

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA,
QUÍMICA MINERAL E PETROGÊNESE DO
KIMBERLITO ALFEU I - CANGUÇU/RS
*E UMA REVISÃO CONCEITUAL DE MAGMATISMO
E ROCHAS KIMBERLÍTICAS***

CARLOS AUGUSTO SILVA PROVENZANO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição
COORIENTADOR – Dr. Francisco Valdir Silveira

Porto Alegre - 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA,
QUÍMICA MINERAL E PETROGÊNESE DO
KIMBERLITO ALFEU I - CANGUÇU/RS
*E UMA REVISÃO CONCEITUAL DE MAGMATISMO
E ROCHAS KIMBERLÍTICAS***

CARLOS AUGUSTO SILVA PROVENZANO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

COORIENTADOR – Dr. Francisco Valdir Silveira

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr Débora Correia Rios – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr Lauro Valentim Stoll Nardi – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr Wilson Wildner – Instituto de Geociências, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para obtenção do
título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre –2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silva Provenzano, Carlos Augusto

Caracterização petrográfica, química mineral e petrogênese do kimberlito Alfeu I - Canguçu/RS e uma revisão conceitual de magmatismo e rochas kimberlíticas . / Carlos Augusto Silva Provenzano. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[215 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Rommulo Vieira Conceição
Coorientador(es): Francisco Valdir Silveira

1. Kimberlitos 2. Química mineral 3. Petrogênese 4. Manto I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 2310

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, familiares e amigos que ajudaram e espelharam a minha formação e assim fazem parte do estilo de construção desse trabalho. Agradeço a minha esposa Renata e filho Leonardo que souberam conviver bem com meus momentos de fúria, falta de tempo, impaciência e que me deram forças. Não posso esquecer-me da colega que muito me ajudou, a geóloga e petrógrafa da CPRM Andrea Sander, também agradeço ao colega Joao Henrique Wustrow Castro, chefe do laboratório de sedimentologia da CPRM, ao Jorge Henrique Laux pelos artigos, livros e dicas, ao Wilson Wildner e a Andreia Monteiro pela troca de ideias e ao José Luciano Stropper pela troca de ideias, trabalhos, revisões e por me estimular a não deixar a peteca cair no final. Ao Francisco Valdir Silveira por me inserir no projeto Diamante Brasil, ao Daniel Cirilo Borges, técnico prospector, a equipe de cartografia da CPRM (Álvaro, Daniel, Raquel, Rui e Ademir). A Susan, técnica do laboratório de microsonda eletrônica da UFRGS e a chefe do laboratório, Marcia Elisa Boscato Gomes. A Cristine Lenz e Márcio Souza da UFRGS pela ajuda. A bibliotecária da CPRM Ana Lúcia Borges Fortes Coelho pela correção e padronização das referências bibliográficas. A Lucy Takehara Chemale pelo grande apoio no final e aos Russos.

Ao orientador Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição pelo apoio, discussões e correções precisas.

A todos que me esqueci de citar e que de certa forma sabem que me ajudaram nesse trabalho.

Muito Obrigado.

Resumo

O kimberlito Alfeu-I é uma chaminé vulcânica intrusiva na Suíte Pinheiro Machado no domínio Batólito Pelotas, que ocorre na porção leste do Escudo Sul Rio Grandense (ESRG). O corpo apresenta uma forma semicircular com diâmetro ≈ 20 m.

As feições texturais e estruturais primárias e a mineralogia encontradas nas rochas deste corpo indicam que, pelo nível de exposição atual, podem ser relacionadas ao fácies diatrema. A rocha é composta por fenocristais e megacristais/macrocrístais de composição variada (micas, espinélio, granada, ilmenita e piroxênios), em matriz intersticial com clastos acrescionários (lapilli peletal) e líticos, tanto de autólitos quanto xenólitos do manto e das encaixantes. Ao microscópio ótico possuem textura inequigranular seriada, composta por macrocrístais de micas, espinélio, granada e ilmenita; fenocristais de flogopita e microfenocristais de clinopiroxênio e raramente olivina, circundados por matriz afanítica de coloração castanha. Os dados de campo e observações petrográficas permitem classificar o kimberlito Alfeu I como: kimberlito intrusivo e coerente (ICK) (Smith *et al.* 2008); fácies diatrema – kimberlito tufisítico (Clement; Skinner, 1985); ou kimberlito vulcanoclástico (Mitchell, 1986; 1995). Conforme Mitchell (1995), o corpo é um kimberlito do Grupo II, como mostra a abundância de macro e fenocristais de flogopita.

A petrografia e mineralogia do Alfeu-I são compatíveis aos kimberlitos do Grupo II. No entanto, a química mineral indica aspectos transicionais entre kimberlitos do Grupo I e II e lamproitos. Ou seja, a petrogênese do Alfeu-I é similar a de outros “magmas mantélicos metassomatizados” potássicos sem forte afinidade com um clã ou grupo particular. Este estudo demonstra que o corpo Alfeu-I compartilha características petrológicas e geoquímicas que podem ser relacionadas aos três tipos de rochas (kimberlitos do Grupo I e II e lamproitos). As conclusões baseadas nas revisões e investigações da química mineral apontaram para composições: **(i)** transicionais entre kimberlitos do Grupo I – Grupo II – e lamproito; **(ii)** relacionadas a um manto espinélio lherzolítico associado à piroxenitos e eclogitos; **(iii)** enriquecidas em profundidades mais rasas que as comuns para magmas “kimberlíticos”; **(iv)** com pequenas indicações de um manto profundo e remanescente do facie granada lherzolito. Estas conclusões indicam que o magmatismo da formação Serra Geral tem estreita relação com o magmatismo alcalino e recente da porção sul brasileira.

Abstract

The Alfeu-I kimberlite is an intrusive volcanic chimney in Suite Pinheiro Machado of the Batholith Pelotas domain, which occurs in the eastern portion of the Rio Grande do Sul Shield (ESRG). The body has a semicircular shape with a diameter ≈ 20 m. Textural and primary structural features and mineralogy observed in the rocks of this body indicate that at current exposure level can be related to diatreme facies.

The Alfeu-I rock is composed of phenocrysts and megacrystals / macrocrystals of varied composition (mica, spinel, garnet, ilmenite and pyroxene) in interstitial matrix with accreted clasts (lapilli peletal) and lithic, as mantle autoliths and xenoliths and surrounded rocks. In the optical microscope have serial inequigranular texture, composed of mica, spinel, garnet and ilmenite macrocrystals; phlogopite phenocrysts and rarely clinopyroxene and olivine microphenocrystals, surrounded by brown color rocks with aphanitic matrix. The field data and petrographic observations allowed classifying the kimberlite Alfeu-I as: intrusive and coherent kimberlite (ICK) (Smith et al 2008); diatreme facies of kimberlite tuff (Clement; Skinner, 1985); or volcanoclastic kimberlite (Mitchell, 1986; 1995). As Mitchell (1995), the body is a kimberlite Group II type, as shown by plenty of macro and phenocrysts of phlogopite.

Despite the petrography and mineralogy of Alfeu-I are compatible to kimberlites Group II type, the mineral chemistry indicates transitional points between Group I and II kimberlite and lamproites. It means that the petrogenesis of Alfeu-I is similar to other potassic "magmas from metassomatized mantle" without any strong affinity with a particular clan or group. And demonstrates that the Alfeu I-body shares petrological and geochemical characteristics that can be related to these three types of rocks (kimberlites Group I and II and lamproites). The findings based on the review and investigation of mineral chemistry compositions pointed to: (i) transitional between kimberlites Group I -Group II - and lamproite; (ii) related to a mantle spinel lherzolitic associated with pyroxenites and eclogites; (iii) enriched in shallower depths common to "kimberlitic" magmas; (iv) with minor indications of a deep, remaining mantle lherzolite garnet facie. These findings indicate that the magmatism of the Serra Geral formation is closely related to the alkaline magmatism and recent Brazilian southern portion.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	ESCOPO E PROPÓSITO DA INVESTIGAÇÃO	16
1.2	TRABALHOS PRÉVIOS.....	18
1.3	OBJETIVOS E MÉTODOS	18
1.3.1	<i>Métodos</i>	19
1.3.1.1	Métodos laboratoriais de análises de minerais pesados utilizados na Pesquisa de Diamante: laboratório de Sedimentologia da CPRM-POA, Serviço Geológico do Brasil	19
1.3.1.2	Microsonda eletrônica.....	20
1.3.2	<i>Geologia Regional</i>	21
1.3.3	<i>Geologia Local</i>	25
2	PETROGÊNESE, MAGMATISMO E PROCESSOS TECTÔNICOS	28
2.1	ENTENDIMENTO DE MODELOS DE MAGMATISMO E PROCESSOS TECTÔNICOS	28
2.2	CARACTERÍSTICAS DAS SÉRIES MAGMÁTICAS ASSOCIADAS AOS DIFERENTES AMBIENTES TECTÔNICOS	30
2.3	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE MAGMAS PRIMÁRIOS.....	33
2.4	HETEROGENEIDADES DO MANTO.....	34
2.4.1	<i>Composição Química e Mineralogia do Manto</i>	36
2.4.1.1	Xenólitos e Xenocristais Mantélicos.....	39
2.4.1.2	Sistema Análogo aos Xenólitos do Manto.....	41
2.4.2	<i>Heterogeneidades x Composição Química e Mineralogia do Manto</i>	42
2.4.3	<i>Elementos x Processos de Fusão Parcial no Manto</i>	44
3	MAGMATISMO ALCALINO: POTÁSSICO - ULTRAPOTÁSSICO	46
3.1	KIMBERLITOS.....	49
3.1.1	<i>fases primárias</i>	49
3.1.2	<i>Definição</i>	50
3.1.3	<i>Kimberlitos do Grupo II</i>	53
3.1.4	<i>Lamproítos</i>	53
3.1.5	<i>Lamprófiros</i>	54
4	PETROGRAFIA	56
4.1	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	56
4.2	DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA	60
4.3	KIMBERLITO ALFEU-I - CLASSIFICAÇÃO	67
5	ESTRUTURAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA E PARAGÊNESE DOS MINERAIS	70
5.1	GRUPO DA OLIVINA	71
5.1.1	<i>Olivinas em kimberlitos do Grupo I</i>	73
5.1.2	<i>Paragêneses das olivinas nos kimberlitos Grupo II</i>	74
5.1.2.1	Composições nos kimberlitos do Grupo II.....	76

5.1.3	<i>Olivinas em lamproítos</i>	76
5.2	GRUPO DOS PIROXÊNIOS.....	77
5.2.1	<i>Nomenclatura dos piroxênios: Vinte nomes de minerais e seus agrupamentos</i>	78
5.2.2	<i>Paragêneses dos piroxênios nos kimberlitos (Grupo I e II) e rochas da família</i>	84
5.2.2.1	Megacristais e intercrescimentos clinopiroxênio – ilmenita (PARAGÊNESES I E II)	85
5.2.2.2	Intercrescimento piroxênio-granada (PARAGÊNESE III)	86
5.2.2.3	Exsoluções de intercrescimento no piroxênio (PARAGÊNESE IV)	87
5.2.2.4	Microfenocristais ou fases da matriz de piroxênios em kimberlitos hipoabissais (PARAGÊNESE V)	87
5.2.2.5	Piroxênios no fácies diatrema (PARAGÊNESE VI)	87
5.2.2.6	Clinopiroxênio em Kimberlitos do Grupo II	88
5.2.2.7	Comparações entre piroxênios de kimberlitos do Grupo I e II	89
5.2.2.8	Comparações com piroxênios em Lamproítos	90
5.2.2.9	Comparações com piroxênios de Lamprófiros Ultramáficos.....	90
5.2.2.10	Comparações com piroxênios de Minetes	90
5.2.2.11	Clinopiroxênios de composições similares em outras rochas alcalinas	91
5.2.2.12	Ortopiroxênio.....	91
5.3	GRUPO DAS GRANADAS	93
5.3.1	<i>Composição química, estrutura tipo e paragênese</i>	93
5.3.2	<i>Granadas em kimberlitos</i>	95
5.3.2.1	Estatísticas e variação composicional	96
5.4	GRUPO DAS MICAS	98
5.4.1	<i>Subdivisões</i>	99
5.4.2	<i>Princípios para a classificação</i>	100
5.4.3	<i>Paragênese</i>	101
5.4.4	<i>Flogopita</i>	102
5.4.5	<i>Substituições comuns às micas trioctaédricas</i>	102
5.4.6	<i>Micas em kimberlitos do Grupo I</i>	105
5.4.7	<i>Micas em kimberlitos do Grupo II</i>	106
5.4.7.1	Varição de $Al_2O_3 - TiO_2$ em micas de kimberlitos do Grupo II.....	107
5.4.7.2	Varição de $Al_2O_3 - FeO_7$ em micas de kimberlitos do Grupo II	108
5.4.7.3	Macrocrístais x microfenocristais de micas em kimberlitos do Grupo II.....	109
5.4.7.4	Outros elementos menores nas micas em kimberlitos do Grupo II	109
5.4.7.5	Microxenólitos de micas aluminosas em kimberlitos do Grupo II.....	110
5.4.7.6	Macrocrístais de biotitas aluminosas	112
5.4.8	<i>Micas em lamproítos</i>	113
5.4.9	<i>Micas em minetes</i>	114
5.4.10	<i>Micas em lamprófiros ultramáficos</i>	115
5.4.11	<i>Comparação entre as micas de kimberlitos do Grupo I, II e rochas associadas</i>	115
5.5	ILMENITAS	116
5.5.1	<i>Tendência de enriquecimento em Mg</i>	117
5.5.2	<i>Variações composições das ilmenitas nos kimberlitos e outras rochas</i>	118

