja incorporado aos minerais máficos, no caso Ca-anfibólio e Mg-clorita, não se formando epidoto e plagioclásio. O que se sucede a partir desta associação fundamental é uma evolução metamórfica

mais apropriadamente comparável à das rochas básicas/máficas, segundo um modelo semelhante ao apresentado para anfibolitos por Laird (1980) e em Robinson et al (1982), por exemplo, que à dos ultramafitos ultrabásicos, serpentiniticos a esteatíticos nos estádios de baixo grau metamórfico, oriundos de protólitos de composição dunitica/harzburgítica (e.g. peridotitos alpinos *stricto sensu*).

Figura VII.1 - Composição normativa das amostras da Suite Metaultramáfica, em termos de Plagioclásio (Ab + An), Piroxênios (Opx + Cpx), e Olivina (Ol). Simbologia como nos Quadros de Diagramas V.2.A e B.

O modelo proposto por Laird (1980) para rochas máficas/básicas define uma "assembléia mineral comum" para anfibolitos/xistos máficos: anfibólio + clorita + epidoto + plagioclásio + quartzo + fase titanífera (ilmenita, titanita, rutilo) $\pm$ fase ferrífera (magnetita, hematita) $\pm$ carbonato $\pm$ mica potássica, a partir da qual evoluem as paragêneses sucessivamente de mais alto grau através de reações que promovem principalmente modificações composicionais nas fases constituintes, mais que modificações na constituição das assembléias minerais. A proporção modal entre as fases varia continuamente, de forma a acomodar as modificações químicas ocorridas em cada fase. Em termos práticos, este processo corresponde, por exemplo, ao decréscimo em clorita e epidoto modais, e aumento concomitante em hornblenda modal, quando da transição entre os fácies xisto-verde e anfibolito. As reações seriam expressas da seguinte maneira:

onde $X_2 > X_1$, $Y_2 < Y_1$, e $Z_2 \leq Z_1$, e o Anfibólio₂ é mais edenítico e tschermakítico que o Anfibólio₁, enquanto Clorita₂ é mais aluminosa, e tem razão $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$ mais baixa que Clorita₁. Neste tipo de reações se sucedem tanto modificações na constituição da assembléia de fases (consumo do epidoto, formação do quartzo, e liberação de H_2O), como modificações na proporção modal das fases e variação composicional nas fases individuais (anfibólio, clorita, plagioclásio).

O metamorfismo de komatiitos é o primo pobre dos estudos referentes a rochas komatiíticas. Apesar de quase todo komatiito ser, em maior ou menor grau, uma rocha metamórfica, são relativamente poucos os estudos específicos a respeito da evolução das suas paragêneses no decorrer do metamorfismo progressivo: a maioria dos trabalhos que versa sobre estas rochas contenta-se em mencionar as associações minerais reconhecidas, e em tecer comentários genéricos sobre as prováveis reações e condições metamórficas responsáveis pela configuração mineralógica observada. As razões para esta situação são várias. Primeiro, que o estudo de komatiitos tende a ser seletivo, concentrando-se as atenções em rochas de grau metamórfico mais baixo, de características ígneas melhor preservadas, enquanto rochas de origem komatiítica de grau metamórfico mais elevado, e logo com as feições indicativas da filiação do protólito pré-metamórfico obliteradas, são geralmente relegadas a um segundo plano, haja visto as incertezas relativas à sua identificação incontestada, e à reconstituição das suas relações geoquímicas e estratigráficas originais. Segundo, que rochas komatiíticas de grau metamórfico mais baixo tendem a apresentar paragêneses em franco desequilíbrio, não pervasivas, nas quais predominam substituições por domínios composicionais, tendendo a constituir texturas pseudomórficas: serpentina ou clorita no lugar da olivina, clorita ao invés da pigeonita, e actinolita/tremolita no lugar dos Ca-piroxênios, além de talco, magnetita e carbonatos em proporções diversas, não raras vezes com fortes indícios da atuação de processos aloquímicos. E terceiro, que komatiitos, ocorrendo predominantemente em terrenos antigos, arqueanos, frequentemente submetidos a processos tectono-metamórficos de padrões e intensidades variáveis, apresentam uma gama muito ampla de histórias metamórficas, com combinações de parâmetros (regimes $P \times T \times t$, fases deformacionais de estilos variados concomitantes ou intercaladas aos episódios metamórficos, constituição e volume das fases fluídas) as mais diversas.

Trabalhos que abordam especificamente questões referentes ao metamorfismo de komatiitos são relativamente poucos. Dentre estes, destaca-se o de Jolly (1982), sobre o metamorfismo progressivo da área do Abitibi, no Canadá, com a importante constatação de que rochas com razões $Mg/Mg + Si$ inferiores ao valor empírico de 52 conteriam clorita à exclusão de talco nas paragêneses metamórficas em função dos teores mais elevados em Al_2O_3 , que implicam consumo de todo MgO excedente para a produção da clorita. Este limite separa aproximadamente os komatiitos não-cumuláticos dos cumuláticos, de composição dunítica; para os komatiitos de composições menos máficas, a evolução das paragêneses metamórficas seria comparável à das rochas básicas/máficas mais que à das rochas cumuláticas, ultramáficas/ultrabásicas. Piquet (1982) aborda detalhadamente o metamorfismo das rochas komatiíticas da Finlândia Oriental, atendo-se porém a um tratamento exclusivamente de sistema ultrabásico/ultramáfico tradicional, nos moldes apresentados por Evans (1977). Outros trabalhos, como já mencionado, limitam-se a enumerar as fases minerais identificadas nos komatiitos não-cumuláticos (tremolita, clorita, antofilita, olivina, serpentina, carbonatos, etc), e dedicam atenção maior às rochas serpentiniticas, de derivação cumulática, nas quais a seqüência paragenética é mais evidente (e.g. Porter e McKay 1981). Interesse maior é despertado pelos fluidos associados ao metamorfismo de komatiitos nos *greenstone belts*, por conta da sua importância para as mineralizações, em destaque as de Au, mas sem entrar no mérito das transformações metamórficas ocorridas nos komatiitos em si (Powell et al 1991, Groves et al 1987, entre outros).

Willett et al (1978) discutem as modificações composicionais ocorridas durante processos de serpentização e esteatitização-carbonatação de rochas komatiíticas da Austrália Ocidental, mencionando rochas com clorita- tremolita portadoras de texturas *spinifex* pseudomórficas nas quais a olivina original é representada pela clorita, e porfiroblastos tardios de olivina se desenvolvem mimetizando o traçado destas texturas. O significado destas olivinas porfiroblásticas havia sido analisado previamente por Oliver et al (1972), que relacionam sua blastese tentativamente à clorita. Porfiroblastos de olivina em komatiitos são discutidos também por Stamatielopoulou-Seymour e Francis (1980), que atribuem seu desenvolvimento à reação $serpentina + diopsídio \rightleftharpoons forsterita + tremolita + H_2O$. Já Peltonen (1990), ao

discutir a olivina metamórfica de metavulcânicas picríticas da Finlândia, é da opinião que a blastese desta fase é ligada à clorita, mas sem especificar as reações/mecanismos envolvidos. Aliás, as rochas que descreve são em muito parecidas aos ortopiroxênio e/ou olivina - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com espinélio e clorita da Suite Metaultramáfica em estudo.

Paragêneses e texturas similares, ou mesmo idênticas às reconhecidas na Suite Metaultramáfica abordada nesta Tese são mencionadas para rochas komatiíticas também por Peredery (1979) e Paktunç (1984), para o Cinturão Thompson, Manitoba, Canadá, e por van Schalkwyk e van Reenen (1992) para a Zona Marginal Sul do Cinturão Limpopo. Assembléias minerais similares, com padrões texturais parecidos, foram reconhecidos também em rochas ultramáficas não-komatiíticas, ou de filiação komatiítica não claramente estabelecida, por Dymek et al (1988), no Cinturão Supracrustal Isua, da Groenlândia Ocidental; Schreurs et al (1986), em metavulcânicas paleo-proterozóicas de Uusimaa Ocidental, no sudoeste da Finlândia; Desmarais (1981) no Ruby Range, Montana, USA; Springer (1974) nas vertentes ocidentais da Sierra Nevada, California, USA; e Warner et al (1986, 1989), no Cinturão Piedmont Central, Carolina do Sul, USA. Até onde as informações contidas nos trabalhos referenciados acima permitem ver, é muito provável que pelo menos parte dos respectivos padrões metamórficos possa ser modelado de maneira mais convincente com auxílio de reações que se processam através da contínua modificação composicional de fases minerais como os Ca-anfibólios e as cloritas, tal como será apresentado a seguir para a Suite Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro.

A evolução metamórfica desta Suite será retratada, de maneira tentativa, a partir da combinação das informações advindas dos levantamentos de campo, dos estudos petrográficos, e das análises químicas em rocha total e em minerais. De início serão avaliadas as condições de contorno para o padrão metamórfico geral da Suite, procurando balizar segmentos que possam ser discutidos dentro de um contexto metamórfico mais coerente. Em seguida, a evolução metamórfica será retratada, dividida em três estádios maiores: o Precoce, o Progressivo Principal, e o Tardio de Baixo Grau. Apresentados desta maneira, estes estádios não devem ser confundidos com episódios (ciclos) metamórficos de significado temporal relativo definido: o estádio

Progressivo Principal, por exemplo, pode corresponder a múltiplos episódios metamórficos distintos e sequenciados, mas que, conjuntamente, definem uma tendência de evolução metamórfica progressiva, confundindo-se e complementando-se no padrão tectono-metamórfico geral complexo, não-linear.

VII.2 - CONDIÇÕES DE CONTORNO

Parece bastante claro, após examinar os resultados apresentados nos capítulos anteriores, que a característica fundamental da Suite Metaultramáfica é o padrão metamórfico heterogêneo em todas as escalas, conforme indicado pela alternância de domínios estruturais distintos, quer de maneira contínua, quer brusca; pelas texturas, com várias gerações de fases minerais sobrepostas, parcialmente substituídas ou reorganizadas; pelos espectros composicionais dos minerais, que apresentam variações significativas por conta das mudanças nos parâmetros metamórficos; pelas paragêneses distintas em rochas composicionalmente equivalentes; e pelas modificações composicionais superimpostas às rochas em alguns domínios, em regime de sistema aberto.

Dentro deste quadro é possível separar domínios e situações nas quais, em escala variável, algumas feições podem ser caracterizadas sob um enfoque de equilíbrio "provisório". Este conceito, de identificação de domínios os quais, internamente, tendem ao equilíbrio, é fundamentalmente o de "equilíbrio em mosaico" de Korzhinskii (Korzhinskii 1959, Thompson 1959). Tradicionalmente aplicado aos processos metassomáticos, "não reversíveis", o conceito fundamental pode ser aplicado em várias escalas para o estudo da Suite Metaultramáfica, como detalhado a seguir.

Em escala de afloramento e de amostra, os núcleos lenticulares (*boudins*) de rochas metaultramáficas menos deformadas, envoltos pela foliação de cisalhamento, serão tratados como domínios de evolução metamórfica essencialmente isoquímica, a não ser para H_2O/CO_2 , quando não houver evidências de serpentinização/talcificação expressivas. Este pressuposto é válido para as composições que antecedem a

instalação do cisalhamento responsável pela configuração dos núcleos lenticulares, e não se refere à composição primária, pré-metamórfica do protólito ígneo. Para efeito da paragênese metamórfica, a composição de referência é aquela que se encontrava configurada no momento em que o domínio lenticular foi isolado. Desta maneira, podemos ter núcleos lenticulares que preservam uma composição na qual coincidem, dentro de limites razoáveis, a composição do protólito pré-metamórfico, e a composição do núcleo pré-cisalhamento, como no caso dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com textura *spinifex* da Faixa Serra do Dondó. Em outros casos esta composição não corresponde mais à composição do protólito ígneo/pré-metamórfico, mas preserva a composição modificada a partir da qual evoluíram as paragêneses metamórficas subsequentes. Este seria o caso dos ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com pouca ou nenhuma olivina, caracterizados por teores comparativamente altos em Na_2O , da Faixa Mumbuca.

Em escala de textura, os domínios em equilíbrio correspondem a porções de dimensões microscópicas nas quais uma determinada paragênese se encontra definida de maneira internamente coerente, atestada, empiricamente, pelas relações texturais entre os minerais constituintes. Mesmo nesses domínios, porém, é impossível reconhecer composições minerais de variabilidade reduzida, características exclusivamente daquela associação mineral, naquele contexto textural, e naquele momento da evolução tectono-metamórfica. A não ser pelas rochas com texturas indicativas de um reequilíbrio mais pervasivo, como seria o caso dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos, nos quais a matriz, praticamente monominerálica, apresenta-se granoblástica seriada sub-poligonizada, e o espectro composicional das Mg-hornblendas é restrito, as composições minerais na maioria das rochas correspondem a "composições em trânsito", ou seja: registram episódios de reequilíbrio mineral em vários estádios de desenvolvimento.

Este aspecto é evidenciado, por exemplo, nos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com texturas pseudomórficas *spinifex*, onde os anfibólios pseudomórficos de clinopiroxênios dendríticos/plumosos, em grande parte das amostras analisadas, apresentam praticamente o mesmo espectro composicional do acervo morfológico/textural dos anfibólios por inteiro, ou seja: o reequilíbrio textural nem sempre acompanha o reequilíbrio composicional progressivo, contínuo, de maneira

eficiente. Em outros casos, porém, como demonstrado no Capítulo VI para a amostra 302F/10, é possível identificar os anfibólios pseudomórficos esfiapados/plumosos da matriz em feltro como sendo os mais tremolíticos, de composição mais "primitiva", enquanto os prismáticos-curtos a médios que se lhes sobrepõem são mais aluminosos, mais edeníticos/tschermakíticos, logo composicionalmente mais "evoluídos". Nos olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos da Faixa Mumbuca as duas matrizes reconhecidas: a 1ª, mais fina, lepidó-nematoblástica ou em feltro, com clorita em palhetas discretas intersticiais, às vezes em proporção significativa, e a 2ª, nematoblástica a decussada, de granulação mais desenvolvida, sub-poligonizada a localmente poligonizada, representam, cada qual, um domínio com tendência interna ao equilíbrio. Dessa maneira, a 2ª matriz, que se desenvolve acompanhando os porfiroblastos de ortopiroxênio e/ou olivina, tende a anfibólios mais edeníticos/tschermakíticos, subidiomórficos, em indivíduos mais avantajados, e com clorita ausente. Esta tendência se encontra melhor resolvida em alguns casos, quando o espectro composicional do anfibólio se torna mais restrito, e o arranjo textural, quer orientado, quer isotrópico, se aproxima de uma homogeneidade pervasiva. Em outros, a heterogeneidade prevalece, em escala variável, misturando-se domínios texturais característicos de condições tectono-metamórficas distintas.

Algo difícil de avaliar com razoável grau de segurança é o padrão de variação das condições metamórficas nos terrenos pertencentes ao Domínio N do CCG, transectados por inúmeras faixas de cisalhamento, de escala, regime tectono-termal/reológico e idade relativa amplamente variáveis. Ao que tudo indica, há episódios metamórficos de alcance regional sobrepostos, modificados localmente por processos tectono-metamórficos espacialmente mais restritos, associados às zonas de cisalhamento em suas várias fases de desenvolvimento. Mesmo nos episódios de extensão mais ampla, e de caráter regionalmente mais pervasivo, parecem formar-se núcleos lenticulares internamente menos reconstituídos, ou, pelo menos, reconstituídos de maneira incompleta, não-penetrativa. Este padrão é mais evidente para a Faixa Serra do Dondó, onde os tonalitos tipo Dondó podem ser reconhecidos em meio à suite de ortognaisses tonalíticos/granodioríticos cisalhados/remobilizados, e no interior dos corpos ultramáficos maiores preservam-se texturas ígneas de traçado delicado, pseudomorfoseadas pelas associações minerais metamórficas, que guardam

vestígios também das paragêneses/composições minerais de grau metamórfico mais baixo, possivelmente até de fácies xisto-verde. Já na Faixa Mumbuca tanto a suite ortognáissica - migmatítica - granítica, quanto a Suite Metaultramáfica se encontram integralmente reconstituídas, sem quaisquer evidências texturais dos protólitos ígneos.

A configuração espacial do padrão metamórfico parece estar intimamente relacionada à distribuição e atuação das zonas de cisalhamento principais, desenvolvidas sob regime dúctil, em condições de fácies anfibolito. Na porção meridional da Faixa Serra do Dondó, por exemplo, os diques anfibolíticos blasto-porfíricos apresentam reorganização textural e paragêneses sugestivas de metamorfismo de fácies anfibolito mais eficientemente desenvolvido às suas bordas e nos seus segmentos mais próximos ao traçado da zona de cisalhamento que delimita a Faixa em direção a sul, enquanto na porção norte/noroeste do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis diques da mesma filiação exibem paragêneses de fácies epidoto-anfibolito, e reorganização textural incompleta, caótica, não pervasiva, a não ser ao longo de zonas de cisalhamento mais estreitas, localizadas. Este padrão de incremento do grau metamórfico em direção às zonas de cisalhamento mais amplas que dividem os terrenos em faixas distintas, tal como discutido no Capítulo III, parece ser a regra, com o interior dos corpos ultramáficos maiores, não pervasivamente cisalhados da Faixa Serra do Dondó preservando, em domínios lenticulares, as paragêneses/composições minerais de grau mais baixo registradas para a Suite Metaultramáfica por inteiro, enquanto os corpos ultramáficos menores circunvizinhos apresentam padrões de reequilíbrio textural/paragenético comparável aos dos metaultramafitos da Faixa Mumbuca, sobrepondo-se as paragêneses de mais alto grau registradas a uma foliação de cisalhamento penetrativa, parcialmente reconstituída em regime quase-estático. Na Faixa Mumbuca, a diferença principal não é tanto quanto ao grau metamórfico máximo alcançado, que não deve ter sido significativamente superior ao máximo atingido localmente na Faixa Serra do Dondó, mas quanto ao caráter mais abrangente, penetrativo dos processos tectono-metamórficos nesta Faixa, que reconstituíram as texturas e paragêneses/composições minerais de maneira mais eficiente. O "ponto de partida" registrado, em cada caso, situa-se em patamares distintos: vestígios de paragêneses de fácies xisto-verde para o interior dos corpos ultramáficos maiores da Faixa Serra do Dondó, com clorita - tremolita/actinolita, e

texturas ígneas pseudomórficas preservadas; e clorita - Ca-anfibólio, de composições iniciais significativamente mais aluminosas, de mais alto grau, para a Faixa Mumbuca, onde as composições das Mg-cloritas concentram-se próximo ao valor-limite de $(x)Al = 1,2$, que marca a sua estabilidade térmica máxima, e as composições dos Ca-anfibólios correspondem, no mínimo, à de hornblenda actinolítica.

Ou seja: existe um padrão metamórfico bastante bem definido em escala regional, mas que apresenta variações por domínios, variações essas controladas, mais provavelmente, pela disposição espacial e pela intensidade de atuação relativa das grandes descontinuidades estruturais. Variações adicionais internas a esse padrão regional são produzidas pela variabilidade temporal das condições sob as quais se desenvolveram as grandes faixas de cisalhamento, e pela sua compartimentação em uma série de ramos menores, que definem uma malha anastomosada complexa, mas de estilo repetitivamente organizado nas várias escalas: de regional à meso-/macroscópica, e finalmente, à escala de texturas. Por sobre este padrão geral abrangente, internamente variado/complexamente organizado, desenvolvem-se os processos tardios que tendem a modificar/obliterar a sua organização original. O padrão metamórfico de escala regional corresponderia a um estágio de evolução metamórfica progressiva, em regime de cisalhamento regional dúctil, heterogêneo, de fácies anfibolito, ou localmente até superior, a partir de uma associação litológica já previamente reorganizada, e culminando em um pico metamórfico quase-estático para grande parte da suite. As modificações superimpostas ao padrão regional mais abrangente (ainda que internamente heterogêneo) seriam decorrentes da reativação localizada de segmentos das zonas de cisalhamento mais amplas durante fases de desenvolvimento tardias, sob regime dúctil/rúptil, em condições metamórficas de grau mais baixo (xisto verde ou inferior), que tendem a se concentrar em zonas lineares cada vez mais estreitas, de regime sucessivamente mais rúptil, terminando por configurar falhas direcionais/transcorrentes.

A avaliação dos parâmetros físico-químicos que regem os processos metamórficos é sobremaneira dificultada nesta perspectiva não-linear de padrões metamórficos e deformacionais heterogêneos, continuamente mutáveis entre os diversos domínios e ao longo da evolução tectono-metamórfica dos terrenos do

Domínio Norte do CCG. Algumas ponderações fundamentais podem, no entanto, ser aventadas, procurando modelar as condições sob as quais se processou a evolução metamórfica da Suite Metaultramáfica.

As condições térmicas e bárias

As paragêneses das rochas metaultramáficas e das rochas anfibolíticas e metassedimentares associadas apontam condições máximas de metamorfismo de fácies anfibolito superior, transicional para fácies granulito. Nas rochas metaultramáficas, o consumo integral da Mg-clorita em algumas amostras durante a etapa progressiva do metamorfismo indica temperaturas mínimas entre 730 e 780°C, para pressões de 3 a 6 kbar, quando $P_{Total} = P_{H_2O}$ (Figura VII.2); é necessário ter em mente, porém, que diluição do componente aquoso na fase fluída por CO_2 , muito comum, ou praticamente a regra em condições de fácies granulito, pode deprimir consideravelmente as curvas de equilíbrio para temperaturas inferiores. O fato de a maioria das análises de Mg-clorita das amostras da Faixa Mumbuca apresentar teores em Al próximos ao seu limite de estabilidade térmica superior, com $(x)Al \simeq 1,2$ (Jenkins e Chernosky 1986), mesmo em amostras com clorita em palhetas finas na matriz em feltro/lepidó-nematoblástica precoce, sugere que o conjunto metaultramáfico por inteiro encontrava-se no limiar das condições de quebra final da clorita, ultrapassando-o em alguns casos. O aumento dos teores de Al dos núcleos para as bordas dos porfiroblastos de ortopiroxênio em algumas amostras sugere incremento de temperatura concomitante ao seu desenvolvimento; os teores máximos em Al alcançados, com frações molares de Mg-Tschermakita entre 4 e 5%, quando aferidos pelo diagrama em ábaco apresentado por Obata (1976), sugerem temperaturas, da ordem de 720 - 750°C, de magnitude equivalente às definidas pela quebra da Mg-clorita sob condições de $P_{Total} = P_{H_2O}$; as temperaturas apontadas pelo diagrama equivalente de Gasparik e Newton (1984) situam-se entre aproximadamente 620 - 630°C, e parecem ser sub-estimadas para as relações texturais/paragenéticas encontradas nas rochas metaultramáficas reequilibradas sob condições de mais alto grau, a não ser que um significativo rebaixamento de temperatura, da ordem de 100°C, seja inferido por conta da contribuição da pressão parcial de CO_2 na fase fluída. Igualmente sub-estimados são os valores de temperatura sugeridos pelos pares

---

Figura VII.2 - Grade petrogenética para as curvas de equilíbrio univariantes no sistema $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ no campo $P \text{ Total} = P(\text{H}_2\text{O}) \times T \text{ } ^\circ\text{C}$, segundo Evans (1977), incluindo as curvas relativas à quebra final da Mg-clorita.

Antig. -	antigorita
Ant. -	antofilita
An. -	anortita
Br. -	brucita
Cris. -	crisotila
Cd. -	cordierita
Cl. -	Mg-clorita
Di. -	diopsídio
En. -	enstatita
Fo. -	forsterita
Ta. -	talco
Tr. -	tremolita
Sp. -	Mg-Al-espinélio

---

magnetita - ilmenita, discutidos no Capítulo VI: as temperaturas máximas, da ordem de 550 - 600°C, obtidas em olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos da Faixa Mumbuca, representam, mais provavelmente, temperaturas de reequilíbrio retro-metamórfico.

Nas rochas metamáficas/anfibolíticas da Faixa Mumbuca o desenvolvimento localizado de paragêneses com ortopiroxênio - clinopiroxênio, sobre paragêneses portadoras de hornblenda $\pm$ granada, atesta condições de fácies granulito. As paragêneses com ferrosilita e granada das formações ferríferas desta Faixa devem ter se desenvolvido em condições equivalentes, inclusive pela sua estreita associação espacial com as rochas metamáficas portadoras de ortopiroxênio. Estas feições inequivocamente desenvolvidas sob condições de fácies granulito parecem restringir-se a núcleos mais ou menos reduzidos, ao que parece preferencialmente associados a corpos lenticulares menores, intercalados à suite ortognáissica - migmatítica. A sua forma de ocorrência e distribuição espacial sugerem um padrão "em manchas", quer pelo desenvolvimento inicial das condições de fácies granulito em domínios circunscritos, lenticulares (?), quer pela preservação dos vestígios de domínios de fácies granulito outrora mais extensos em porções mais restritas, envoltas em terrenos reconstituídos sob condições de fácies anfibolito. O regime de fluídos deve ter sido de importância preponderante no desenvolvimento das condições de fácies granulito em alguns sítios específicos: as pressões parciais de H_2O e CO_2 , bem como o volume de fase fluída envolvido no processo tectono-metamórfico certamente tiveram papel importante na implantação das paragêneses anidras de alta temperatura. Não pode ser descartada, ainda, a possível desidratação provocada por processos anatéticos nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos circunvizinhos, quando sob regime de fusão parcial com $PH_2O < P_{Total}$.

Em outros domínios as condições metamórficas são indicadas como sendo francamente de fácies anfibolito, através de paragêneses com sillimanita - estaurolita - granada - biotita - muscovita em rochas metapelíticas, e hornblenda verde-oliva a verde-escuro - plagioclásio andesínico nos anfibolitos. Infelizmente, o registro geológico errático, descontínuo, torna muito difícil retratar a variação temporal/espacial entre estes e os de grau mais elevado, de fácies anfibolito superior a granulito. Permanece em aberto a questão: em quais situações os domínios de fácies anfibolito

bem definido foram estabelecidos no decorrer do metamorfismo progressivo, precedendo o eventualmente não atingido pico metamórfico de fácies anfibolito superior/granulito incipiente ou, alternativamente, em quais casos correspondem a domínios originalmente de grau metamórfico mais elevado, pervasivamente reconstituídos? Esta dúvida vale também para os clorita - Ca-anfibólio xistos/fels desprovidos de olivina, ortopiroxênio e espinélio da Faixa Mumbuca: tanto podem corresponder a rochas porfiroblásticas, originalmente portadoras de olivina e/ou ortopiroxênio e espinélio, integralmente reorganizadas/reequilibradas no decorrer da etapa retrometamórfica que se sucede ao pico metamórfico, como representar rochas que permaneceram sob condições de fácies anfibolito médio a inferior, em domínios específicos, sem desenvolver as paragêneses resultantes das modificações composicionais em cloritas e Ca-anfibólios, e da quebra final da clorita, que caracterizam as etapas de grau mais alto do metamorfismo progressivo destas rochas.

As condições báricas são difíceis de estimar, uma vez que faltam indicadores de pressão expeditos, e a seleção e avaliação de geobarômetros adequados está por ser feita ainda. De maneira comparativa, pode-se dizer que os terrenos do Domínio Norte do CCG sofreram metamorfismo de pressões relativamente mais baixas que os do Domínio Sul, a julgar pela presença característica de sillimanita nos metassedimentos pelíticos da associação vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* do Domínio Norte, contrastada ao amplo predomínio da cianita na seqüência metassedimentar psamopelítica do Domínio Sul. Para o Domínio Sul, como visto no Capítulo II, Del Lama et al (1992) e Del Lama (1993) apresentam estimativas de condições metamórficas com temperaturas mínimas da ordem de 720°C, e pressões litostáticas/de fluidos superiores a 8,5 kbar. Como mencionado no Capítulo III, em algumas amostras de granada anfibolitos da Faixa Mumbuca paragêneses com plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio se sobrepõem à associação hornblenda + granada, com orlas de plagioclásio envolvendo núcleos restíticos de granada. As relações texturais/mineralógicas destas rochas sugerem evolução metamórfica progressiva sob regime de pressão litostática decrescente, mas o caminhamento mais exato da evolução metamórfica no campo P X T é ainda indeterminado.

O regime de fase fluída

O regime de fase fluída deve ter sido sobremaneira importante para a evolução das paragêneses anidras, de fácies granulito, desenvolvidas localmente nas rochas metamáficas/metabásicas da Faixa Mumbuca, associadas às metaultramáficas na seqüência vulcano-sedimentar original. Nos núcleos de fácies granulito é praticamente certo que $P_{H_2O} < P_{Total}$, e que P_{CO_2} passa a adquirir importância mais destacada. Não há, porém, paragêneses que indiquem, de forma inequívoca, atividades de CO_2 expressivas no decorrer da evolução metamórfica progressiva: apenas na amostra 81/68, um clinopiroxênio - olivina - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio, clorita e calcita, isenta de ortopiroxênio, pode-se inferir a reação $Mg\text{-clorita} + \text{calcita} \Leftrightarrow \text{diopsídio} + \text{forsterita} + \text{espinélio} + H_2O + CO_2$, que se desenvolve, na dependência da variação composicional do Ca-anfibólio, a frações molares de CO_2 inferiores a 0,55 ou 0,35 na fase fluída, na faixa de temperatura entre aproximadamente 650 e 690°C (Chernosky e Berman 1988). A presença de dolomita na amostra 69/57, um clorita - espinélio - hornblenda - olivina ortopiroxenito com talco, parece ser devida a processo retrometamórfico, a julgar pelas relações texturais.

Para os núcleos de rochas metaultramáficas de mais alto grau, mais eficientemente reequilibradas, com clorita completamente consumida no decorrer da evolução metamórfica progressiva, o grau metamórfico máximo situa-se pelo menos no limiar entre os fácies anfibolito superior e granulito. É mais do que provável que, nestas condições, a fase fluída tenha apresentado um componente carbônico significativo: a sua caracterização mais precisa, porém, fica na dependência de estudos de inclusões fluídas a serem feitas oportunamente.