6	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS QUÍMICA MINERAL	119
6.1	QUÍMICA MINERAL APLICADA - CÁLCULOS DAS FÓRMULAS DOS MINERAIS, GRÁFICOS DE CLASSIFICAÇÃO E INTERPRETAÇÕES	120
6.1.1	<i>PIROXÊNIOS</i>	120
6.1.2	<i>Micas</i>	140
6.1.3	<i>Granadas</i>	149
6.1.4	<i>Ilmenitas</i>	163
6.1.5	<i>Olivinas</i>	183
7	CONCLUSÕES.....	188
7.1	QUÍMICA MINERAL.....	188
7.1.1	<i>Piroxênios</i>	188
7.1.2	<i>Micas</i>	190
7.1.3	<i>Granadas</i>	191
7.1.4	<i>Ilmenitas</i>	191
7.1.5	<i>Olivinas</i>	193
7.2	FECHAMENTO.....	194
7.2.1	<i>Recomendações</i>	195
8	REFERÊNCIAS.....	197

Lista de Figuras:

Figura 1.1 - Contexto tectono-geológico e localização do Alfeu-I. Fig. modificadas de Wildner et al. (2008).	17
Figura 1.2 – (A) Imagem do campo magnético anômalo total; (B) Imagem do tema magnético da primeira derivada vertical. Fonte: CPRM (2010).	24
Figura 1.3 – (A) posicionamento do afloramento em planta no Google Earth (acesso em 07/2013) com zona de cisalhamento NE e fratura NW; (B) Corte de estrada com a intrusão Alfeu-I marcada por estilo característico de chaminé (com ≈ 20m de extensão e 2,5m de altura) que contrasta com embasamento de cores laranja; (C) aspecto macro da rocha com fragmentos lapilli peletal, xenólitos mantélicos, xenocristais e matriz de cor preta argilosa.	26
Figura 2.1 - - Diagrama TAS com modelo distribuição das séries magmáticas. (obtida de KNIJNIK, 2011).	31
Figura 2.2 – Dois modelos de reservatórios mantélicos e sua relação com a dinâmica do manto. (A) Modelo de convecção em camadas no qual a descontinuidade de 660 km representa o limite entre manto convectivo e manto primitivo. (B) Modelo de convecção total, segundo o qual o manto é homogêneo exceto pela presença de material primitivo e crosta reciclada na base do manto. Reservatórios geoquímicos: verde – manto empobrecido (DMM); roxo – manto “primitivo” (alta razão $^3\text{He}/^4\text{He}$); azul claro – crosta enriquecida reciclada (CER). Feições convectivas: azul – placa oceânica; vermelho – plumas. Obtida de COSTA (2012) que modificou de TACKLEY (2000).	36
Figura 2.3 – Seção esquemática das fases do manto sob a crosta continental e oceânica sem a ocorrência de zona de subducção (obtida de WILSON, 1989).	37
Figura 2.4-(a) Fases de transição subsolidus para um manto anidro lherzolítico. As bandas com pontilhados pequenos indicam as fases de transição de alta pressão, já a região de fusão parcial, é delimitada banda com pontilhados maiores, entre a linha solidus e liquidus. (b) Seção vertical do manto ao longo das geotermas subsolidus, indicadas em (a). Obtidas de Wilson (1989). (c) Diagrama de pressão versus temperatura que exhibe as fases sólidas e seus limites composicionais, que definem as fácies: plagioclásio (pl); espinélio (sp); e granada (gt) peridotitos. Obtida de PEARSON et al. (2003).	38
Figura 2.5 – Classificação modal de rochas ultramáficas, diagrama Ol-Opx-Cpx. No interior do campo dos peridotitos (Ol >40), a ocorrência de espinélio ou granada na assembleia mineral pode levar a novos tipos de rochas classificadas como: granada lherzolito – granada harzbugito, e espinélio lherzolito - espinélio harzbugito (HARTE, 1983). Ol = olivina.	39
Figura 2.6 - Diagrama de fases do sistema anidro forsterita-diopsídio-enstatita em uma pressão de cerca de 20 kbar, utilizado como um potencial análogo a um sistema manto. Lembre que as fases minerais em peridotitos naturais são soluções sólidas ao invés dos simples membros finais exibidos nesse diagrama, e assim as presentes relações de fases devem ser mais complicadas (WILSON, 1989).	41
Figura 3.1 - O "modelo Sul-Africano clássico" de um pipe de kimberlito (MITCHELL, 1986) com a nomenclatura antiga (lado esquerdo da figura) e um sistema de nomenclatura mais simples e revisado (lado direito da figura) para descrever as rochas de sistemas magmáticos kimberlíticos como sugerido por Mitchell (1995), Kjarsgaard (2003) e Sparks et al. (2006). Figura adaptada de Kjarsgaard (2007).	51

Figura 5.1–Fluxograma, de Morimoto et al.(1988), onde exhibe a ordem de ocupação ideal de cátions entre as posições T, M1 e M2 dos piroxênios. Apenas estão incluídos os cátions representativos. As setas indicam a ordem de preenchimento das posições.	78
Figura 5.2 - Diagrama Q-J para piroxênios que define a classificação e os campos composicionais dos membros extremos aceitos. Abreviações e composições dos membros extremos estão na Tabela 5.3.	80
Figura 5.3 - Intervalos de composições dos clinopiroxênios de Ca-Fe-Mg com nomes aceitos, de Morimoto et al. (1988).	82
Figura 5.4 - Intervalos de composições de ortopiroxênios com nomes aceitos, de Morimoto et al. (1988).	82
Figura 5.5–De Morimoto et al. (1988), com nomes aceitos para os piroxênios de Na e Quad, que representa a área dos piroxênios de Ca-Mg-Fe (cf. Figura 5.3 e Figura 5.4).	83
Figura 5.6 – Diagrama Q-J de Morimoto et al. (1988), onde ele exemplifica as composições de alguns piroxênios incomuns, numerados de 1 a 8 e com valores de “Q” menores que 1,62 e de Mn menor que 0,08 átomos por unidade de fórmula (cf. Tabela 3 em Morimoto 1988).	84
Figura 5.7 - Composições de clinopiroxênios de kimberlitos do Grupo II comparados com os de clinopiroxênios em kimberlitos do Grupo I, em minetes, e lamproítos. Obtida de Mitchell (1995).	89
Figura 5.8 – Campos composicionais gerados para Al versus Ti (atômico) de clinopiroxênios de kimberlitos do Grupo II, lamproítos, Kapamba lamproítos, lavas da Província Romana, minetes e kamafugitos de Uganda. Obtida de Mitchell (1995).	91
Figura 5.9 - Porção da estrutura tipo granada projetada ao longo do eixo z. Rede que exhibe a alternância entre sítios octaédricos (em marrom) e tetraédricos (em azul) e os cátions {X}, sítio dodecaédrico, representados em verde (obtida de GRAVINA, 2009).	94
Figura 5.10 - Composições (átomos/22 oxigênios) de micas de kimberlitos do Grupo II plotadas no sistema ternário Al-Mg-FeT. O Fe total é expresso em Fe ²⁺ . EAST = "eastonita". SID = siderofilita. PHL = flogopita. ANN = annita. TFP = tetraferroflogopita. TFA = tetraferriannita. Figura obtida de Mitchell, (1995).	107
Figura 5.11 - Variação composicional das flogopitas aluminosas de três microxenólitos dos kimberlitos do Grupo II de Swartruggens. Obtida de Mitchell, 1995.	112
Figura 5.12 - Relações de fase no sistema MgTiO ₃ -FeTiO ₃ -Fe ₂ O ₃ a 1300°C. Campo pontilhado = composições de megacrístais de ilm.. As linhas sólidas com setas indicam a reação de Haggerty et al. (1979) e tendências magmáticas correspondentes ao enriquecimento em magnésio e manganês (reaction trend). As linhas tracejadas são contornos da fugacidade de oxigênio. Figura de Mitchell (1986).	118
Figura 6.1 – Classificação Q x J, em átomos por unidade de fórmula (a.p.f.u), onde 51 análises (17 grãos) minerais são Quad e 39 análises (13 grãos) minerais são Ca-Na. Modificada de Morimoto et al. (1988).	123
Figura 6.2 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida na microsonda do mineral separado como olivina no laboratório, mas possui composição de onfacita (ponto 15) e augita (pontos 13 e 14). Pontos 13, 14 e 15 correspondem às análises 25, 26 e 27 na Tabela 6.2.	124
Figura 6.3 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida na microsonda do mineral separado como cpx no laboratório e que possui composição de onfacita (pontos 26 e 27) – augita (ponto 25). Pontos 25, 26, 27 correspondem às análises 70, 71, 72 na Tabela 6.2.	124
Figura 6.4 - As 51 análises/17 grãos (Quad) empregadas no diagrama ternário (Wo x En x Fs) de classificação dos termos Ca-Mg-Fe (a.p.f.u). Modelo de diagrama modificado de Morimoto et al. (1988).	125

- Figura 6.5 - Diagrama ternário de classificação para piroxênios Ca-Na e Na onde os 13 grãos minerais ou 39 análises do campo Ca-Na (cf. Figura 6.1) foram classificadas. Quad ($Q = Wo + En + Fs$), *Jd* e *Ae* normalizados (a.p.f.u). Modificada de Morimoto et al. (1988)..... 126
- Figura 6.6 - Diagrama Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 para todos os cpx analisados. CGP: é o campo de cpx derivados de manto granada peridotito "on-cráton". CLS: clinopiroxênios derivados de espinélio lherzolito e de granada peridotitos "off-cráton". CPP: clinopiroxênios derivados de eclogitos, piroxenitos e megacristais. (Gr=granada, Sp=espinélio). Modificada de Ramsay e Tompkins (1994) e Silveira (2006). 129
- Figura 6.7 - Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 para os cpx do Alfeu-I comparados aos cpx das diatremas Janjão, Pandolfo e Lamedor. Campo Premier kimberlites (Cráton Kaapvaal, África do Sul) = cpx de xenólitos espinélio peridotitos; AB = cpx de Sp-, Sp+Grt e Grt- peridotitos de basaltos alcalinos; APIP = nódulos peridotíticos de pipes do Alto Paranaíba; Lamproitos = de Mitchell e Bergman (1991); K G-I = cpx de kimberlitos do Grupo I da Província kimberlítica de Gibeon (Namíbia). Modificada de Barabino et al. (2007). 130
- Figura 6.8 – Campos posicionais do Al x Ti para os cpx do Alfeu-I comparados aos campos de cpx de kimberlitos do Grupo II (orangeitos), de diversos lamproítos, de Kapamba lamproítos, de lavas da Província Romana e de kamafugitos de Uganda. Figura modificada de Mitchell (1995). 131
- Figura 6.9 - Dados químicos CaO versus Cr_2O_3 para os cpx do Alfeu-I. Figura modificada de QUIRT (2004). 132
- Figura 6.10 - Dados químicos de Na_2O versus $Ca/(Ca+Mg)$ dos cpx comparados ao campo de composições de cpx (Cr-diopsídio) de xenólitos e xenocristais kimberlíticos, segundo Cabtree et al., 2003. Figura modificada de CRABTREE et al. (2003). 133
- Figura 6.11 - Imagem tridimensional que ilustra 134
- Figura 6.12 – Gráficos ternários de distribuição de cátions com linhas separadoras empíricas entre cpx kimberlíticos e cpx 'crustais'. Modificados de QUIRT (2004). 135
- Figura 6.13 – Gráfico ternário que ilustra os campos com forte assinatura crustal e com assinatura mantélica peridotítica/kimberlítica. (A) Dados do Alfeu-I; (B) Dados de Fipke et al., (1989). Modificada de Quirt (2004). 136
- Figura 6.14 – Diagrama $100(Al_2O_3/SiO_2)\%$ v.s. $100(MgO/MgO+FeO)\%$ que discrimina campos de diferentes composições de rocha fonte para química de ortopiroxênios: **ODH** – opx de harzburgitos diamantíferos; **ODL** – opx de lherzolitos diamantíferos; **OEC** – opx de xenólitos eclogíticos/piroxeníticos; **OGP** – opx de granada peridotitos de localidades cratônicas; **OGM** – opx de granada peridotitos e megacristais de localidades cratônicas; **OSP** – opx de espinélio lherzolitos. Modificada de Ramsay e Tompkins (1994). 137
- Figura 6.15 – Diagrama CaO (%) v.s. $Cr_2O_3(\%)$ para opx, onde estão plotadas amostras de opx de lherzolitos do Alfeu-I e de Cabo Verde. O campo sp-lherzolitos férteis com 17% - 20% de cpx é baseado nos dados da província vulcânica de Veneto (BECCALUVA et al., 2001a) e São Carlos (GALER ; O'NIONS, 1989). O campo de sp-lherzolitos férteis com 8% - 17% de cpx da Antártida (COLTORTI et al., 2004), Escócia (PRAEGEL, 1981; UPTON et al., 1999), SE da Austrália (YAXLEY et al., 1998), Eifel (STOSCH & SECK, 1980), Sardinia (BECCALUVA et al., 2001b), Ilhas Canárias (WULFF-PEDERSEN et al., 1996) e Hawaii (SEN et al., 1993). O campo de gt-lherzolitos cratônicos, com 5%–8% de cpx, é baseado nos dados de Somerset Island (kimberlitos do Canadá) (SCHMIDBERGER & FRANCIS, 1999), Cráton Siberiano (O'REILLY & GRIFFIN, 1996) e Cráton Kaapvaal (BONADIMAN et al., 1999; SALTZER et al., 2000). O campo do gt-lherzolito não cratônico, com cpx >8%, é baseado em dados de maciços básico ultrabásico da província alcalina Vitim (GLASER et al., 1999; IONOV,