Modificações composicionais inferidas

Um dos pressupostos para a avaliação das paragêneses progressivas nas rochas da Suite Metaultramáfica é que elas se desenvolveram em domínios que não sofreram modificações composicionais adicionais às ocorridas previamente ao estágio metamórfico progressivo principal. Foram discutidas, no Capítulo V, modificações composicionais que se supõe terem ocorrido desvinculadas dos processos de serpentinização/talcificação tardios, de maneira mais evidente nas rochas procedentes da Faixa Mumbuca, que envolvem mobilidade de Ca para algumas amostras,

enriquecimento relativo em Al para outras, ou ainda introdução de Na em alguns casos específicos. Sugere-se que estas modificações tenham ocorrido associadas ao processo de cisalhamento intenso verificado para a Faixa Mumbuca, de caráter mais pervasivo quando comparado ao cisalhamento heterogêneo registrado para a Faixa Serra do Dondó. A presença de flogopita na matriz fina, cisalhada, inclusa em porfiroblastos de ortopiroxênio na amostra 59A/50, um hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espinélio e clorita e traços de flogopita, sugere enriquecimento em álcalis em algum instante do desenvolvimento original desta matriz. O cisalhamento desta Faixa, ao que tudo indica, foi de caráter mais dúctil, de grau metamórfico mais elevado, ocorrido provavelmente em nível crustal algo mais profundo, que pode ter definido o ambiente responsável pela introdução de álcalis em algumas porções da Suite Metaultramáfica, possivelmente a partir dos terrenos ortognáissicos - migmatíticos concomitantemente cisalhados, além da mobilização do Ca e Al em proporções variáveis.

As modificações composicionais introduzidas no decorrer do cisalhamento que antecedeu o desenvolvimento, em regime quase-estático, das paragêneses/texturas metamórficas de mais alto grau, foram responsáveis pela variedade composicional final da Suite Metaultramáfica na Faixa Mumbuca, e definem as relações entre os componentes SiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 e Na_2O , e logo o controle exercido pelas composições em rocha total sobre as respectivas paragêneses. As proporções entre as fases porfiroblásticas olivina: ortopiroxênio, a proporção modal relativa de Ca-anfibólio e Mg-Al-espinélio na matriz, o efeito das substituições edeníticas em Ca-anfibólios sobre a evolução das paragêneses progressivas são consequência, em última instância, deste cisalhamento prévio, que modifica, de maneira variável, a composição original, herdada dos protólitos komatiíticos, e define o volume composicional pelo qual a evolução metamórfica progressiva se pautará.

VII.3 - A EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DA SUITE METAULTRAMÁFICA

VII.3.1 - O Estádio Precoce

Por Estádio Precoce entende-se o segmento de evolução metamórfica que se seguiria imediatamente aos processos magmáticos e tardi/pós-magmáticos de regime vulcânico (hidrotermalismo de seqüências vulcânicas), ou de alterações de baixa temperatura, sendo responsável pela configuração da Paragênese Fundamental clorita - tremolita/actinolita, ponto de partida para as etapas de evolução metamórfica posteriores. As transformações metamórficas sofridas entre a consolidação do protólito ígneo original e o estabelecimento da Paragênese Fundamental não tem registro evidente nas paragêneses e texturas hoje existentes, e só podem ser inferidas de maneira indireta.

Como visto no Capítulo V, os padrões de Elementos Terras Raras (ETR), combinados com o comportamento apresentado pelo Y, sugerem a existência de alterações por água marinha "fria" no período que se sucede imediatamente à colocação das lavas e à sua consolidação em superfície, em ambiente submarino. O enriquecimento exagerado, fracionado em ETR leves, reproduzindo o perfil do padrão ETR característico de águas marinhas, especialmente realçado em amostras com texturas *spinifex*, é possivelmente fruto de alterações mineralógicas definidas, que conduzem à cloritização precoce da olivina, facultada pela liberação do Al concentrado na mesóstase vítrea/crípto-cristalina original (Hellman e Henderson 1977, Hellman et al 1977, Arndt 1983). Este fato já tem um significado especial, uma vez que, de certa forma, assegura a sobrevida do traçado da textura mesmo em condições de mais alto grau.

As transformações seriadas, progressivas, a partir dos protólitos ígneos, passando pelos fácies prehnita-pumpellyita e xisto-verde até o fácies anfibolito inferior, são apresentadas para komatiitos cumuláticos e não-cumuláticos por Jolly (1982): do desenvolvimento das primeiras fases metamórficas, de maneira seletiva, sobre domínios composicionalmente favoráveis (olivina $\leftrightarrow$ crisotila $\pm$ clorita), ou nichos texturais/estruturais mais adequados, como veios e vesículas/amídalas, à cristalização da antigorita e da actinolita/tremolita, e finalmente ao aparecimento de anfibólio

aluminoso (hornblenda actinolítica?) e olivina. As primeiras etapas são não-pervasivas, com as substituições composicional e texturalmente controladas. As fases de desenvolvimento posterior tendem a obliterar os domínios texturais/composicionais herdados: assim, actinolita/tremolita desenvolve-se não só nas bordas dos clinopiroxênios ígneos, como invade os domínios da olivina substituída por crisotila. É neste momento que a substituição precoce por clorita pode ter definido a perpetuação da trama textural fóssil, quando em domínios estáticos/quase -estáticos: uma vez estabelecida, a clorita persiste associada a Ca-anfibólio praticamente até a sua quebra final, em condições de fácies anfibolito superior. Outro detalhe importante mencionado por Jolly (1982) diz respeito à presença de albita intersticial em rochas komatiíticas de fácies prehnita-pumpellyita e xisto verde, que explicaria a procedência do Na, incorporado aos anfibólios, através da substituição edenítica, de maneira mais destacada nas paragêneses menos evoluídas, com anfibólios (e cloritas) menos aluminosos, gerando tendências de variação composicional mais pargasíticas que nas de grau metamórfico mais elevado, onde as substituições tschermakíticas ocorrem em proporção mais elevada, como discutido no Capítulo VI. A incorporação do Na aos anfibólios praticamente desde o estabelecimento da Paragênese Fundamental Mg-clorita - Ca-anfibólio define a tendência que irá predominar ao longo de toda a evolução metamórfica dessas rochas: os componentes albitico e anortítico dos plagioclásios (e o ortoclásico, uma vez que o pouco K disponível é acoplado às substituições edeníticas) são neutralizados em função do alto teor em Mg, e incorporados aos anfibólios, num processo análogo ao que acontece durante o metamorfismo progressivo de rochas máficas/básicas, onde a abundância modal dos plagioclásios tende a decrescer, e a dos anfibólios a aumentar, à medida que as substituições edeníticas, tschermakíticas e da glaucofana se desenvolvem (Laird 1980).

Com relação ao Estádio Precoce, fica em aberto ainda a atuação da deformação nesta etapa. Não há, até o momento, como averiguar eventuais (ou melhor: quase certas) reorganizações estruturais, em qualquer escala que seja, prévias à implantação da Paragênese Fundamental. O padrão deformacional inicial para a Suite Metaultramáfica, com a Paragênese Fundamental já estabelecida, é representado por uma foliação de cisalhamento dúctil heterogênea, sinuosa/anastomosada, envolvendo

núcleos lenticulares maciços ou menos pervasivamente foliados, orientada provavelmente segundo a direção preferencial N - NW, aproximadamente nos moldes preconizados por Morales et al (1991) e Morales (1993), que passa a ser modificada/redirecionada ao longo dos estádios que se seguem.

VII.3.2 - O Estádio Progressivo Principal

Este estágio compreende toda a evolução metamórfica progressiva da Suite Metaultramáfica, sem distinção de eventuais ciclos distintos internos. Inclui, adicionalmente, as modificações retro-metamórficas que se sucedem em continuidade imediata à implantação das paragêneses de mais alto grau, como consequência do amainamento paulatino das condições de pico metamórfico. Na fase evanescente do metamorfismo progressivo há uma tendência a reconstituir fases minerais consumidas pouco antes das condições de mais alto grau terem sido atingidas, como é o caso da clorita nos olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita, e da antofilita de 2ª geração. .

Etapa inicial: o enriquecimento progressivo em Al da Mg-clorita (e do Ca-anfibólio)

Remanescentes da Paragênese Fundamental menos modificada podem ser encontrados em domínios composicionais de clorita - tremolita fels com ou sem textura *spinifex* pseudomórfica, no interior dos núcleos lenticulares envoltos pela foliação de cisalhamento, poupados da deformação pervasiva, no interior do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, na Faixa Serra do Dondó. Nestas rochas, anfibólios de tipos morfológicos/texturais diversos se sobrepõem, em arranjos pseudomórficos a randômicos (e.g. Fotomicrografias IV.2.C, D, IV.5.C, ou IV.6.B), e entre os pseudomórficos dendríticos/plumosos, esfiapados, que constituem a matriz de fundo para os prismáticos médios/longos de desenvolvimento posterior, encontram-se os de composição menos aluminosa, mais tremolíticos/actinolíticos analisados, como pode ser visto, de maneira mais evidente, no caso da amostra 302F/10, tal como ilustrado no Quadro de Diagramas IV.2.A. As Mg-cloritas apresentam variações mais restritas em termos de tipos morfológicos/texturais, e seus espectros composicionais para amostras individuais são menos definidos que no caso dos anfibólios, porém as

cloritas menos aluminosas analisadas, com (x)Al de até $\simeq 1,0$ (considerando apenas indivíduos inseridos nas texturas principais, não retrometamórficas) são procedentes dos clorita - tremolita/actinolita ($\Rightarrow$ hornblenda actinolítica) xistos/fels com texturas pseudomórficas *spinifex* preservadas, como no corpo ultramáfico principal de Alpinópolis. Em conjunto, as cloritas da Faixa Serra do Dondó descrevem um espectro composicional mais extenso, que vai de cloritas com (x)Al $\simeq 1,0$ até cloritas com (x)Al $\simeq 1,2$, o valor máximo alcançado quer no limiar do seu consumo final, na fase de metamorfismo progressivo, quer na sua reconstituição no evento retro-metamórfico que se segue imediatamente ao pico metamórfico.

A evolução metamórfica progressiva se inicia portanto com a Paragênese Fundamental, que consiste do par Mg-clorita (com (x)Al $\simeq 1,0$) - tremolita/actinolita (+ magnetita/ilmenita), de princípio através do enriquecimento gradual em Al dessas duas fases, em padrão de equilíbrio heterogêneo na escala das texturas, alternando-se domínios composicionais mais e menos reequilibrados, responsáveis pelos espectros composicionais expandidos para Ca-anfibólios em amostras individuais de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, e pelo espectro composicional mais amplo do conjunto das cloritas da Faixa Serra do Dondó, quando comparado ao espectro correspondente da Faixa Mumbuca. Nesta fase a substituição edenítica encontra-se mais em evidência nos Ca-anfibólios, resultando em uma tendência de variação composicional marcadamente pargasítica, tanto para os anfibólios de amostras individuais como para o conjunto dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels por inteiro (v. Quadro de Diagramas VI.1.A). Este destaque maior para a substituição edenítica no início do Estádio Progressivo Principal deve-se, mais provavelmente, à disponibilidade de Na no sistema, que, em virtude da composição magnesiânica, só encontra "nicho" cristaloquímico favorável nas posições A dos anfibólios. É pela mesma razão que a substituição edenítica é proporcionalmente muito mais realçada nos microporfiroblastos de antofilita de 1ª geração destas rochas, quando comparados aos porfiroblastos de desenvolvimento posterior, de 2ª geração, dos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita da Faixa Serra do Dondó, ou às antofilitas de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels da Faixa Mumbuca (Quadro de Diagramas VI.3) onde as gerações pregressas de Ca-anfibólio já fixaram todo o componente edenítico.

A tendência é, pois, com o incremento do grau metamórfico, de uma evolução composicional marcada pelo enriquecimento em Al das fases principais da Paragênese Fundamental, através de substituições Al-tschermakíticas nas cloritas, e de substituições edeníticas e Al-tschermakíticas ($\text{Si}_{-1}\text{Mg}_{+1} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}$ = substituição Al-tschermakítica simples, para o caso dos anfibólios) nos Ca-anfibólios, combinadas em proporções equivalentes, gerando uma tendência de variação composicional pargasítica, que se estende de tremolitas/actinolitas a hornblendas tremolíticas/actinolíticas. O reflexo textural desta evolução é a reorganização interna dos domínios composicionais e o desenvolvimento de uma geração de anfibólios de tipo morfológico/textural distinto, prismáticos médios a longos maiores, de disposição randômica nos núcleos menos deformados, em alguns casos verdadeiros microporfiroblastos, que se sobrepõem aos anfibólios pseudomórficos dendríticos/plumosos/em leque, ou à matriz granoblástica fina/em feltro (Fotomicrografias IV.2.C, D, IV.5.C, e IV.6.B, C). Para as cloritas, a reorganização textural é menos evidente: elas permanecem em domínios de agregados de palhetas finas, ou intersticiais aos anfibólios.

As primeiras fases neoformadas sobre a paragênese Fundamental em evolução composicional são a antofilita e a olivina, esta última serpentizada à exaustão nos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels. Ambas fases tem sua origem vinculada, segundo indicam as relações texturais, aos domínios de Mg-clorita: os microporfiroblastos prismáticos-longos de antofilita se desenvolvem caracteristicamente sobre as lâminas cloríticas, quando nas texturas *spinifex* pseudomórficas (Fotomicrografia IV.6.A), e os porfiroblastos de olivina infiltram-se substituindo, de modo preferencial, estes mesmos domínios composicionais (Fotomicrografias IV.2.A, B). Relações texturais idênticas para porfiroblastos de olivina em rochas com textura *spinifex* da Austrália Ocidental são descritas por Oliver e Nesbitt (1972), que aventam inclusive a hipótese da variação do conteúdo em Al da clorita para acomodar as relações estequiométricas exigidas pela blastese da olivina a partir da clorita. Similarmente, Peltonen (1990) invoca a clorita como fase envolvida na blastese de olivina em metavulcânicas picríticas da Finlândia. A modelagem da formação das duas fases magnesianas, a partir da variação composicional da Mg-clorita com o incremento no grau metamórfico, foi desenvolvida na Dissertação de Mestrado que antecede esta Tese (Szabó 1989,

Szabó et al 1991), baseada nas relações texturais observadas e nas constatações experimentais de Jenkins e Chernosky (1986), que indicam haver uma tendência de variação no conteúdo em Al da Mg-clorita com aumento da temperatura, em direção a composições com $(x)Al = 1,2$ (para uma base de 14 oxigênios equivalentes), valor limite que define a estabilidade térmica superior deste mineral. Em caso de Mg-cloritas de rochas metaultramáficas com $(x)Al < 1,2$, a tendência seria pois de enriquecimento em Al através de substituições Al-tschermakíticas ($AlTs = Si_{-1}Mg_{-1} \Leftrightarrow Al^{IV}Al^{VI}$), como notado em paragêneses naturais por Frost (1975) e Pinsent e Hirst (1977). Como visto, as Mg-cloritas da Suite Metaultramáfica em estudo também apresentam espectros de variação composicional com tendência ao enriquecimento em Al, com valor máximo de $(x)Al$ concentrando-se em torno de 1,2 para as rochas com a paragênese de mais alto grau, olivina + ortopiroxênio + espinélio + Mg-hornblenda. Esta variação composicional da clorita implica liberação de um componente silicoso - magnésiano. O desenvolvimento preferencial das fases neoblásticas sobre os domínios cloríticos sugere uma relação intrínseca entre ambos. As reações sugeridas, com base nestas constatações, para a formação de olivina e antofilita concomitantemente ao enriquecimento em Al da Mg-clorita, podem ser modeladas como se segue, tomando por ponto de partida uma Mg-clorita com $(x)Al = 1,00$, comparável às Mg-cloritas menos aluminosas encontradas na textura principal dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels, que evolui para uma clorita com $(x)Al = 1,05$:

(Eq.VII.1) Para a olivina:

(Eq.VII.2) Para a antofilita (de 1ª geração):

Constatações interessantes com relação a estas duas equações parciais são a sílica como produto em uma, e reagente na outra, bem como a proporção muito maior de clorita envolvida na geração da antofilita, quando comparado à olivina. As duas reações devem ocorrer acopladas, como sugerido pela presença simultânea da olivina

e da antofilita na maioria das amostras. Curiosamente, a proporção modal da antofilita é bem inferior à da olivina, fato que está de acordo com as relações estequiométricas idealizadas acima. Uma maneira combinada de apresentar as duas reações seria a seguinte:

(Eq.VII.3) Para olivina e antofilita combinadas:

O efeito das modificações composicionais que ocorrem nesse meio tempo nos Ca-anfibólios vem se somar às transformações descritas para as cloritas. O balanço estequiométrico/de massa do conjunto completo das modificações composicionais e reações consequentes é complexo, como sói acontecer quando fases portadoras de soluções sólidas extensas, combinadas estão envolvidas. À medida que o processo avança, com o incremento do grau metamórfico, as modificações consequentes podem ser resumidas, de maneira genérica, simplificada, como se segue:

- Mg-clorita se torna mais aluminosa, e sua proporção modal diminui;
- olivina e antofilita se desenvolvem de maneira progressiva/contínua, em proporção amplamente favorável à primeira;
- Ca-anfibólio enriquece em Al (e Na), seguindo uma tendência pargasítica. Sua proporção modal é possivelmente fixa, dentro de determinados limites, definidos pelo conteúdo de Ca na rocha, a não ser que este seja remobilizado por processos metassomáticos simultâneos (não de todo impossível, haja visto a mobilidade que lhe é imputada pelos resultados das análises químicas em rocha total), ou que as substituições cummingtoníticas tenham alguma atuação coordenada, simultânea;
- magnetita e ilmenita, as fases acessórias onipresentes, aparentemente não se envolvem diretamente no processo nesta etapa da evolução metamórfica, funcionando como reservatórios, respectivamente, do Cr e do Ti.

A quebra da Mg-clorita e o aparecimento do ortopiroxênio

A primeira etapa, que conduz ao aparecimento de olivina - clorita - Ca-anfibólio xistos/fels porfiroblásticos com antofilita é melhor referenciada através da modificação composicional contínua da Mg-clorita. Nas etapas seguintes, a variação composicional

desta fase passa a ser restrita, uma vez que seu conteúdo em Al atinge o valor limite de aproximadamente $(x)Al = 1,2$, que define o seu limite de estabilidade máxima no metamorfismo progressivo. A quebra final da Mg-clorita acontece segundo a reação:

(Eq.VII.4):

A variação composicional da Mg-clorita, previamente à sua quebra final, demonstrada através dos trabalhos experimentais de Jenkins e Chernosky (1986), de análises em paragêneses metaultramáficas naturais (e.g.Frost 1975), e agora pelos resultados obtidos nesta Tese, não havia sido detectada em trabalhos experimentais mais antigos, considerando-se então a reação de quebra da Mg-clorita como univariante (e.g. Staudigel e Schreyer 1977), e não bivariante, com uma faixa de estabilidade definida pelas modificações composicionais contínuas. A quebra final, quando alcançada a fração molar limite, $(x)Al = 1,2$, dá-se segundo a reação VII.4 acima, cuja curva de equilíbrio no campo P X T é reproduzida na grade genérica concernente às rochas metaultramáficas (e.g.Evans 1977), na Figura VII.2.

A importância desta reação para a Suite Metaultramáfica em estudo é que, para as rochas porfiroblásticas com olivina e/ou ortopiroxênio + hornblenda, as relações texturais sugerem estar a clorita no limiar da sua estabilidade, fato confirmado pelas composições determinadas à Microsonda Eletrônica. Como pode ser observado no Quadro de Diagramas VI.4.A, o conjunto de análises referentes às cloritas dessas rochas, quer sejam da Faixa Mumbuca, quer da Faixa Serra do Dondó, define um espectro composicional muito mais concentrado que o das cloritas dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó, delimitado, para composições mais aluminosas, de maneira quase retilínea pelo valor de aproximadamente 4,8 Al Total p.f.u., correspondente a $(x)Al \simeq 1,2$ para a formulação com base em 14 oxigênios equivalentes. Os porfiroblastos tardios de clorita que se desenvolvem sobre a matriz grano-nematoblástica e sobre as bordas dos porfiroblastos de ortopiroxênio e olivina nos olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita de ambas Faixas são interpretados como reconstituídos sobre matrizes/paragêneses isentas de clorita, previamente toda consumida segundo a reação VII.4; porfiroblastos semelhantes se desenvolvem também em rochas nas quais

a clorita da matriz mais antiga não foi ainda integralmente consumida, persistindo e coexistindo com o espinélio verde, por conta das condições de equilíbrio heterogêneas, "em mosaico".

Esta etapa do Estádio Progressivo Principal, que compreende as condições metamórficas mais enérgicas atingidas, pode ser caracterizada tanto pela condição de metaestabilidade da clorita, substituída, como fase aluminosa, pelo Mg-Al-espinélio, como pela presença do ortopiroxênio, cujo aparecimento está estreitamente vinculado à quebra final da clorita. A reação que consome finalmente a clorita, e introduz o ortopiroxênio na paragênese, não ocorre porém de forma isolada: as modificações composicionais concomitantes do Ca-anfibólio interferem, em grau variável, na constituição mineralógica modal e nas texturas resultantes. Como visto no Capítulo IV, em algumas amostras a reação de reconstituição da Mg-clorita se manifesta de forma texturalmente bem evidente (Fotomicrografia IV.9.D); nestas amostras, a proporção modal de hornblenda é baixa. Nas demais amostras, as relações texturais e proporções modais entre as fases ortopiroxênio - olivina - espinélio - hornblenda são as mais variadas possíveis. Entre as fases porfiroblásticas, prevalece ora o ortopiroxênio, ora a olivina, com mais freqüência a primeira e, quando simultaneamente presentes, o ortopiroxênio sobrepõe-se à olivina, desenvolvendo-se às suas bordas, e encapsulando-a em uma série de inclusões em continuidade óptica entre si. O espinélio pode ocorrer de maneira mais destacada, em indivíduos bem desenvolvidos, na forma de poiquilo-porfiroblastos menores com freqüência modal relativamente maior, ou apenas como acessório menor, em volume inferior a 1%, como grãos irregulares intersticiais à matriz, ou vermiformes, inclusos em ortopiroxênio; ou ainda estar ausente.

Essas variações nas relações modais/texturais entre os minerais da paragênese de mais alto grau podem ser atribuídas ao controle exercido pelo Ca-anfibólio. A proporção modal da hornblenda, determinada pelo teor em CaO da rocha, e a sua capacidade de incorporar Al através das substituições tschermakíticas/edeníticas é que irão determinar, em grande parte, a presença ou não de olivina e espinélio nas texturas. Como discutido no Capítulo VI, a substituição tschermakítica em Ca-anfibólios depende de uma série de fatores, como assembléia mineralógica coexistente, temperatura e pressão, que definem o seu limite de enriquecimento em Al

através da série de solução sólida tremolita - tschermakita. Para rochas ultramáficas onde hornblenda ocorre em paragênese com forsterita e Mg-Al-espinélio, o fator preponderante para a extensão desta solução sólida seria a temperatura (Jenkins 1994); por outro lado, as substituições Al-tschermakíticas seriam insuficientes, por si só, para explicar o caráter aluminoso e a acentuada estabilidade termal de Ca-anfibólios nessas rochas, que seria controlado, adicionalmente, pela incorporação de Na (Frost 1975, Jenkins 1983). Para a Suite Metaultramáfica em estudo, nota-se que as hornblendas mais aluminosas são aquelas nas quais a substituição edenítica é mais realçada, e que, coincidentemente, pertencem a rochas nas quais o ortopiroxênio prevalece como fase porfiroblástica, às vezes à exclusão da olivina (v. Quadros de Diagramas VI.1.A - C).

As reações metamórficas desta etapa, em que clorita é metaestável e ortopiroxênio se faz presente nas paragêneses, podem ser melhor modeladas através do enriquecimento progressivo da hornblenda em Al, mais eficiente nas rochas relativamente mais ricas em Na. A incorporação do Al pela substituição Al-tschermakítica simples, $\text{Si}_{-1}\text{Mg}_{+1} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}$, resulta na liberação de uma molécula na qual Si e Mg estão em proporção 1 : 1, a proporção verificada para enstatita. Já na substituição edenítica, $\square\text{Si}_{-1} \Leftrightarrow \text{NaAl}^{\text{IV}}$, o componente liberado é exclusivamente a sílica. As substituições Ti- e Cr-tschermakíticas, apesar de volumetricamente subordinadas, passam a ter importância maior com incremento do grau metamórfico, e liberam componente sílico-magnésiano de maneira similar à Al-tschermakítica. Da combinação destas substituições surge o seguinte quadro: as substituições tschermakíticas, por si só, produzem um componente com Si : Mg nas proporções exigidas pelo ortopiroxênio; já as substituições edeníticas liberam sílica, que, combinada à olivina previamente formada através do enriquecimento em Al da clorita, bem como da sua quebra final, também conduz a proporções estequiométricas enstatíticas. A proporção relativa entre as substituições, bem como a extensão das respectivas soluções sólidas nas hornblendas, controladas pelo incremento em temperatura, principalmente, irão definir o quanto de olivina previamente formada será incorporada ao ortopiroxênio, bem como o quanto de espinélio poderá persistir sem ser assimilado pela hornblenda. Não é por acaso, portanto, que é justamente nas rochas mais enriquecidas em Na da Faixa Mumbuca, nas quais a substituição

edenítica adquire importância relativamente mais destacada, que a olivina se encontra mais eficientemente convertida em enstatita, e o espinélio tem participação modal restrita, ou se encontra ausente. Óbvio, um fator preponderante adicional é a proporção modal em hornblenda, determinada basicamente pelo teor em CaO. A quantidade de Ca disponível define a proporção modal da hornblenda: variações menores podem ocorrer por conta das substituições cummingtoníticas, mas não serão consideradas volumetricamente representativas. Apenas modificações composicionais do sistema por inteiro, em rocha total, com retirada/introdução metassomática de Ca, podem alterar significativamente o volume de Ca-anfibólio em cada caso.

De maneira análoga às reações apresentadas para rochas máficas/básicas por Laird (1980), podemos esboçar as seguintes reações genéricas para as rochas metaultramáficas portadoras de Ca-anfibólio :

(Eq.VII.5):

onde: $X_1 \simeq X_2$, $Y_2 > Y_1$, e $Z_2, W_2 < Z_1, W_1$. Dependendo do grau metamórfico alcançado, do equilíbrio textural/composicional entre os minerais, e da composição da rocha, que define a proporção modal e a variabilidade composicional da hornblenda, Z e W tendem a 0. Adicionalmente ao (x)Al, a razão $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}$ da hornblenda também aumenta no decorrer do processo: como mencionado no Capítulo VI, há uma substituição preferencial do Mg, em detrimento ao Fe^{+2} , quando da incorporação do Al aos sítios catiônicos M2 do Ca-anfibólio (Makino e Tomita 1989).

Representação das paragêneses no Diagrama ACM (Al_2O_3 - CaO - MgO+FeO)

A evolução modal das paragêneses e as modificações composicionais simultâneas em minerais podem ser ilustradas, de maneira esquemática, através do Diagrama Triangular de Proporções Moleculares A (Al_2O_3) - C (CaO) - M (MgO+FeO), tal como ilustrado na Figura VII.3. As relações de fase não podem ser adequadamente representadas para grande parte das paragêneses nesta projeção, uma vez que mais de três fases podem coexistir em equilíbrio em determinadas situações (e.g. Mg-Clorita - Ca-Anfibólio - Olivina - Antofilita, ou Hornblenda - Enstatita - Olivina - Mg-Al-

Espinélio). Para projeção em diagramas de fase propriamente ditos, seria necessário recorrer ao sistema mais completo, CMASH ($\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$), acrescido de FeO e de Na_2O , se os efeitos das substituições edeníticas forem considerados. Um fator de complexidade adicional na modelagem das relações de fase é representado pelas substituições operantes nas Mg-cloritas e nos Ca-anfibólios, essenciais ao desenlace das reações metamórficas, como visto, e que induzem degenerações no sistema, como no caso da conversão da olivina em ortopiroxênio, em decorrência da liberação de Si através das substituições edeníticas nas hornblendas.

Figura VII.3 - Diagrama Triangular de Proporções Moleculares A (Al_2O_3) - C (CaO) - M ($\text{MgO} + \text{FeO}$) para as amostras da Suite Metaultramáfica com análises químicas em rocha total e de minerais disponíveis. (+) - Rocha total; (o) - Ca-anfibólios; ∇ - Mg-cloritas; $\square$ - ortopiroxênios; $\diamond$ - olivinas; Δ - Mg-Al-espinélios. Círculos maiores: lado esquerdo preenchido = Tremolita; lado direito preenchido = Pargasita.

No Diagrama ACM da Figura VII.3 encontram-se representadas as análises químicas de minerais e de rocha total de todas as amostras portadoras de Ca-anfibólio como constituinte essencial/fundamental para as quais tais análises se encontram simultaneamente disponíveis. Para as análises em rocha total, $\text{Fe Total} = \text{FeO}$; para as análises minerais, as relações $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ são aquelas determinadas quando do cálculo das respectivas fórmulas estruturais idealizadas, como discutido no Capítulo VI. Ca-anfibólios (o) e Mg-cloritas (∇), que apresentam espectros composicionais mais expandidos, são representados por duas análises por amostra, representativas dos extremos mais e menos aluminoso dos respectivos espectros. Os círculos maiores

representam as composições tremolítica (lado esquerdo preenchido), e a pargasítica (lado direito preenchido) ideais, para balizar a tendência de variação composicional da série dos Ca-anfibólios. Os ortopiroxênios ($\square$) são ligeiramente aluminosos, enquanto todas as análises de olivina projetam-se sobre o vértice M do Diagrama. O espectro composicional dos Mg-Al-espinélios (Δ) ocupa um segmento razoavelmente extenso, com proporções A : M inferiores a 1, por conta dos teores de Cr e Fe^{+3} amplamente variáveis para o conjunto de análises por inteiro.