- 2004), China (XU et al., 2000), Patagônia (KEMPTON et al., 1999) e Rússia (MALKOVETS et al., 2003). Grãos de enstatita em acondritos e condritos (ach/ch) são de Mittlefehldt et al. (1996) e McCoy et al. (1997). Figura modificada de Bonadiman et al. (2005). 139
- Figura 6.16 – Variação de Al_2O_3 e CaO em ortopiroxênios de xenólitos mantélicos mundiais e de peridotitos abissais (litosfera oceânica). As fontes de dados para os campos composicionais são de: Gibson et al. (2008); Hervig et al. (1980); Cox et al. (1987); Boyd et al. (1993); Ionov et al. (1993); Bernstein et al. (1998, 2006); Brunelli et al. (2006); Simon et al. (2007). Figura modificada de Gibson et al. (2008). (n=24.). 140
- Figura 6.17 – Classificação nos termos das composições do Al, do Fe_T e do Mg (a.p.f.u) Valores em proporções atômicas baseada em 22 átomos de oxigênio. Campos composicionais extraídos e adaptados a partir Mitchell (1995). 142
- Figura 6.18 – Análises do Alfeu-I em gráfico de tendências de evolução composicional (Al_2O_3 versus TiO_2) de micas. Os campos de dados dos minetes e da Província Romana foram traçados a partir de análises de Mitchell and Bergman (1991). Figura modificada de Mitchell (1995). 143
- Figura 6.19 – Dados composicionais de $Al_2O_3 \times TiO_2$ para as micas do Alfeu-I comparadas ao (s): dados para os lamproítos de Krishna, Majhagwan e Cuddapah, que são de Paul et al. (2007), Chalapathi Rao (2005) e Chalapathi Rao et al. (2010), respectivamente; campo das micas do lamprófito ultramáfico de Torngat, de Tappe et al. (2004); kimberlito Aries, de Downes et al. (2006); campos de Leucite Hills, West Kimberley, Smoky Butte e lamproítos Mediterrâneos, obtidos de Chalapathi Rao et al. (2010) e de Fritschle et al. (2013), respectivamente. Figura modificada de Chalapathi Rao et al. (2014). 143
- Figura 6.20 – Diagrama $Al_2O_3 \times FeO$ onde se compara as micas do Alfeu-I com as flogopitas-biotitas do kimberlito de Aries e seus xenólitos. Campos sombreados com cinza claros e linhas contínuas = composições para fenocristais e tendências de evolução para micas da matriz de lamproítos. Figura modificada de Downes et al. (2006). 145
- Figura 6.21 - Dados variação Al_2O_3 versus $FeOT$ das micas do Alfeu-I comparadas as de outras rochas. Minetes - WG = Wattle Gill, Inglaterra; CEL = Celebes, Indonésia; DH = Dale Head, Inglaterra; SC = Shaws Cove, Canadá; NAV = Navajo, E.U.A.; COL = Colima, México; LIN = Linhaisai, Indonésia; DEV = Devonshire, Inglaterra; H = Holmead Farm, Inglaterra; BOH-A = minetes alcalinos, Bohemia; BOH-M = outros minetes, Bohemia. Dados de Mitchell and Bergman (1991). LH-P = campo de fenocristais do lamproíto Leucite Hills. Figura modificada de Mitchell (1995). 145
- Figura 6.22 – Variação (%) dos elementos maiores Al_2O_3 versus FeO_T do Alfeu-I comparados às micas dos lamproítos mediterrâneos (A), lamprófitos ultramáficos de Torngat (B) e lamproítos de Krishna (C). Figuras A, B e C obtidas de Fritschle et al. (2013), Tappe et al. (2004) e Chalapathi Rao et al. (2014), respectivamente. 146
- Figura 6.23 - Diagrama Cr_2O_3 (%) x Mg# das micas do Alfeu-I comparadas as do kimberlito de Aries. Modificada de Downes et al. (2006). 148
- Figura 6.24 – Dados de Al_2O_3 (%) vs. FeO (%) para as micas do kimberlito Alfeu-I comparadas aos dados das micas do kimberlito Aries e aos dados de flogopita-biotita alto Ti de xenólitos mantélicos do fácies espinélio mundiais. O campo composicional dos macrocristais 'Type 1' high-Ti aluminous biotite de kimberlitos micáceos do mundo todo também é mostrado (LLOYD & BAILEY, 1975; SMITH et al., 1978; GRIFFIN et al., 1979, 1984; WASS, 1979; CANIL & SCARFE, 1989; FIELDING & JAQUES, 1989; LLOYD et al., 1991, 1999, 2002; MITCHELL, 1995; WIESE et al., 1996). Tipos de rochas: British Columbia - lherzolito, dunito, wehrlito; África do Sul - granada

- granulito da crosta inferior, granada websterito; SE Austrália - lherzolito, wehrlito, xenólitos de anfibólio ou apatita; Uganda - piroxenito, wehrlito. Figura modificada de Downes et al. (2006). 149
- Figura 6.25 – Diagrama com a composição das moléculas das granadas recalculadas para 100% (a.p.f.u). Granada laranja escura (n=20); laranja clara (n=18), róseas (n = 20); lilás clara (n = 20);lilás escura (n = 18). 153
- Figura 6.26 - Distinção entre granadas derivadas do manto e as de rochas da crosta terrestre, em termos razões de $Mg / (Mg + Fe)$ e $Ca / (Ca + Mg)$ (a.p.f.u). Campo das granadas derivadas do manto são de análises de peridotitos (lherzolitos e harzburgitos), eclogitos, alkremitos e megacristais pobres em Cr. Modificada de Schulze (2003)..... 154
- Figura 6.27 - Fluxograma de Schulze (2003) que classifica as granadas entre fontes mantélicas e crustais. 154
- Figura 6.28 - Fluxograma de Schulze (2003) que classifica as granadas entre fontes mantélicas eclogíticas, peridotíticas e os megacristais. 155
- Figura 6.29 – Razões $Mg/(Mg+Ca+Fe) \times Ca/(Ca+Mg+Fe)$, em a.p.f.u, utilizada para subdividir as composições de granada eclogítica. Campo G (granadas de "Grospiditos") e aquelas com menores teores de cálcio (<50), subdivididas entre os grupos A, B e C. Modificada de SCHULZE (2003). 156
- Figura 6.30 – Fluxograma de Schulze (2003) que classifica as granadas entre harzburgito, lherzolitos e wehrlitos..... 156
- Figura 6.31 - Variação de CaO e Cr_2O_3 que classifica as granadas do Alfeu segundo os campos para peridotitos (lherzolitos, harzburgitos e wehrlitos). Granadas de lherzolitos ocorrem predominantemente na área sombreada dentro do polígono, figura modificada de SCHULZE (2003). 157
- Figura 6.32 - Granadas piropo do kimberlito Alfeu-I classificadas em diagrama com campos composicionais de Cr_2O_3 (%) x CaO (%), onde se identifica as possíveis origens de rocha fonte para granadas piropo: lherzolitos, wehrlitos, harzburgitos, piroxenitos, eclogitos e websteritos. O campo dos eclogitos é comumente reportado com <2% de Cr_2O_3 , mas a vasta maioria das granadas eclogíticas inclusas em diamante (DIM) contém < 0.75% de Cr_2O_3 (COOKENBOO & GRÜTTER, 2007). Limite grafite-diamante de Grütter et al. (2006). CCGE = tendência de granadas do fácies espinélio–granada peridotitos (cromita–clinopiroxênio - granada - equilíbrio) do kimberlito Jericho (KOPYLOVA et al., 2000), obtida de Barabino et al. (2007). Os campos de classificação são de Grütter, 2004. Figura modificada e adaptada a partir de Sobolev et al. (1973), Grütter et al. (2004), Grütter et al. (2006) e de Cookenboo & Grütter (2007). 159
- Figura 6.33 – Diagrama ternário $MgO \times CaO \times FeO_T$ (molar), modificado de Ramsay and Tompkins (1994), para granadas do Alfeu-I com $Cr_2O_3 < 1,0\%$. GE1 = granadas de eclogitos ou piroxenitos; GE2 = granadas de lherzolitos ou piroxenitos ou megacristais; X = granadas de concentrados minerais do pipe de Boa Esperança (Minas Gerais); + = granadas de concentrados minerais do pipe de Cana Verde (Minas Gerais). N=20 círculos laranja claro; N=18 círculos laranja escuro..... 162
- Figura 6.34 - Diagrama Cr_2O_3 v.s. CaO para granadas peridotíticas derivadas do manto com isóbaras superimpostas (em kbar) de acordo com a formulação de Grütter et al. (2006). GDC = limite diamante/grafite. 163
- Figura 6.35 - Sistema ternário geiquelita ($MgTiO_3$) x $FeTiO_3$ (ilmenita) x pirofanita ($MnTiO_3$) com composições (a.p.f.u) das ilmenitas do Alfeu-I versus: as dos kimberlitos do Grupo II, delimitadas pelo campo tracejado em preto, mina Sover e Lace (*= Ilmenitas ricas em Mg de Lace); as ilmenitas de kimberlitos e carbonatitos; as do campo P de ilmenitas do dique de kimberlito calcítico Premier; as do campo R, limitado por linhas tracejadas,

dos kimberlitos Premier; as ilmenitas da matriz de kimberlitos (MK) delimitadas pela linha tracejada laranja; e as dos pontos unidos pela linha com seta é núcleo rico em Mg e margem rica em Mn de uma ilmenita do dique de kimberlito calcítico Premier. O campo inferior direito delimitado pela linha verde pontilhada é para lamprófitos, granitos, basaltos e carbonatitos, adaptado de Mitchell (1978). Figura modificada de Mitchell (1995), Chakhmouradian e Mitchell (1999) e Chakhmouradian et al. (2009). 166

Figura 6.36 – Campos composicionais [figuras (a) e (b)] para ilmenitas em sistema trigonal que representa solução sólida $Fe_2^{3+}O_3 \leftrightarrow MgTiO_3 \leftrightarrow Fe^{2+}TiO_3$ (mol %). (a) Ilmenitas do Alfeu- I comparadas com os campos: BA = basaltos alcalinos; M = alnöitos Malaita; AH = basanitos de Ahaggar; A = granitos e basaltos; B = carbonatitos; e Kimberlitos do Grupo I e II (todos adaptados de MITCHELL, 1986). Os campos: O = kimberlito do Grupo II; L = lamprófitos; e K= ilmenitas da matriz de kimberlitos, são adaptados de Mitchell (1995). (b) Ilmenitas do Alfeu- I comparadas com os campos de Ramsay & Tompkins (1994): IGP – megacristais de ilmenita de localidades com granadas peridotitos bem representados, geralmente “on-crátón”; ISP – megacristais de ilmenitas de localidades com espinélio peridotitos bem representados, geralmente “off-crátón”. 168

Figura 6.37 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida de Mn-ilmenita referente às análises 04, 05, 06 levemente enriquecidas em Mn. Ver Tabela 6.9. 171

Figura 6.38 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida de grão de Mn-ilmenita que possui o ponto 17 ou análise 17 com Mn enriquecido. Ver Tabela 6.9..... 171

Figura 6.39 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida de Mn-ilmenita com altos valores de Mn nas... 172

Figura 6.40 - Gráfico MgO x MnO das ilmenitas do Alfeu-I e de Juína (modificado de KAMINSKY e 173

Figura 6.41 - Gráficos FeO x MnO (A) e FeO x TiO₂(B) das ilmenitas do Alfeu-I e de ocorrências mundiais de Mn-ilmenitas (figuras adaptadas e modificados de Davies e Davies, 2015). 173

Figura 6.42 – Imagem de backscattering com posição das análises MEV no grão da Figura 6.37. 174

Figura 6.43 - Mapa do MEV para os elementos Mg, Fe e Mn do grão de Mn-Ilmenita da Figura 6.37. 175

Figura 6.44 - Mapa do MEV para os elementos Mg, Fe, Mn do grão de Mn-Ilmenita da Figura 6.38. 177

Figura 6.45 – Imagem de backscattering com posição das análises MEV no grão da Figura 6.38. 178

Figura 6.46 – Gráfico de MgO versus TiO₂ com as composições de ilmenitas do Alfeu-I (este trabalho e Chaves et al. 2014) e do oeste Africano (Serra Leoa e Libéria). A linha preta a direita representa o limite do campo para ilmenitas kimberlíticas posicionadas a direita. As linhas tracejadas representam o percentual de Fe₂O₃. Figura adaptada de Wyatt et al. (2004). 181

Figura 6.47 - Diagrama MgO x Cr₂O₃ de avaliação das condições de preservação e reabsorção de diamantes em ilmenitas (modificado de Haggerty, 1975 e Gurney e Moore, 1991). 182

Figura 6.48 – Gráfico MgO x Fe₂³⁺O₃, modificado de Gurney e Zweistra (1995), onde é indicado o potencial diamantífero a partir dos dados de ilmenitas. 183

Figura 6.49 - NiO versus Fo para olivinas, campo pontilhado para composições de kimberlitos de Mitchell (1986). Figura adaptada de Eccles et al (2004). 185

Figura 6.50 - Diagrama mg # x NiO com campo composicional (de Fipke et al., 1995) que delimita as composições de grãos de forsterita de “kimberlitos e lamprófitos diamantíferos”. Mg # (a.p.f.u) = 100*(Mg/(Mg+Fe_T)). Modificada de Prior (2007). 186

Lista de Tabelas:

<i>Tabela 1.1 – Condições de análises na microsonda eletrônica da UFRGS.</i>	<i>21</i>
<i>Tabela 2.1 – Taxas globais de magmatismo, calculado para o Cenozoico, modificada de Wilson (1989).</i>	<i>30</i>
<i>Tabela 2.2–Séries magmáticas associadas com ambiente tectônico e características vulcânicas. Modificada de Wilson, 1989.</i>	<i>32</i>
<i>Tabela 2.3–Resumo de alguns dos principais parâmetros chave de elementos traço, úteis para a avaliação de modelos petrogenéticos. Modificada de Wilson, 1989.</i>	<i>44</i>
<i>Tabela 3.1 – Classificação das rochas lamprofíricas adotadas por ROCK (1991).</i>	<i>47</i>
<i>Tabela 4.1 – Características distintivas entre macrocristais e fenocristais (SMITH et al., 2008).</i>	<i>60</i>
<i>Tabela 4.2 - Resumo da nomenclatura para “kimberlitos” e esquema classificação de Smith et al. (2008).</i>	<i>67</i>
<i>Tabela 5.1 - Número de coordenação e sítio de ocupação de íons comuns em silicatos (modificada de GRAVINA, 2009).</i>	<i>71</i>
<i>Tabela 5.2 – Solução sólida completa dos minerais entre a composição da forsterita (Mg₂SiO₄) e da faiailita (Fe₂SiO₄).</i>	<i>72</i>
<i>Tabela 5.3 - Nomes de piroxênios aceitos e sua subdivisão química. Para piroxênios utilizados como membros extremos de soluções sólidas são fornecidos, nome, abreviação (entre parênteses) e composição; esses totalizam 13 membros finais ou extremos. As composições principais são fornecidas para soluções sólidas. Também são fornecidos os grupos espaciais (Obtida de MORIMOTO et al., 1988).</i>	<i>79</i>
<i>Tabela 5.4 - Composições representativas de ortopiroxênios^a. Obtida de Mitchell (1986).</i>	<i>92</i>
<i>Tabela 5.5 – Composição química das espécies de membros extremos ou finais.</i>	<i>94</i>
<i>Tabela 5.6 – Forma de distinguir granadas em grupos de cluster separados por óxidos de reconhecidos por Dawson e Stephens (1975). Obtida de Mitchell (1986).</i>	<i>97</i>
<i>Tabela 5.7 – Fórmula química aproximada das Micas, modificada de Deer et al, 1992.</i>	<i>99</i>
<i>Tabela 5.8 – Nomes das séries para nomes “inválidos”, modificada de Rieder et al., 1998.</i>	<i>101</i>
<i>Tabela 5.9 – Composições que caracterizam os xenocristais de Al- biotitas, obtida de Mitchell, 1995.</i>	<i>113</i>
<i>Tabela 6.1 - Identificação mineral preliminar dos 30 grãos selecionados.</i>	<i>120</i>
<i>Tabela 6.2 – Resultados analíticos dos piroxênios em óxidos (%). Também consta classificação dos minerais, conforme planilha Microsoft Excel de Giles Droop. São três análises/grão.</i>	<i>121</i>
<i>Tabela 6.3 – Número de magnésio (Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺) para as 90 análises, nomes aceitos para os 30 grãos analisados e termo composicional. São 03 análises por grão.</i>	<i>127</i>
<i>Tabela 6.4 – Parâmetros (%) empregados na Figura 6.14 para as 24 análises (8 grãos) e o campo com sigla da rocha fonte.</i>	<i>137</i>
<i>Tabela 6.5 – Resultados das análises das micas do Alfeu-I. *Os valores de H₂O foram obtidos a partir de cálculos estequiométricos que utilizam os valores F, Cl e 22 oxigênios, de acordo com Rieder et al. (1998).</i>	<i>141</i>
<i>Tabela 6.6 – Cálculo do Mg# [100*(MgO/MgO+Fe_T)] das micas do Alfeu-I em a.p.f.u. Destaque para o único grão de flogopita com valores em negrito. São 03 análises por grão.</i>	<i>148</i>
<i>Tabela 6.7 – Resultados das análises de microsonda eletrônica (três pontos por grão e todo o ferro é FeO_T) de granadas amostradas (n=96) no Alfeu-01, separadas por diferentes variedades de cor.</i>	<i>150</i>

<i>Tabela 6.8 – Variação composicional em óxido (%) das ilmenitas do Alfeu-I. São três análises por grão ($n_7=43$), com exceção do último ($n=43$) que só possui uma análise. FeO_7 = ferro total como FeO.</i>	<i>164</i>
<i>Tabela 6.9 - Composições dos 03 grãos com enriquecimento de Mn. Três análises/grão</i>	<i>170</i>
<i>Tabela 6.10 – Resultados analíticos ($n=11$) do MEV para o grão de Mn-Ilmenita da Figura 6.37.</i>	<i>175</i>
<i>Tabela 6.11 - Resultados analíticos ($n=10$) do MEV para o grão de Mn-Ilmenita da Figura 6.38.</i>	<i>178</i>
<i>Tabela 6.12 - Variação composicional em óxido das olivinas do Alfeu-I. São três análises por grão ($n_7=09$). FeO_7 = ferro total como FeO; #Mg (a.p.f.u); índice (%) da molécula de forsterita em átomos por fórmula (a.p.f.u).</i>	<i>184</i>

Lista de Fotos:

<i>Foto 4.1 - (A-B) - Aspecto macro da rocha muito intemperizada. Percebem-se os contornos subangulosos a subarredondados dos fragmentos de lapilli juvenil.</i>	58
<i>Foto 4.2 - Macrocristal de espinélio subédrico, com até ≈ 6,0 cm, com bordas arredondadas.</i>	59
<i>Foto 4.3 - Macrocristal de ilmenita com até ≈ 2,0 cm, arredondada e fraturada, cor cinza escuro e brilho metálico.</i>	59
<i>Foto 4.4 - Macrocristal de granada com até ≈ 1,0 cm, cor violeta, subédrico, com vértices arredondados e fraturas pervasivas.</i>	59
<i>Foto 4.5 - Macrocristal de mica euédrico a subédricos, com até ≈ 2,0 cm, cor preta a castanho-escuro e com pelo menos um vértice arredondado.</i>	59
<i>Foto 4.6 - Xenólito de coloração verde-claro, granulação fina, forma subangulosa e tamanho de aproximadamente 10,0 cm. Formado essencialmente de serpentina.</i>	59
<i>Foto 4.7 - Xenólito onde se destacam cristais de granada vermelha e piroxênio imersos em matriz afanítica de cor cinza-escuro. A forma do xenólito é arredondada e o tamanho é de 15,0 cm de comprimento.</i>	59
<i>Foto 4.8 - Lâminas delgadas do corpo Alfeu I. Escala 1,0 cm.</i>	61
<i>Foto 4.9 - Xenólitos crustais em técnica de LP, aumento de 25X, escala gráfica de 0,5 mm (barra amarela).</i>	61
<i>Foto 4.10 - Fotomicrografia mostrando a orientação de fluxo dos macrocristais de mica e alguns fragmentos de cristais de quartzo (qz). Os macrocristais apresentam vértices arredondados e faces curvas. Um dos macrocristais de mica mostra os planos de clivagem curvos. Técnicas de LN e LP, aumento de 25X e escala gráfica de 0,5 mm.</i>	62
<i>Foto 4.11 - Fotomicrografia com macrocristais de mica com até 2,5 mm, mostrando kink bands, que ocorrem com maior frequência nas bordas dos cristais; observa-se também a corrosão que confere um aspecto arredondado aos cristais.</i>	63
<i>Foto 4.12 - Lapilli peletal contendo fragmentos angulosos de clinopiroxênio, envoltos por matriz rica em lamelas de mica (Técnica de LN e LP, aumento de 25X, escala gráfica de 0,5 mm).</i>	64
<i>Foto 4.13 - Macrocristal de espinélio arredondado, com bordos rendilhados devido à corrosão. Técnica de LN, aumento 25X, escala 0,5 mm.</i>	65
<i>Foto 4.14 - Cristais euédricos de perovskita constituintes da matriz. Técnica de LN, aumento de 100X, escala 0,15 mm.</i>	65
<i>Foto 4.15 - Macrocristais de granada. Técnica de LN, aumentos de respectivamente 25X e 100X, escalas de mm e 0,5 mm.</i>	65
<i>Foto 4.16 - A granada chama atenção nos concentrados de bateia pela sua coloração, principalmente violeta, onde pode somar cerca de 15%.</i>	66
<i>Foto 4.17 - Pseudomorfo de cristal de olivina (Técnica de LN, aumento 25X, escala 0,5 mm).</i>	66

1 INTRODUÇÃO

Kimberlitos são rochas potássicas-ultramáficas, ricas em voláteis, com uma textura inequigranular composta por fenocristais, xenocristais e xenólitos envoltos por uma matriz fina (MITCHELL, 1986). São magmas geralmente de pequeno volume, cuja ascensão, geralmente muito rápida, está relacionada a pequenas extensões na crosta e carregam consigo informações do manto litosférico profundo, onde são gerados (RINGWOOD et al., 1992; GRÉGOIRE; RABINOWICZ; JANSE, 2006; WILSON; HEAD, 2007) e das rochas encaixantes de vários níveis crustais, por onde passam durante a sua ascensão. O estudo de rochas kimberlíticas e/ou rochas associadas é importante, visto que apresentam características únicas e peculiares quanto a: (i) origem (manto metassomatizado); (ii) condições de formação (alta pressão e temperatura); (iii) associação mineral (piroxênios com alto teor de cromo, granadas de altas pressões); (iv) texturas (típicas de ambientes ígneos, sedimentares e metamórficos); (v) ambientes tectônicos (crátons, faixas móveis e bacias); e (vi) recursos minerais (diamante).

Kimberlitos são subdivididos em Grupo I, kimberlito *stricto sensu* de Smith (1983) e de Mitchell (1986), e Grupo II de SMITH (1983) ou orangeítos de Mitchell (1995). Nesse trabalho serão adotados os termos kimberlitos do Grupo I e II (Smith, 1983; Rock, 1991).

No Brasil e no Rio Grande do Sul, o estudo de kimberlitos ainda é limitado a poucos corpos e ainda carecem de um maior detalhamento petrológico e isotópico. Essa escassez de dados também é decorrente da extrema dificuldade de localização e identificação dessas rochas, devido ao pequeno volume e área da intrusão e por serem pouco diferenciadas, o que, aliado ao clima, resulta em intensa alteração intempérica. Conceição et al. (2011) obtiveram a idade de 128 ± 5 Ma pelo método U-Pb em perovskita para um kimberlito de Rosário do Sul/RS, que é a única idade obtida para este tipo de rocha na região sul do Brasil. Esta idade é muito próxima a dos fluxos basálticos da Bacia do Paraná (~135 Ma; PINTO et al., 2011), o que permitem aos autores sugerir a existência de um manto complexo e heterogêneo com uma grande variação geotérmica sob a placa da América do Sul. Estas condições possibilitariam o controle dos padrões de fusão e geração tanto de rochas kimberlíticas (fontes mais profundas), quanto de rochas com afinidades toleíticas (fontes mais rasas) na região sob a Bacia do Paraná. Para tanto, é

essencial o refinamento dessas idades e relações composicionais versus profundidades mantélicas para estabelecer uma conexão mais aproximada de cristalização e colocação desses corpos alcalinos, além de investigar a possibilidade de mais de um evento de posicionamento dessas rochas.

O presente trabalho de mestrado tem o propósito de caracterizar o kimberlito Alfeu-I a partir da composição química dos principais minerais que compõe essa rocha (exceto a cromita e a perovskita), que é constituída essencialmente por ilmenitas, cromita, micas, granadas, olivina, piroxênios e perovskita. A partir desses dados químicos foram geradas correlações petrogenéticas a respeito das composições e profundidades mantélicas das fontes desse magma, bem como processos de metassomatismo, contaminação e alteração que o modificou. O desenvolvimento do estudo sistemático elaborado no corpo Alfeu-I também permitiu uma melhor compreensão: a) da heterogeneidade do manto litosférico e mais profundo, principalmente na porção do manto fanerozoico no Sul do Brasil; e b) da possível correlação dessas rochas com a tectônica de uma das mais importantes superplumas mantélicas do planeta, que originou as grandes províncias ígneas de idade cretáceas (e.g. Província Magmática do Paraná, Decan e Karoo).

1.1 ESCOPO E PROPÓSITO DA INVESTIGAÇÃO

Este trabalho de Mestrado é tema de estudo vinculado ao Programa de Pós Graduação em Geociências da UFRGS, com orientação do Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição. Também é parte integrante e complementar dos estudos de dois projetos: Diamante Brasil (CPRM/Serviço Geológico Brasil) e; Pequenas Províncias Kimberlíticas Brasileiras - Desenvolvimento Metodológico e Caracterização do Manto Litosférico Através do Estudo de Kimberlitos e Rochas Associadas (Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS).

O projeto Diamante Brasil trata de um sistemático programa de pesquisa voltado para a exploração e estudo do diamante e tem como principais objetivos e metas gerar conhecimento em geologia, mineralogia, geoquímica e geocronologia das intrusões kimberlíticas/lamproíticas, assim como de áreas diamantíferas já conhecidas e cadastradas no Banco de Dados da CPRM (GEOBANK).

O projeto da UFRGS, sob coordenação do professor Dr. Rommulo Vieira Conceição, tem como foco o estudo em detalhe (petrologia, geoquímica, geoquímica isotópica e geocronologia) dos kimberlitos e rochas associadas, além dos xenólitos e xenocristais mantélicos inclusos nessas rochas. Este compreende áreas ainda

pouco estudadas no Brasil (Rosário do Sul, Canguçu e Piratini -RS e Lages - SC), o que possibilitará a obtenção e comparação com dados de kimberlitos e rochas afins, de áreas com vasto conhecimento científico (e.g. Goiás e Minas Gerais).