É importante notar a distribuição bimodal bem definida das análises de rocha total (+) neste diagrama: como se vê, há uma população mais pobre em Ca e Al, que compreende exclusivamente amostras da Faixa Mumbuca, e uma população mais cálcio-aluminosa, mais ou menos circunscrita, que inclui os clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com textura *spinifex* da Faixa Serra do Dondó, bem como os olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels nodosos/porfiroblásticos com espinélio e clorita desta Faixa, além de várias amostras de ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com ou sem olivina da Faixa Mumbuca. As amostras relativamente mais magnesianas, menos cálcio-aluminosas da Faixa Mumbuca seriam aquelas que sofreram modificações composicionais mais intensas em decorrência do cisalhamento que antecedeu o desenvolvimento das paragêneses de grau mais elevado, ou, alternativamente, podem representar protólitos de caráter originalmente mais magnesiano, mais cumulático, como discutido no Capítulo V. As análises mais cálcio-aluminosas representam as composições tidas como relativamente menos modificadas (exceto pela introdução de Na em proporções significativas em alguns casos), mais próximas das komatiíticas ígneas, não-cumuláticas originais em termos das relações $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO}$.

No Quadro de Diagramas VII.1, a evolução concomitante das assembléias minerais e da composição das fases correspondentes a soluções sólidas é ilustrada em diagramas ACM específicos, primeiro, nos dois diagramas superiores, para o conjunto dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels da Faixa Serra do Dondó (diagrama esquerdo), e o conjunto dos olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos com espinélio e clorita de ambas Faixas (diagrama direito) em separado e, em seguida, para amostras individuais selecionadas, que permitem retratar graficamente a evolução metamórfica progressiva previamente discutida.

Quadro de Diagramas VII.1 - Diagramas ACM para a Suite Metaultramáfica

Diagramas ACMF (Al_2O_3 - CaO - MF= MgO + FeO, em proporção molecular, PM) para os conjuntos de amostras das Faixas Serra do Dondó e Mumbuca, e para amostras individuais de ambas Faixas, incluindo composições de rocha total e composições minerais. Da esquerda para a direita, e de cima para baixo :

- Clorita - Ca-anfibólio xistos / fels da Faixa Serra do Dondó.
- Olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos $\pm$ espinélio e/ou clorita de ambas Faixas.
- Amostra 302F/10 - olivina ($\Rightarrow$ serpentina) - clorita - tremolita fels porfiroblástico / nodoso, com matriz em feltro.
- Amostra 208/01 - olivina ($\Rightarrow$ serpentina) - clorita - Ca-anfibólio xisto porfiroblástico, com textura olivina *spinifex* pseudomórfica.
- Amostras 27/11C e 62A/51, olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com espinélio e clorita.
- Amostra 59A/50 - ortopiroxênio - hornblenda xisto porfiroblástico com espinélio e clorita.

Simbologia :

- + x - Rocha total
  - o ● - Ca-anfibólios
  - ▽ ▼ - Mg-clorita
  - Δ - Mg-Al-espinélio
  - - ortopiroxênio
  - ◇ - olivina
  - - semi- cheio: lado esquerdo = tremolita, lado direito = pargasita
  - * - fases magnesianas genéricas (olivina $\pm$ antofilita)
-

Quadro de Diagramas VII.1 - Diagramas ACM para a Suite Metaultramáfica

Comparando-se o diagrama referente ao conjunto dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com aquele dos olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos nota-se o espectro mais restrito, menos aluminoso dos Ca-anfibólios no primeiro, que se inicia com composições tremolíticas/actinolíticas, contra o mais aluminoso, mais extenso do segundo, que apresenta composições iniciais já significativamente aluminosas, correspondentes às de hornblendas actinolíticas. Por outro lado, o espectro composicional das Mg-cloritas é mais restrito para os olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos e mais expandido para os clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com ou sem microporfiroblastos de antofilita e porfiroblastos serpentinizados de olivina. Os extremos menos aluminosos dos espectros composicionais dos Ca-anfibólios e das Mg-cloritas dos clorita - Ca-anfibólio xistos/fels podem ser unidos por *tie lines* que transectam o campo composicional das análises em rocha total. Esta relação define a Paragênese Fundamental clorita - tremolita/actinolita nos seus primórdios, quando ela responde integralmente pela composição das respectivas rochas. Um componente menor ferroso-férrico/titanífero deve ser considerado adicionalmente, representado pelas fases óxido magnetita/ilmenita, que podem alcançar proporções modais próximas a 5%. Este componente explicaria o ligeiro deslocamento dos pontos representativos das análises de rocha total em direção ao vértice M, subtraindo-os do alinhamento definido pelo par Ca-anfibólio - Mg-clorita, mesmo nos casos em que não há evidências de fases magnesianas adicionais em proporção significativa. À medida que Ca-anfibólios e Mg-cloritas se tornam mais aluminosos com o grau metamórfico crescente, suas composições afastam-se do vértice M em direção ao vértice A, e logo as duas fases iniciais da Paragênese Fundamental precisam ser acrescidas de alguma fase magnesiana que defina o espaço composicional triangular dentro do qual se projetarão as respectivas análises em rocha total. Como visto, o componente magnesiano necessário para contrabalançar o deslocamento das composições de Ca-anfibólio e Mg-clorita em direção ao vértice aluminoso é representado nas primeiras etapas do Estádio Progressivo Principal por duas fases: a olivina, e, em menor proporção, a antofilita. A ausência da enstatita é decorrente das condições de equilíbrio nesta etapa: a reação que produziria enstatita a partir da antofilita + olivina ($\text{Antofilita} + \text{Forsterita} \leftrightarrow \text{Enstatita} + \text{H}_2\text{O}$, v.g. da Figura VII.2) não é operante, e as

composições cálcio-aluminosas inibem a formação prévia do talco, que permitiria a formação antecipada da enstatita segundo a reação Forsterita + Talco $\Leftrightarrow$ Enstatita + H₂O. Em suma: para o volume composicional que define a Suite Metaultramáfica em estudo, o campo de estabilidade da enstatita só é atingido quando da reação de quebra da Mg-clorita segundo a reação VII.4. As fases magnesianas adicionais olivina e antofilita, que não foram projetadas a partir de análises químicas minerais neste diagrama (no caso da olivina, porque os seus porfiroblastos se encontram sistematicamente serpentinizados), são representadas genericamente por um asterisco (*) no vértice M do diagrama.

No diagrama correspondente ao conjunto de olivina e/ou ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos de ambas Faixas, o espectro composicional mais reduzido das Mg-cloritas é consequência da concentração das análises de clorita destas rochas nas proximidades da composição com (x)Al = 1,2, que define seu limite de estabilidade superior, como já discutido anteriormente. Nestas rochas, a paragênese progressiva é definida por hornblenda + ortopiroxênio $\pm$ olivina $\pm$ Mg-Al-espinélio, e a clorita ou persiste, em função do reequilíbrio heterogêneo, incompleto, ou corresponde a uma segunda geração, reconstituída no início da etapa retrometamórfica. Como se nota no diagrama, o extremo mais aluminoso do espectro composicional dos Ca-anfibólios define um alinhamento com as fases magnesianas ortopiroxênio e olivina que se situa acima de grande parte das análises em rocha total, separando-as das projeções correspondentes aos Mg-Al-espinélios. Esta relação se torna ainda mais evidente quando as análises de ortopiroxênios mais aluminosos são consideradas, e define a situação em que o espinélio é absorvido, na forma de componentes edeníticos/tschermakíticos, em maior proporção pelas hornblendas, e em parte pelo ortopiroxênio, que demonstra tendência ao enriquecimento em Al com grau metamórfico crescente.

Os diagramas correspondentes a amostras individuais exemplificam mais claramente as relações discutidas acima. No diagrama correspondente à amostra 302F/10, um (olivina $\Rightarrow$) serpentina clorita - Ca-anfibólio fels porfiroblástico/nodoso (par intermediário, diagrama esquerdo), nota-se o deslocamento relativamente pequeno entre os extremos dos espectros composicionais dos Ca-anfibólios e das cloritas, e a proximidade da linha definida pelo par Ca-anfibólio - clorita menos

aluminoso ao ponto representativo da composição de rocha total. Isto sugere composições minerais mais "primitivas", mais próximas às da Paragênese Fundamental inicial. Já no diagrama vizinho, correspondente à amostra 208/01, um (olivina $\Rightarrow$) serpentina clorita - Ca-anfibólio xisto/fels porfiroblástico com textura olivina spinifex pseudomórfica, os espectros composicionais dos Ca-anfibólios e das cloritas são significativamente mais extensos, e os alinhamentos definidos pelos pares Ca-anfibólio - clorita afastam-se do ponto representativo da composição de rocha total em direção ao vértice aluminoso do diagrama. Em ambos diagramas, o asterisco do vértice M representa as fases magnesianas (olivina e antofilita) que se desenvolvem em resposta à evolução composicional da Paragênese Fundamental Ca-anfibólio - clorita, tal como discutido acima, e como explicitado nos diagramas.

O último par de diagramas diz respeito a amostras com olivina e/ou ortopiroxênio + hornblenda. No diagrama esquerdo, encontram-se representadas as paragêneses das amostras 27/11C, da Faixa Serra do Dondó, e 62A/51, da Faixa Mumbuca, textural e mineralógicamente similares, ambas correspondentes a olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com espinélio e clorita, nos quais a clorita, ausente da matriz grano-nematoblástica seriada, sub-poligonizada, exclusivamente de hornblenda com algum espinélio fino intersticial, ocorre em palhetas isoladas, randômicas, de desenvolvimento tardio. A interpretação destas amostras é que se trata de rochas com as composições relativamente mais próximas à komatítica original (v. Capítulo V), e mais eficientemente reequilibradas nas condições de mais alto grau atingidas pelo metamorfismo regional. Isto vem de encontro aos restritos espectros composicionais que apresentam para os Ca-anfibólios e as cloritas. Nestas rochas, olivina e espinélio persistem possivelmente em virtude do conteúdo-limite em Al da hornblenda para as condições metamórficas em questão ter sido atingido, uma vez que o teor em Na das rochas é o convencional para o conjunto composicionalmente menos modificado da Suite Metaultramáfica. Nesta situação, o teor máximo de Al que pode ser incorporado à hornblenda será definido, em última instância, pelas substituições tschermakíticas, dependentes essencialmente da temperatura: a substituição edenítica se destaca mais nas etapas iniciais da evolução metamórfica progressiva, e a tendência de variação composicional dos Ca-anfibólios passa de pargasítica a mais tschermakítica para os segmentos mais aluminosos, mais

"evoluídos" do espectro composicional dos Ca-anfibólios, como verificado no Capítulo VI (v. Quadro de Diagramas VI.1.A).

No derradeiro diagrama, correspondente à amostra 59A/50, um clorita - hornblenda - ortopiroxênio xisto porfiroblástico com espinélio e traços de flogopita, a olivina é ausente, e a paragênese progressiva é definida por hornblenda + ortopiroxênio + Mg-Al-espinélio. Como se vê no diagrama, a composição de Ca-anfibólio mais aluminosa define um alinhamento Ca-anfibólio - ortopiroxênio que inclui o ponto representativo da composição de rocha total. Esta seria a situação ideal em que a paragênese de equilíbrio seria representada exclusivamente pelo par ortopiroxênio - hornblenda, quando o conteúdo em Al da hornblenda puder aumentar significativamente através de substituições em proporção pargasítica. A participação proporcionalmente maior da substituição edenítica em sistemas mais ricos em Na permite não só um incremento no conteúdo máximo permissivo em Al nos Ca-anfibólios, quando comparado a substituições de caráter mais tschermakítico, como favorece a incorporação da olivina ao ortopiroxênio através da liberação de um componente silicoso, como discutido acima.

Distribuição de Mg e Fe entre as fases minerais

Os Coeficientes de Distribuição para Mg e Fe ($K_D = \text{Fe/Mg mineral}_1 / \text{Fe/Mg mineral}_2$) foram determinados para as assembléias minerais de grau metamórfico mais elevado registradas em cada amostra. Para olivina e ortopiroxênio, que apresentam variações restritas em Fe/Mg internamente às amostras individuais, foram escolhidas análises de composições médias para definir este valor. Para clorita, Ca-anfibólio e Mg-Al-espinélio, foram selecionadas análises dos extremos mais aluminosos dos respectivos espectros composicionais por amostras individuais. As razões Fe/Mg foram lançados em diagramas binários, confrontando-se pares de minerais. Diagramas desta espécie mais representativos encontram-se representados no Quadro de Diagramas VII.2. Como é praxe em trabalhos que versam sobre rochas metaultramáficas (e.g. Frost 1975, Candia 1983, Paktunç 1984, Dymek et al 1988, van Schalkwyk e van Reenen 1992, entre outros), os minerais foram comparados primeiramente em relação à olivina. Como algumas amostras da Suite Metaultramáfica são isentas deste mineral, o ortopiroxênio também foi utilizado como referencial.

Quadro de Diagramas VII.2 - Coeficientes de Distribuição para Fe / Mg entre minerais de amostras da Suite Metaultramáfica

$K_D \text{ Ol-Clor} = 2,78 > K_D \text{ Ol-Opx} = 1,25 > K_D \text{ Ol-Esp} = 0,32$

$K_D \text{ Opx-Clor} = 2,25 > K_D \text{ Opx-Esp} = 0,25$

Quadro de Diagramas VII.2 - Coeficientes de Distribuição Fe / Mg entre minerais

Como se vê nos respectivos diagramas, há Coeficientes de Distribuição Fe/Mg muito bem definidos entre olivina e ortopiroxênio, olivina e espinélio e olivina e clorita, e entre ortopiroxênio e clorita e ortopiroxênio e espinélio. Os valores K_D obtidos são comparáveis, com pequenas diferenças, aos obtidos nos trabalhos enumerados acima, com K_D Ol-Clor = 2,78 > K_D Ol-Opx = 1,25 > K_D Ol-Esp = 0,32. Já para o par Ca-anfibólio - olivina há uma forte dispersão das razões Fe/Mg (Ol)/Fe/Mg (Ca-Anf), indicando que a distribuição do Fe e Mg no Ca-anfibólio é mais complexa, controlada por outros fatores, como o grau e a proporção relativa das substituições edenítica e tschermakíticas, função da composição integral do sistema e do grau metamórfico. O comportamento mais irregular, mais variado dos Ca-anfibólios no que diz respeito à distribuição Fe/Mg, quando comparada à dos demais minerais, é mencionado em alguns trabalhos (e.g. Dymek 1988, van Schalkwyk e van Reenen 1992), e relacionado, tentativamente, às diferenças composicionais entre os diferentes anfibólios analisados. Para os pares ortopiroxênio - espinélio e ortopiroxênio - clorita, o alinhamento das razões Fe/Mg ortopiroxênio/Fe/Mg mineral é bem definido, e os Coeficientes de Distribuição correspondem respectivamente a 0,25 e 2,25.

As transformações mineralógicas na etapa evanescente do Estádio Progressivo Principal

Algumas feições texturais de amostras da Suite Metultramáfica podem ser melhor explicadas através de transformações de caráter retrometamórfico, ocorridas sob condições de metamorfismo evanescente, mas ainda bastante intensas, de fácies anfibolito, em sequência imediata ao pico metamórfico atingido durante a evolução progressiva. Tais feições incluem, além da já comentada reconstituição da Mg-clorita, o desenvolvimento das feições de exsolução symplectíticas em (Mg-Al-Ti-) Cr-magnetitas, com ilmenita e Mg-Al-espinélio por fases exsolvidas; as lamelas de exsolução (101) cummingtoníticas nos Ca-anfibólios; e a blastese tardia da antofilita de 2ª geração. A origem mais plausível para a antofilita seria a partir do ortopiroxênio, através de aumento na atividade de sílica, como apresentado em Hemley et al (1977), por exemplo: $7 \text{ enstatita} + \text{H}_4\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{antofilita} + \text{H}_2\text{O}$. Esta transformação já estaria vinculada às etapas iniciais do Estádio Tardio de Baixo Grau, desenvolvidas em domínios estáticos/quase estáticos, conforme será discutido mais adiante.

Analogamente à antofilita, enstatita também poderia se formar a partir da olivina através do aumento da atividade de sílica nas etapas finais, retro-metamórficas do Estádio Principal: $\text{forsterita} + \text{H}_4\text{SiO}_4 \rightleftharpoons 2 \text{ enstatita} + 2\text{H}_2\text{O}$ (Hemley et al 1977). As relações texturais, porém, indicam como mais plausível correlacionar o desenvolvimento do ortopiroxênio às custas da olivina integralmente aos processos de metamorfismo progressivo, em decorrência das modificações composicionais dos Ca-anfibólios discutidas acima.

VII.3.3 - O Estádio Tardio de Baixo Grau

No Estádio Tardio de Baixo Grau prevalecem processos metassomáticos, em condições de fácies xisto-verde ou até inferiores, vinculados, mais caracteristicamente, às superfícies de cisalhamento de desenvolvimento tardio, de regime reológico dúctil/rúptil a rúptil, às bordas dos corpos ultramáficos maiores, e aos corpos de dimensões reduzidas isolados em meio à suite ortognáissica - migmatítica - granítica. As transformações seguem uma seriação definida em grandes traços, ora de maneira mais contínua, ora truncada, sobrepondo-se paragêneses de desenvolvimento normalmente mais tardio diretamente a paragêneses desenvolvidas no decorrer do Estádio Progressivo Principal pouco ou nada modificadas. Como já mencionado no Capítulo IV, quando da descrição dos tipos litológicos caracteristicamente vinculados ao Estádio Tardio, e das modificações mineralógicas introduzidas nos tipos litológicos apenas incipientemente afetados, bem como sugerido no Capítulo V, quando da caracterização das modificações composicionais em rocha total atribuídas à serpentinização generalizada, parece haver um padrão definido, genérico e abrangente, para a evolução dos processos metassomáticos tardios, que sugere condições físico-químicas mutantes ao longo das diversas etapas e de lugar para lugar.

Como visto no Capítulo IV, as primeiras transformações tardias são seletivas, limitadas a domínios composicionais restritos nas texturas, e correspondem à serpentinização dos porfiroblastos de olivina e talcificação simultânea do ortopiroxênio, respeitando-se mutuamente as interfaces originais. Pouco após, segue-se, num estilo seletivo semelhante, a talcificação dos porfiroblastos de antofilita, que

evolui para uma serpentinização, ainda restrita aos seus contornos originais. Estas transformações, ocorridas em regime estático, representam a 1ª manifestação do Estádio Tardio, e registram condições cambiantes nas características físico-químicas da fase fluida envolvida. Esta etapa deve ter se seguido em continuidade direta às modificações retro-metamórficas ocorridas no evanescer do metamorfismo progressivo mencionadas acima: o fato de implantar-se em regime estático, e diretamente sobre as paragêneses de pico metamórfico, sugere isto. A sequência completa destas transformações corresponderia ao desenvolvimento inicial dos porfiroblastos de antofilita de 2ª geração, às custas da enstatita, seguida pela serpentinização/talcificação seletiva/pseudomórfica dos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio, e finalmente pela talcificação/serpentinização pseudomórfica dos porfiroblastos anteriormente formados de antofilita. Estas transformações/substituições, ainda que não perfeitamente esclarecidas em detalhes, podem ser modeladas conjuntamente, em grandes traços, através da combinação de variações na atividade de sílica com o decréscimo de temperatura segundo um padrão similar ao caracterizado por Hemley et al (1977). O diagrama $-\log m \text{ SiO}_2 \times 1/T \text{ } ^\circ\text{K}$ (Figura VII.4) indica as relações de estabilidade entre forsterita - enstatita - antofilita - talco - antigorita (e crisotila) no sistema $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, parcialmente aberto (sílica é móvel, Mg não). A série de transformações observada corresponde a reações combinadas/seqüenciadas envolvendo atividades de sílica variáveis em soluções aquosas, tais como:

O conjunto de transformações mineralógicas esboçada acima para a Suite Metaultramáfica pode ser explicado qualitativamente através de reações deste tipo, que se desenvolveriam sob um regime de temperatura e atividade de sílica decrescentes, a julgar pela disposição das interfaces entre os campos de estabilidade no diagrama da Figura VII.4. É necessário ter em mente que as relações de fase são

muito mais complexas em sistemas naturais. A pressão, por exemplo, pode modificar significativamente a geometria das linhas invariantes, colocando o campo da enstatita diretamente em contato com o campo do talco (Hemley et al 1977). Como se trata de um sistema parcialmente aberto, multi-variante, as relações de fase devem ter sofrido modificações contínuas ao longo do desenvolvimento das reações metamórficas, fato que explica as situações de equilíbrio transitório registradas entre as fases em algumas amostras, como entre antofilita, talco e serpentina na Fotomicrografias IV.8.D, IV.9.B e IV.16.D.

Figura VII.4 - Diagrama $-\log m \text{SiO}_2 \times 1/T$ em $^\circ\text{K}$ para as relações de estabilidade entre forsterita - enstatita - antofilita - talco - antigorita (+ crisotila, brucita, quartzo, periclásio) no sistema $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ para $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar, segundo Hemley et al 1977. ($m \text{SiO}_2$ = concentração molal de sílica).

As etapas subsequentes do Estádio Tardio de Baixo Grau relacionam-se ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento tardias, em regime dúctil/rúptil a francamente rúptil, e compreendem processos metamórficos/metassomáticos em sistema definitivamente aberto, desenvolvidos ao longo das áreas de influência dessas faixas, tanto no interior dos corpos ultramáficos maiores como nas suas bordas e, de maneira mais pervasiva, nos corpos ultramáficos lenticulares menores incluídos nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos. Os resultados mais evidentes destes processos

são a serpentinização e a talcificação generalizadas, que podem ocorrer de modo independente, ou sequenciado, e de maneira incipiente, restritos às interfaces dos minerais constituintes, ou abrangente, substituindo integralmente as fases minerais das paragêneses prévias. A sequência de mobilidade dos elementos nestes processos inicia-se com os álcalis, Na e K, e prossegue com o Ca, que implica desestabilizar os Ca-anfibólios. Neste estágio, as Mg-cloritas são ainda preservadas em algumas circunstâncias, mas com a mobilização subsequente do Al, são substituídas primeiro por Al-lizarditas, e posteriormente por serpentinas.

Nas etapas finais pode ocorrer carbonatação local, dando sequência à série de transformações aloquímicas iniciadas com a serpentinização e talcificação generalizadas, e gerando as lentes de Al-lizardita - antigorita - talco xistos carbonáticos mencionadas no capítulo IV. A associação mineralógica observada nestas rochas, bem como seu arranjo textural, sugerem a atuação da seguinte reação metamórfica (Evans 1977):

Figura VII.5 - Curvas de equilíbrio para a reação antigorita + $\text{CO}_2 \rightleftharpoons$ talco + magnesita + H_2O , para o sistema $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$, no campo $T\text{ } ^\circ\text{C} \times (X)\text{CO}_2$. Extraído de Evans (1977). Antig = antigorita; Dol = dolomita; Mgs = magnesita; Ta = talco; Tr = tremolita.

A curva de equilíbrio desta reação é ilustrada na Figura VII.4 para o campo T X (x)CO₂. A reação indica decréscimo de temperatura a (x)CO₂ constante, ou aumento de (x)CO₂ a temperatura constante, ou ambos combinados, mas, de qualquer maneira, insere-se melhor em um regime retro-metamórfico, sob condições de fase fluída com fração molar em CO₂ relativamente baixa. O papel da Al-lizardita, aparentemente estável ao longo das transformações observadas, é de acomodar o Al previamente não mobilizado, possivelmente por conta das características físico-químicas da fase fluída.

CAPÍTULO VIII

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base no exposto no corpo principal desta Tese, serão respondidas, na medida do possível, as perguntas formuladas de início, no item "Objetivos" do Capítulo I. Como apresentado naquela ocasião, a hipótese de trabalho consistia em considerar as rochas metaultramáficas da região do Córrego da Mumbuca como sendo também de filiação komatiítica, correlatas às aflorantes na Faixa Serra do Dondó, a norte, estas seguramente caracterizadas quanto à sua origem pelas texturas *spinifex* pseudomórficas e pela associação litológica, e o principal objetivo era caracterizar e confrontar ambas ocorrências quanto às feições elucidativas das suas origens, e quanto à sua evolução tectono-metamórfica.

O quadro geológico geral pode ser resumido como se segue:

Ambas ocorrências de rochas metaultramáficas pertencem ao Domínio Norte do Complexo Campos Gerais (CCG), que representa terrenos tipo granito - *greenstone belt* da borda meridional do Cráton do São Francisco (CFS - definido originalmente como uma entidade do Ciclo Brasileiro), inseridos na Zona de Cisalhamento Campo do Meio (ZCCM). Esta zona de cisalhamento, de caráter direcional de médio/alto ângulo, sinistral, recortou e reorganizou terrenos originalmente pertencentes a um Cráton mais antigo, precursor do CFS, conhecido como Cráton do Paramirim. As informações geocronológicas disponíveis na literatura, ainda que insuficientes, apontam idades arqueanas para o substrato original, com marcada reativação no Ciclo Transamazônico (~1.800-1900 Ma). O limite meridional do CFS coincide mais provavelmente com a interface cisalhada, de difícil caracterização, entre os Domínios Norte e Sul do CCG, uma vez que a Sequência Metassedimentar do(s) Grupo(s) Araxá-Canastra, mais a norte, representa uma estrutura em *nappes* relativamente rasa, que se sobrepõe a terrenos de infra-estrutura previamente estruturados e não

pervasivamente afetados pelo evento de colocação da Sequência Metassedimentar psamo-pelítica alóctone. O aparente envolvimento do Grupo Bambuí, de baixo grau metamórfico, autóctone/parautóctone na área, na zona de cisalhamento de baixo ângulo que separa o embasamento ortognáissico - migmatítico - granítico com corpos de derivação vulcano-sedimentar embutidos da sequência psamo-pelítica alóctone reforça esta imagem. Já a zona de cisalhamento entre os Domínios N e S do CCG representa uma estrutura de níveis crustais mais profundos, justapondo terrenos arqueanos cisalhados a norte com uma sequência metassedimentar/metavulcânica (?) afetada por metamorfismo de fácies anfibolito de média/alta pressão a sul, com corpos ultramáficos acompanhados de cromititos podiformes na região de interface entre os dois Domínios, identificados tentativamente como porções desmembradas de uma sequência *lato sensu* ofiolítica (Complexo Petúnia), e logo distintos das rochas metaultramáficas de filiação komatiítica do Domínio N. Também nas condições báricas da evolução metamórfica estes dois Domínios seriam distintos: o Domínio N seria de pressões relativamente mais baixas, a julgar pela ausência de cianita nas suas rochas metapelíticas, contrastada ao abundante desenvolvimento deste mineral no Domínio S. Desta maneira, ficaria caracterizada uma zona de sutura tectônica entre os dois Domínios, que definiria, mais corretamente, a borda meridional do CFS.

A estruturação, compartimentação lito-estratigráfica e evolução tectono-metamórfica do Domínio N do CCG é complexa e policíclica, uma vez que compreende os domínios de uma extensa zona de cisalhamento de evolução recorrente. O padrão estrutural corresponde a um feixe de zonas de cisalhamento anastomosadas, com orientação regional WNW, que envolvem núcleos lenticulares menos intensamente deformados. As condições reológicas variam continuamente no tempo e no espaço, alternado-se e sobrepondo-se domínios de desenvolvimento ora mais dúctil, ora mais rúptil, mas há uma tendência abrangente que sugere o desenvolvimento inicial de faixas de cisalhamento mais amplas e mais dúcteis, sob condições de grau metamórfico mais alto, substituída de forma gradual, ou em episódios distintos seqüenciados, por faixas de cisalhamento cada vez mais estreitas, de orientação sub-concordante às mais antigas, e de caráter mais dúctil-rúptil, resultando finalmente em falhas direcionais/transcorrentes tardias que afetam inclusive a Sequência Metassedimentar alóctone do(s) Grupo(s) Araxá-Canastra. Nas porções lenticulares

poupadas do cisalhamento heterogêneo preservam-se domínios estruturais mais antigos e feições texturais/estruturais e composicionais dos protólitos que deram origem ao conjunto litológico estabelecido no decorrer da evolução da ZCCM. O caráter heterogêneo, policíclico/recorrente da ZCCM é atestado por suites distintas de diques básicos, toleíticos, colocados em várias etapas da evolução tectono-metamórfica da área, e afetados de maneira variável em função tanto do seu posicionamento em relação às zonas tectonicamente ativas, como da sua idade de colocação.

Algumas das zonas de cisalhamento mais estreitas, de desenvolvimento posterior, definem extensas e sinuosas descontinuidades estruturais, muito bem marcadas no relevo, que compartimentam o Domínio N em segmentos individualizáveis inclusive por diferenças significativas nos respectivos conteúdos litológicos. Desta forma, definiu-se três faixas distintas: a Faixa Serra do Dondó, a Faixa Córrego das Almas, e a Faixa Mumbuca. A Faixa mais setentrional, a da Serra do Dondó, caracteriza-se por uma maior heterogeneidade estrutural e metamórfica. É nos corpos metaultramáficos desta Faixa que se encontram preservadas as texturas *spinifex* pseudomórficas em domínios lenticulares envolvidos por uma foliação de cisalhamento mais antiga; também na suite ortognáissica - migmatítica - granítica ocorrem núcleos de tonalitos porfíricos menos deformados, preservados, denominados "tipo Serra do Dondó". Parte dos migmatitos de estruturação complexa que ocorrem em núcleos aparentemente menos deformados podem corresponder a remanescentes de terrenos migmatíticos arqueanos, estabelecidos previamente à instalação da ZCCM. Os corpos ultramáficos menores, inclusos nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos ao redor do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis são constituídos de olivina - ortopiroxênio - hornblenda xistos/fels porfiroblásticos/nodosos com clorita e espinélio similares aos aflorantes a sul, na Faixa Mumbuca, enquanto no interior do corpo principal persistem vestígios de paragêneses desenvolvidas sob condições de grau metamórfico mais ameno, diretamente sobre as texturas ígneas pseudomórficas a partir de uma Paragênese Fundamental clorita + actinolita/tremolita. Nas proximidades da zona de cisalhamento que define o limite entre a Faixa Serra do Dondó e a Faixa Córrego das Almas os diques da suite anfibolítica exibem feições de reequilíbrio metamórfico mais completo, sob condições de fácies anfibolito, enquanto

na porção norte do corpo ultramáfico principal apresentam-se com texturas e paragêneses em desequilíbrio, indicativas de metamorfismo mais brando, menos eficiente. Feições como estas sugerem variações nas condições metamórficas controladas, pelo menos em parte, pelas zonas de cisalhamento, definindo faixas de grau metamórfico mais elevado que circundam núcleos de grau relativamente mais baixo, e de reorganização textural/mineral incompleta.