A intrusão kimberlítica Alfeu-I está localizada ao lado do município de Canguçu, no estado do Rio Grande do Sul (Figura 1.1), a cerca de 200 km a SE da Província Kimberlítica Rosário do Sul (PKRS).

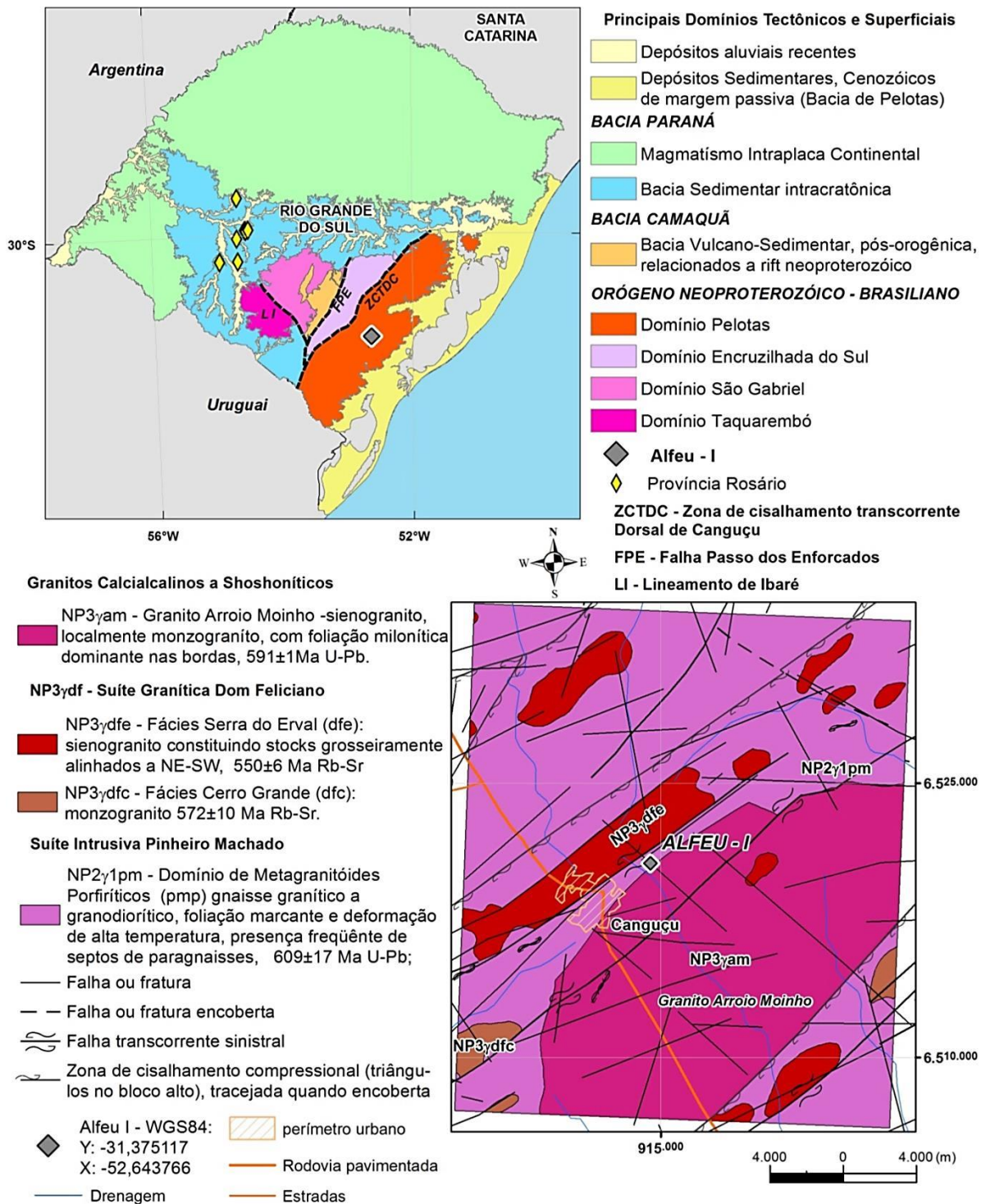


Figura 1.1 - Contexto tectono-geológico e localização do Alfeu-I. Fig. modificadas de Wildner et al. (2008).

O kimberlito Alfeu-I é diferenciado dos outros corpos kimberlíticos já reconhecidos no RS, pois é o único intrusivo no embasamento e encontrado na região leste do escudo, no Domínio Pelotas - Suíte intrusiva Pinheiro Machado de idade neoproterozoica (780 Ma a 575 Ma) (SILVA *et al.*, 1999). O contexto de interior Cráton aumenta a possibilidade de ocorrerem corpos mineralizados a diamante.

1.2 TRABALHOS PRÉVIOS

O estudo das rochas kimberlíticas e associadas bem como de seus xenólitos no Rio Grande do Sul ainda é escasso e as publicações representativas consistem em resumos divulgados em congressos e simpósios geológicos (ex. Caldasso e Sander, 1994; Pires *et al.*, 2010; Maciel *et al.* 2010; Provenzano *et al.* 2010a,b; Sander *et al.*, 2010a,b e Conceição *et al.*, 2011) ou a relatórios técnicos restritos a empresas, sem divulgação científica (ex. Santos *et al.*, 2005). Recentemente, uma dissertação de mestrado foi concluída sobre o kimberlito Rosário-6, no cluster Rosário do Sul (ADRIÃO, 2015).

Entre as várias ocorrências conhecidas, foi estudado de forma preliminar um corpo ultramáfico, descoberto em 1994, pela CPRM/SGB, durante os trabalhos de mapeamento da Folha Pedro Osório (na escala 1: 250.000). Chamado informalmente de Diatrema de Canguçu, por Caldasso e Sander (1994), o corpo agora é alvo de estudos desse mestrado e do Projeto Diamante Brasil. Formalmente denominado de Alfeu-I nos trabalhos do Projeto Diamante Brasil, em referência ao geólogo Alfeu Levy Caldasso que o descobriu. Chaves *et al.* (2014) fez uma breve caracterização focada no potencial diamantífero do corpo Alfeu-I por meio de amostras obtidas e disponibilizadas pela CPRM (Projeto Diamante Brasil).

1.3 OBJETIVOS E MÉTODOS

Os objetivos a serem alcançados e resultados esperados foram:

- i. Classificar a rocha Alfeu-I;
- ii. Por meio de estudos de química mineral da associação mineral primária do kimberlito, caracterizar os minerais e indicar possíveis condições de pressão, temperatura e composições do magma que originou esse corpo kimberlítico e das outras fontes mantélicas envolvidas, bem como identificar possíveis processos metassomáticos e de alteração que modificaram essas composições;
- iii. Trazer informações essenciais para estudos de prospecção de diamantes;

- iv. Balizar os estudos dos possíveis novos corpos na região;
- v. Integrar os dados obtidos para a construção de hipóteses sobre a origem e evolução do corpo/*cluster*;
- vi. Elaborar e publicar a dissertação e posteriormente publicar os resultados na forma de artigos científicos, com a divulgação de dados e conclusões obtidas.

1.3.1 MÉTODOS

O kimberlito Alfeu-I ocorre com ausência de afloramentos de rocha em estado preservado. Dessa forma, o trabalho focou nos estudos de minerais obtidos por meio de concentrado de peneira e bateia de materiais coletados *in situ*. Posteriormente, em laboratório, os minerais foram identificados, através de lupas binoculares, e separados por processos que utilizam propriedades físicas, como tamanho de grão, densidade e magnetismo.

A metodologia aplicada neste trabalho está baseada em quatro estágios principais:

- Levantamento bibliográfico sobre magmatismo fontes e processos;
- Levantamento bibliográfico de intrusões kimberlíticas e rochas associadas (com ênfase na química mineral);
- Levantamento de dados e interpretação de fotografias aéreas e de dados aerogeofísicos (CPRM, 2010).
- Trabalhos de campo efetuados em 02 períodos, nos quais foram realizados o reconhecimento da área, a coleta e a concentração dos minerais *in situ*;
- Etapa de laboratório, na qual as amostras coletadas foram selecionadas, separadas e submetidas a análises petrográficas, mineralógicas e mineraloquímicas.

Os seguintes métodos constituem o escopo do plano de trabalho nos laboratórios da CPRM/SGB – SUREG/PA, da UFMG e da UFRGS: a) Descrições petrográficas da rocha e dos xenólitos mantélicos; b) Separação e seleção de minerais a partir de concentrado de peneira e bateia do saprólito da rocha kimberlítica; c) Análises de Microsonda Eletrônica na UFMG e na UFRGS nos minerais concentrados e separados em seção polida para a caracterização química do kimberlito (granadas, ilmenitas, piroxênios, micas e olivina);

1.3.1.1 MÉTODOS LABORATORIAIS DE ANÁLISES DE MINERAIS PESADOS UTILIZADOS NA PESQUISA DE DIAMANTE: LABORATÓRIO DE SEDIMENTOLOGIA DA CPRM-POA, SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

As técnicas operacionais de peneiramento e bateia foram aplicadas para a concentração e coleta dos minerais pesados, frações menores que 0,5 cm, a partir

de saprólito de rocha alterada e material friável, ambos coletados *in situ*. Após a etapa de campo, as amostras foram encaminhadas ao laboratório para a recuperação dos minerais e análise para caracterizar e identificar os minerais indicadores de kimberlitos e rochas afins (MIK). Os concentrados são lavados com solução ácida fraca (HCl) para limpeza dos grãos. Depois são secos e tratados com os líquidos densos, eliminando-se os minerais leves. Segue-se a separação magnética, por imã de mão para retirada da magnetita, e separador magnético Frantz para os demais minerais. As amostras são observadas em luz ultravioleta para identificação dos minerais fluorescentes. A identificação mineralógica e textural são efetuadas em lupa e microscópio petrográfico.

1.3.1.2 MICROSSONDA ELETRÔNICA

Foram identificados e selecionados para as seções polidas grãos de ilmenitas, granadas, cromo espinélio (resultados não disponibilizados para esse projeto), micas, piroxênios e olivina com base nos seguintes critérios:

- Os grãos da ilmenita (picroilmenitas) possuem cor preta brilhante e vítrea se fraturados exibem superfície conchoidal. Quando inteiros, mostram forma nodular, com superfície rugosa, revestidos por crosta de alteração de leucoxênio;
- Nas granadas (piropo) ocorrem cores vivas diversas: roxo, vermelho, vermelho-alaranjado, alaranjado, púrpura, rosa e amarelo. Os grãos são transparentes e límpidos, com luminosidade interna e raramente possuem inclusões. Quando inteiros são nodulares, quelifítico e com corrosão na superfície;
- O cromo-espinélio (magnésio cromita) é preto a castanho, brilho submetálico semelhante ao piche. Os grãos mostram forma octaédrica à arredondada. A característica marcante do cromo-espinélio é que sua superfície não possui a rugosidade e alteração para leucoxênio, comum nas ilmenitas.
- A flogopita, mica de cor marrom, é um mineral de fácil identificação, mas na lupa binocular é semelhante à biotita em rochas alcalinas;
- O cromo-diopsídio tem cor verde brilhante, brilho vítreo, límpido, fratura conchoidal e feições superficiais de corrosão que salientam sua clivagem;
- As olivinas com formas arredondadas e textura superficial de corrosão.

Na microsonda eletrônica da UFRGS foram feitas 03 análises/grão de piroxênios, de óxidos (ilmenitas) e de olivinas, as condições de análises foram as seguintes:

Tabela 1.1 – Condições de análises na microsonda eletrônica da UFRGS.

	Tensão	Corrente	Feixe
Olivinas	15keV	15nA	Focado (0 μm)
Óxidos	14.8keV	15nA	Focado (0 μm)
Piroxênios	14.8keV	15nA	5 μm

Na microsonda eletrônica da UFMG foram obtidas também 03 análises/grão de piroxênios, de óxidos (ilmenitas), de granadas, de olivinas e de micas, as condições de análises não foram disponibilizadas pelo laboratório.

1.3.2 GEOLOGIA REGIONAL

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) compreende assembleias de rochas geradas desde o Paleoproterozoico até o Eo-Paleozoico. Devido a sua complexa evolução, diversos modelos evolucionários têm sido propostos e apesar das discussões que cercam os diferentes modelos de evolução, é consenso que o ESRG é o resultado de uma complexa amalgamação entre os crátons do Rio de La Plata, Kalahari e possivelmente o Cráton do Congo durante o Neoproterozoico (e.g. Fernandes et al., 1992; 1995a,b; Chemale Jr. et al., 1995; 2000; Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 2000; Leite et al., 2000; Silva et al., 1999, 2000; Bitencourt e Nardi, 2000; Basei et al., 2005; Masquelin et al., 2012). Ele consiste em uma colagem orogênica (Sengör, 1990) composta por fragmentos de antigos crátons, arcos magmáticos e prismas sedimentares de idades variadas que foram amalgamados em uma interação complexa de placas cinemáticas que ocorreu durante o Neoproterozoico. A maioria dos modelos propostos difere quanto à sequência de eventos tectônicos, número, natureza, idade dos terrenos acrescidos e polaridade das subduções envolvidas nessa colagem orogênica (e.g. BABINSKI et al., 1996; CHEMALE Jr., et al., 1995; LEITE et al., 1998, 2000; SILVA et al., 1999, 2000; PHILIPP et al., 2003).

O Escudo Sul-rio-grandense é separado quatro segmentos crustais principais denominados de domínio ou terreno: (i) Pelotas, (ii) Tijucas ou Encruzilhada do Sul de Wildner et al. (2008), (iii) São Gabriel e (iv) Taquarembó (Figura 1.1). Estes segmentos apresentam características geofísicas e geológicas distintas (FERNANDES et al., 1995; COSTA, 1997; CPRM, 2010). As associações de rochas metamórficas, sedimentares e ígneas do ESRG são recobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e, ao longo das principais drenagens são encontrados os sedimentos quaternários.

O Batólito Pelotas é formado predominantemente por suítes e complexos graníticos neoproterozoicos, sendo as frações de crosta paleoproterozoica retrabalhada,

restritas a poucas porções e caracterizadas como mega enclaves ou associadas às rochas da Suite Encruzilhada, na porção NW do Batólito. Segundo Philipp e Machado (2001), o Batólito Pelotas (BP) é constituído por seis suítes graníticas: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM) (entre 610 e 780 Ma), Suíte Intrusiva Erval (SIE), Suíte Intrusiva Viamão (SIV) (entre 575 e 595 Ma), Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES) (entre 580 e 595 Ma), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) (entre 605 e 660 Ma) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF) (ao redor de 580 Ma). Ainda segundo este autor, a SIPM mostra grande semelhança com rochas graníticas de margem continental ativa, o que sugere uma evolução associada à subducção de crosta oceânica sob uma margem continental espessada, com formação de arco magmático pré-colisional do tipo Cordilheirano. Pelas características composicionais e estruturais, segue-se um magmatismo colisional representado pelas SIE, SIV, SIES e SGC. Além da restrita variação composicional, tais suítes apresentam, em grande parte, uma evolução associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, sendo significativa a presença de magmatismo básico associado. O magmatismo pós-colisional é marcado pela SGDF que mostra uma porção de granitos e rochas vulcânicas de composição alcalina. As rochas vulcânicas conhecidas são de idades entre 582 Ma (Riolito Ana Dias), 557 Ma (vulcânica Cerro Chato) e 550 Ma (Riolito Asperezas).

O kimberlito Alfeu-I é intrusivo na parte leste do Escudo Sul Rio Grandense (ESRG), ou domínio leste, conhecida como o Batólito de Pelotas (FRAGOSO CÉSAR *et al.*, 1986), como Domínio Pelotas (BIZZI *et al.*, 2003), como Associação de Arco Magmático I (FERNANDES *et al.*, 1995a), e como Arco Magmático Brasileiro Dom Feliciano (CHEMALE Jr., 2000). O corpo kimberlítico intrude a Suíte Pinheiro Machado (FRAGOSO-CÉSAR *et al.* 1986, PHILIPP 1991), de idade Neoproterozoica (780 Ma a 575 Ma) (SILVA *et al.*, 1999) (Figura 1.1).

As associações litotectônicas que ocorrem nas proximidades do kimberlito Alfeu-I são: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, a Suíte Granítica Dom Feliciano (Fácies Serra do Herval) e os Granitos Cálcico Alcalinos a Shoshoníticos da Suíte Intrusiva Viamão (Granito Arroio Moinho) (Figura 1.1). Gomes (1990) caracterizou a deformação do Granito Arroio Moinho como condicionada pelo estabelecimento de zonas de cisalhamento dúcteis (pertencentes à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu), de direção geral N35-75°E, sentido sinistral para zonas principais e que estas marcam os limites do granito a leste e oeste. O kimberlito Alfeu I ocorre a \approx 100 m do limite oeste desse granito (Figura 1.1). Já os lineamentos de direção NW

podem caracterizar zonas de fraturas associadas a componentes secundárias dos cisalhamentos principais NE (GOMES, 1990). A autora também cita que rochas miloníticas dispõem-se em faixas descontínuas de caráter anastomosado com a comum presença de estreitas faixas constituídas por ultramilonitos. Esta associação de rochas está condicionada a uma grande Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu que corresponde, no Uruguai, zona de cisalhamento Sierra Bajena, caracterizada por movimentos sinistrais de níveis profundos da crosta continental, com idades Brasilianas (MASQUELIN, 1989).

A estruturação regional observada na bibliografia, nos mapas geológicos e nos trabalhos de campo é apoiada e evidenciada pelos dados aerogeofísicos de CPRM (2010). A imagem do campo magnético anômalo (Figura 1.2 A), que marca as estruturas mais profundas, indica uma estrutura NE cortada por outra NW próxima à intrusão. Já o tema magnético da primeira derivada vertical, que evidencia estruturas mais rasas, delimita estruturas (Figura 1.2 B) que correspondem às mesmas indicadas no campo magnético anômalo.

As informações do mapa geológico do RS (escala 1: 750.000; WILDNER et al., 2008) (Figura 1.1), dos dados estruturais de Gomes (1990) e MASQUELIN (1989), assim como os dos dados de aerogeofísica (Figura 1.2 A e B), corroboram com a tese de que esse falhamento principal NE, deve ter atingido níveis de base da crosta continental. E possivelmente foi reativado pela tectônica do Cretáceo servindo de conduto para posicionamento do kimberlito Alfeu I (vide Figura 1.2 A), que em superfície ocorre praticamente em cima do cruzamento de zona de cisalhamento NE com fratura NW.

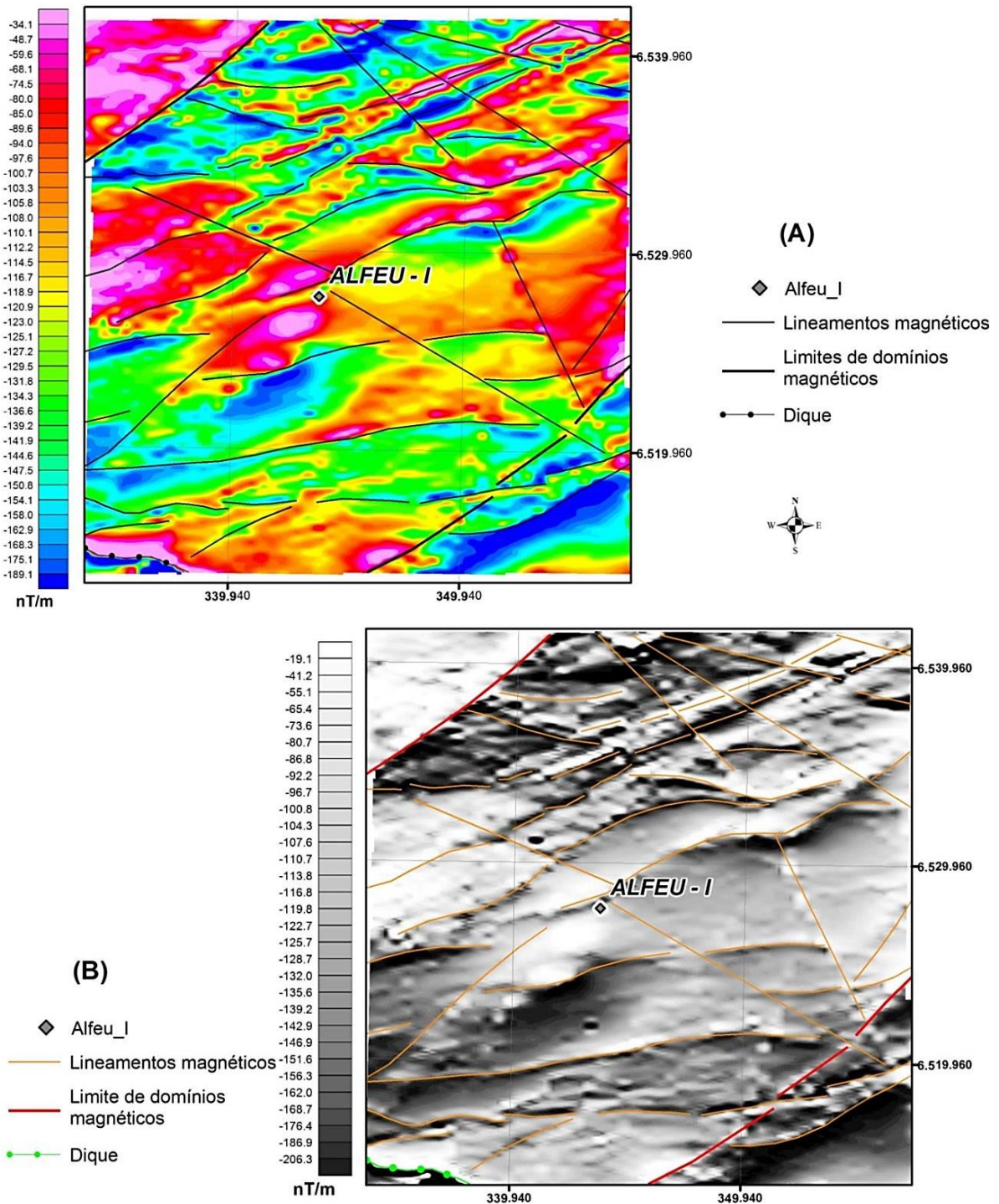


Figura 1.2 – (A) Imagem do campo magnético anômalo total; (B) Imagem do tema magnético da primeira derivada vertical. Fonte: CPRM (2010).

Os dados de química mineral obtidos nesse trabalho indicam evidências de fontes mantélicas onde predominam características de fora do Cráton ou comportamento “*off - craton*”, e as composições de granadas e piroxênios são semelhantes às encontradas nas diatremas de Lages/SC (de BARABINO et al., 2007), ou seja, indicam que o kimberlito Alfeu-I possui origem em um manto semelhante ao descrito para as alcalinas cretáceas “*off-craton*” de Barabino et al., 2007. Liou e Tsujimori

(2013) citam que zircões Paleozoicos e Proterozoicos foram encontrados em rochas gabróicas na zona axial da Cordilheira Meso Atlântica (PILOT et al., 1998; SKOLOTNEV et al., 2010). Esta evidência direta de reciclagem crustal no manto deve levar a pensar até que ponto essa configuração anterior do embasamento Sul Rio-grandense pode influir nas composições mantélicas muito mais recentes associadas ao magmatismo alcalino cretáceo.

Essa complexa amalgamação e compartimentação do escudo do RS, associada a suas expressivas zonas de cisalhamento e pequena extensão cratônica, também indicam uma raiz não tão profunda do Cráton na região da intrusão. Dessa forma, o contexto continental extensivo (e.g. formação dos basaltos da Formação Serra Geral), ambiente também comum aos kimberlitos e magmas ultrapotássicos, é possivelmente o grande agente modificador do manto que formou as rochas alcalinas cretáceas, ou seja, essa é idade mais provável para o kimberlito Alfeu I.

1.3.3 GEOLOGIA LOCAL

A rocha kimberlítica Alfeu-I encontra-se encaixada na forma de *pipe* em rocha granítica deformada e marcada por foliação (N40E/65E; N55E/65°SE) semelhante à estruturação regional. A medida N40W/70W marca o contato da intrusão com granitoide foliado e também reflete a estruturação de fraturas e falhas regionais. Localmente o *pipe* está bastante alterado, com cores que variam de preta a castanho escuro, verde musgo e laranja, porém, ainda preserva a estrutura e textura primárias e ocorrem muitos e variados minerais indicadores de kimberlitos (MIK). O afloramento é em corte de estrada vicinal de direção Norte-Sul, que liga a cidade de Canguçu - RS à zona rural (Figura 1.3). Em planta apresenta uma forma semicircular com diâmetro ≈20m.

No saprólito do kimberlito foram observados espelhos de falha oblíquos que indicam uma movimentação normal posterior à intrusão, mas sem deformação associada, o que também sugere que o kimberlito Alfeu-I pode ser correlacionado ao período cretáceo.

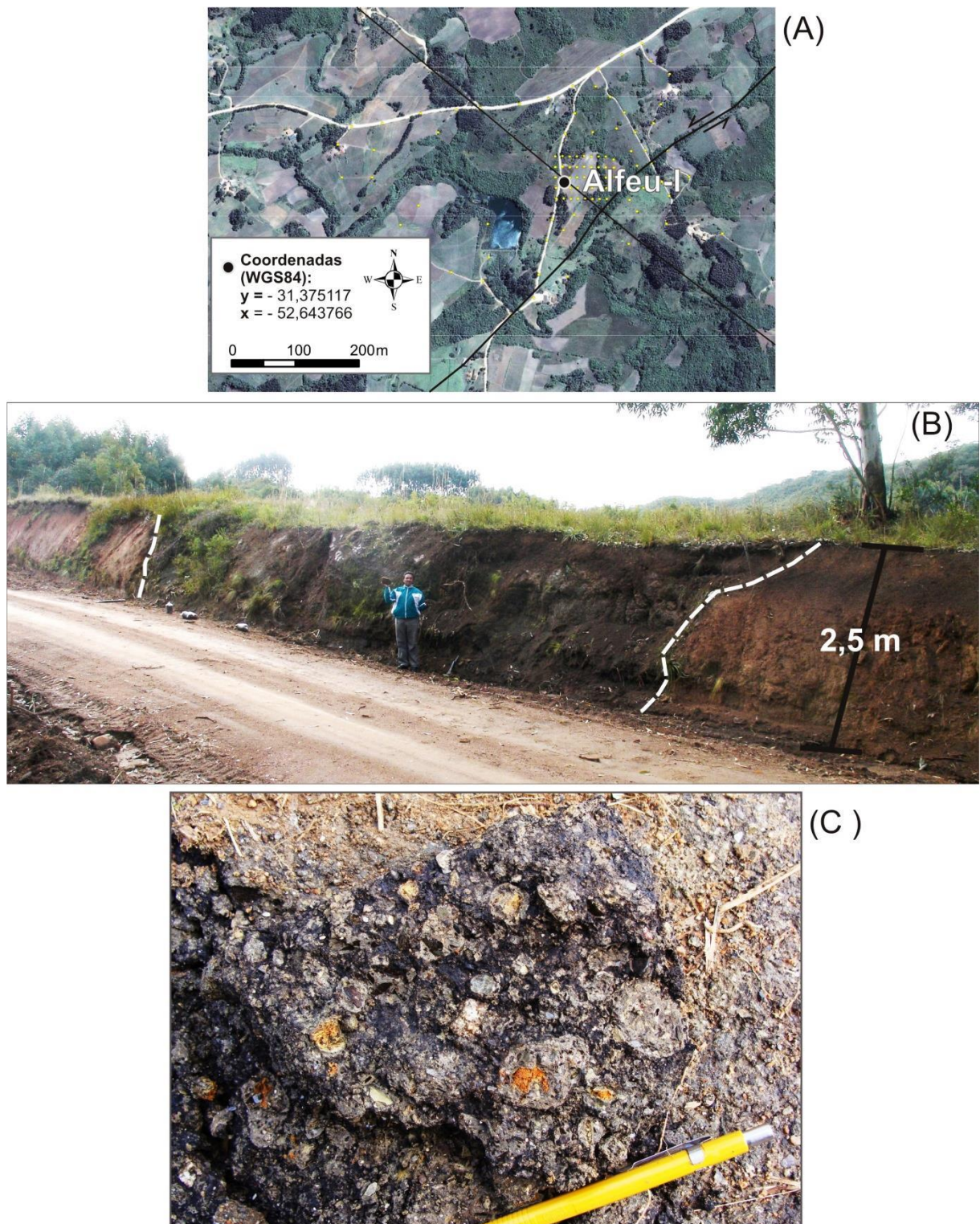


Figura 1.3 – (A) posicionamento do afloramento em planta no *Google Earth* (acesso em 07/2013) com zona de cisalhamento NE e fratura NW; (B) Corte de estrada com a intrusão Alfeu-I marcada por estilo característico de chaminé (com $\approx 20\text{m}$ de extensão e $2,5\text{m}$ de altura) que contrasta com embasamento de cores laranja; (C) aspecto macro da rocha com fragmentos lapilli peletal, xenólitos mantélicos, xenocristais e matriz de cor preta argilosa.