Na Faixa Mumbuca a reorganização estrutural/textural foi mais eficiente, pervasiva, e não há núcleos com feições características dos protólitos preservadas. Os ortognaisses cisalhados desta Faixa correspondem a blasto-milonitos, com texturas indicativas de cisalhamento reconstituídas/poligonizadas, e as rochas metaultramáficas guardam vestígios de uma foliação de cisalhamento parcialmente assimilada pelas texturas porfiroblásticas desenvolvidas sob regime estático/quase-estático. O corpo ultramáfico principal de Mumbuca, estirado e alinhado segundo WNW, situa-se no traçado de um dos ramos mais antigo da ZCCM, de grau mais alto e desenvolvimento mais dúctil, cortado de maneira sub-concordante a oblíqua por uma série de zonas de cisalhamento/falhas mais estreitas, tardias, de grau metamórfico baixo (xisto verde ou inferior) e caráter rúptil. Em vários pontos da Faixa Mumbuca afloram rochas máficas e formações ferríferas com paragêneses indicativas de condições de fácies granulito, definindo um padrão metamórfico "em manchas", que tanto podem representar núcleos de metamorfismo progressivo desenvolvidos localmente em consequência das condições mais favoráveis, como remanescentes de domínios outrora mais extensos, deformados e retrometamorfizados. De qualquer maneira, há evidências de um pico metamórfico subsequente a um episódio de cisalhamento importante, desenvolvido em regime quase-estático de alta temperatura. Em algumas rochas há feições texturais sugestivas de decompressão concomitante ou quase-concomitante.

Este pico metamórfico de regime quase-estático que se sucede a um período de cisalhamento intenso tem registro também na Faixa Serra do Dondó, onde o desenvolvimento dos porfiroblastos de olivina e antofilita sobre o traçado das texturas *spinifex* pseudomórficas, dos porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio aglomerados em nódos sobre uma matriz previamente foliada nos corpos ultramáficos menores, e dos corpos leucossomáticos discordantes maiores a partir dos migmatitos estromáticos de

meso/paleossoma granodiorítico cisalhado são interpretados como manifestações suas, desenvolvidas coetaneamente com as registradas na Faixa Mumbuca. No corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, em alguns olivina - clorita - Ca-anfibólio xistos/fels porfiroblásticos com texturas *spinifex* pseudomórficas desenvolvem-se foliações tardias/posteriores ao metamorfismo quase-estático de pico.

É dentro deste quadro geral que se situam as ocorrências metaultramáficas da Faixa Serra do Dondó e da Faixa Mumbuca, denominadas conjuntamente de Suite Metaultramáfica. A primeira dificuldade é quanto à correlação entre as duas ocorrências, separadas por extensas descontinuidades estruturais, e situadas em domínios com nítidas diferenças entre si no que diz respeito à sua organização interna. Como visto nos capítulos antecedentes, a associação litológica é similar entre ambas, compatível com uma seqüência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt*, apenas que mais eficientemente reorganizada/reequilibrada na Faixa Mumbuca. A falta de feições estruturais/texturais diagnósticas nesta Faixa se deve ao mesmo fato. Em termos composicionais mais amplos, as rochas das duas ocorrências são equivalentes, com diferenças em grau variável atribuídas às modificações decorrentes das deformações mais intensas, mais penetrativas registradas na Faixa Mumbuca, enquanto a maioria das análises da Faixa Serra do Dondó é procedente de núcleos menos deformados, nos quais as composições originais se encontram melhor preservadas, e o conjunto de análises apresenta uma coerência interna maior. As paragêneses e texturas metamórficas da Faixa Mumbuca são compatíveis com um desenvolvimento progressivo a partir de rochas como as da Faixa Serra do Dondó, quando não idênticas. Também os terrenos ortognáissicos - migmatíticos circundantes podem ser correlacionados sem maiores problemas, representando estádios de desenvolvimento diferentes de conjuntos tonalíticos/granodioríticos equivalentes. O quadro geral sugere que se trata fundamentalmente de dois conjuntos litológicos equiparáveis, ainda que não necessariamente cogenéticos. Desta forma, ambos devem ser incorporados à Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro (SVSMF), que compreende todas as ocorrências referíveis a tipos litológicos oriundos de associações vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* no CCG. É desnecessário criar unidades estratigráficas individualizadas para cada ocorrência, sendo que não há como diferenciar componentes de eventuais seqüências vulcano-sedimentares

originalmente distintas entre si: quando (e se) esta distinção puder ser realizada, então haverá sentido em atribuir denominações específicas em cada caso. Enquanto isto, é mais conveniente conservar todas as ocorrências em uma mesma unidade abrangente, que, por primazia histórica, deve necessariamente ser a SVSMF.

(Caráter pré-metamórfico: até que ponto é possível recuperar feições petrográficas e geoquímicas reliquias, indicativas do(s) protólito(s) ígneo(s) original(is), se as mesmas confirmam a filiação komatiítica sugerida para ambas ocorrências e, em caso afirmativo, se é possível confrontá-las no que diz respeito à sua filiação ígnea protérita?)

Apesar das condições de preservação algo mais favoráveis na Faixa Serra do Dondó, nem mesmo nestas ocorrências foi possível reconstituir partes representativas do empilhamento estratigráfico, vulcano-sedimentar original. Faltam, por exemplo, os serpentinitos, ou rochas equivalentes, representativos dos níveis cumuláticos de derrames komatiíticos estratificados/diferenciados, uma vez que os corpos serpentiniticos estudados são considerados oriundos das rochas com Ca-anfibólio como constituinte essencial/fundamental através de modificações composicionais associadas ao cisalhamento tardio. As relações com os terrenos ortognáissicos - migmatíticos - graníticos encontram-se igualmente modificadas pelos processos deformacionais superimpostos. Os corpos tonalíticos precursores da suite ortognáissica - migmatítica granodiorítica cisalhada não guardam vestígios dos seus contatos intrusivos. Os corpos graníticos menores, aplíticos a pegmatíticos, são de derivação tardia, e representam, mais provavelmente, leucossomas mobilizados da suite ortognáissica - migmatítica. A presença de xenocristais de zircão em algumas amostras de clorita - Ca-anfibólio xistos/fels com textura *spinifex* pseudomórfica sugere a existência de crosta continental nas proximidades do ambiente tectônico em que foram originalmente colocados os komatiitos precursores da Suite Metaultramáfica. Relações de discordância entre a SVSMF e o seu suposto embasamento granítico-gnáissico, no entanto, não foram localizadas, e provavelmente foram totalmente obliterados pelo intenso cisalhamento.

Algumas características químicas originais dos protólitos komatiíticos puderam ser localmente recuperadas através de amostragem e trabalhos analíticos detalhados.

A Suite Metaultramáfica encontra-se intensamente modificada, porém em alguns núcleos lenticulares menos deformados persistem relações entre elementos que sinalizam resquícios das composições originais. Neste sentido, razões definidas entre elementos HFSE, como Ti, Zr e Sc, entre estes e Al_2O_3 e, curiosamente, Cr, permitem identificar e separar conjuntos de amostras composicionalmente menos modificadas. As relações entre estes elementos indicam explicitamente um magmatismo komatiítico tipo ADK - empobrecido em alumínio, como o de Barberton, África do Sul, com razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em torno de 11, com fracionamento a baixas pressões controlado pela cristalização de olivina com $\text{Fo} \geq 93$, conforme sugerido pelo comportamento de elemento incompatível do Cr no conjunto de amostras menos modificadas. É importante notar que o caráter de tipo AUK - não empobrecido em alumínio, sistematicamente mencionado na literatura para as rochas de derivação komatiítica da SVSMF, não encontra sustentação nem mesmo nos dados em que se basearia a sua interpretação.

(De que maneira, e com que intensidade se processaram modificações composicionais tardi-pós-magmáticas e metamórficas/metassomáticas, e como podem ser identificadas?)

O padrão geoquímico original foi intensamente modificado no decorrer da evolução tectono-metamórfica da Suite Metaultramáfica em vários episódios de alteração distintos. O primeiro processo de alteração registrado corresponde a uma alteração submarina "a frio", que se sucedeu pouco após a consolidação dos derrames komatiíticos, e promoveu a remobilização seletiva dos Elementos Terras Raras, acompanhados do Y, produzindo padrões ETR peculiares, sistematicamente repetitivos, que podem ser correlacionados a padrões de vulcânicas básicas oceânicas (MORB) sub-recentes, alteradas em regime de baixa temperatura. Por consequência, os padrões ETR não podem ser considerados representativos dos magmas geradores. Ao que tudo indica, este processo de alteração não afetou significativamente as relações entre os demais elementos, que mantêm uma coerência interna bem definida. O mesmo não pode ser dito com relação às alterações ocorridas durante o período de intenso cisalhamento que antecede o metamorfismo progressivo principal, de mais alto grau, registrado na Suite Metaultramáfica e nos tipos litológicos associados. Os efeitos

deste cisalhamento são mais evidentes no conjunto de amostras da Faixa Mumbuca, possivelmente devido em parte à amostragem mais abrangente conduzida naquelas ocorrências, e incluem mobilidades de elementos em combinações e intensidades variadas, tais como perda de Ca, e enriquecimento relativo em Na e/ou Al. As paragêneses metamórficas de mais alto grau, com olivina e/ou ortopiroxênio + hornblenda, desenvolvem-se controladas pelas composições em rocha total estabelecidas no decorrer deste evento. Finalmente, alterações metassomáticas intensas se desenvolvem sob condições de baixo grau metamórfico ao longo das zonas de cisalhamento tardias, promovendo a serpentinização e/ou talcificação generalizada das rochas metaultramáficas.

(Como seria a sua história metamórfica em condições de fácies anfibólito? Como se desenvolvem as paragêneses portadoras de hornblenda + ortopiroxênio + olivina + espinélio verde a partir da paragênese fundamental, clorita magnésiana + Ca-anfibólio? Como varia a composição das fases minerais, e qual o seu papel nas reações metamórficas progressivas? De que maneira modificações composicionais sofridas no decorrer de processos tectono-metamórficos promovem a diversidade petrográfica?)

A evolução metamórfica das rochas de filiação komatiítica na área estudada inicia-se a partir da Paragênese Fundamental Mg-clorita - Ca-anfibólio, que evolui através do enriquecimento gradual em Al destas duas fases. Nas etapas iniciais, formam-se porfiroblastos/microporfiroblastos de olivina e/ou antofilita a partir do componente magnésiano liberado pela clorita (e anfibólio), até que se verifica a quebra final da Mg-clorita e se formam, adicionalmente à olivina e ao Ca-anfibólio, ortopiroxênio e Mg-Al-espinélio. A Mg-clorita persiste em muitas amostras em domínios ainda não integralmente reequilibrados, ou se desenvolve em palhetas tardias, reconstituídas no início da etapa retrometamórfica, quando nas amostras mais eficientemente reorganizadas durante o metamorfismo progressivo. O Ca-anfibólio evolui de actinolita/tremolita para Mg-hornblenda. Nas rochas de composição komatiítica menos modificada, o produto final do metamorfismo progressivo, quando em situação de equilíbrio melhor definido, é um olivina - ortopiroxênio - hornblenda fels porfiroblástico/nodoso com espinélio, no qual a olivina e o ortopiroxênio constituem porfiroblastos agregados em nódos circulares em meio a uma matriz grano-

nematoblástica seriada/sub-poligonizada de hornblenda. A maturidade do equilíbrio alcançado pode ser aferida pela variação composicional da hornblenda: em amostras com melhor "têmpera" textural, o seu espectro de variação composicional é restrito, enquanto para amostras com domínios texturais e Ca-anfibólios de tipos morfológicos variados este espectro se torna mais amplo, registrando composições "em trânsito". O padrão metamórfico geral da Suite Metaultramáfica caracteriza-se pela alternância de domínios reequilibrados em grau variável, ora integralmente reconstituídos, ora apenas parcialmente, com feições texturais/mineralógicas desenvolvidas em etapas prévias preservadas em meio às porções reconstituídas. Nas rochas de composição mais modificada as paragêneses variam em função das modificações ocorridas. Nas amostras enriquecidas em Na, a substituição pargasítica adquire importância destacada nos anfibólios, que se tornam mais aluminosos que os das demais rochas, nas quais nas quais o componente tschermakítico é mais favorecido. O enriquecimento mais acentuado da hornblenda em Al provoca o consumo integral do espinélio, e tem como efeito colateral a assimilação da olivina pelo ortopiroxênio. Nas demais amostras modificadas, as proporções entre os minerais constituintes variam de acordo com a disponibilidade dos elementos: em rochas mais magnesianas/menos cálcicas, olivina se torna mais abundante, e pode até prevalecer; nas rochas mais aluminosas, clorita e espinélio se tornam volumetricamente mais significativos, especialmente se, em função do baixo teor de Ca, hornblenda for menos favorecida.

A diversidade petrográfica da Suite Metaultramáfica é ampliada ainda mais por efeito das modificações tardias de baixo grau, que incluem serpentinização e /ou talcificação generalizadas. Além dos serpentinitos e talco xistos/esteatitos propriamente ditos, desenvolve-se todo um espectro de tipos litológicos intermediários, "em trânsito", além de outras variedades por modificações composicionais adicionais, como os talco xistos carbonáticos. A transformação dos tipos litológicos caracteristicamente portadores de Ca-anfibólio em serpentinitos e posteriormente, ou alternativamente, em rochas esteatíticas, se desenvolve através de uma sequência mais ou menos definida de fenômenos. Como se trata de um processo em regime de sistema aberto, e controlado principalmente pela malha anastomosada de superfícies de cisalhamento tardias, de desenvolvimento espacial e temporal variáveis, é difícil

circunscrever com precisão a evolução deste estágio metamórfico da Suite Metaultramáfica.

O padrão metamórfico geral caracterizado para as rochas metaultramáficas da SVSMF na área abordada representa um modelo que pode ser aplicado ao estudo de rochas ultramáficas de filiação komatiítica, ou composicionalmente similares, nas faixas marginais, de embasamento cratônico retrabalhado, que circundam a parte meridional do CSF. Estas áreas se estendem da região de Fortaleza de Minas/Alpinópolis às proximidades de Lavras, e prosseguem, passando pela região de Andrelândia/Carrancas, até a borda oriental do Quadrilátero Ferrífero, na região a leste de Mariana. Característica comum a elas é a presença de corpos ultramáficos disruptos, envolvidos em zonas de cisalhamento, ora mais serpentiniticos/esteatíticos, ora constituídos de paragêneses com Mg-clorita e Ca-anfibólio, e variedades derivadas, similares, em traços gerais, às descritas nesta Tese.

Os resultados obtidos nesta Tese são considerados fundamentais para o prosseguimento das pesquisas na SVSMF e no Domínio N do CCG. O quadro geológico geral precisa ser minimamente esclarecido para que estudos mais acurados, mais sofisticados possam ser planejados e conduzidos com eficácia na região. Estes estudos, parte dos quais se pretende desenvolver em continuidade a este trabalho, incluem análises isotópicas U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr, etc. tanto na SVSMF como nos terrenos ortognáissicos - migmatíticos; a caracterização mais detalhada das suites de diques máficos, e dos núcleos tonalíticos; análises de inclusões fluidas nos domínios de fácies granulito; caracterização da evolução metamórfica nas rochas básicas e formações ferríferas da SVSMF; e a quantificação das condições de metamorfismo nas diversas Faixas/domínios através de geotermômetros/geobarômetros apropriados, entre outros. A compartimentação tectono-lito-estratigráfica e o padrão de evolução tectono-metamórfico melhor estabelecidos para a SVSMF e o Domínio N do CCG permitirão dar continuidade ao seu estudo de maneira mais consistente e detalhada.

"Por mais que rezemos, sempre terminamos em Amém"

Dito popular húngaro.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. *Rev.Bras.Geoc.* 7: 349-364
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper Precambrian of South America. *Bol. IG-USP* 7: 45-80
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. - 1981 - Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci.Rev.* 17: 1-29
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E. - 1980 - Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An.Acad.brasil.Ciênc.* 52: 49-60
- ANHAUSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology. *Bull.Geol.Soc.Amer.* 80: 2175-2200
- ARNDT, N.T. - 1983 - Element mobility during komatiite alteration. *EOS Trans.Am.Geophys.Union* 64 (18): 331
- ARNDT, N.T. - 1986 - Differentiation of komatiite flows. *J.Petrol.* 27: 279-301
- ARNDT, N.T.; BROOKS, C. - 1980 - Komatiites - Penrose Conference Report. *Geol.* 8: 155-156
- ARNDT, N.T.; JENNER, G.A. - 1986 - Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem.Geol.* 56: 229-255
- ARNDT, N.T.; LESHER, C.M. - 1992 - Fractionation of REEs by olivine and the origin of the Kambalda komatiites, Western Australia. *Geochim.Cosmochim.Acta* 56: 4191-4204
- ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. - 1982 - What is a komatiite? In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Eds.) - Komatiites. George Allen & Unwin, London. p.19-27

- 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.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: *Congr.Bras.Geol.* 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 7: 3081-3090
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. - 1990 - Migmatitos policíclicos do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo: caracterização estrutural/petrográfica e dados geocronológicos. *Congr.Bras.Geol.* 36, Natal, RN, 1990. *Anais...Natal*, SBG, 6: 2827-2842
- BAILEY, S.W. - 1980 - Summary of recommendations of the AIPEA Nomenclature Committee. *Can.Mineral.* **18**: 143-150
- BAILEY, S.W. - 1988 - Chlorites: structures and crystal chemistry. In: Bailey, S.W. (Ed.) - *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. *MSA Reviews in Mineralogy* **19**: 347-403
- BARLEY, M.E. - 1986 - Incompatible-element enrichment in Archean basalts: a consequence of contamination by older sialic crust rather than mantle heterogeneity. *Geology* **14**: 947-950
- BARNES, S.J.; HILL, R.E.T. - 1995 - Poikilitic chromite in komatiitic cumulates. *Mineral.Petrol.* **54**: 85-92
- BAYLISS, P. - 1975 - Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can.Mineral.* **13**: 178 - 180
- BELL, T.H.; ETHERIDGE, M.A. - 1973 - Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* **6**: 337-348
- BESWICK, A.E. - 1982 - Some geochemical aspects of alteration, and genetic relations in komatiitic suites. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. - *Komatiites*. George Allen & Unwin. pp.283-308
- BESWICK, A.E. - 1983 - Primary fractionation and secondary alteration within an archean ultramafic lava flow. *Contrib.Mineral.Petrol.* **82**: 221-231

- BESWICK, A.E.; SOUCIE, G. - 1978 - A correction procedure for metasomatism in an archaean greenstone belt. *Precambrian Res.* **6**: 235-248
- BIENVENU, P.; BOUGAULT, H.; JORON, J.L.; TREUIL, M.; DMITRIEV, L. - 1990 - MORB alteration: Rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphyle element fractionation. *Chem.Geol.* **82**: 1-14
- BINNS, R.A.; HALLBERG, J.A.; TAPLIN, J.H. - 1982 - Komatiites in the Yilgarn Block, Western Australia. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. - Komatiites. George Allen & Unwin. pp.117-130
- BIONDI, J.C.; SCHRANK, A.; PINHEIRO, J.C. de F. - 1978 - Basitos e ultrabasitos do Espinhaço meridional e região sul de Minas Gerais. In: Congr.Bras.Geol. 30, Recife, PE, 1978. Anais...Recife, SBG, **3**: 1213-1225
- BRENNER, T.L.; TEIXEIRA, N.A.; OLIVEIRA, J.A.L.; FRANKE, N.D.; THOMPSON, J.F.H. - 1990 - The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazil. *Econ.Geol.* **85**: 904-920
- 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
- CAMERON, K.L. - 1975 - An experimental study of actinolite-cummingtonite phase relations with notes on the synthesis of Fe-rich anthophyllite. *Am.Mineral.* **60**: 375-390
- CAMPOS NETO, M.C.; PERROTTA, M.M.; PELLOGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. - 1990 - A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: Congr.Bras.Geol. 36, Natal, RN, 1990, Anais...Natal, SBG, **6**: 2615-2630
- CANDIA, M.A.F. - 1983 - Petrologia dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás. Tese de Doutorado - IG-USP, São Paulo, SP. 400 p.
- CAO, R.-L.; ROSS, C.; ERNST, W. - 1986 - Experimental studies to 10 kb of the bulk composition tremolite₅₀ - tschermakite₅₀ + excess H₂O. *Contrib.Mineral.Petrol.* **93**: 160-167

- CARMICHAEL, I.S.E. - 1967 - The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr.Mineral.Petrol.* **14** : 36-64
- CARVALHO, E.D.R.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. - 1989 - Petrografia e formação de migmatitos ao norte do Greenstone Belt Fortaleza de Minas, MG. In: *Simp.Geol.Minas Gerais 5/Simp.Geol.Brasília 1*, Belo Horizonte, MG, 1989. *Anais....Belo Horizonte*, **1**: 55-59
- CARVALHO, S.G. de - 1990 - Geologia, petrologia e metalogenia da Sequência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis, Minas Gerais. Tese de Doutorado. IG - USP, São Paulo, SP. 216 p.
- CARVALHO, S.G. de; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F. de; SOARES, P.C. - 1982 - Paragênese e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e arredores, MG. In: *Congr.Bras.Geol.* **32**, Salvador,BA, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, **2**: 641-647
- CARVALHO, S.G.; SOARES, P.C.; ANTONIO, M.C.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F. de - 1993 - Geologia da Sequência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis (MG). *Rev.Bras.Geoc.* **23**: 38-51
- CARVALHO, S.G. de; SOARES, P.C.; BARBOUR, A.P. - 1992 - Mineralizações nos terrenos *greenstone* de Alpinópolis e Fortaleza de Minas. *Geociências* **11**: 19-47
- CARVALHO, S.G. de; SOARES, P.C.; MORESCHI, J.B. - 1992 - Sequência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis, MG: sucessão mineral sulfetada e deformação. In: *Congr.Bras.Geol.* **37**, São Paulo, SP, 1992. *Bol.Res.Expandidos....São Paulo*, SBG, **1**: 250-252
- CATELL, A.; ARNDT, N. - 1987 - Low- and high-alumina komatiites from a Late Archean sequence, Newton Township, Ontario. *Contrib.Mineral.Petrol.* **97**: 218-227
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C. das; CHIEREGATTI, L.A.; KAEFFER, L.Q.; ROCHA, J.M. da; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G. da N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí - Relatório Final. Convênio DNPM/ CPRM. Brasília. 299 p, 4 mapas.

- CHAUVEL, C.; DUPRÉ, B.; JENNER, G.A. - 1985 - The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! *Earth Planet.Sci.Lett.* **74**: 315-324
- CHERNOSKY, J.V., Jr.; BERMAN, R.G. - 1988 - The stability of Mg-chlorite in supercritical H₂O-CO₂ fluids. *Am.J.Sci.* **288-A**: 393-420
- CHERNOSKY, J.V., Jr.; BERMAN, R.G.; BRYNDZIA, L.T. - 1988 - Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. In: Bailey, S.W. (Ed.) - *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. MSA Reviews in Mineralogy **19**: 295-346
- CHO, M.; ERNST, W.G. - 1991 - An experimental determination of calcic amphibole solid solution along the join tremolite-tschermakite. *Am.Mineral.* **76**: 985-1001
- CHOUDHURI, A. (Coordenador) - 1979 - Projeto Jacuí - Relatório Final. Convênio DNPM/IGCE-UNESP-Rio Claro. (Inédito)
- CHOUDHURI, A. - 1980 - Implication of exsolution in actinolite schists north of Jacuí, southern Minas Gerais. In: Congr.Bras.Geol. 31, Camboriú, SC, 1980. *Anais...Camboriú, SBG*, **4**: 1961-1969
- CHOUDHURI, A.; CRÓSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, G.A.J.; IYER, S.S. - 1992 - The Quilombo Granite in the archæan Morro do Ferro Greenstone Belt, SW Minas Gerais, and character of the transamazonian event. *REM: R.Escola de Minas, Ouro Preto*, **45**: 152-153
- CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A.; ROIG, H.L.; SZABÓ, G.A.J. - 1995 - Negative Ce anomaly in mafic rocks of a possible late proterozoic ophiolite from SW Minas Gerais, Brazil. In: SRIVASTAVA, R.K. & CHANDRA, R. (Eds.) - *Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings*. Oxford & IBH Publishing Co.PVT.Ltd. - New Delhi, India: p. 283-290
- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; EBERT, H. - 1983 - Feições estruturais e texturais dos derrames ultramáficos a norte e noroeste de Petúnia, sul de Minas Gerais. *Ciências da Terra* **7**: 18-20
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; CAMPBELL, I.H.; GRESHAM, J.J. - 1986 - Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for

- older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth Planet.Sci.Lett.* **76**: 299-311
- CONDIE, K.C. - 1989 - Plate tectonics & crustal evolution. (3rd. Edition). Pergamon Press.
- COSCA, M.A.; ESSENE, E.J.; BOWMAN, J.R. - 1991 - Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H_2O activities, and thermobarometry. *Contrib.Mineral.Petrol.* **108** : 472-484
- CRÓSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; SCHRANK, A. - 1986 - Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos de sudoeste de Minas Gerais. In: *Congr.Bras.Geol.* **34**, Goiânia, GO, 1986. *Anais...*Goiânia, SBG, **2**: 710-721
- DAVINO, A. - 1979 - O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, GO. In: *Simp.Reg.Geol.* **2**, Rio Claro, SP, 1979. *Atas...* Rio Claro, **1**: 87-100
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1966 - An Introduction to the Rock - Forming Minerals - 1st Edition. Longman Scientific & Technical.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1978 - Rock - Forming Minerals - Volume 2A: Single - Chain Silicates. 2nd Edition, Longman Group Limited, London, 668p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1992 - An Introduction to the Rock - Forming Minerals - 2nd Edition. Longman Scientific & Technical.
- DEL LAMA, E. A. - 1993 - Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé - Estudos termobarométricos. Dissertação de Mestrado - IGCE - UNESP-Rio Claro. 132 p.
- DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. de - 1992 - Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. In: *Congr.Bras.Geol.* **37**, São Paulo, SP, 1992. *Bol.Resumos...* São Paulo, SBG, 407-408
- DESMARAIS, N.R. - 1981 - Metamorphosed Precambrian ultramafic rocks in the Ruby Range, Montana. *Prec.Research* **16**: 67-101

- DE WIT, M.J.; HART, R.A.; HART, R.J. - 1987 - The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal African Earth Sciences* **6**: 681-730
- DONALDSON, C.H. - 1982 - Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. - *Komatiites*. George Allen & Unwin. pp.213-244
- DYMEK, R.F.; BROTHERS, S.C.; SCHIFFRIES, C.M. - 1988 - Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *J.Petrol.* **29** : 1353-1397
- EBERT, H. - 1956 - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. *Geol.Rundschau* **45**: 471-521
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da facies granulito no sul de Minas Gerais e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. *An.Acad.brasil.Ciênc.* **40**: 215-229
- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del'Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. In: *Congr.Bras.Geol.* 25, São Paulo, SP, 1971. *Bol. Resumos...*São Paulo, SBG, **1**: 177-178
- ECHEVERRÍA, L.M. - 1982 - Komatiites from Gorgona Island, Colombia. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Eds.) - *Komatiites*. George Allen & Unwin, London. p.199-209
- EVANS, B.W. - 1977 - Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann.Rev.Earth Planet.Sci.* **5**: 397-447
- EVANS, B.W.; FROST, B.R. - 1975 - Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geochim.Cosmochim.Acta* **39**: 959-972
- EVANS, B.W.; TROMMSDORFF, V. - 1969 - The stable association enstatite - forsterite - chlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* **49** : 325-332
- EVANS, B.W.; TROMMSDORFF, V. - 1970 - Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system CaO - MgO - SiO₂ - H₂O. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* **50** : 481-492

- FIGUEIREDO, M.C.H.; KRONBERG, B.I. - 1988 - LREE-enriched komatiites from Crixás, Central Brazil. International Conference on the Geochemical Evolution of the Continental Crust - Poços de Caldas (MG) - 1988. Abstracts....Poços de Caldas, IUGS p.209-216
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D. de A.; TOSATTO, P. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória e Iguaçu. Texto Explicativo. MME/DNPM, Brasília. 240 p, 1 mapa.
- FRANZOLET, A.-M.; SCHREYER, W. - 1984 - Sudoite, di/trioctahedral chlorite: a stable low-temperature phase in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Contrib.Mineral.Petrol.* **86**: 409-417
- FRANZINI, M.; LEONI, L.; SAITTA, M. - 1975 - Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Rend.Soc.It.Mineral.Petrol.* **31**: 365-378
- FREY, F.A.; BRYAN, W.B.; THOMPSON, G.; ROY, S. - 1973 - Petrological and geochemical results for basalts from DSDP Legs 2 and 3. *EOS Trans.Am.Geophys.Union* **54**: 1004-1006
- FROST, B.R. - 1975 - Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *J.Petrol.* **16**: 272-313
- FYFE, W.S.; LEONARDOS Jr, O.H. - 1974 - Ancient metamorphic migmatitic belts of the brazilian atlantic coast: the african connection. *Rev.Bras.Geoc.* **4**: 247-251
- GASPARIK, T.; NEWTON, R.C. - 1984 - The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. *Contrib.Mineral.Petrol.* **85** : 186-196
- GRANT, J.A. - 1986 - The Isocon Diagram - a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Econ.Geol.* **81**: 1976-1982
- GRAUCH, R.I. - 1989 - Rare earth elements in metamorphic rocks. In: Lipin, B.R.; McKay, G.A. (Eds.) - Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *MSA Reviews in Mineralogy* **21**: 147-167

- GREEN, D.H.; NICHOLLS, I.A.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1975 - Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. *Geol.* **3**: 11-14
- GROVES, D.I.; PHILLIPS, N.; HO, S.E.; HOUSTOUN, S.M.; STANDING, C.A. - 1987 - Craton-scale distribution of archean greenstone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. *Econ.Geol.* **82**: 2045-2058
- GRUAU, G.; TOURPIN, S.; FOURCADE, S.; BLAIS, S. - 1992 - Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland. *Contrib.Mineral.Petrol.* **112**: 66-82
- HAGGERTY, S.E. - 1976 - Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble, T., III. (Ed.) - *Oxide Minerals. MSA Reviews in Mineralogy 3*: Cap.4 (Hg-1 - Hg-100)
- HAMMARSTROM, J.M.; ZEN, E. - 1986 - Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am.Mineral.* **71**: 1297-1313
- HANMER, S. - 1987 - Textural map units in quartzo-feldspathic mylonitic rocks. *Can.J.Earth Sci.* **24**: 2065-2073
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1982 - The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Rev.Bras.Geoc.* **12**: 160-166
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISRTICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *An.Acad.brasil.Ciênc.* **52**: 61-76
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira: Setor central. In: Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y. (Coordenadores) - *O Pré-Cambriano do Brasil*. Ed.Edgard Blucher, São Paulo.
- HAWTHORNE, F.C. - 1981 - Crystal chemistry of the amphiboles. In: Veblen, D.R.; Ribbe, P.H. (Eds.) - *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. MSA Reviews in Mineralogy **9A**: 1-102
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. de; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.A.; SOUZA, M.A.T. de - 1987 - O contato basal do Grupo Canastra entre

- Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: Simp.Geol.Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, MG, 1987. Boletim...Belo Horizonte,SBG, 179-198
- HELLMAN, P.L.; HENDERSON, P. - 1977 - Are rare earth elements mobile during spilitisation? *Nature* **267**: 38-40
- HELLMAN, P.L.; SMITH, R.E.; HENDERSON, P. - 1977 - Rare earth element investigation of the Cliefden outcrop, N.S.W., Australia. *Contrib.Mineral.Petrol.* **65**: 155-164
- HELLMAN, P.L.; SMITH, R.E.; HENDERSON, P. - 1979 - The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib.Mineral.Petrol.* **71**: 23-44
- HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; SHAW, D.R.; LUCE, R.W. - 1977 - Mineral equilibria in the $MgO - SiO_2 - H_2O$ system: II - Talc - antigorite - forsterite - anthophyllite - enstatite stability relations and some geologic implications in the system. *Am.J.Sci.* **277** : 353-383
- HERZBERG, C. - 1992 - Depth and degree of melting of komatiites. *J.Geophys. Res.* **97** (B4): 4521-4540
- HERZBERG, C. - 1995 - Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. *Chem. Geol.* **126**: 1-16
- HERZBERG, C.T.; OHTANI, E. - 1988 - Origin of komatiite at high pressures. *Earth Planet.Sci.Lett.* **88**: 321-329
- HEY, M. H. - 1954 - A new review of chlorites. *Mineral.Mag.* **30**: 277-292
- HILDRETH, W. - 1981 - Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J.Geophys.Res.* **86** (B11): 10153-10192
- HUPPERT, H.E.; SPARKS, R.S.J. - 1985 - Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth Planet.Sci.Lett.* **74**: 371-386
- HUPPERT, H.E.; SPARKS, R.S.J.; TURNER, J.S.; ARNDT, N.T. - 1984 - Emplacement and cooling of komatiite lavas. *Nature* **309** (nº 5963): 19-22

- HUTCHINSON, R.W. - 1987 - Metallogeny of precambrian gold deposits: space and time relationships. *Econ.Geol.* **82**: 1993-2007
- JAHN, B.-M.; GRUAU, G.; GLIKSON, A.Y. - 1982 - Komatiites of the Onverwacht Group, S.Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contrib.Mineral.Petrol.* **80**: 25-40
- JAHN, B.-M.; SCHRANK, A. - 1983 - REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Plumhi, Southeastern Brazil. *Precambrian Res.* **21**: 1-20
- JENKINS, D.M. - 1983 - Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. *Contrib.Mineral.Petrol.* **83**: 375-384
- JENKINS, D.M. - 1988 - Experimental study of the join tremolite-tschermakite: a reinvestigation. *Contrib.Mineral.Petrol.* **99**: 392-400
- JENKINS, D.M. - 1994 - Experimental reversal of the aluminium content in tremolitic amphiboles in the system H₂O - CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂. *Am.J.Sci.* **294**: 593-620
- JENKINS, D.M.; CHERNOSKY Jr., J.V. - 1986 - Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Am.Mineral.* **71**: 924-936
- JENSEN, L.S.; PYKE, D.R. - 1982 - Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Arndt, N.T.; Nisbet, E.G. - Komatiites. George Allen & Unwin. pp.147-157
- JOLLY, W.T. - 1982 - Progressive metamorphism of komatiites and related Archaean lavas of the Abitibi area, Canada. In: Arndt, N.T.; Nisbet, E.G. - Komatiites. George Allen & Unwin. pp.247-266
- KORZHINSKII, D.S. - 1959 - Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals (Translated from Russian). Consultants Bureau, Inc., New York.
- LAHAYE, Y.; ARNDT, N.; BYERLY, G.; CHAUVEL, C.; FOURCADE, S.; GRUAU, G. - 1995 - The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic compositions of komatiites. *Chem.Geol.* **126**: 43-64
- LAIRD, J. - 1980 - Phase equilibria in mafic schist from Vermont. *J.Petrol.* **21** : 1-37

- LAIRD, J. - 1988 - Chlorites: metamorphic petrology. In: Bailey, S.W. (Ed.) - Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). MSA Reviews in Mineralogy **19**: 405-453
- LEAKE, B.E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. Am.Mineral. **63**: 1023-1052
- LÉGER, A.; FERRY, J.M. - 1991 - Highly aluminous hornblende from low-pressure metacarbonates and a preliminary thermodynamic model for the Al content of calcic amphibole. Am.Mineral. **76**: 1002-1017
- LEONI, L.; SAITTA, M. - 1976 - X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. Rend.Soc.It.Mineral.Petrol. **32**: 497-510
- LESHER, 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
- LINDSLEY, D.H. - 1976 - Experimental studies of oxide minerals. In: Rumble, T., III. (Ed.) - Oxide Minerals. MSA Reviews in Mineralogy **3**: Cap.2 (L-61 - L-88)
- LUDDEN, J.N.; THOMPSON, G. - 1978 - Behaviour of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalt. Nature **274**: 147-149
- MAKINO, K.; TOMITA, K. - 1989 - Cation distribution in the octahedral sites of hornblendes. Am.Mineral. **74**: 1097-1105
- MALTMAN, A.J. - 1978 - Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. Geol.Soc.Am.Bull. **89** : 972-980
- MARCHETTO, C.M.L.; BRENNER, T.L.; FRANKE, N.D.; CHENEY, J.T.; TEIXEIRA, N.A.; MOREIRA, A.F.; PIMENTEL, R.C.; GALLO, C.B.M. - 1984 - Geologia e petrografia de do segmento do *Greenstone Belt* Morro do Ferro a sul de Fortaleza de Minas, MG.In: Congr.Bras.Geol. 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. Bol.Resumos....Rio de Janeiro, SBG, 1: 149
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, C.M.D.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C.; RAMALHO, R. -1984 - As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords.) - Geologia do Brasil: Texto explicativo do

- mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais (Escala 1:2.500.000) - DNPM, Brasília - Cap.VI, p. 193-303
- MARTINI, S.L. - 1987 - Contribuição à interpretação da Sequência Bom Jesus da Penha (MG) e algumas implicações tectônicas, estratigráficas e metalogenéticas. Manuscrito inédito. (Com.pessoal)
- MINCATO, R.L.; CARVALHO, S.G. de; FIGUEIREDO, B.R. - 1992 - Comparação entre as mineralizações sulfetadas de Fortaleza de Minas (Depósito O'Toole) e Alpinópolis, *Greenstone Belt* Morro do Ferro, MG. In: Congr.Bras.Geol. 37, São Paulo, SP, 1992, Bol.Res.Expandidos....São Paulo, SBG, 1: 252-253
- MOODY, J.B.; MEYER, D.; JENKINS, J.E. - 1983 - Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Am.J.Sci.* **283**: 48-92
- MORAES, L.J. - 1935 -Nickel no Brasil. DNPM - Serviço de Fomento da Produção Mineral - Boletim nº 9
- MORALES, N. - 1993 - Evolução tectônica do cinturão de cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. Tese de Doutorado. IGCE-UNESP, Rio Claro, SP. 270 p. (2 volumes)
- MORALES, N.; CARVALHO, S.G. de; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F. de; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.C.; ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG. In: Simp.Geol.Minas Gerais 2, Belo Horizonte, MG, 1983. Atas...Belo Horizonte, SBG, 3: 411-422
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. - 1991 - A Zona de Cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: Simp.Nacional de Est.Tect. 3, Rio Claro, SP, 1991. Boletim...Rio Claro, SBG-UNESP, 1: 34-36
- MORIMOTO, N. - 1988 - Nomenclature of pyroxenes. *Am.Mineral.* **73**: 1123-1133
- MURPHY, J.B.; HYNES, A.J. - 1986 - Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Can.J.Earth Sci.* **23**: 1138-1144

- NESBITT, R.W.; SUN, S.; PURVIS, A.C. - 1979 - Komatiites: geochemistry and genesis. *Can.Mineral.* **17**: 165-168
- NISBET, E.G.; ARNDT, N.T.; BICKLE, M.J.; CAMERON, W.E.; CHAUVEL, C.; CHEADLE, M.; HEGNER, E.; KYSER, T.K.; MARTIN, A.; RENNER, R.; ROEDDER, E. - 1987 - Uniquely fresh 2.7 Ga komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Geol.* **15**: 1147-1150
- NORAN INSTRUMENTS - 1990 - Quantitative Analysis for Scanning Electron Microscopes - Operators Manual. Wisconsin, USA
- OBA, T. - 1980 - Phase relations in the tremolite - pargasite join. *Contrib. Mineral.Petrol.* **71**: 247-256
- OBATA, M. - 1976 - The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite. *Am.Mineral.* **61** : 804-816
- OHTANI, E. - 1984 - Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. *Earth.Planet.Sci.Lett.* **67**: 261-272
- OHTANI, E. - 1990 - Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle. *Precambrian Res.* **48**: 195-202
- OHTANI, E.; KAWABE, I.; MORIYAMA, J.; NAGATA, Y. - 1989 - Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiites. *Contrib.Mineral.Petrol.* **103**: 263-269
- OLIVEIRA, M.A.F. de (Coordenador) - 1980 - Projeto Alpinópolis - Relatório Final. Convênio DNPM/IGCE-UNESP-Rio Claro. (Inédito)
- OLIVEIRA, M.A.F. de; CARVALHO, S.G. de; MORALES, N.; RODRIGUES, M.F.B.; ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: *Simp.Geol.Minas Gerais 2*, Belo Horizonte, MG, 1983. Atas...,Belo Horizonte, SBG, **3**: 432-439
- OLIVER, R.L.; NESBITT, R.W.; HAUSEN, D.M.; FRANZEN, N. - 1972 - Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. *Contr.Mineral.Petrol.* **36** : 335-342

- PAKTUNÇ, A.D. - 1984 - Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson Mine, Thompson Nickel Belt, Northern Manitoba. *Can.Mineral.* **22** : 77-91
- PEARCE, J.A.; NORRY, M.J. - 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib.Mineral. Petrol.* **69**: 33-47
- PEARCE, T.H. - 1968 - A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib.Mineral. Petrol.* **19**: 142-157
- PEARCE, T.H. - 1987 - The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contrib.Mineral.Petrol.* **97**: 529-534
- PELTONEN, P. - 1990 - Metamorphic olivine in picritic metavolcanics from southern Finland. *Bull.Geol.Soc.Finland* **62**: 99-114
- PE-PIPER, G. - 1988 - Calcic amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada. *Am.Mineral.* **73**: 993-1006
- PEREDERY, W.V. - 1979 - Relationship of ultramafic amphibolites to metavolcanic rocks and serpentinites in the Thompson Belt, Manitoba. *Can.Mineral.* **17** : 187-200
- PINSENT, R.H.; HIRST, D.M. - 1977 - The metamorphism of the Blue River ultramafic body, Cassiar, British Columbia, Canada. *J.Petrol.* **18** : 567-594
- PIQUET, D. - 1982 - Mécanismes de recristallisations métamorphiques dans les ultrabasites: exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale (Ceintures de Suomussalmi - Kuhmo). These de Docteur en Troisième Cycle. Université de Rennes I, França. 246 p.
- PIRES, F.R.M. - 1986 - The southern limits of the São Francisco Craton. *An.Acad.brasil.Ciênc.* **58**: 139-145
- PORTER, D.J.; McKAY, K.G. - 1981 - The nickel sulfide mineralization and metamorphic setting of the Forrestania area, Western Australia. *Econ.Geol.* **76** : 1524-1549

- POWELL, R.; WILL, T.M.; PHILLIPS, G.N. - 1991 - Metamorphism in archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metamorphic Geol.* **9** : 141-150
- REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; FORMOSO, M.L.L. - 1993 - Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. *Rev. Bras. Geoc.* **23**: 370-387
- RICHARD, L.R. - 1995 - Minpet for Windows - Version 2.02 - Reference Manual. Minpet Geological Software, Québec, Canada
- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W.; DOOLAN, B.L. - 1981 - Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: Veblen, D.R.; Ribbe, P.H. (Eds.) - Amphiboles: petrology and experimental phase relations. *MSA Reviews in Mineralogy* **9B**: 1-227
- ROIG, H.L. - 1993 - Caracterização da zona de sutura Jacuí - Conceição da Aparecida/MG: implicações geotectônicas e metalogenéticas. Dissertação de Mestrado. IG-UNICAMP, Campinas, SP. 125 p.
- ROIG, H.L.; SCHRANK, A. - 1992 - Caracterização da Zona de Sutura Jacuí - Conceição da Aparecida - limite norte do Complexo de Nappes Guaxupé/MG. In: Congr. Bras. Geol. 37, São Paulo, SP, 1992. Bol. Resumos Expandidos.... São Paulo, SBG, 1: 283-285
- ROLLINSON, H.R. - 1993 - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352 p.
- ROLLINSON, H.R.; ROBERTS, C.R. - 1986 - Ratio correlation and major element mobility in altered basalts and komatiites - reply to K.J. Vines. *Contrib. Mineral. Petrol.* **97**: 527-528
- ROLLINSON, H.R.; ROBERTS, C.R. - 1987 - Ratio correlation and major element mobility in altered basalts and komatiites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **93**: 89-97

- RUMBLE, D.,III. - 1976 - Oxide minerals in metamorphic rocks. In: Rumble, D.,III. - Oxide Minerals. MSA Reviews in Mineralogy 3: Cap. 3 (R-1 - R-24)
- SABÓIA, L.A. de - 1978 - Os *greenstone belts* de Crixás e Goiás, GO. Bol.Inform. Soc.Bras.Geol. - Núcleo Centro-Oeste, Goiânia - 9: 43-72
- SHIROZU, H.; MOMOI, H. - 1972 - Synthetic Mg-chlorite in relation to natural chlorite. Mineral.Journ. 6: 464-476
- SCHMIDT, W. - 1983 - Die Geologie der Araxá Gruppe in Südwest Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Berücksichtigung des Grünstein-Gürtels von Fortaleza de Minas. Tese de Doutorado - Universidade de Freiburg, Alemanha. 134 p.
- SCHOBENHAUS Fz, C.; CAMPOS, P. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. - 1984 - Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais - Escala 1 : 2.500.000 - DNPM/Brasília - 501p.
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura *greenstone belt* da Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Congr.Bras.Geol. 30 (Recife, PE - 1978) - Resumos das Comunicações (Boletim I). Recife, SBG, 1978. p.292-293
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R. de; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E.D.R. - 1990 - Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do Cráton do São Francisco. Congr.Bras.Geol. 36, Natal, RN, 1990. Anais...Natal, SBG, 5: 2276-2283
- SCHRANK, A.; PADILHA, A.V.; SICHEL, S.; SZABÓ, G. - 1984 - Komatiitos de Minas Gerais (Roteiro de Excursão Técnica). In: Congr.Bras.Geol. 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, 12: 5335-5377
- SCHREURS, J.; van KOOPEREN, P.; WESTRA, L. - 1986 - Ultramafic metavolcanic rocks of early proterozoic age in West-Uusimaa, SW Finland. Neues Jahrbuch Miner.Abh. 155 : 185-201

- SIMÕES, L.S.A. - 1995 - Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, SP. 149p.
- SMITH, H.S.; ERLANK, A.J.; DUNCAN, A.R. - 1980 - Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Res.* **11**: 399-415
- SOARES, P.C. - 1988 - Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Geologia 7, Belém, PA, 1988. Anais... Belém, SBG 1: 63-7
- SOARES, P.C.; CARVALHO, S.G. de; FIORI, A.P. - 1991 - Evolução tectônica dos terrenos máfico-ultramáficos na margem sul do Cráton do São Francisco. In: Simp.Nacional de Est.Tect. 3, Rio Claro, SP, 1991. Boletim...Rio Claro, SBG-UNESP, 1: 66-68
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; CARVALHO, S.G. de - 1990 - Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no Maciço do Guaxupé. In: Congr.Bras.Geol.36, Natal, RN, 1990. Anais... Natal, SBG, 6: 2723-2734
- SPEAR, F.S. - 1981 - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am.J.Sci.* **281**: 697-734
- SPRINGER, R.K. - 1974 - Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western Sierra Nevada foothills, California. *J.Petrol.* **15**: 160-195
- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K.; FRANCIS, D.M. - 1980 - Metamorphic olivine in peridotitic komatiite flows, Lac Guyer, Québec. *Can.Mineral.* **18** : 265-270
- STAUDIGEL, H.; SCHREYER, W. - 1977 - The upper thermal stability of clinochlore, $Mg_5Al[AlSi_3O_{10}](OH)_8$, at 10-35 kb P_{H_2O} . *Contrib.Mineral.Petrol.* **61**: 187-198
- SUN, S.-S.; NESBITT, R.W. - 1978 - Petrogenesis of archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from Rare Earth Elements. *Contrib.Mineral.Petrol.* **65**: 301-325
- SUN, S.-S.; McDONOUGH, W.F. - 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. &

- Norry, M.J. (Eds) - Magmatism in the Ocean Basins. Geol.Soc.Spec.Publ. 42 pp. 313-345
- SZABÓ, G.A.J. - 1989 - Contexto Geológico e Petrologia das Rochas Metaultramáficas de Alpinópolis, MG. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, SP. 203 p.
- SZABÓ, G.A.J.; CHOUDHURI, A. - 1992 - As rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. In: Congr.Bras.Geol. 37, São Paulo, SP, 1992. Bol.Res.Expandidos....São Paulo, SBG, 1: 466-467
- SZABÓ, G.A.J.; CHOUDHURI, A.; SCHULTZ-GÜTTLER, R.A. - 1991 - The role of Mg-chlorite in metamorphic reactions of heterogeneously sheared, amphibolite facies komatiites (now chlorite-tremolite schists and fels) from Alpinópolis, MG, Brazil. Res Terrae Ser.A 5: 79-80 (Symposium on Metamorphism, deformation and structure of the crust, Oulu, Finland, 1991 - Abstracts.)
- SZABÓ, G.A.J.; PEREIRA, R.G.F. de A.; CANDIA, M.A.F. - 1992 - Rochas básicas/metabásicas de várias gerações no Complexo Campos Gerais a sul de Alpinópolis, MG. In: Congr.Bras.Geol. 37, São Paulo, SP, 1992. Bol.Res.Expandidos....São Paulo, SBG, 1: 510-511
- SZABÓ, G.A.J.; ROIG, H.L.; SCHRANK, A.; CHOUDHURI, A. - 1993 -Duas faixas litotectônicas distintas e o limite das Províncias Tocantins e Mantiqueira, entre Alpinópolis e Nova Resende (MG). In: Simp. sobre o Cráton do São Francisco-Salvador,BA, 1993. Anais...Salvador, SBG: 272-274
- TAKAHASHI, E. - 1990 - Speculation on the archaean mantle: missing link between komatiite and depleted garnet peridotite. J.Geophys.Res. 95 (B10): 15941-15954
- TAYLOR, S.R.; McLENNAN, S.M. - 1985 - The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- TEIXEIRA, N.A. - 1978 - Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG).Dissertação de Mestrado, UNB - Brasília, DF

- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. - 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: Congr.Bras.Geol., 30, Recife, PE, 1978. Anais...Recife, SBG, 3: 700-711
- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. - 1979 a - Geologia da raiz de um *greenstone belt* na região de Fortaleza de Minas, MG. Rev.Bras.Geoc. 9: 17-26
- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. - 1979 b - Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. Rev.Bras.Geoc. 9: 1951-1958
- TEIXEIRA, N.A.; GASPAR, J.C.; BRENNER, T.L.; CHENEY, J.T.; MARCHETTO, C.M.L. - 1987 - Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG) Rev.Bras.Geoc. 17: 209-220
- TEIXEIRA, N.A.; MARCHETTO, C.M.L.; CHENEY, J.T.; DALCOMO, M.T.; MARTINI, S.L.; MATSUI, J. - 1984 - Considerações petrológicas e implicações geotectônicas do *Greenstone Belt* Morro do Ferro. In: Congr.Bras.Geol. 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. Bol.Resumos....Rio de Janeiro, SBG, 1: 150
- TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA Jr., O.; SATO, K. - 1989 - A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: Simp.Geol.Minas Gerais 5/Simp.Geol.Brasília 1, Belo Horizonte, MG, 1989. Anais...Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1: 243-247
- THOMAS, W.M.; ERNST, W.G. - 1990 - The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. In: Spencer, R.J.; Chou, I-M. (Eds.) - Fluid-mineral Interactions: a Tribute to H.P.Eugster. The Geochemical Society Special Publ. 2: 59-63
- THOMPSON, G. - 1973 - A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rocks. EOS Trans.Am.Geophys.Union 54: 1015-1018
- THOMPSON Jr., J.B. - 1959 - Local equilibrium in metasomatic processes. In: Abelson, P.H. (Ed.) - Researches in Geochemistry. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 427-457

- TRIBOULET, C. - 1992 - The (Na-Ca) amphibole - albite - chlorite - epidote - quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration. *J.metamorphic geol.* **10**: 545-556
- TRÖGER, W.E. -1979 - Optical Determination of Rock-forming Minerals (Part 1 - Determination Tables). Versão em inglês da 4a edição alemã por Bambauer, H.U.; Taborszky, F.; Trochim, H.D. - E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188 p.
- TROMMSDORFF, V.; EVANS, B.W. - 1969 - The stable association enstatite-forsterite-chlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* **49**: 325-332
- TROMMSDORFF, V.; EVANS, B.W. - 1972 - Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite aureole, Italy. *Am.J.Sci.* **272** : 423-352
- TROMMSDORFF, V.; EVANS, B.W. - 1974 - Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* **54** : 333-352
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M.L. - 1984 - Os Grupos São João del'Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: Congr.Bras.Geol. 33, Rio de Janeiro, RJ. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 7: 3227-3240
- VALERIANO, C. de M. -1993 - Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado - IG-USP, São Paulo, SP. 192 p.
- VALLANCE, T.G. - 1974 - Spilitic degradation of a tholeitic basalt. *J.Petrol.* **15**: 79-96
- Van SCHALKWYK, J.F.; Van REENEN, D.D. - 1992 - High-temperature hydration of ultramafic granulites from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt by infiltration of CO₂-rich fluid. *Precambrian Res.* **55** : 337-352
- VELDE, B. - 1973 - Phase equilibria in the system MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O: chlorites and associated minerals. *Mineral.Mag.* **39**: 297-312

- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1969 - Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group, Sp.Publ.Geol.Soc.S.Afr. 2: 87-112
- VINES, K.J. - 1987 - Comments on "Ratio correlation and major element mobility in altered basalts and komatiites" by H.R.Rollinson and C.R.Roberts. Contrib.Mineral.Petrol. 97: 525-526
- XIE, Q.; KERRICH, R.; FAN, J. - 1993 - HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean Abitibi greenstone belt: implications for multiple plume sources and depths. Geochim.Cosmochim.Acta 57: 4111-4118
- ZANARDO, A. - 1992 - Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Tese de Doutorado. IGCE-UNESP, Campus de Rio Claro. Rio Claro, SP. 288 p.
- ZANARDO, A.; MORALES, N.; CARVALHO, S.G. de; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. de - 1990 - Evolução metamórfica da porção sul do Cráton do Paramirim. Congr.Bras.Geol. 36, Natal, RN, 1990. Anais... Natal, SBG, 4: 1945-1955
- WARD, J.H.W. - 1995 - Geology and metallogeny of the Barberton greenstone belt: a survey. Journal African Earth Sciences 21: 213-240
- WARNER, R.D.; GRIFFIN Jr, V.S.; HOOVER, R.C.; BRYAN, J.G.; POE, S.H.; STEINER, J.C. - 1986 - Mineralogy of ultramafic chlorite-amphibole schists, inner Piedmont Belt, South Carolina. Southeastern Geology 27: 107-120
- WARNER, R.D.; GRIFFIN, V.S.; STEINER, J.C.; SCHMITT, R.A.; BRYAN, J.G. - 1989 - Ultramafic chlorite -tremolite schists: three bodies from the Inner Piedmont belt, South Carolina. Geol.Soc.Am.Spec.Paper 231: 63-74
- WEI, K.; TRØNNES, R.G.; SCARFE, C.M. - 1990 - Phase relations of aluminium-undepleted and aluminium-depleted komatiites at pressures of 4-12 GPa. J.Geophys.Res. 95 (B10): 15817-15827
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C. - 1983 - Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simp.Geol.Minas Gerais 2, Belo Horizonte, MG, 1983. Boletim...Belo Horizonte, SBG, 3: 50-61

- WERNICK, E.; ARTUR, A.C. - 1986 - Interpretação geotectônica de de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes no Estado de Minas Gerais. In: Congr.Bras.Geol. 34, Goiânia, GO. Anais... Goiânia, SBG, 3: 1285-1295
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. - 1981 - Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simp.Reg.Geol. 2, Curitiba, PR, 1981. Atas...Curitiba, SBG, 1: 328-342
- WERNICK, E.; FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da borda sul do Cráton do São Francisco. In: Simp.Cráton do S.Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador,BA, 1981. Atas...Salvador, 169-179
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. - 1981 - A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: Simp. Cráton do S.Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador,BA, 1981. Atas...Salvador, 164-168
- WHITTAKER, E.J.W.; ZUSSMAN, J. - 1956 - The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. Mineral.Mag. 31 : 107 - 126.
- WICKS, F.J.; O'HANLEY, D.S. - 1988 - Serpentine minerals: structures and petrology. In: Bailey, S.W. (Ed.) - Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). MSA Reviews in Mineralogy 19: 91-167
- WILLETT, G.; ESHUYS, E.; GUY, B. - 1978 - Ultramafic rocks of the Widgiemooltha-Norseman area, Western Australia: petrological diversity, geochemistry and mineralisation. Precambrian Res. 6 : 133-156
- WOOD, D.A.; GIBSON, I.L.; THOMPSON, R.N. - 1976 - Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the tertiary basalts of Eastern Iceland. Contrib.Mineral.Petrol. 55: 241-254

- WOOD, S.A. - 1990 - The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium
- 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the
inorganic REE speciation of natural waters. *Chem.Geol.* 82: 159-186
-
-

ANEXOS

ANEXO I: Mapa Geológico da Área, e ANEXO II: Mapa de Localização dos Afloramentos / Amostras Analisadas encontram-se inseridos no envelope da contracapa.

ANEXO III: Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suite Metaultramáfica e Anfibolitos Associados, e ANEXO IV: Análises Químicas Minerais Seleccionadas encontram-se nas páginas a seguir.

ANEXO III

ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL

ANEXO III - ANÁLISES DE ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO PARA AMOSTRAS DA SUITE METAULTRAMÁFICA E ANFIBOLITOS ASSOCIADOS

Caracterização Sucinta das Amostras Analisadas

Abreviação das análises efetuadas em cada amostra:

M/m/tr - Elementos maiores/menores/traço (FRX)

ETR - Elementos terras raras (Ativação Neutrônica); (ETR) = análises parciais

ME - Microsonda Eletrônica

Abreviação dos minerais:

Anf - anfibólio; clor - clorita; cpx - clinopiroxênio; esp - espinélio; hbl - hornblenda; liz - lizardita; ol - olivina; opx - ortopiroxênio; serp - serpentina; tc - talco.