As observações das feições texturais e estruturais primárias e a mineralogia encontrada na rocha no campo indicam que o nível de erosão atual expõe a fácies diatrema (Figura 3.1). O corpo apresenta uma variação lateral da mineralogia, com o

enriquecimento de macrocristais de mica do centro para as bordas e, na direção oposta, um enriquecimento de macrocristais de ilmenita. Observou-se em escala macroscópica que a rocha caracteriza-se por apresentar: (i) abundante quantidade de micas na forma de macrocristais com até 6,0 cm e uma população de cristais com cerca de 1mm; (ii) ilmenita que ocorre como macrocristais de até 3,0 cm, com encapamento de leucoxênio e possui formas arredondadas a angulosas; (iii) na parte central do corpo, foram observadas granadas nas cores vermelha, lilás e laranja, levemente corroídas, quebradas e pouco abradadas, com superfícies “quelifíticas”, com até 5 mm.

2 PETROGÊNESE, MAGMATISMO E PROCESSOS TECTÔNICOS

Os estudos de petrogênese de rochas ígneas são embasados em informações que forneçam direta ou indiretamente parâmetros para: **i)** a caracterização da região fonte do (s) magma (s) e do contexto geotectônico; **ii)** estimar as condições de fusão parcial; **iii)** estimar o tamanho/extensão da modificação do manto primário devido à fusão parcial e sua fração fundida. É importante salientar que os magmas gerados possuem características próprias que podem ser modificadas, em maior ou menor grau, por: processos de reequilíbrio e metassomatismo na fonte; modificações durante a ascensão/transporte e no armazenamento em níveis rasos do manto e/ou supracrustais na forma de uma câmara magmática. Mesmo os magmas kimberlíticos que ascendem de forma muito rápida até a superfície estão sujeitos a essas modificações.

O alcance que se pode atingir nas interpretações a partir de tais dados, depende de uma boa observação e mapeamento de campo, com amostragem detalhada dos tipos e fácies de rocha, petrografia dos tipos e fácies a serem detalhados e um estudo, que abranja algum detalhe de geoquímica de elementos maiores, menores, traços e, se possível, geoquímica de isótopos estáveis e radiogênicos e datação.

Assim, o objetivo principal dos estudos petrogenéticos de rochas ígneas é distinguir as características da fonte que são herdadas, que vão depender das fusões parciais primárias, das profundidades de segregação e das modificações decorrentes dos processos subsequentes até a cristalização.

2.1 ENTENDIMENTO DE MODELOS DE MAGMATISMO E PROCESSOS TECTÔNICOS

Para iniciar o entendimento ou a construção de modelos de magmatismo e processos tectônicos globais de uma dada região, é interessante observar que boa parte dos processos geológicos foram definidos a partir do estudo dos ambientes atuais. E a definição de James Hutton, pai da geologia, de que “o presente é a chave para o passado”, nem sempre se aplica. Isto porque, hoje, é entendido que os magmas do pré-cambriano podem ter sido gerados por processos significativamente diferentes daqueles do Fanerozoico (<600 Ma). Atualmente, é adotado como modelo que o gradiente geotérmico era muito mais acentuado no Arqueano, o que gerou maiores graus de fusão em profundidades mais rasas e uma grande quantidade de

microplacas que se moveriam em velocidades mais elevadas em relação ao que se mede hoje (WILSON, 1989).

As espessuras das placas oscilam desde poucos km, próximas ao eixo das cordilheiras meso-oceânicas, até mais de 200 km de espessura sob algumas regiões continentais estáveis (Crátons).

De acordo com os ambientes tectônicos conhecidos estão consagrados e definidos, hoje, quatro estilos distintos em que produtos magmáticos podem ser gerados. Estes são intimamente relacionados aos tipos de limites de placas, suas posições relativas, espessuras e as composições dos materiais envolvidos. Os limites são:

- Margens de Placas Construtivas - limites de placas divergentes que incluem as cordilheiras meso oceânicas (CMO) e os Centros de Espalhamento/Propagação de *Back-Arc* ou Bacias Marginais, nos quais são gerados magmas tipo MORB. Os magmas dessas regiões são muito empobrecidos em K e outros cátions de raio iônico grande (Rb, Ba, U, Th, Pb, Zr e ETRL, quando comparados a basaltos de outros contextos tectônicos.
- Margens de placas destrutivas: são os limites convergentes que incluem Arcos de Ilha e Margens Continentais Ativas. São geralmente muito explosivos devido ao alto teor de voláteis originados principalmente dos “basaltos” e sedimentos que são submetidos a uma série complexa de reações de desidratação, devido às novas condições físico-químicas na cunha da zona de subducção com o seu aprofundamento no manto. Estes processos resultam em magmas basálticos hidratados que ascendem e são armazenados em zonas crustais onde se diferenciam no interior das câmaras magmáticas para formar uma gama de magmas mais ricos em sílica.
- Ambientes Intraplaca Oceânica: são caracterizados pela ocorrência de basaltos de ilhas oceânicas (OIB). A fonte de seus magmas podem envolver misturas de manto empobrecido (<670 km) e enriquecido (>670 km) em elementos incompatíveis e variações devido à adição dos componentes derivados de antigas crostas oceânicas subduzidas e da “nova” litosfera continental formada.

- Ambientes Intraplaca Continental: inclui as províncias continentais de fluxo “basáltico”, zonas de *rifts* continentais, e ocorrências de magmatismo do tipo potássico e ultrapotássico (e.g. kimberlitos).

O magmatismo intraplaca continental em amplitude global ocorre com volumes e dimensões insignificantes nos tempos atuais (*cf.* Tabela 2.1). O maior exemplo “local” é a Província Magmática do Paraná-Etendeka, uma das maiores províncias de basaltos de platô do planeta, formada por basaltos e riolitos relacionados com a abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo inferior. Esta é ligada, no tempo e no espaço, com a fragmentação do oeste gondwânico, ocasionada pela implantação da pluma mantélica de Tristão e Cunha, foco de geração e extração de magma (HAWKESWORTH et al., 1992; O’CONNOR; DUNCAN, 1990; GALLAGHER; HAWKESWORTH, 1994).

O caso estudado, kimberlito Alfeu-I, é associado a magmas alcalinos subsaturados em sílica, como os que ocorrem no interior de placas continentais integrados a sistemas rift ou ainda como produto da ação de pluma mantélica. A gênese de magmas alcalinos é comumente interpretada como produto de baixa taxa de fusão parcial no manto. Logo, a presença de magmas alcalinos subsaturados em SiO₂ constitui um marcador geodinâmico valioso quando se investiga a história evolutiva em terrenos antigos, pois sua instalação limita-se a períodos anorogênicos.

Tabela 2.1 - – Taxas globais de magmatismo, calculado para o Cenozoico, modificada de Wilson (1989).

Localização	Taxa (km ³ ano ⁻¹) de geração de rochas:	
	Vulcânicas	Plutônicas
Limites de Placas Construtivas	3.0	18.0
Limites de Placas Destrutivas	0.4 - 0.6	2.5 - 8.0
Intraplaca Oceânica	0.3 - 0.4	1.5 - 2.0
Intraplaca Continental	0.03 - 0.01	0.1 - 1.5
Total Global	3.7 - 4.1	22.1 - 29.5

2.2 CARACTERÍSTICAS DAS SÉRIES MAGMÁTICAS ASSOCIADAS AOS DIFERENTES AMBIENTES TECTÔNICOS

São basicamente separadas de acordo com diagrama tipo *Harker*, por meio da variação de Na₂O + K₂O (%) versus SiO₂ (%) (TAS), onde se visualiza a distribuição das composições entre as séries de rochas subalcalinas e alcalinas, a variação do teor de SiO₂ e suas transições desde termos ultrabásicos a ácidos (Figura 2.1).

Os basaltos subalcalinos podem ser subdivididos de acordo com o teor de K (alto, médio e baixo) e entre as séries Toleítica e Cálcioalcalina (ou alto alumínio). O maior diferencial químico entre as séries basálticas subalcalinas típicas, Toleiíticas (baixo-K) e Calcioalcalinas (alto alumina), está no conteúdo de Al_2O_3 dos membros finais mais básicos (basaltos e andesitos): os Calcioalcalinos contêm entre 16-20% e série Toleítica abrange entre 12-16% de Al_2O_3 .

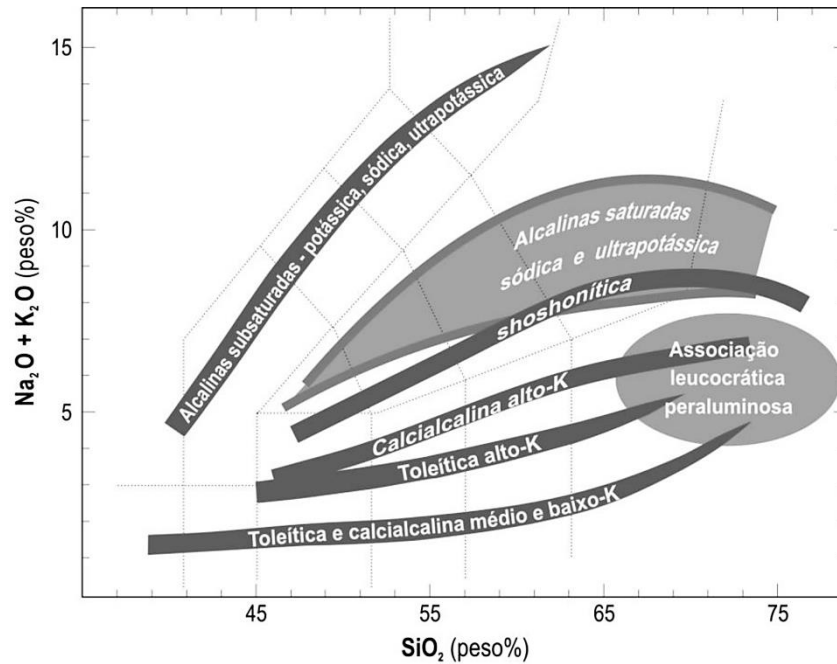


Figura 2.1 - - Diagrama TAS com modelo distribuição das séries magmáticas. (obtida de KNIJNIK, 2011).

A Tabela 2.2 exibe as classificações das séries magmáticas características (tipos alcalinos e subalcalinos), combinadas com os ambientes tectônicos em que ocorrem. O subtipo magmático Toleítico é o dominante em Cós (magma tipo MORB) e no interior de muitas províncias de fluxo basáltico continental (magma tipo E-MORB – e.g. magmatismo da Formação Serra Geral). Embora os basaltos toleíticos predominem nesses ambientes, existe uma heterogeneidade composicional em algumas áreas com a ocorrência de variedades transicionais e alcalinas associadas, particularmente em oceanos com baixa taxa de espalhamento como e.g. o Atlântico.

Tabela 2.2–Séries magmáticas associadas com ambiente tectônico e características vulcânicas. Modificada de Wilson, 1989.

Ambiente tectônico	Limite de placa		Intraplaca	
	Convergente (destrutivo)	Divergente (construtivo)	Intra - oceânico	Intra - continental
Feição vulcânica	Arcos de ilha e margens continentais ativas.	Cadeias meso oceânicas e centros de espalhamento atrás do arco (back-arc).	Ilhas oceânicas.	Zonas de rift continental e províncias de fluxo basáltico continental.
Série magmática característica	Toleítico, cálcico alcalino e alcalino.	Toleítico.	Toleítico e alcalino.	Toleítico e alcalino.
Variação de SiO ₂	Basaltos e diferenciadas.	Basaltos.	Basaltos e diferenciadas.	Basaltos e diferenciadas.