(Ol $\Rightarrow$)serp / Ol $\Rightarrow$ serp: substituição, pseudomorfose total / parcial

Nº.	Nº Amostra	Caracterização Petrográfica Expedita	Análises
01	SZALP 033/01	Clor - Ca-anf fels c/ text.ol <i>spinifex</i> em placas pseudomórfica.	M,(ETR),ME
02	SZALP 090C/46	(Ol $\rightarrow$) serp - clor - Ca-anf xisto porfiroblástico c/textura ol <i>spinifex</i> em placas $\rightarrow$ lepidonematoblástica cisalhada.	M,(ETR),ME
03	SZALP 275/10	(Ol $\rightarrow$) serp - clor - Ca-anf fels porfiroblástico c/ textura ol <i>spinifex</i> em placas.	M/m,(ETR), ME
04	SZALP 302A/10	Ca-anf fels c/ clor com textura em feltro, com pseudomorfos de cpxs dendríticos/plumosos	M/m/tr
05	SZALP 302C/10	Clor - Ca-anf fels com textura ol <i>spinifex</i> em placas pseudomórfica, de dimensões centí- a decimétricas, c/ feições plumosas/em leque bem desenvolvidas, e zircão incluso.	M/m/tr,ETR, ME

06	SZALP 302E/10	Ca-anf fels c/ clor c/ textura em feltro, com pseudomorfos de cpxs dendríticos/plumosos	M/m/tr
07A, B	SZALP 302G/10	(Ol→) serp - clor - Ca-anf xisto/fels porfiroblástico/nodoso c/ matriz em feltro, com pseudomorfos de cpxs dendríticos/plumosos	M/m/tr, ETR(A)
08	SZALP 208/01	(Ol⇒) serp - clor - Ca-anf xisto/fels porfiroblástico c/textura ol <i>spinifex</i> em placas	M/m/tr, ETR, ME
09	SZALP 302F/10	(Ol⇒) serp - clor - Ca-anf fels porfiroblástico c/matriz em feltro e Ca-anf randômicos sub-porfiroblásticos	M/m/tr, ME
10	SZFM 94A/73	(Ol⇒) serp - hbl xistos com esp, clor e cpx	M/m/tr, ME
11	SZALP 269/10	Clor - Ca-anf xisto porfiroclástico com matriz lepidó-nematoblástica cisalhada e porfiroclastos de pseudomorfos plumosos/dendríticos	M/m/tr, ME
12	SZALP 377/186	(Clor-) Ca-anf fels c/ tc	M/m/tr
13	SZALP 27/11C	Ol - opx - hbl xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com esp e clor	M/m/tr, ETR, ME
14	SZALP 27/11D	Ol - opx - hbl xistos / fels porfiroblásticos / nodosos c/ esp e clor	M/m/tr
15	SZALP 194/11	(Ol→)serp - opx→tc xisto/fels porfiroblástico / nodoso, c/ clor	M/m/tr
16	SZALP 378/11	(Opx⇒)tc - (ol→)serp fels porfiroblástico / nodoso, c/ esp e clor	M/m/tr
17	SZALP 71A/36	(Ol→)serp - (opx⇒)tc fels porfiroblástico / nodoso, c/ esp, clor e sub-porfiroblastos de antof.	M/m/tr
18	SZALP 72/36	(Ol→)serp - (opx⇒)tc - hbl fels porfiroblástico / nodoso, c/ esp, clor e sub-porfiroblastos do antof. (Amostra semelhante: SZALP 253/162)	M/m/tr, ME (ME)
19	SZALP 29/07	Clor serpentinito	M/m/tr, ME
20	SZALP 321/10	Clor→Al-liz serpentinito c/ Ca-anfibólio	M/m/tr, ME
21	SZALP 54C/28	Clor⇒Al-liz - tc serpentinito	M/m/tr, ME
22	SZALP 320B/74	(Clor) serpentinito	M/m/tr
23	SZALP 320C/74	(Clor→)Al-liz serpentinito	M/m/tr
24	SZALP 164/93	(Clor→)Al-liz(?) serpentinito c/ tc e Ca-anf	M/m/tr
25	SZALP 375A/104	(Clor→)Al-liz serpentinito	M/m/tr, ME

26	SZALP 309B/202	(Ca-anf - clor⇒) serpentinito	M/m/tr
27	SZALP 369/232	Opx - hbl xisto porfiroblástico c/ ol, esp e clor, c/ porfiroblastos antiteticamente fraturados de opx em uma matriz c/ foliação de cisalh/o (lepido)-nematoblástica.	M/m/tr, ME
28	SZFM 20C/24	Opx - hbl xisto porfiroblástico c/ clor e esp.	M/m/tr, ME
29	SZFM 20D/24	Clor - opx - hbl - ol fels porfiroblástico	M/m/tr, ME
30	SZFM 24/28A	Cumm - ol - hbl xisto porfiroblástico	M/m/tr
31	SZFM 115A/28D	Opx - ol - hbl fels porfiroblástico c/ clor e esp	M/m/tr, ME
32	SZFM 115B/28D	Opx - ol - hbl fels porfiroblástico c/ clor e esp	M/m/tr, ME
33	SZFM 33/34	(Clor⇒)Al-liz - Ca-anf xisto	M/m/tr
34	SZFM 40E/39	Ol - clor - opx - hbl fels porfiroblástico c/ matriz granoblástica sub-poligonizada	M/m/tr, ME
35	SZFM 52/46	Hbl - clor - ol - opx fels porfiroblástico c/ esp	M/m/tr, ME
36	SZFM 59A/50	Clor - hbl - opx xisto porfiroblástico c/ esp e traços de flogópita	M/m/tr,ETR, ME
37	SZFM 62A/51	Ol - opx - hbl xistos / fels porfiroblásticos / nodosos com esp e clor	M/m/tr,ETR, ME
38	SZFM 69/57	Clor - esp - hbl - ol ortopiroxenito com tc e dolomita; opx+ol+esp ⇔ Mg-clor	M/m/tr, ME
39	SZFM 102A/77	Opx - hbl - ol fels porfiroblástico c/ clor	M/m/tr
40	SZFM 102B/77	Ol - hbl xisto porfiroblástico c/ clor e opx, c/ matriz grano-nematoblástica fina	M/m/tr
41	SZFM 114A/87	Clor - hbl - ol - opx fels porfiroblástico c/ esp	M/m/tr,ETR, ME
42	SZFM 114C/87	Ol - opx - hbl fels porfiroblástico c/ clor e esp	M/m/tr, ETR, ME
43	SZALP 51/27	Anfibolito fino, grano-nematoblástico	M/m
44	SZALP 96/46	Anfibolito fino, grano-nematoblástico	M/m
45	SZALP 379/11	Anfibolito fino, grano-nematoblástico	M/m
46	SZFM 96/75	Anfibolito fino, grano-nematoblástico	M/m/tr

**Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suite Metaultramáfica e
Anfibolitos Associados**

Análise nº	01	02	03	04	05	06
Amostra nº	33/01	90C/46	275/10C	302A/10	302C/10	302E/10
SiO ₂	47,50	47,04	46,82	48,65	49,05	50,77
TiO ₂	0,61	0,61	0,52	0,66	0,62	0,50
Al ₂ O ₃	6,55	6,53	6,09	6,87	6,42	6,02
FeO _T	13,32	13,81	12,74	13,32	13,72	11,87
MnO	0,18	0,19	0,16	0,18	0,19	0,18
MgO	23,79	23,65	25,44	21,91	21,76	22,60
CaO	7,62	7,84	7,80	8,02	7,81	7,75
Na ₂ O	0,39	0,30	0,33	0,32	0,34	0,25
K ₂ O	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,05	0,03	0,05	0,03
Total	100,00	100,00	99,97	99,99	100,00	100,00
PF	3,68	3,90	3,82	2,87	2,76	3,06
mg	0,64	0,63	0,67	0,62	0,61	0,66
Fe ₂ O ₃ /FeO	*	*	*	0,51	0,24	0,31
Fe ₂ O ₃	10,74	10,70	11,71	10,41	10,35	12,04
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	1,16	1,20	1,28	1,17	1,22	1,29
Cr	*	*	2200	3111	2988	2645
Ni	*	*	1280	1005	1121	1726
Nb	*	*	*	<6	<6	<6
Zr	*	*	38	58	56	44
Sc	*	*	*	34	31	27
Y	*	*	*	25	37	54
Hf	*	*	*	*	(1,0)	*
Ba	*	*	*	15	24	20
Rb	*	*	*	<6	<6	<6
Sr	*	*	*	62	119	111
La	*	*	*	17	(39,3)	89
Ce	*	*	*	10	(18)	14
Nd	*	*	*	10	(31)	59
Ti/Zr	*	*	82,03	68,22	66,38	68,14
Sc/Zr	*	*	*	0,586	0,554	0,614
Ti/Sc	*	*	*	116,38	119,90	111,04

Teores : para óxidos - % em peso (base anidra)
para elementos - ppm

PF = Perda ao Fogo (H₂O+)

* - não determinado

mg = MgO / MgO + FeO_i

( ) - determinado por Ativação Neutrónica

FeO_T = Ferro total como FeO

<6 - Abaixo do limite de detecção

**Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suite Metaultramáfica e
Anfibolitos Associados**

Análise n°	07A	07B	08	09	10	11
Amostra n°	302G/10A	302G/10B	208/01	302F/10	94A/73	269/10
SiO ₂	51,55	52,16	49,02	50,05	46,31	48,07
TiO ₂	0,52	0,34	0,46	0,44	0,49	0,52
Al ₂ O ₃	4,50	3,76	5,00	4,91	4,67	6,86
FeO _T	10,70	9,99	10,96	11,16	12,55	12,41
MnO	0,18	0,17	0,15	0,17	0,18	0,17
MgO	24,28	24,52	26,25	24,94	29,23	24,14
CaO	8,11	8,85	7,77	8,14	6,40	7,71
Na ₂ O	0,15	0,16	0,35	0,16	0,09	0,08
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02
Total	100,01	100,00	100,01	100,00	99,98	100,00
PF	2,67	2,48	3,41	3,49	5,42	4,11
mg	0,69	0,71	0,71	0,69	0,70	0,66
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,47	0,69	1,86	0,48	1,53	0,67
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8,65	11,08	10,87	11,16	9,53	13,19
CaO/Al ₂ O ₃	1,80	2,35	1,55	1,66	1,37	1,12
Cr	2704	2098	2814	2475	4768	3010
Ni	1279	1521	1590	1815	1724	1001
Nb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Zr	48	25	35	44	44	39
Sc	30	23	28	24	22	33
Y	23	27	100	15	35	16
Hf	(1,0)	*	(0,5)	*	*	*
Ba	19	12	13	28	23	23
Rb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Sr	68	70	74	85	23	13
La	(20,3)	35	(87,9)	8	9	18
Ce	(12)	10	(16)	<6	<6	<6
Nd	(16)	22	(91)	0,01	<6	12
Ti/Zr	64,94	81,52	78,80	59,95	66,77	79,92
Sc/Zr	0,625	0,920	0,800	0,545	0,500	0,846
Ti/Sc	103,90	88,61	98,50	109,92	133,55	94,46

**Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suíte Metaultramáfica e
Anfibolitos Associados**

Análise n°	12	13	14	15	16	17
Amostra n°	377/188	27/11C	27/11D	194/11	378/11	71A/36
SiO ₂	54,35	48,83	49,57	49,58	46,83	49,08
TiO ₂	0,32	0,56	0,34	0,36	0,51	0,38
Al ₂ O ₃	4,24	6,21	4,04	4,75	5,86	4,08
FeO _T	9,05	11,54	9,08	9,73	11,77	9,91
MnO	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17
MgO	24,05	23,93	30,27	27,96	28,00	30,46
CaO	7,63	8,22	6,47	7,35	6,60	5,61
Na ₂ O	0,17	0,42	0,06	0,08	0,18	0,24
K ₂ O	0,03	0,07	0,02	0,03	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
Total	100,00	99,98	100,00	100,01	99,99	99,99
...	3,06	1,38	0,00	3,57	4,57	*
mg	0,73	0,67	0,77	0,74	0,70	0,75
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,08	0,35	*	0,32	1,14	*
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	13,25	11,09	11,88	13,19	11,49	10,74
CaO/Al ₂ O ₃	1,80	1,32	1,60	1,55	1,13	1,38
Cr	2241	3079	2288	2353	2836	2419
Ni	1280	1057	1692	1503	1409	1758
Nb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Zr	20	42	24	26	38	29
Sc	20	32	22	23	28	22
Y	8	12	8	10	15	8
Hf	*	(0,9)	*	*	*	*
Ba	16	89	10	19	87	27
Rb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Sr	27	57	35	43	53	46
La	<6	(3,0)	<6	<6	<6	<6
Co	<6	(7)	<6	<6	<6	<6
Nd	<6	(4)	<6	<6	<6	<6
Ti/Zr	95,90	79,93	84,92	83,00	80,45	78,55
Sc/Zr	1,000	0,762	0,917	0,885	0,737	0,759
Ti/Sc	95,90	104,91	92,64	93,83	109,18	103,55

Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Sulte Metaultramáfica e Anfíbolitos Associados

Análise nº	18	19	20	21	22	23
Amostra nº	72/36	029/07	321/10	054C/28	320B/74	320C/74
SiO ₂	48,26	50,91	42,53	49,01	44,33	45,59
TiO ₂	0,39	0,10	0,27	0,15	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	4,25	2,76	3,43	3,01	1,26	0,86
FeO _T	10,77	5,39	13,68	8,05	10,97	8,98
MnO	0,18	0,13	0,17	0,12	0,11	0,10
MgO	30,38	40,24	39,68	39,64	43,13	44,29
CaO	5,43	0,45	0,16	0,01	0,07	0,07
Na ₂ O	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00
Total	99,98	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00
PF	*	9,02	11,18	10,09	10,33	11,00
mg	0,74	0,88	0,74	0,83	0,80	0,83
Fe ₂ O ₃ /FeO	*	0,69	1,76	0,72	2,22	3,42
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10,90	27,60	12,70	20,07	12,60	8,60
CaO/Al ₂ O ₃	1,28	0,16	0,05	0,00	0,06	0,08
Cr	2435	2074	1932	3799	1075	941
Ni	1810	1993	2475	2615	3081	3368
Nb	<6	27	<6	<6	<6	<6
Zr	27	<6	17	7	<6	<6
Sc	22	11	12	13	<6	<6
Y	7	<6	65	45	18	<6
Hf	*	*	*	*	*	*
Ba	20	18	17	17	112	205
Rb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Sr	47	<6	<6	<6	<6	<6
La	<6	<6	97	36	39	15
Ce	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Nd	<6	<6	84	12	17	<6
Ti/Zr	86,59	150,00	95,24	128,43	300,00	200,00
Sc/Zr	0,815	2,750	0,706	1,857	2,500	1,333
Ti/Sc	106,27	54,55	134,92	69,15	120,00	150,00

**Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suite Metaultramáfica e
Anfibolitos Associados**

Análise n°	24	25	26	27	28	29
Amostra n°	164B/93	375A/104	309B/202	389/232	20C/24	20D/24
SiO ₂	43,47	44,76	43,80	49,22	52,78	47,25
TiO ₂	0,18	0,14	0,17	0,37	0,33	0,24
Al ₂ O ₃	3,15	1,50	2,72	6,26	5,88	5,65
FeO _T	10,95	9,57	12,97	9,94	8,58	9,57
MnO	0,15	0,11	0,16	0,16	0,16	0,15
MgO	42,02	43,74	39,27	26,45	25,14	31,70
CaO	0,07	0,17	0,85	7,45	6,37	5,07
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,10	0,58	0,24
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,04	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04	0,02	0,12	0,09
Total	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	99,99
PF	10,98	10,85	9,87	3,20	1,93	4,19
mg	0,79	0,82	0,75	0,73	0,75	0,77
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,97	1,91	1,41	0,36	0,43	0,51
· TiO ₂	17,50	10,71	16,00	16,92	17,82	23,54
CaO/(CaO+Na ₂ O)	0,02	0,11	0,31	1,19	1,08	0,90
Cr	8075	1630	2446	2507	2373	3854
Ni	2100	3434	1677	1130	1717	2074
Nb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Zr	16	<6	22	36	20	10
Sc	17	<6	13	25	22	27
Y	12	<6	12	10	36	10
Hf	*	*	*	*	*	*
Ba	13	15	73	18	49	14
Rb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Sr	<6	<6	<6	50	16	39
La	15	<6	8	<6	20	<6
Ce	<6	<6	<6	<6	10	<6
Nd	<6	<6	<6	<6	9	<6
Ti/Zr	67,44	167,60	46,32	61,61	98,90	143,90
Sc/Zr	1,063	1,200	0,591	0,694	1,100	2,700
Ti/Sc	63,47	139,83	78,39	88,72	89,91	53,30

Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suite Metaultramáfica e Anfíbolitos Associados

Análise n°	30	31	32	33	34	35
Amostra n°	24/28A	115A/28D	115B/28D	33/34	40E/39	52/46
SiO ₂	47,27	48,11	47,78	47,19	44,91	45,71
TiO ₂	0,65	0,37	0,42	0,72	0,51	0,15
Al ₂ O ₃	3,74	4,45	4,69	4,61	8,37	6,18
FeO _T	13,42	10,24	11,36	13,22	11,75	9,36
MnO	0,17	0,16	0,17	0,17	0,19	0,16
MgO	27,50	30,56	28,88	25,96	27,36	34,96
CaO	6,89	5,91	6,51	7,80	6,18	3,34
Na ₂ O	0,25	0,14	0,09	0,25	0,59	0,09
K ₂ O	0,05	0,06	0,07	0,01	0,08	0,03
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,03	0,07	0,05	0,01
Total	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99
PF	3,85	3,83	2,87	3,33	2,26	3,29
mg	0,67	0,75	0,72	0,66	0,70	0,79
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,07	0,70	0,43	1,08	0,89	0,14
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	5,75	12,03	11,17	6,40	16,41	41,20
CaO/Al ₂ O ₃	1,84	1,33	1,39	1,69	0,74	0,54
Cr	1634	2095	2549	1500	2759	3057
Ni	1891	1797	1696	1686	1086	2155
Nb	<6	<6	<6	8	<6	<6
Zr	56	26	32	73	25	8
Sc	19	21	24	21	34	19
Y	41	7	9	45	14	12
Hf	*	*	*	*	*	*
Ba	302	16	86	91	34	21
Rb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Sr	86	50	61	23	34	23
La	21	<6	<6	331	<6	11
Ce	17	<6	<6	23	<6	<6
Nd	18	<6	<6	199	<6	<6
Ti/Zr	69,59	85,31	78,69	59,12	122,28	112,38
Sc/Zr	0,339	0,808	0,750	0,288	1,360	2,375
Ti/Sc	205,11	105,62	104,92	205,52	89,91	47,32

**Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Suite Metaultramáfica e
Anfibolitos Associados**

Análise nº	36	37	38	39	40	41
Amostra nº	59A/50	62A/51	69/57	102A/77	102B/77	114A/87
SiO ₂	51,22	48,00	49,28	44,62	44,51	45,43
TiO ₂	0,44	0,64	0,21	0,24	0,23	0,31
Al ₂ O ₃	6,60	6,32	5,60	4,28	3,92	5,74
FeO _T	9,26	12,83	8,62	10,49	10,22	11,02
MnO	0,17	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17
MgO	25,60	23,24	32,81	37,09	38,05	33,86
CaO	5,93	8,15	3,18	3,00	2,76	3,53
Na ₂ O	0,66	0,54	0,11	0,07	0,10	0,09
K ₂ O	0,07	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01
Total	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99
HF	0,62	0,38	4,45	6,72	7,25	3,26
mg	0,73	0,64	0,79	0,78	0,79	0,75
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,13	0,42	0,40	0,93	1,03	0,42
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	15,00	9,88	26,67	17,83	17,04	16,52
CaO/Al ₂ O ₃	0,90	1,29	0,57	0,70	0,70	0,61
Cr	4349	3002	2745	3702	3881	2934
Ni	872	855	1451	1818	1588	2372
Nb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Zr	57	58	10	22	21	17
Sc	35	34	21	16	15	21
Y	33	13	7	50	10	7
Hf	(1,1)	(1,2)	*	*	*	(0,4)
Ba	63	20	16	65	18	21
Rb	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Sr	10	52	14	9	<6	61
La	(13,6)	(3,2)	<6	13	<6	(1,2)
Ce	(17)	(9)	<6	<6	<6	(3)
Nd	(11)	(6)	<6	10	<6	(2)
Ti/Zr	46,28	66,16	125,90	65,41	65,67	109,29
Sc/Zr	0,614	0,586	2,100	0,727	0,714	1,235
Ti/Sc	75,37	112,85	59,95	89,94	91,93	88,48

**Anexo III - Análises de Elementos Maiores, Menores e Traço para Amostras da Sulte Metaultramáfica e
Anfibolitos Associados**

Análise n°	42	43	44	45	46
Amostra n°	114C/87	51/27	96/46	379/11	96/75
SiO ₂	50,22	56,34	53,34	54,45	50,89
TiO ₂	0,41	1,14	1,09	0,98	1,51
Al ₂ O ₃	6,08	12,31	14,17	13,51	13,47
FeO _T	9,74	10,07	10,88	9,83	14,04
MnO	0,15	0,19	0,22	0,17	0,17
MgO	24,37	6,82	7,36	7,24	7,16
CaO	8,33	9,16	9,96	11,90	9,79
Na ₂ O	0,54	3,42	2,45	1,26	2,10
K ₂ O	0,10	0,27	0,28	0,53	0,70
P ₂ O ₅	0,05	0,26	0,26	0,12	0,16
Total	99,99	99,98	100,01	99,99	99,99
PF	0,77	0,72	1,30	0,69	0,63
mg	0,71	0,40	0,40	0,42	0,34
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,39	*	*	0,30	0,29
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14,83	10,80	13,00	13,79	8,92
CaO/Al ₂ O ₃	1,37	0,74	0,70	0,88	0,73
Cr	3129	*	*	258	158
Ni	2345	*	*	93	110
Nb	<6	*	*	8	<6
Zr	26	*	*	135	106
Sc	29	*	*	40	39
Y	11	*	*	30	33
Hf	(0,5)	*	*	*	*
Ba	70	*	*	100	126
Rb	<6	*	*	17	38
Sr	120	*	*	181	144
La	(1,6)	*	*	8	<6
Ce	(4)	*	*	25	16
Nd	(3)	*	*	11	10
Ti/Zr	94,54	*	*	43,52	85,40
Sc/Zr	1,115	*	*	0,296	0,368
Ti/Sc	84,76	*	*	146,88	232,10

ANEXO IV

ANÁLISES QUÍMICAS MINERAIS SELECIONADAS

ANEXO IV - ANÁLISES QUÍMICAS MINERAIS SELECIONADAS

Seguem-e, a título de exemplo, as listagens de análises químicas minerais selecionadas, obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-USP. Para Ca-anfibólios (AMP) e cloritas (CHL) de amostras com Ca-anfibólio como constituinte essencial/fundamental são apresentadas duas análises de cada, representativas de ambos extremos dos respectivos espectros composicionais. Para os demais minerais sistematicamente analisados: antofilita (OAM), cummingtonita (CUM), Al-lizardita (LIZ), espinélio (ESP), magnetita (MT), ilmenita (ILM), olivina (OLI), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX), e para Ca-anfibólios e cloritas dos serpentinitos, é apresentada uma análise selecionada por amostra. O acervo de análises completo encontra-se disponível em arquivos MINPET para os eventualmente interessados, que devem contactar o autor no Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências - USP.

Sample	ALP027111	ALP027111	ALP02907	ALP03301	ALP03301	ALP07236A	ALP07236A	ALP20801	ALP20801
Analysis	03AA2A	07BA2A	01A	04BMA1B	12BA1B	02A2A	05A2A	03BA2A	10BMA2A
Location	94120549	95020916	95080216	95020822	95028B17	95042239	95042246	95021059	95021620
Mineral	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP
SiO2	49.11	51.99	53.47	53.93	56.15	51.74	51.24	57.60	53.53
TiO2	0.53	0.30	0.33	0.24	0.00	0.27	0.31	0.12	0.21
Al2O3	8.44	6.94	5.40	3.27	1.31	6.97	7.44	1.39	4.06
Cr2O3	0.31	0.14	0.66	0.09	0.05	0.55	0.54	0.00	0.09
FeO	6.80	6.86	2.22	4.58	4.13	4.72	4.77	3.96	4.86
MnO	0.22	0.10	0.11	0.19	0.16	0.09	0.10	0.11	0.11
MgO	18.94	19.99	21.51	21.97	23.05	19.40	19.66	22.80	20.60
NiO	0.10	0.05	0.08	0.08	0.05	0.08	0.11	0.09	0.10
CaO	11.65	10.95	12.52	12.28	12.19	12.18	12.47	12.38	12.91
Na2O	0.78	0.70	0.87	0.92	0.37	1.04	1.15	0.41	1.09
K2O	0.16	0.10	0.09	0.06	0.01	0.08	0.12	0.00	0.05
Total	97.04	98.12	97.26	97.61	97.47	97.12	97.91	99.06	97.61
TSi	6.931	7.231	7.424	7.495	7.745	7.260	7.156	7.853	7.487
TAI	1.069	0.769	0.576	0.505	0.213	0.740	0.844	0.147	0.513
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAi	0.334	0.367	0.307	0.030	0.000	0.412	0.380	0.075	0.155
CCr	0.035	0.016	0.072	0.010	0.005	0.061	0.060	0.000	0.010
CFe3	0.346	0.117	0.000	0.156	0.149	0.000	0.007	0.000	0.000
CTi	0.056	0.031	0.034	0.025	0.000	0.028	0.033	0.012	0.022
CMg	3.985	4.145	4.452	4.552	4.740	4.058	4.093	4.618	4.295
CFe2	0.245	0.324	0.133	0.227	0.106	0.441	0.428	0.295	0.517
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.212	0.357	0.124	0.149	0.180	0.113	0.122	0.155	0.051
BMn	0.026	0.012	0.013	0.022	0.019	0.011	0.012	0.013	0.013
BCa	1.762	1.632	1.863	1.829	1.802	1.831	1.866	1.802	1.935
BNa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.045	0.000	0.030	0.001
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.213	0.189	0.234	0.248	0.099	0.238	0.311	0.078	0.294
AK	0.029	0.018	0.016	0.011	0.002	0.014	0.021	0.000	0.009
Sum_A	0.242	0.207	0.250	0.259	0.101	0.252	0.333	0.078	0.303
Sum_cat	15.242	15.207	15.250	15.259	15.101	15.252	15.333	15.078	15.303
Sum_ox	23.000	23.000	23.062	23.000	23.000	22.998	23.000	23.000	22.999
Mg_Fe2	8.72	6.09	17.32	12.11	16.57	7.32	7.44	10.26	7.56
Mg_MgFe2	0.897	0.859	0.945	0.924	0.943	0.880	0.862	0.911	0.883

Sample	ALP253162	ALP253162	ALP26910	ALP27510	ALP27510	ALP27510	ALP302C10	ALP302C10	ALP302F10
Analysis	02AMA2B	10A2A	13DA2B	15A	03AA1A	06BA1B	11AMNA1A	15BIA2B	02BA1B
Location	95042203	95042225	95080232	95080252	95030617	95030647	95062349	95062372	95020930
Mineral	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP
SiO2	50.30	51.86	56.90	53.81	56.47	50.80	50.55	54.25	54.57
TiO2	0.46	0.35	0.07	0.15	0.12	0.31	0.21	0.09	0.21
Al2O3	8.27	7.51	0.93	3.51	0.87	6.39	5.81	2.75	3.02
Cr2O3	0.19	0.21	0.08	0.29	0.09	0.10	0.36	0.10	0.18
FeO	6.16	5.74	7.16	7.92	3.49	5.86	6.97	7.35	5.73
MnO	0.12	0.11	0.16	0.12	0.06	0.02	0.24	0.19	0.13
MgO	18.60	18.69	20.08	18.73	22.56	20.96	17.74	20.31	21.27
NiO	0.17	0.04	0.08	0.11	0.11	0.04	0.12	0.07	0.11
CaO	11.82	12.12	12.56	12.84	13.73	12.85	11.90	11.27	12.04
Na2O	0.90	0.63	0.14	0.57	0.16	1.26	1.20	0.58	0.58
K2O	0.18	0.16	0.06	0.12	0.03	0.11	0.05	0.07	0.00
Total	97.15	97.42	98.22	98.17	97.69	98.70	97.15	97.03	97.84
TSi	7.106	7.263	7.916	7.565	7.773	7.019	7.240	7.656	7.584
TAI	0.894	0.737	0.084	0.435	0.141	0.981	0.760	0.344	0.416
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.086	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.482	0.501	0.068	0.147	0.000	0.058	0.220	0.113	0.078
CCr	0.021	0.023	0.009	0.032	0.010	0.011	0.041	0.011	0.020
CFe3	0.018	0.000	0.000	0.047	0.144	0.491	0.112	0.030	0.119
CTi	0.049	0.037	0.007	0.016	0.012	0.032	0.023	0.010	0.022
CMg	3.917	3.902	4.164	3.926	4.630	4.317	3.788	4.273	4.407
CFe2	0.513	0.536	0.752	0.832	0.172	0.091	0.617	0.564	0.355
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.197	0.136	0.081	0.052	0.000	0.095	0.145	0.273	0.192
BMn	0.014	0.013	0.019	0.014	0.000	0.002	0.029	0.023	0.015
BCa	1.789	1.819	1.872	1.934	2.000	1.902	1.826	1.704	1.793
BNa	0.000	0.032	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.247	0.139	0.010	0.155	0.043	0.338	0.333	0.159	0.156
AK	0.029	0.029	0.011	0.022	0.005	0.019	0.009	0.013	0.000
Sum_A	0.275	0.167	0.021	0.177	0.048	0.357	0.342	0.171	0.156
Sum_cat	15.275	15.167	15.021	15.177	15.048	15.357	15.342	15.171	15.156
Sum_oxy	23.000	22.998	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
Mg_Fe2	5.52	5.81	5.00	4.44	26.92	23.21	3.94	5.11	8.06
Mg_MgFe2	0.847	0.853	0.833	0.816	0.964	0.959	0.797	0.836	0.890

Sample Analysis Location Mineral	ALP302F10 13AA1A 95021045 AMP	ALP32110 03A 95080210 AMP	ALP369232 04AMA1M 95041345 AMP	ALP369232 06AMA1M 95041407 AMP	FM020C24 22A1MNEM 95072728 AMP	FM020C24 24AMA2MNEM 95072731 AMP	FM020D24 09A1M 95072790 AMP	FM020D24 16AMA2P 95072838 AMP	FM040E39 03A 95041208A AMP
SiO2	57.74	57.36	52.36	54.09	48.59	55.50	57.64	51.10	50.26
TiO2	0.03	0.00	0.22	0.30	0.59	0.08	0.10	0.35	0.40
Al2O3	1.01	0.83	5.60	5.06	9.47	4.16	1.10	7.94	8.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.22	0.16	0.60	0.15	0.10	0.23	0.17
FeO	5.45	3.03	5.30	5.09	5.06	4.31	3.05	4.87	5.40
MnO	0.10	0.04	0.13	0.12	0.09	0.09	0.10	0.05	0.18
MgO	21.96	22.63	19.89	19.91	18.32	20.94	23.15	19.39	19.60
NiO	0.14	0.07	0.08	0.13	0.16	0.16	0.03	0.09	0.10
CaO	11.84	13.43	12.37	12.38	12.42	12.93	13.12	12.55	12.05
Na2O	0.25	0.18	0.29	0.35	1.31	0.52	0.19	1.20	1.34
K2O	0.01	0.06	0.07	0.05	0.11	0.09	0.03	0.12	0.15
Total	98.53	97.63	96.53	97.64	96.72	98.93	98.61	97.89	97.70
TSi	7.923	7.891	7.358	7.520	6.903	7.600	7.839	7.134	7.048
TAI	0.077	0.109	0.642	0.480	1.097	0.400	0.161	0.866	0.952
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.086	0.026	0.285	0.348	0.487	0.271	0.015	0.439	0.377
CCr	0.000	0.000	0.024	0.018	0.067	0.016	0.011	0.025	0.019
CFe3	0.000	0.024	0.195	0.000	0.036	0.000	0.059	0.000	0.081
CTi	0.003	0.000	0.023	0.031	0.063	0.008	0.010	0.037	0.042
CMg	4.492	4.641	4.167	4.126	3.880	4.275	4.694	4.036	4.097
CFe2	0.419	0.309	0.306	0.477	0.467	0.430	0.211	0.463	0.384
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.206	0.016	0.122	0.115	0.099	0.063	0.077	0.106	0.168
BMn	0.012	0.005	0.015	0.014	0.011	0.010	0.012	0.006	0.021
BCa	1.741	1.980	1.862	1.844	1.890	1.897	1.912	1.877	1.810
BNa	0.042	0.000	0.000	0.027	0.000	0.029	0.000	0.011	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.025	0.048	0.079	0.068	0.361	0.109	0.050	0.314	0.364
AK	0.002	0.011	0.013	0.009	0.020	0.016	0.005	0.021	0.027
Sum_A	0.027	0.059	0.092	0.076	0.381	0.124	0.055	0.335	0.391
Sum_cat	15.027	15.059	15.092	15.076	15.381	15.124	15.055	15.335	15.391
Sum_ox	23.000	23.000	23.000	22.999	23.000	22.999	23.000	22.998	23.000
Mg_Fe2	7.19	14.28	9.74	6.97	6.86	8.67	16.30	7.09	7.42
Mg_MgFe2	0.878	0.935	0.907	0.875	0.873	0.897	0.942	0.876	0.881

Sample Analysis Location Mineral	FM040E39 06BAI 95032949 AMP	FM05246 07A2M 95071524 AMP	FM05246 14A2M 95071535 AMP	FM05246 150MA2B 95041827 AMP	FM059A50 21CNA2BI 95041914 AMP	FM062A51 02A1M 95041245 AMP	FM062A51 05BNA1M 95041252 AMP	FM06957 05AMA 950427199 AMP	FM06957 06AMA 95043002 AMP
SiO2	46.89	49.65	54.11	47.74	51.84	49.26	50.53	50.26	47.16
TiO2	0.48	0.44	0.24	0.67	0.58	0.29	0.13	0.59	0.55
Al2O3	10.38	8.13	4.36	10.33	7.20	8.15	7.45	9.60	11.21
Cr2O3	0.34	0.48	0.28	0.43	0.36	0.29	0.09	0.20	0.32
FeO	5.85	3.59	3.24	5.34	7.21	7.31	7.24	3.97	4.09
MnO	0.06	0.10	0.15	0.13	0.13	0.01	0.15	0.12	0.07
MgO	19.13	20.08	21.91	18.34	20.73	18.54	18.30	18.60	18.42
NiO	0.05	0.08	0.08	0.07	0.05	0.08	0.12	0.12	0.14
CaO	12.64	12.69	12.60	12.04	9.20	11.86	11.70	12.39	12.38
Na2O	2.04	1.03	0.49	1.48	0.87	0.97	0.88	1.35	1.58
K2O	0.17	0.12	0.05	0.16	0.09	0.10	0.09	0.12	0.27
Total	97.03	96.39	97.71	96.73	98.26	96.86	96.68	97.32	96.19
TSi	6.509	6.990	7.456	6.783	7.204	6.986	7.186	7.030	6.722
TAI	1.491	1.010	0.544	1.217	0.796	1.014	0.814	0.970	1.278
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.243	0.337	0.163	0.512	0.382	0.347	0.434	0.612	0.604
CCr	0.038	0.053	0.030	0.048	0.040	0.032	0.010	0.022	0.036
CFe3	0.515	0.224	0.161	0.076	0.003	0.268	0.083	0.000	0.034
CTi	0.051	0.047	0.025	0.072	0.061	0.031	0.014	0.062	0.059
CMg	4.045	4.214	4.501	3.885	4.295	3.920	3.880	3.979	3.914
CFe2	0.107	0.125	0.120	0.407	0.220	0.382	0.579	0.426	0.353
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.072	0.074	0.093	0.151	0.615	0.197	0.199	0.039	0.101
BMn	0.007	0.012	0.018	0.016	0.015	0.001	0.018	0.014	0.008
BCa	1.921	1.914	1.890	1.833	1.370	1.802	1.783	1.857	1.891
BNa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.090	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.561	0.281	0.131	0.408	0.234	0.267	0.243	0.276	0.437
AK	0.031	0.022	0.009	0.029	0.018	0.018	0.016	0.021	0.049
Sum_A	0.592	0.303	0.140	0.437	0.250	0.285	0.259	0.297	0.486
Sum_cat	15.592	15.303	15.140	15.437	15.250	15.285	15.259	15.297	15.486
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	22.998	23.000
Mg_Fe2	22.60	21.18	21.13	6.96	5.14	6.77	4.99	8.34	8.62
Mg_MgFe2	0.958	0.955	0.955	0.874	0.837	0.871	0.833	0.893	0.896

Sample Analysis Location Mineral	FM08168 02BNAM 95043037 AMP	FM08168 06AM 95043059 AMP	FM094A73 01AA2A 95060567 AMP	FM094A73 07AA2A 95060588 AMP	FM114A87 02AM 95071688 AMP	FM114A87 06AM 95072131 AMP	FM114C87 05BMNA2M 95072142 AMP	FM114C87 33AMA2M 95072213 AMP	FM115A28D 02ANA1 95060674 AMP
SiO2	49.73	47.30	53.88	52.79	48.85	53.16	53.87	50.05	51.22
TiO2	0.49	0.71	0.33	0.33	0.59	0.41	0.23	0.40	0.52
Al2O3	7.92	9.70	5.52	6.93	9.10	6.85	4.79	6.34	6.63
Cr2O3	0.16	0.10	0.21	0.07	0.26	0.24	0.04	0.31	0.29
FeO	6.49	7.39	5.44	6.06	4.73	3.89	5.05	5.53	5.00
MnO	0.12	0.15	0.12	0.07	0.12	0.14	0.11	0.08	0.11
MgO	17.69	16.95	19.88	19.57	19.28	19.70	20.47	18.82	20.46
NiO	0.02	0.08	0.10	0.03	0.13	0.13	0.13	0.15	0.14
CaO	13.27	13.15	12.58	12.67	12.73	13.35	12.50	12.88	13.07
Na2O	0.66	0.85	0.42	0.59	1.08	0.75	0.50	1.04	0.37
K2O	0.11	0.14	0.04	0.04	0.10	0.13	0.04	0.15	0.17
Total	96.66	96.52	98.52	99.15	96.97	98.75	97.73	97.75	97.98
TSi	7.059	6.757	7.445	7.256	6.870	7.313	7.486	7.019	7.086
TAI	0.941	1.243	0.555	0.744	1.130	0.687	0.514	0.981	0.914
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.383	0.389	0.343	0.378	0.378	0.423	0.270	0.396	0.166
CCr	0.018	0.011	0.023	0.008	0.029	0.026	0.004	0.034	0.032
CFe3	0.233	0.429	0.001	0.126	0.286	0.000	0.050	0.157	0.479
CTi	0.052	0.076	0.034	0.034	0.062	0.042	0.024	0.042	0.054
CMg	3.743	3.610	4.095	4.010	4.042	4.040	4.241	3.934	4.220
CFe2	0.537	0.454	0.504	0.444	0.203	0.448	0.411	0.436	0.050
CMn	0.014	0.018	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000
CCa	0.018	0.013	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.000	0.000	0.124	0.126	0.067	0.000	0.126	0.055	0.050
BMn	0.000	0.000	0.014	0.008	0.014	0.000	0.013	0.010	0.013
BCa	2.000	2.000	1.862	1.866	1.918	1.963	1.861	1.935	1.937
BNa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.000	0.000	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.182	0.235	0.113	0.157	0.295	0.163	0.135	0.283	0.099
AK	0.020	0.026	0.007	0.007	0.018	0.023	0.007	0.027	0.030
Sum_A	0.202	0.261	0.120	0.164	0.312	0.186	0.142	0.310	0.129
Sum_cat	15.202	15.261	15.120	15.164	15.312	15.186	15.142	15.310	15.129
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	22.998	23.000	23.000	23.000
Mg_Fe2	6.97	7.95	6.52	7.04	14.97	9.02	7.90	8.01	42.20
Mg_MgFe2	0.875	0.888	0.867	0.876	0.937	0.900	0.888	0.889	0.977

Sample	FM115A28D	FM115B28D	FM115B28D
Analysis	20BNA2	07A1M	11BNA2
Location	95061658	95072622	95072635
Mineral	AMP	AMP	AMP
SiO2	53.89	51.93	54.93
TiO2	0.28	0.53	0.25
Al2O3	4.64	7.06	4.45
Cr2O3	0.06	0.21	0.08
FeO	4.49	5.74	4.72
MnO	0.08	0.12	0.12
MgO	20.72	19.20	20.36
NiO	0.00	0.03	0.12
CaO	12.44	13.11	12.81
Na2O	0.24	0.49	0.27
K2O	0.09	0.19	0.07
Total	96.93	98.61	98.18
TSi	7.509	7.187	7.582
TAI	0.491	0.813	0.418
TFe3	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000
CAI	0.270	0.338	0.305
CCr	0.007	0.023	0.009
CFe3	0.075	0.177	0.000
CTi	0.029	0.055	0.026
CMg	4.304	3.961	4.189
CFe2	0.315	0.446	0.471
CMn	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.133	0.042	0.074
BMn	0.009	0.014	0.014
BCa	1.857	1.944	1.894
BNa	0.000	0.000	0.017
Sum_B	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000
ANa	0.065	0.131	0.055
AK	0.016	0.034	0.012
Sum_A	0.081	0.165	0.067
Sum_cal	15.081	15.165	15.067
Sum_ox	23.000	23.000	22.999
Mg_Fe2	9.61	8.12	7.69
Mg_MgFe2	0.906	0.890	0.885

Sample Analysis Location Mineral	ALP027111 08BA3 95020918 OAM	ALP03301 01BA3 95020805 OAM	ALP07236A 01AMA3 95042236 OAM	ALP20801 02BMA3 95021057 OAM	ALP253162 11BNA3 95042227 OAM	ALP27510 05AMA3 95030525 OAM	FM040E39 05AA3 95032943 OAM	FM059A50 17BA3I 95041905 OAM
SiO2	56.83	57.68	58.69	58.81	57.32	57.32	57.52	57.79
TiO2	0.00	0.08	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Al2O3	1.34	0.36	0.92	0.25	1.53	0.20	0.70	0.69
Cr2O3	0.06	0.07	0.07	0.00	0.03	0.06	0.00	0.13
FeO	12.26	12.58	10.47	11.94	12.31	12.98	10.22	11.48
MnO	0.25	0.61	0.20	0.41	0.32	0.34	0.28	0.24
MgO	26.06	26.39	26.56	26.11	25.68	26.46	26.81	27.31
NiO	0.09	0.11	0.12	0.13	0.09	0.08	0.11	0.04
CaO	0.53	0.42	0.44	0.47	0.53	0.46	0.45	0.32
Na2O	0.13	0.15	0.12	0.12	0.07	0.11	0.09	0.10
K2O	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.02
Total	97.56	98.50	97.73	98.27	97.88	98.05	98.21	98.17
TSi	7.869	7.934	8.015	8.053	7.901	7.928	7.847	7.912
TAI	0.131	0.058	0.000	0.000	0.099	0.033	0.112	0.088
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.001	8.015	8.053	8.000	7.961	7.959	8.000
CAI	0.087	0.000	0.148	0.040	0.149	0.000	0.000	0.023
CCr	0.007	0.008	0.008	0.000	0.003	0.009	0.000	0.014
CFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CTi	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
CMg	4.906	4.992	4.832	4.960	4.848	4.991	5.000	4.958
CFe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.473	0.419	0.580	0.371	0.429	0.465	0.859	0.616
BFe2	1.420	1.447	1.196	1.367	1.419	1.501	1.166	1.314
BMn	0.029	0.071	0.023	0.048	0.037	0.040	0.032	0.028
BCa	0.078	0.062	0.064	0.069	0.078	0.000	0.000	0.042
BNa	0.000	0.001	0.032	0.032	0.019	0.000	0.000	0.000
Sum_B	2.000	2.000	1.895	1.886	1.982	2.006	2.057	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.068	0.066	0.005
ANa	0.035	0.039	0.000	0.000	0.000	0.030	0.024	0.027
AK	0.002	0.009	0.000	0.005	0.000	0.004	0.005	0.003
Sum_A	0.037	0.048	0.000	0.005	0.000	0.101	0.095	0.035
Sum_cat	15.037	15.049	14.910	14.945	14.982	15.068	15.111	15.035
Sum_oxv	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
Mg_Fe2	3.788	3.739	4.525	3.900	3.719	3.635	5.025	4.242
Mg_MgFe2	0.791	0.789	0.819	0.796	0.788	0.784	0.834	0.809

Sample Analysis Location Mineral	ALP26910 18GA2B 95080249 CUM	ALP26910 20A1A 95080264 CUM	ALP26910 01BMNA2D 95080303 CUM	FM020C24 08A1I 95072713 CUM	FM020C24 27ANA2M 95072745 CUM	FM059A50 01BMNA2AM 95041427 CUM	FM059A50 01HMA2AM 95041433 CUM
SiO2	56.64	56.07	57.27	58.65	58.33	57.25	56.81
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00
Al2O3	0.22	0.27	0.29	0.56	1.98	1.58	1.98
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.08
FeO	18.57	18.25	12.63	9.97	9.58	11.06	11.49
MnO	0.71	0.75	0.26	0.35	0.19	0.29	0.28
MgO	20.77	21.04	25.88	27.62	26.50	26.55	26.38
NaO	0.15	0.13	0.00	0.11	0.19	0.09	0.11
CaO	1.04	0.86	1.35	0.50	0.54	0.44	0.51
Na2O	0.10	0.07	0.09	0.07	0.15	0.15	0.25
K2O	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02
Total	98.21	97.46	97.79	97.96	97.63	97.61	97.91
TSi	8.042	8.015	7.937	7.989	7.954	7.880	7.815
TAl	0.000	0.000	0.047	0.011	0.046	0.120	0.185
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.042	8.015	7.984	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.037	0.045	0.000	0.079	0.272	0.136	0.136
CCr	0.001	0.000	0.000	0.006	0.000	0.011	0.009
CFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CTi	0.000	0.002	0.000	0.003	0.007	0.000	0.000
CMg	4.396	4.484	5.000	4.911	4.721	4.853	4.855
CFe2	0.566	0.469	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.347	0.697	0.666	0.595	0.555
BFe2	1.639	1.713	1.464	1.136	1.092	1.273	1.322
BMn	0.085	0.091	0.031	0.040	0.022	0.034	0.033
BCa	0.158	0.132	0.159	0.073	0.079	0.065	0.075
BNa	0.028	0.019	0.000	0.018	0.040	0.034	0.016
Sum_B	1.910	1.955	2.000	1.965	1.899	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000	0.006	0.051
AK	0.000	0.000	0.004	0.007	0.000	0.000	0.004
Sum_A	0.000	0.000	0.069	0.007	0.000	0.006	0.055
Sum_cat	14.953	14.970	15.053	14.972	14.899	15.006	15.055
Sum_oxo	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
Mg_Fe2	1.994	2.055	3.652	4.937	4.933	4.280	4.092
Mg_MgFe2	0.686	0.673	0.785	0.832	0.831	0.811	0.804

Sample Analysis Location Mineral	ALP027111 01CCL3 95120520 CHL	ALP027111 05CCL3 95120578 CHL	ALP03301 05CL2 95020808 CHL	ALP03301 06ACL3 95020817 CHL	ALP07236A 01ACL3 95042234 CHL	ALP07236A 02BCL3 95042243 CHL	ALP20801 06AMCL3 95021605 CHL	ALP20801 13ACL1 95021710 CHL
SiO2	29.08	28.15	29.51	29.69	30.82	30.16	30.10	29.41
TiO2	0.00	0.06	0.03	0.10	0.08	0.13	0.00	0.00
Al2O3	20.55	20.31	19.91	17.27	19.65	18.55	20.14	17.73
Cr2O3	0.26	0.29	0.25	0.47	0.72	0.59	0.31	0.28
FeO	7.83	6.70	6.69	7.21	5.60	5.85	6.65	6.18
MnO	0.07	0.00	0.09	0.00	0.07	0.10	0.01	0.01
MgO	28.54	31.02	30.70	31.27	30.21	30.60	30.13	32.27
NiO	0.17	0.23	0.22	0.19	0.33	0.24	0.04	0.20
H2O	12.34	12.39	12.52	12.29	12.63	12.41	12.57	12.33
Total	98.84	99.15	99.92	98.49	100.11	98.63	99.95	98.41
Si	5.651	5.448	5.652	5.796	5.854	5.832	5.745	5.721
AlIV	2.349	2.552	2.348	2.204	2.146	2.168	2.255	2.279
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.354	2.077	2.143	1.787	2.250	2.056	2.272	1.782
Ti	0.000	0.009	0.004	0.015	0.011	0.019	0.000	0.000
Fe2	1.272	1.084	1.072	1.177	0.890	0.946	1.061	1.005
Cr	0.040	0.044	0.038	0.072	0.108	0.090	0.047	0.043
Mg	8.267	8.950	8.766	9.101	8.555	8.821	8.573	9.358
Mn	0.012	0.000	0.015	0.000	0.011	0.016	0.002	0.002
Ni	0.027	0.036	0.034	0.030	0.050	0.037	0.006	0.031
Sum_Cat	11.972	12.200	12.072	12.162	11.875	11.985	11.961	12.221
CatTOT	19.972	20.200	20.072	20.162	19.875	19.985	19.961	20.221
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Mg_Fe2	6.499	8.256	8.177	7.732	9.512	9.325	8.080	9.311
Mg_MgFe2	0.867	0.892	0.891	0.885	0.906	0.903	0.890	0.903

Sample	ALP253162	ALP253162	ALP26910	ALP26910	ALP27510	ALP27510	ALP302C10	ALP302C10
Analysis	03CL3	05CL3	02CL2	07BCL2A	03CL1	04CL1	03ACL3	09CL1
Location	95042217	95042223	95080202	95080219	95030612	95030613	95062312	95062354
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	27.93	29.99	29.20	28.76	29.37	29.95	30.67	28.95
TiO2	0.00	0.00	0.03	0.10	0.14	0.00	0.05	0.02
Al2O3	21.57	21.32	18.91	19.06	20.76	17.81	15.32	18.46
Cr2O3	0.35	0.27	0.44	0.34	0.30	0.37	0.80	0.34
FeO	6.20	6.53	13.81	13.42	7.47	7.60	12.00	12.83
MnO	0.06	0.04	0.03	0.00	0.01	0.08	0.02	0.06
MgO	30.83	29.90	26.43	24.54	30.16	31.47	27.72	25.93
NiO	0.17	0.19	0.12	0.13	0.15	0.13	0.18	0.14
H2O	12.49	12.70	12.29	11.97	12.62	12.45	12.08	12.04
Total	99.60	100.94	101.26	98.34	100.98	99.66	98.64	98.77
Si	5.366	5.665	5.698	5.767	5.581	5.773	6.092	5.768
AlIV	2.634	2.335	2.302	2.233	2.419	2.227	1.908	2.232
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.246	2.408	2.044	2.265	2.227	1.816	1.675	2.100
Ti	0.000	0.000	0.004	0.015	0.020	0.000	0.007	0.003
Fe2	0.996	1.032	2.254	2.249	1.187	1.225	1.993	2.136
Cr	0.053	0.040	0.068	0.054	0.045	0.056	0.125	0.053
Mg	8.829	8.420	7.689	7.331	8.544	9.042	8.208	7.702
Mn	0.010	0.006	0.005	0.000	0.002	0.013	0.003	0.010
Ni	0.026	0.029	0.019	0.021	0.023	0.020	0.029	0.022
Sum_Cat	12.160	11.935	12.083	11.935	12.048	12.172	12.040	12.028
CatTOT	20.160	19.935	20.083	19.935	20.048	20.172	20.040	20.028
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Mg_Fe2	8.864	8.158	3.411	3.260	7.198	7.381	4.118	3.602
Mg_MgFe2	0.899	0.891	0.773	0.765	0.878	0.881	0.805	0.783

Sample	ALP302F10	ALP302F10	ALP369232	ALP369232	FM020C24	FM020C24	FM020D24	FM020D24
Analysis	05CL1	09CL1	03ACL2FR	06CL2CIS	01BCL1I	02BCL2M	14CL1I	19CL1I
Location	95021013	95021037	95041404	95041411	95072715	95072742	95072807	95072855
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	29.41	30.68	29.15	29.86	30.45	29.54	29.93	30.28
TiO2	0.00	0.00	0.11	0.10	0.07	0.05	0.07	0.16
Al2O3	17.85	18.38	20.68	20.94	19.92	21.27	19.71	20.54
Cr2O3	0.74	0.53	0.29	0.26	0.06	0.14	0.49	0.44
FeO	9.22	8.59	7.30	7.22	4.76	4.87	4.14	3.87
MnO	0.02	0.07	0.05	0.07	0.07	0.00	0.06	0.06
MgO	29.82	29.34	29.68	29.14	31.52	30.31	31.97	31.26
NiO	0.30	0.20	0.20	0.19	0.31	0.34	0.24	0.21
H2O	12.31	12.48	12.50	12.58	12.64	12.55	12.57	12.65
Total	99.67	100.27	99.96	100.36	99.80	99.07	99.18	99.47
Si	5.731	5.899	5.593	5.692	5.777	5.647	5.710	5.740
AlIV	2.269	2.101	2.407	2.308	2.223	2.353	2.290	2.260
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	1.827	2.061	2.266	2.392	2.228	2.436	2.136	2.326
Ti	0.000	0.000	0.016	0.014	0.010	0.007	0.010	0.023
Fe2	1.503	1.381	1.171	1.151	0.755	0.779	0.661	0.614
Cr	0.114	0.080	0.044	0.039	0.009	0.021	0.074	0.066
Mg	8.663	8.410	8.490	8.280	8.915	8.638	9.093	8.834
Mn	0.003	0.011	0.008	0.011	0.011	0.000	0.010	0.010
Ni	0.047	0.031	0.031	0.029	0.047	0.052	0.037	0.032
Sum_Cat	12.157	11.974	12.026	11.916	11.975	11.933	12.023	11.905
CatTOT	20.157	19.974	20.026	19.916	19.975	19.933	20.023	19.905
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Mg_Fe2	5.764	6.090	7.250	7.194	11.808	11.089	13.756	14.388
Mg_MgFe2	0.852	0.859	0.879	0.878	0.922	0.917	0.932	0.935

Sample	FM040E39	FM040E39	FM05246	FM05246	FM059A50	FM059A50	FM062A51	FM062A51
Analysis	01ACL2	01BCL2	01CL1M	06CL2I	03ACL1I	03BCL1I	05ACL2	07CL1I
Location	95032908	95032909	95062438	95062461	95041822	95041823	95041301	95041311
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	29.50	29.80	29.44	29.50	28.97	29.42	28.89	29.25
TiO2	0.08	0.00	0.09	0.02	0.18	0.10	0.00	0.02
Al2O3	20.63	19.39	20.89	20.00	20.27	21.00	20.90	20.08
Cr2O3	0.28	0.33	0.49	0.64	0.56	0.51	0.32	0.26
FeO	4.49	4.81	4.21	3.87	5.51	5.06	7.12	7.07
MnO	0.00	0.01	0.07	0.04	0.04	0.07	0.04	0.00
MgO	32.42	32.96	32.07	32.25	31.08	30.60	29.40	30.02
NiO	0.21	0.16	0.21	0.27	0.26	0.18	0.18	0.13
H2O	12.69	12.64	12.69	12.57	12.50	12.57	12.43	12.43
Total	100.30	100.10	100.16	99.16	99.37	99.51	99.28	99.26
Si	5.574	5.654	5.566	5.630	5.560	5.612	5.576	5.644
AlIV	2.426	2.346	2.434	2.370	2.440	2.388	2.424	2.356
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.165	1.987	2.217	2.125	2.141	2.330	2.326	2.207
Ti	0.011	0.000	0.013	0.003	0.026	0.014	0.000	0.003
Fe2	0.710	0.763	0.666	0.618	0.884	0.807	1.149	1.141
Cr	0.042	0.049	0.073	0.096	0.085	0.077	0.049	0.040
Mg	9.132	9.323	9.039	9.175	8.892	8.702	8.459	8.635
Mn	0.000	0.002	0.011	0.006	0.007	0.011	0.007	0.000
Ni	0.032	0.024	0.032	0.041	0.040	0.028	0.028	0.020
Sum_Cat	12.092	12.148	12.051	12.064	12.075	11.969	12.018	12.046
CatTOT	20.092	20.148	20.051	20.064	20.075	19.969	20.018	20.046
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Mg_Fe2	12.862	12.219	13.572	14.846	10.059	10.783	7.362	7.568
Mg_MgFe2	0.928	0.924	0.931	0.937	0.910	0.915	0.880	0.883

Sample	FM06957	FM06957	FM08168	FM08168	FM094A73	FM094A73	FM114A87	FM114A87
Analysis	D1CCL2P	05BCL2	01ACL	03CL	01ACL2	05BCL2	D1BCLM	05CLM
Location	950427168	95043011	95043065	95043076	95060563	95060591	95071686	95072120
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	29.45	29.30	28.35	28.35	29.06	29.50	28.85	30.41
TiO2	0.08	0.08	0.10	0.02	0.10	0.00	0.07	0.09
Al2O3	21.30	20.39	19.74	20.69	21.52	20.72	19.89	20.95
Cr2O3	0.26	0.30	0.10	0.06	0.34	0.38	0.44	0.16
FeO	4.62	4.56	7.88	8.19	6.77	7.31	4.57	4.39
MnO	0.01	0.05	0.09	0.04	0.00	0.04	0.01	0.02
MgO	30.08	31.17	29.32	28.32	29.56	29.77	31.29	31.57
NiO	0.19	0.16	0.15	0.13	0.08	0.17	0.25	0.27
H2O	12.50	12.47	12.20	12.22	12.55	12.57	12.35	12.78
Total	98.49	98.48	97.93	98.02	99.98	100.46	97.72	100.64
Si	5.653	5.635	5.576	5.567	5.553	5.628	5.603	5.709
AlIV	2.347	2.365	2.424	2.433	2.447	2.372	2.397	2.291
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AM	2.468	2.253	2.148	2.352	2.396	2.284	2.152	2.340
Ti	0.012	0.012	0.015	0.003	0.014	0.000	0.010	0.013
Fe2	0.742	0.733	1.296	1.345	1.082	1.166	0.742	0.689
Cr	0.039	0.046	0.016	0.009	0.051	0.057	0.067	0.024
Mg	8.608	8.937	8.596	8.290	8.421	8.468	9.059	8.835
Mn	0.002	0.008	0.015	0.007	0.000	0.006	0.002	0.003
Ni	0.029	0.025	0.024	0.021	0.012	0.026	0.039	0.041
Sum_Cat	11.900	12.014	12.110	12.027	11.976	12.007	12.071	11.945
CalTOT	19.900	20.014	20.110	20.027	19.976	20.007	20.071	19.945
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Mg_Fe2	11.601	12.192	6.633	6.164	7.783	7.262	12.209	12.823
Mg_MgFe2	0.921	0.924	0.868	0.860	0.886	0.879	0.924	0.928

Sample	FM114C87	FM114C87	FM115A28D	FM115A28D	FM115B28D	FM115B28D
Analysis	04CL1M	05CL1I	01ACL	01ACL	06ACL3	09BCL2
Location	95072158	95072188	95060678	95061609	95072611	95072621A
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	29.77	29.71	29.02	29.44	30.07	29.05
TiO2	0.13	0.08	0.00	0.12	0.13	0.12
Al2O3	20.82	19.79	21.36	20.20	21.83	20.37
Cr2O3	0.41	0.47	0.36	0.37	0.39	0.26
FeO	5.31	5.53	5.91	5.84	5.87	6.37
MnO	0.02	0.07	0.00	0.01	0.01	0.05
MgO	30.64	31.67	31.77	29.86	30.15	30.10
NiO	0.08	0.30	0.22	0.13	0.18	0.23
H2O	12.61	12.61	12.74	12.40	12.77	12.42
Total	99.79	100.23	101.38	98.37	101.20	98.97
Si	5.661	5.650	5.464	5.696	5.649	5.608
AlIV	2.339	2.350	2.536	2.304	2.351	2.392
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.324	2.082	2.200	2.298	2.434	2.239
Ti	0.019	0.011	0.000	0.017	0.018	0.017
Fe2	0.844	0.880	0.931	0.945	0.922	1.028
Cr	0.062	0.071	0.054	0.057	0.058	0.040
Mg	8.685	8.979	8.917	8.612	8.443	8.663
Mn	0.003	0.011	0.000	0.002	0.002	0.008
Ni	0.012	0.046	0.03	0.02	0.027	0.036
Sum_Cat	11.950	12.080	12.132	11.951	11.904	12.031
CatTOT	19.950	20.080	20.132	19.951	19.904	20.031
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Mg_Fe2	10.291	10.203	9.578	9.113	9.157	8.427
Mg_MgFe2	0.911	0.911	0.905	0.901	0.902	0.894

Sample	ALP02907	ALP02907	ALP054C28	ALP054C28	ALP32110	ALP32110
Analysis	ALiz02	CL01	ALiz08	CL03	ALiz03	CL02
Location	95080222	95080218	95073112A	95073111A	95080206	95080204
Mineral	LIZ	CHL	LIZ	CHL	LIZ	CHL
SiO2	39.89	30.24	41.44	31.47	41.91	32.05
TiO2	0.07	0.00	0.00	0.11	0.00	0.07
Al2O3	5.30	19.45	3.77	16.62	2.73	16.39
Cr2O3	0.46	1.12	0.81	1.81	0.12	0.84
FeO	5.01	2.72	5.31	4.67	5.93	5.93
MnO	0.13	0.04	0.03	0.01	0.20	0.06
MgO	36.95	32.84	35.71	32.39	35.57	32.32
NiO	0.15	0.41	0.14	0.12	0.29	0.24
H2O	12.60	12.67	12.72	12.59	12.61	12.65
Total	100.76	99.49	99.93	99.79	99.36	100.55
Si	3.738	2.862	3.909	2.998	3.986	3.038
AlIV	0.262	1.138	0.091	1.002	0.014	0.962
Sum_T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
AlVI	0.323	1.030	0.328	0.863	0.292	0.887
Ti	0.005	0.000	0.000	0.008	0.000	0.005
Fe2	0.393	0.215	0.419	0.372	0.472	0.470
Cr	0.034	0.084	0.060	0.136	0.009	0.063
Mg	5.162	4.633	5.021	4.601	5.044	4.566
Mn	0.010	0.003	0.002	0.001	0.016	0.005
Ni	0.011	0.031	0.011	0.009	0.022	0.018
Sum_Cat	5.938	5.996	5.841	5.990	5.855	5.994
CatTOT	9.938	9.996	9.841	9.990	9.855	9.994
OH	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
O	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000
Mg_Fe2	13.135	21.549	11.983	12.368	10.686	9.715
Mg_MgFe2	0.929	0.956	0.923	0.925	0.914	0.907

Sample	ALP027111	ALP07238A	ALP369232	FM020014	FM020D24	FM040E39	FM05246	FM059A50	FM062A51
Analysis	04AESPVI	03ESPV	01DESPVI	03AMESP	01AESPVI	02AESPV	02ANESPVM	08BNESPVI	01FESPV
Location	94120544	95042232	95041329	95072716	95072801	95032929	95062422	95041956	95041216
Mineral	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP
SiO2	1.86	0.04	0.10	0.45	0.17	0.59	0.13	0.12	0.13
TiO2	0.09	0.19	0.00	0.05	0.06	0.13	0.00	0.08	0.21
Al2O3	47.05	29.59	47.42	48.17	44.72	55.83	44.57	49.55	51.29
Cr2O3	7.48	27.53	11.49	13.56	14.98	6.08	19.97	13.73	8.37
FeO	26.75	25.77	23.51	21.27	20.98	15.63	19.58	20.01	22.80
Fe2O3	4.37	7.29	5.38	2.16	4.95	2.40	3.09	1.65	2.71
MnO	0.33	0.32	0.20	0.07	0.10	0.15	0.21	0.02	0.13
MgO	6.96	6.33	9.88	11.74	11.34	16.20	12.67	12.53	10.61
NiO	0.23	0.13	0.23	0.31	0.22	0.36	0.17	0.21	0.25
Total	97.12	97.19	98.21	97.80	97.52	97.37	100.39	97.90	96.50
FeO1	30.68	32.33	28.35	23.23	25.43	17.79	22.36	21.49	25.24
Si	0.434	0.010	0.023	0.103	0.040	0.128	0.029	0.027	0.030
Al	12.838	8.926	12.904	12.940	12.250	14.249	11.844	13.176	13.861
Ti	0.016	0.037	0.000	0.009	0.010	0.021	0.000	0.014	0.036
Cr	1.379	5.569	2.097	2.443	2.752	1.041	3.559	2.448	1.517
Fe2	5.224	5.520	4.545	4.057	4.081	2.833	3.695	3.779	4.376
Fe3	0.767	1.404	0.933	0.374	0.866	0.391	0.524	0.280	0.467
Mn	0.065	0.069	0.039	0.014	0.020	0.028	0.040	0.004	0.025
Mg	3.119	2.417	3.403	3.992	3.932	5.234	4.262	4.218	3.630
Ni	0.04	0.027	0.04	0.057	0.041	0.063	0.031	0.038	0.046
Cations	23.982	23.979	23.984	23.989	23.992	23.988	23.984	23.984	23.988
O	32.00	32.000	32.000	32.00	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
Fe3_TRIVAL	0.051	0.088	0.059	0.024	0.055	0.025	0.033	0.018	0.029
Al_TRIVAL	0.858	0.561	0.810	0.821	0.772	0.909	0.744	0.828	0.875
Cr_TRIVAL	0.091	0.350	0.132	0.155	0.173	0.066	0.223	0.154	0.096
Mg_Fe2	0.597	0.438	0.749	0.964	0.963	1.848	1.153	1.116	0.830
Mg_MgFe2	0.374	0.305	0.428	0.496	0.491	0.649	0.536	0.527	0.453

Sample	FM06957	FM08168	FM094A73	FM094A73	FM114A87	FM114C87	FM115A28D	FM115B28D
Analysis	03CNESPV	07BESPVM	01ESPV	03ESPV	03ESPV	11ESPM	02AMESPV	05CNMESPM
Location	95D43D15	95D43D68	95D60596	95D60598	95D72103	95D72203	95D6D663	95D72618
Mineral	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP	ESP
SiO2	0.09	0.15	0.21	0.15	0.11	0.14	0.13	0.20
TiO2	0.00	0.00	0.12	0.04	0.15	0.00	0.05	0.00
Al2O3	58.39	54.20	39.30	42.67	51.41	44.94	53.13	54.59
Cr2O3	6.24	3.34	18.33	16.36	10.36	14.80	9.75	5.98
FeO	17.59	21.67	27.82	27.57	18.26	23.10	19.62	20.54
Fe2O3	0.48	6.33	7.45	6.92	2.45	4.84	3.83	4.05
MnO	0.09	0.33	0.41	0.38	0.17	0.12	0.18	0.21
MgO	14.83	11.52	6.81	7.46	13.48	9.91	13.42	12.52
NiO	0.35	0.41	0.15	0.22	0.37	0.20	0.43	0.42
Total	98.06	97.95	100.60	101.77	96.74	98.05	100.54	98.51
FeO1	18.02	27.37	34.52	33.80	20.46	27.46	23.07	24.18
Si	0.019	0.034	0.050	0.035	0.025	0.033	0.028	0.044
Al	14.813	14.268	11.042	11.678	13.626	12.352	13.613	14.193
Ti	0.000	0.000	0.022	0.007	0.025	0.000	0.008	0.000
Cr	1.062	0.590	3.454	3.002	1.841	2.728	1.675	1.043
Fe2	3.169	4.051	5.551	5.358	3.437	4.509	3.570	3.792
Fe3	0.078	1.064	1.336	1.209	0.415	0.849	0.626	0.672
Mn	0.016	0.062	0.083	0.075	0.032	0.024	0.033	0.039
Mg	4.763	3.839	2.422	2.584	4.516	3.448	4.353	4.120
Ni	0.061	0.074	0.029	0.041	0.067	0.038	0.075	0.075
Cations	23.981	23.982	23.989	23.989	23.984	23.981	23.981	23.978
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
Fe3_TRIVAL	0.005	0.067	0.084	0.076	0.026	0.053	0.039	0.042
Al_TRIVAL	0.929	0.896	0.897	0.735	0.858	0.775	0.855	0.892
Cr_TRIVAL	0.067	0.037	0.218	0.189	0.116	0.171	0.105	0.065
Mg_Fe2	1.503	0.948	0.436	0.482	1.314	0.785	1.219	1.086
Mg_MgFe2	0.600	0.487	0.304	0.325	0.588	0.433	0.549	0.521

Sample	ALP027111	ALP027111	ALP027111	ALP20801	ALP27510C	ALP27510C	ALP302C10
Analysis	01BMTI	1BIL	01BMTI	03AIL	02BMT	03AIL	01CMNMT
Location	94120514	94120533	95030638	95022205	95030636	95030638	95062331
Mineral	MT	ILM	MT	ILM	MT	ILM	MT
SiO2	0.09	0.07	0.20	0.19	0.17	0.13	0.16
TiO2	1.50	46.42	0.85	49.23	0.52	47.29	0.43
Al2O3	1.90	0.01	0.23	0.06	0.02	0.12	0.27
Cr2O3	6.22	0.15	3.68	0.19	2.84	0.16	5.31
FeO	31.17	37.51	31.42	41.46	30.70	38.87	30.53
Fe2O3	56.00	6.77	62.76	3.56	63.61	3.82	60.90
MnO	0.31	3.77	0.00	1.92	0.10	3.40	0.18
MgO	0.36	0.25	0.34	0.60	0.22	0.19	0.16
NiO	0.31	0.11	0.17	0.00	0.28	0.03	0.21
Total	97.86	95.06	99.85	97.21	98.46	94.01	98.15
Si	0.028	0.004	0.061	0.010	0.053	0.007	0.050
Al	0.692	0.001	0.083	0.004	0.007	0.008	0.099
Ti	0.349	1.857	0.196	1.916	0.122	1.909	0.101
Cr	1.519	0.006	0.892	0.008	0.699	0.007	1.308
Fe2	8.060	1.666	8.069	1.794	8.005	1.744	7.965
Fe3	13.016	0.271	14.488	0.138	14.909	0.154	14.283
Mn	0.081	0.170	0.000	0.084	0.026	0.155	0.048
Mg	0.166	0.020	0.156	0.046	0.102	0.015	0.074
Ni	0.08	0.00	0.042	0.00	0.070	0.00	0.053
Cations	23.991	3.997	23.987	4.000	23.993	3.999	23.981
O	32.00	6.000	32.000	6.000	32.000	6.000	32.000

Sample	ALP302C10	ALP369232	FM000034	FM020D24	FM040E39	FM040E39	FM059A50
Analysis	02BIL	01ILM	09A1135	09DMTI	01BILM	01BMT	02BNILM
Location	95062334	95041339	95072824	95072827	95032918	95041207	95041951
Mineral	ILM	ILM	ILM	MT	ILM	MT	ILM
SiO2	0.32	0.21	0.15	0.17	0.01	0.16	0.06
TiO2	50.40	52.05	50.57	1.53	51.71	1.66	53.75
Al2O3	0.14	0.14	0.07	1.20	0.00	1.17	0.06
Cr2O3	0.35	0.16	0.66	10.29	0.26	6.18	0.17
FeO	43.54	41.46	38.01	31.17	40.16	32.04	40.31
Fe2O3	0.32	2.11	3.76	53.18	2.90	57.92	0.97
MnO	1.61	1.59	0.94	0.18	3.29	0.21	0.48
MgO	0.26	2.19	3.74	0.66	1.70	0.40	4.26
NiO	0.08	0.05	0.01	0.32	0.03	0.29	0.00
Total	97.02	99.96	97.91	98.70	100.06	100.03	100.06
Si	0.017	0.010	0.008	0.052	0.000	0.049	0.003
Al	0.009	0.008	0.004	0.433	0.000	0.418	0.003
Ti	1.966	1.944	1.907	0.353	1.940	0.379	1.975
Cr	0.014	0.006	0.026	2.489	0.010	1.482	0.007
Fe2	1.888	1.721	1.593	7.986	1.675	8.136	1.646
Fe3	0.012	0.079	0.142	12.248	0.109	13.220	0.036
Mn	0.071	0.067	0.040	0.047	0.139	0.054	0.020
Mg	0.020	0.162	0.279	0.301	0.126	0.181	0.310
Ni	0.00	0.00	0.00	0.079	0.00	0.071	0.00
Cations	3.997	3.997	3.999	23.988	3.999	23.990	4.000
O	6.000	6.000	6.000	32.00	6.000	32.000	6.000

Sample	FM062A51	FM062A51	FM114C87	FM114C87	FM115B28D
Analysis	02BILM	02EMT	03AMMTI	03EILMI	11AMTI
Location	95041221	95041224	95072131	95072137	95072640
Mineral	ILM	MT	MT	ILM	MT
SiO2	0.09	0.41	0.20	0.06	0.16
TiO2	52.83	2.18	1.56	50.68	3.00
Al2O3	0.05	2.24	1.96	0.07	2.99
Cr2O3	0.23	5.27	6.03	0.47	7.57
FeO	41.31	32.52	31.78	38.15	31.53
Fe2O3	2.05	55.84	57.12	2.42	49.83
MnO	1.09	0.11	0.09	1.22	0.21
MgO	2.78	0.64	0.60	3.49	1.06
NiO	0.07	0.28	0.28	0.03	0.41
Total	100.30	99.49	99.62	96.59	96.76
Si	0.004	0.124	0.061	0.003	0.049
Al	0.003	0.798	0.699	0.004	1.086
Ti	1.952	0.496	0.356	1.939	0.696
Cr	0.009	1.259	1.443	0.019	1.843
Fe2	1.703	8.225	8.053	1.623	8.129
Fe3	0.076	12.696	13.011	0.093	11.548
Mn	0.046	0.028	0.023	0.053	0.055
Mg	0.204	0.289	0.271	0.265	0.487
Ni	0.00	0.068	0.068	0.00	0.102
Cations	3.997	23.983	23.985	3.999	23.995
O	6.000	32.000	32.000	6.000	32.000

Sample	ALP027111	ALP369232	FM020D24	FM040E39	FM05246	FM062A51
Analysis	06AOL	02OL2FR	03BOLP	01AOLINT	02EOL	02BOL
Location	94120572	95041321	95072782	95041202A	95071531	95041258
Mineral	OLI	OLI	OLI	OLI	OLI	OLI
SiO2	37.44	38.51	40.42	39.26	40.13	36.95
FeO	23.59	24.25	14.63	15.53	14.44	25.14
MnO	0.31	0.34	0.21	0.24	0.28	0.36
MgO	36.94	36.44	45.06	43.70	44.82	37.01
NiO	0.25	0.32	0.37	0.44	0.38	0.24
Total	98.53	99.86	100.71	99.17	100.05	99.70
Si	0.995	1.011	1.006	0.999	1.005	0.981
Fe2	0.525	0.532	0.304	0.330	0.302	0.558
Mn	0.007	0.008	0.004	0.005	0.006	0.008
Mg	1.464	1.426	1.672	1.658	1.673	1.465
Ni	0.005	0.007	0.007	0.009	0.008	0.005
CatRII	2.001	1.973	1.987	2.002	1.989	2.036
CatTOT	2.996	2.984	2.993	3.001	2.994	3.017
Mg_Fe2	2.789	2.880	5.500	5.024	5.540	2.625
Mg_MgFe2	0.738	0.728	0.846	0.834	0.847	0.724

Sample	FM06957	FM08168	FM114A87	FM114C87	FM115A28D	FM115B28D
Analysis	04OL	01CMOL	08OLI	01OLib	02AOL	01FOL
Location	95043001	95043019	95071692	95072161	95060647	95071566
Mineral	OLI	OLI	OLI	OLI	OLI	OLI
SiO2	39.59	37.36	39.39	39.54	39.06	38.31
FeO	16.27	28.47	16.38	20.12	18.63	21.51
MnO	0.15	0.63	0.25	0.24	0.30	0.21
MgO	43.64	32.84	43.54	40.22	42.11	38.76
NiO	0.45	0.16	0.37	0.24	0.37	0.36
Total	100.10	99.46	99.93	100.36	100.47	99.15
Si	1.000	1.009	0.998	1.012	0.995	1.002
Fe2	0.344	0.643	0.347	0.431	0.397	0.471
Mn	0.003	0.014	0.005	0.005	0.006	0.005
Mg	1.644	1.322	1.644	1.535	1.599	1.512
Ni	0.009	0.003	0.008	0.005	0.008	0.008
CatRll	2.000	1.962	2.004	1.976	2.010	1.996
CatTOT	3.000	2.991	3.002	2.988	3.005	2.998
Mg_Fe2	4.779	2.056	4.738	3.561	4.028	3.210
Mg_MgFe2	0.627	0.673	0.826	0.781	0.601	0.762

Sample	ALP027111	ALP369232	FM020G24	FM020D24	FM040E39	FM05246	FM059A50	FM062A51
Analysis	05BOPX	02AOPX	01JOPX	01GOPX	02GOPX	01FNOPX	02DOPX	03AOPX
Location	94120585	95041347	95072707	950716153	95041220	95071512	95041915	95041303
Mineral	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX
SiO2	54.09	55.66	56.37	55.20	55.72	55.44	54.84	53.75
TiO2	0.08	0.08	0.13	0.01	0.02	0.07	0.10	0.00
Al2O3	1.69	1.60	2.01	1.54	1.14	1.28	2.05	1.64
Cr2O3	0.03	0.06	0.00	0.07	0.04	0.11	0.00	0.11
FeO	15.02	13.32	10.67	9.44	10.55	8.89	12.47	15.48
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.30	0.24	0.25	0.23	0.13	0.24	0.13	0.27
MgO	28.81	28.92	30.40	32.22	31.52	32.75	30.78	27.75
NiO	0.10	0.11	0.06	0.06	0.08	0.06	0.05	0.04
CaO	0.14	0.22	0.09	0.12	0.09	0.15	0.12	0.14
Na2O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	100.27	100.23	99.98	98.89	99.33	98.99	100.56	99.20
TSi	1.929	1.980	1.988	1.948	1.968	1.949	1.925	1.945
TAI	0.071	0.020	0.012	0.052	0.032	0.051	0.075	0.055
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.000	0.047	0.071	0.011	0.016	0.002	0.010	0.015
M1Ti	0.002	0.002	0.003	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000
M1Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Fe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Cr	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.003	0.000	0.003
M1Mg	0.994	0.946	0.924	0.985	0.981	0.991	0.986	0.981
M1Ni	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001
M2Mg	0.537	0.587	0.674	0.710	0.679	0.726	0.624	0.516
M2Fe2	0.448	0.396	0.315	0.279	0.312	0.261	0.366	0.468
M2Mn	0.009	0.007	0.007	0.007	0.004	0.007	0.004	0.008
M2Ca	0.005	0.008	0.003	0.005	0.003	0.006	0.005	0.005
M2Na	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
M2K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	4.000	4.000	4.000	4.000	3.998	4.000	4.000	4.000
Mg_Fe2	1.199	1.462	2.140	2.545	2.176	2.782	1.705	1.103
Mg_MgFe2	0.774	0.795	0.835	0.859	0.842	0.868	0.815	0.762

Sample	FM06957	FM08168	FM094A73	FM114A87	FM114C87	FM115A28D	FM115B28D
Analysis	02CMOPX	02BNCPX	01ACPX2A	06AOPX	02ENOPX	07BNOPX	04CMOPX
Location	950427174	95043048	95060581	95071927	95072182	95061642	95072604
Mineral	OPX	CPX	CPX	OPX	OPX	OPX	OPX
SiO2	57.39	52.77	57.98	56.76	57.03	55.57	55.77
TiO2	0.05	0.15	0.00	0.11	0.02	0.07	0.08
Al2O3	1.64	1.53	2.05	1.27	1.38	1.51	1.64
Cr2O3	0.09	0.01	0.02	0.07	0.01	0.04	0.10
FeO	9.92	3.96	4.82	10.01	12.33	11.60	12.91
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.26	0.20	0.05	0.31	0.20	0.35	0.26
MgO	31.30	16.19	22.55	31.81	30.17	31.04	28.92
NiO	0.06	0.00	0.13	0.04	0.00	0.06	0.08
CaO	0.13	25.23	12.20	0.11	0.19	0.13	0.16
Na2O	0.02	0.05	0.15	0.04	0.02	0.02	0.04
K2O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	100.86	100.09	99.99	100.53	101.35	100.40	99.96
TSi	1.999	1.929	2.078	1.980	1.994	1.951	1.987
TAI	0.001	0.066	0.000	0.020	0.006	0.049	0.013
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.066	0.000	0.087	0.032	0.051	0.013	0.056
M1Ti	0.001	0.004	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002
M1Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Fe2	0.000	0.113	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Cr	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.003
M1Mg	0.928	0.882	0.909	0.962	0.948	0.982	0.937
M1Ni	0.002	0.000	0.004	0.001	0.000	0.002	0.002
M2Mg	0.697	0.000	0.296	0.692	0.625	0.642	0.599
M2Fe2	0.289	0.008	0.144	0.292	0.361	0.341	0.385
M2Mn	0.008	0.006	0.002	0.009	0.006	0.010	0.008
M2Ca	0.005	0.988	0.488	0.004	0.007	0.005	0.006
M2Na	0.001	0.004	0.010	0.003	0.001	0.001	0.003
M2K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	4.000	4.000	3.998	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg_Fe2	2.412	0.000	2.056	2.370	1.731	1.863	1.556
Mg_MgFe2	0.849	0.879	0.893	0.850	0.913	0.826	0.800

GEOLOGIA DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS (DOMÍNIO NORTE) NA REGIÃO DE SUL A OESTE DE ALPINÓPOLIS - MG.

COMPLEXO CAMPOAS			GRANITO - "GREENSTONE BELT"		UNIDADE DE COBERTURA	
DOMÍNIO NORTE		ASSOCIAÇÃO MORHO DO FERRO		CÓDIGO		
SEQUÊNCIA	VULCANO SEDIMENTAR	TERREÇOS ORTOGNÁISSAS - MIGMATITICOS-GRANÍTICOS		DIQUES TOLEIÍTICOS		
					AI Aluviões (Sedimentos argilo-arenosos)	
					pEB GRUPO BAMBUI (Rochas metasedimentares carboníferas)	
					pEAC GRUPO(S) ANAXÁ - CANASTRA (Quartzitos, sericita-quartzitos, filitos, metagrauwacks)	
					ocorrência pontual	
					Microgabros intergranulares, esparsamente porfíricos (DI)	
					Microgabros microgranofíricos (DM)	
					Olivina microgabros subfílicos (DS)	
					Anfibolitos blasto-porfíricos, blasto-subfílicos (DA)	
					pECG _N D	
					FAIXA SERRA DO DONDÓ Biotita ortognáissas cinza tonalíticas/grandioríticas, c/ núcleos de (hbl) biotita tonalítica tipo "Serra do Dondó" remanescentes. Localmente feições migmatíticas/antexilíticas. Granitos s.s. subordinados.	
					pECG _N A	
					FAIXA CÔRREGO DAS ALMAS Biotita ortognáissas cinza granodioríticas, bandadas/estratificadas, c/ núcleos de biotita tonalítica tipo "Córrego das Almas" intercalados.	
					pECG _N M	
					FAIXA MUMBUCÁ Biotita ortognáissas cinza e rosadas, granodioríticas a graníticas, c/ núcleos de biotita tonalítica/migmatíticas. Feições migmatíticas/antexilíticas localmente bem desenvolvidas.	
					A A A A	
					Corpos predominantemente metatramfíticos, com clorita-tremolita/hbl xistos/fels ± olivina e/ou anfotilita, serpentinitas, (clorita) serpentinita-falso xistos carbonáticos, falso xistos e metapeliteiros. Anfotilitas e metasedimentos (BIF, granado-qtzo, micasitos ± estaurol. e/ou sillim.) subordinados.	
					(A) (A)	
					Idem, intercalações lenticulares menores, ocorrências pontuais	
					A A	
					Ocorrência de textura spinifex pseudomórfica	
					A A	
					Corpos predominantemente metatramfíticos, c/ (espinalha e/ou clorita) olivina e/ou ortopiraxenita - hbl xistos/fels, serpentinitas e falso xistos. Anfotilitas (em parte c/ opa ± opa ± gran.) e metasedimentos (BIF, granado-qtzo micasitos ± estaurol. e/ou sillim.) subordinados.	
					(A) (A)	
					Idem, intercalações lenticulares menores, ocorrências pontuais	
					V V V V	
					Anfotilitas grano-nematoblásticas	
					(V)	
					Idem, ocorrências pontuais	
					Metasedimentos (granado-qtzo micasitos ± estaurol. e/ou sillim.) predominantes	
					Formações ferríferas bandadas (qtzo + mlt. gran.) e micasitos (qtzo + granado ± ferossilite ± granulite)	
					Metapeliteiros	
					pECG _S	
					Biotita granosa indiferenciada, com intercalações anfotiliticas e/ou metatramfíticas e/ou metasedimentares	
					Associação metatramfítica - metasedimento granopelítico. Talc-clorita clinozóisomita, xistos (clorita) granado-quartzita microlita, quartzitos, formações ferríferas/manganeíferas. Ocorrência gneissoclastica de clonita (Kf) e muscovita granífera	

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

CONTATOS	FOLIAÇÕES, LINEAÇÕES
Observado/definido	Foliação vertical, de alto (>60°), média (30° a 60°) e baixo (<30°) ângulo
Inferido	
Cisalhada	Lineação de estiramento, c/ indicação de mergulho/horizontal
Suposto	Estria de folha c/ indicação de mergulho
ZONAS DE CISALHAMENTO	
Direcional, alto/médio ângulo c/ indicação do sentido de desl. locamente	MII Foliação milonítica
Idem, traçoado inferido	
Baixo/médio ângulo (superfície de cavalgamento)	
OCORRÊNCIAS MINERAIS EM DESTAQUE	
	Cr Cromita
	Ky Clonita

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

Como nos quadriculais IBGE - 1:50.000 (15' x 15')/7700, 326, etc - coordenadas UTM

"PETROLOGIA DA SUÍTE METATRAMFÍTICA DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO FERRO NA REGIÃO DE SUL A OESTE DE ALPINÓPOLIS, MG. (DOMÍNIO NORTE DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS)"

ANEXO I DA TESE DE DOUTORAMENTO

De: **GERGELY A. J. SZABÓ**
Orientadora: **Profa. Dra. MARIA ANGELA F. CANDIA**
IG-USP, 1996
Geologia: **GERGELY A. J. SZABÓ**

LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS / AFLORAMENTOS DE ROCHAS METAULTRAMÁFICAS C/ANÁLISES DISPONÍVEIS (COMPOSIÇÃO QUÍMICA EM ROCHA TOTAL, QUÍMICA MINERAL E ELEMENTOS TERRAS RARAS), E PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS DE TONALITOS / ORTOGNAISSES TONALÍTICOS TIPO SERRA DO DONDÓ (■) E CÓRR. DAS ALMAS (▲)

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

Como nas quadriculas IBGE - 1:50.000 (15' x 15')/7700, 328, etc. - coordenadas UTM

"PETROLOGIA DA SUÍTE METAULTRAMÁFICA DA SEQUÊNCIA
VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO FERRO NA REGIÃO DE
SUL A OESTE DE ALPINÓPOLIS, MG.
(DOMÍNIO NORTE DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS)"

ANEXO II DA TESE DE DOUTORAMENTO

De: **GERGELY A. J. SZABÓ**

Orientadora: **Profa. Dra. MARIA ANGELA F. CANDIA**

IG - USP, 1996

Geologia: **GERGELY A. J. SZABÓ**

/24 - 20C / 24	73 - 94A / 73
20D / 24	75 - 96 / 75
/28A, D - 24 / 28A	77 - 102A / 77
115A / 28D	102B / 77
115B / 28D	
/34 - 33 / 34	87 - 114A / 87
/39 - 40E / 39	114C / 87
/46 - 52 / 46	
/50 - 59A / 50	
/51 - 62A / 51	
/57 - 69 / 57	
/68 - 81 / 68	

AMOSTRAS ANALIZADAS
POR AFLORAMENTOS

PREFIXO: **SZFM**   PREFIXO: **SZALP**

SF - 23 - V - A - VI - 4   SF - 23 - V - B - IV - 3

FORTALEZA DE MINAS   ALPINÓPOLIS

*Base Topográfica: folhas IBGE 1:50.000 - Ed 1970

/01 - 33 / 01	/11 - 27 / 11 (C)	/74 - 320 B / 74
208 / 01	27 / 11 (D)	320C / 74
/07 - 29 / 07	194 / 11	/93 - 164 B / 93
	378 / 11	/104 - 375A / 104C
	379 / 11	/162 - 253 / 162
/10 - 269 / 10	/27 - 51 / 27	/186 - 377 / 186
275 / 10		/202 - 309B / 202
302A / 10	/28 - 54C / 28	/232 - 369 / 232
302C / 10		
302E / 10	/36 - 71A / 36	
302F / 10	72 / 36	
(A) 302G / 10	/46 - 90C / 46	
(B) 302G / 10	96 / 46	
321 / 10		

SIMBOLOGIA

○ QUÍMICA ROCHA TOTAL
(Fluorescência raios X)

+ QUÍMICA MINERAL
(Microsonda eletrônica)

X ELEMENTOS TERRAS RARAS - ETR
(Ativação neutrônica)

/ ETR (parcial)

● Afioramentos de rochas metatramáficas analisadas
■ Tonalitos tipo Serra do Dondó
▲ Tonalitos tipo Córrego das Almas