Os basaltos alcalinos e seus equivalentes diferenciados são comumente encontrados em ambientes tectônicos intraplaca, como ilhas oceânicas e *rifts* intraplaca continental e ocorrem raramente em alguns ambientes tectônicos relacionados à subducção. Basaltos de ilhas oceânicas ocorrem com grande diversidade composicional, que varia desde as composições toleíticas ou subalcalinas baixo-K (Hawaii, Islândia e Galápagos), e passa aos termos alcalinos sódicos (Ilhas Canárias e Santa Helena) até os alcalinos potássicos (Tristão e Cunha e Ilha de Gonçalo Álvares – Gough). Magmas mais evoluídos do que os basálticos são bem comuns, frequentemente ocorrem com distribuição bimodal basalto-traquito/fonolito (WILSON, 1989).

Basaltos continentais possuem expressão muito reduzida e são predominantemente alcalinos nos estágios iniciais de rifteamento continental. Entretanto, em regiões onde há uma grande amplitude de prolongamento crustal, magmas tipo transicionais e toleíticos podem ser frequentes. As grandes províncias continentais de fluxos basálticos toleíticos são interpretadas de forma que a atividade ápice de geração ocorreu associada com as principais fases de sucessivas aberturas de *rifts* continentais e geração de novas bacias oceânicas (WILSON, 1989).

Kimberlitos e outros magmas ultrapotássicos formam uma ampla variedade de rochas altamente potássicas, com nomes e mineralogias diferenciadas, originadas por magmas alcalinos continentais e geradas em ambientes tectônicos diversos em fase anorogênica.

Uma gama de magmas que abrange os termos toleíticos bimodais (Fm. Serra Geral), os alcalinos sódicos e potássicos (Tristão e Cunha, Ilha de Gonçalo Álvares – Gough, Domo de Lages, Fernando de Noronha, etc.), os ultrapotássicos (kimberlitos do RS, Província Alcalina do Goiás, Complexo Alcalino Planalto da Serra

e Província Ígnea do Alto Parnaíba) e os complexos alcalinos carbonatíticos (Anitápolis) estão relacionados no espaço e no tempo à dinâmica da pluma mantélica de Tristão e Cunha e seus diferentes tipos de magmatismo. Essa gerou a abertura do oceano Atlântico e a formações de estruturas tipo *rift* e fraturas associadas, assim como reativou estruturas antigas. Toda essa perturbação/modificação crustal e mantélica têm seus representantes magmáticos extrusivos relacionados a um maior ou menor grau de fusão parcial e a profundidades de segregação mantélica diferenciadas. E estão relacionadas a um mesmo ambiente anorogênico, de grande extensão e com comportamento e associações químicas relacionadas no espaço e no tempo. Dentre os exemplos da ocorrência de basaltos e de intrusões alcalinas subsaturadas na porção continental do Brasil, ocorridas no período entre o Mesozoico e o Terciário, destacou-se: o evento mais antigo representado por lavas basálticas toleíticas da Bacia do Maranhão (WILDNER; FERREIRA; SCHOBENHAUS, 2011), datada em 190 Ma (FODOR; MUKASA; SIAL, 1998); fluxos basálticos da Bacia do Paraná datada em ≈ 135 Ma (PINTO et al., 2011); ultrapotássica kimberlito Rosário/RS datada em ≈ 128 Ma (CONCEIÇÃO et al., 2011); Complexo Alcalino de Lages/SC com idades entre 63 Ma a 78 Ma e de 81 ± 8 (SCHEIBE, 1986); Ilha de Fernando de Noronha com 1,7 Ma a 30 Ma (CORDANI, 1970); etc..

2.3 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE MAGMAS PRIMÁRIOS

Há quatro classificações de magmas (informação verbal¹): (i) Primordial - composição “original” das “primeiras” rochas formadas universo (e.g. composição condrítica); (ii) Primário - gerado diretamente por fusão do manto; (iii) Primitivo - são também gerados diretamente no manto sem processos de diferenciação associados (e.g. magmas komatiítico e alguns magmas kimberlíticos); (iv) Parental - dá origem a uma série de diferenciação (e.g. Calcialcalinos, Toleítico e Alcalino). Os processos de diferenciação que modificam as composições podem ser: metassomatismo; cristalização fracionada; mistura de magmas; e contaminação crustal.

Para investigar as características geoquímicas de uma série de rochas cogenéticas é preciso ter dois objetivos fundamentais: compreender os processos envolvidos na petrogênese dos magmas, bem como os processos de diferenciação associados. Os processos de diferenciação podem ser a chave do entendimento da gênese do

¹ Informe repassado no curso: Ambientes Metalogénicos e Depósitos Associados/2012 (FERREIRA, BOTELHO e BROD, 2012).

magmatismo de kimberlitos, haja vista que ocorrem diversos componentes inseridos nesse sistema em diferentes níveis mantélicos e crustais (e.g. magma kimberlítico, xenólitos mantélicos e crustais assim como a assimilação de porções do manto durante a ascensão, denominados como **nódulos discretos**).

Se for considerada uma média geral, magmas primários em equilíbrio com a mineralogia típica do manto superior (olivina + ortopiroxênio + clinopiroxênio +- granada ± espinélio) devem ter alto número de Mg (Mg# >0.7), alto Ni (>400-500 ppm), alto Cr (>1000ppm) e SiO₂ inferior a 50%, mas ocorrem casos de magmas derivados de regiões mantélicas metassomatizadas, onde esses critérios já não podem ser aplicados (WILSON, 1989). A mesma autora descreve que o metassomatismo da fonte pode ser tão extremo que o harzbugito (olivina + ortopiroxênio) já não é mais o resíduo da fusão parcial, portanto essas fases não causam mais efeito tampão (espalhamento, diminuição do valor) no conteúdo do número de Mg, do Ni e do Cr das fusões parciais. Na ausência do critério acima, a ocorrência de xenólitos ultramáficos derivados do manto profundo (alta pressão) pode ser aplicada para inferir de forma relativa às características primárias do magma hospedeiro, uma vez que estes seriam esperados não estarem mais presentes se um processo significativo de cristalização fracionada tivesse ocorrido. Entretanto, mesmo estes xenólitos não são completamente diagnósticos, visto que o fracionamento de olivina em alta pressão poderia ter ocorrido antes da incorporação dos xenólitos para dentro do magma.

2.4 HETEROGENEIDADES DO MANTO

A partir dos dados de limites físicos do interior da terra (sísmica), de corpos extraterrestres primordiais, de xenólitos mantélicos, de rochas vulcânicas, de mudanças estruturais e químicas dos minerais, aliados a estudos experimentais de temperatura e pressão e a geologia isotópica, construiu-se uma base sólida para geração de modelos da dinâmica do manto, porém há muitos pontos de discussão sobre a(s):

- Distribuição e migração de calor e massa no interior do planeta;
- Evolução termal;
- Composições e suas modificações no interior da terra.

A Terra pode ser dividida em três camadas principais: (i) litosfera (até ≈150 km de profundidade) - camada mais externa, com comportamento rígido e formada pela crosta e parte do manto subjacente (manto litosférico); (ii) astenosfera (até ≈410 km

de profundidade) - camada localizada abaixo da litosfera e que flui em resposta à deformação (manto astenosférico); (iii) e mesosfera (ou manto inferior >660 km de profundidade) - camadas mais internas da Terra.

O perfil do manto que compõe a litosfera é denominado de manto litosférico e, quando subjacente a áreas continentais, denomina-se como manto litosférico subcontinental (MLSC). A profundidade máxima do MLSC varia de acordo com algumas características dos terrenos: posição tectônica; extensão e espessura crustal; grau de delaminação e preservação das porções continentais, etc..

As principais descontinuidades sísmicas identificadas são interpretadas como reflexo de mudanças de fase progressivas da olivina para polimorfos de alta pressão. A descontinuidade de 410 km marca a passagem de olivina (α α α) para wadsleyita (β), seguida da transformação para ringwoodita (γ), em aproximadamente 520 km, e, por fim, para uma mistura de magnesiowustita e perovskita silicática a 660 km. O intervalo de 400 a 660 km é denominado de zona de transição, e esta última descontinuidade sísmica marca a transição do manto superior para o inferior (>660km). As demais fases minerais presentes no manto corresponderiam a clinopiroxênio, ortopiroxênio e granada. Estes componentes passam por transições mais graduais, sem respostas sísmicas significativas, e eventualmente também se transformam em perovskita silicática (BINA, 2003). Entretanto, é cada vez mais aceito pelos geocientistas que o manto é heterogêneo em várias escalas e parâmetros, tais como química de elementos maiores, mineralogia, elementos traço e isótopos (ANDERSON, 2006).

Acredita-se que as heterogeneidades do manto sejam consequências da combinação de processo geodinâmicos, responsáveis tanto pela criação como destruição destas diferenças (CARLSON, 1994; ANDERSON, 2006). Processos como extração de material por fusão parcial e reciclagem de crosta, tanto por subducção como delaminação, são comumente evocados para explicar a origem das heterogeneidades e acredita-se que os processos de convecção mantélica podem ser responsáveis por sua homogeneização (CARLSON, 1994, 2003; HOFMANN, 2003). Apesar de estes processos sugerirem que ao longo da história da Terra operou-se uma constante modificação do manto, há evidências da existência de porções mantélicas minimamente diferenciadas (COSTA, 2012): altas razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ foram encontradas em vulcões de ilhas oceânicas e de alguns *hot spots* continentais e são interpretadas como um sinal da contribuição de uma porção do manto não degaseificada e, por inferência, indiferenciada (CARLSON, 2003).

Uma das principais incógnitas dos modelos de dinâmica mantélica é a abrangência do processo de convecção, ou seja, se há uma estratificação com limites entre os quais a convecção ocorre: apenas no manto superior (convecção em camadas); ou se este processo engloba todo o manto (convecção total) (Figura 2.2 A e B).

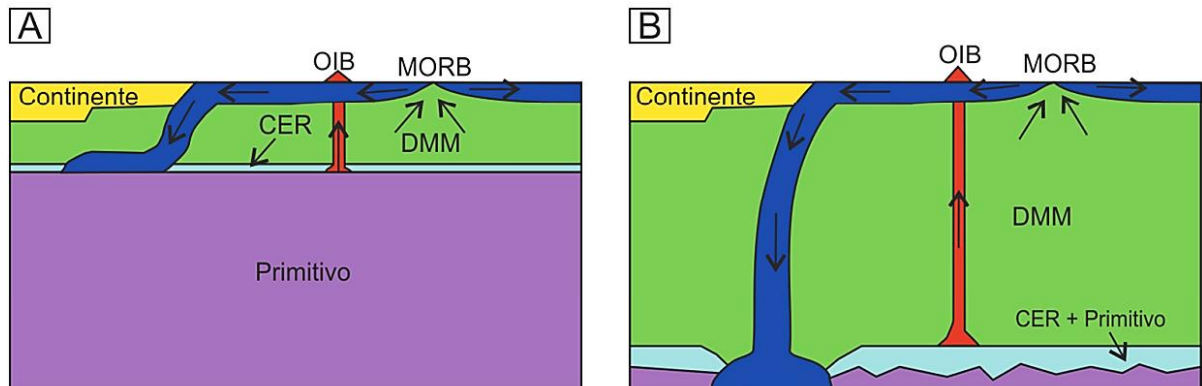


Figura 2.2 – Dois modelos de reservatórios mantélicos e sua relação com a dinâmica do manto. (A) Modelo de convecção em camadas no qual a descontinuidade de 660 km representa o limite entre manto convectivo e manto primitivo. (B) Modelo de convecção total, segundo o qual o manto é homogêneo exceto pela presença de material primitivo e crosta reciclada na base do manto. Reservatórios geoquímicos: verde – manto empobrecido (DMM); roxo – manto “primitivo” (alta razão $^3\text{He}/^4\text{He}$); azul claro – crosta enriquecida reciclada (CER). Feições convectivas: azul – placa oceânica; vermelho – plumas. Obtida de COSTA (2012) que modificou de TACKLEY (2000).

2.4.1 COMPOSIÇÃO QUÍMICA E MINERALOGIA DO MANTO

Existem algumas abordagens que permitem acesso a possíveis composições mantélicas como, por exemplo:

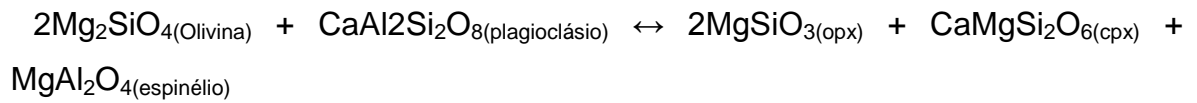
- O estudo de basaltos, visto que são tidos como gerados por fusão parcial e extração do manto superior;
- O estudo de rochas ultramáficas, consideradas também como de origem mantélica, que incluem complexos ofiolíticos, xenólitos mantélicos inclusos em basaltos alcalinos e magmas ultrapotássicos;
- Dados químicos de rochas extraterrestres;
- E os importantes aliados dados sísmicos.

Embora o manto superior se constitua por fases com mineralogia e química complexas, nós podemos considerar que ele é composto, de forma predominante, por quatro fases de composição lherzolítica (olivina > 40%, Figura 2.5). Essas fases são transicionais com o aumento da pressão e temperatura e seguem a seguinte ordem de mudança estrutural das fases aluminosas na assembleia de minerais *subsolidus* em direção ao manto inferior (Figura 2.3 e Figura 2.4):

Plagioclásio → *Espinélio* → *Granada* → *Fases de alta pressão*

Os limites *subsolidus* entre as diferentes assembleias de minerais de um lherzolito são de fato transições metamórficas que podem ser representadas pelas seguintes reações de membros finais (WILSON, 1989) (Figura 2.3):

- Plagioclásio para espinélio lherzolito:



- Espinélio para granada lherzolito:

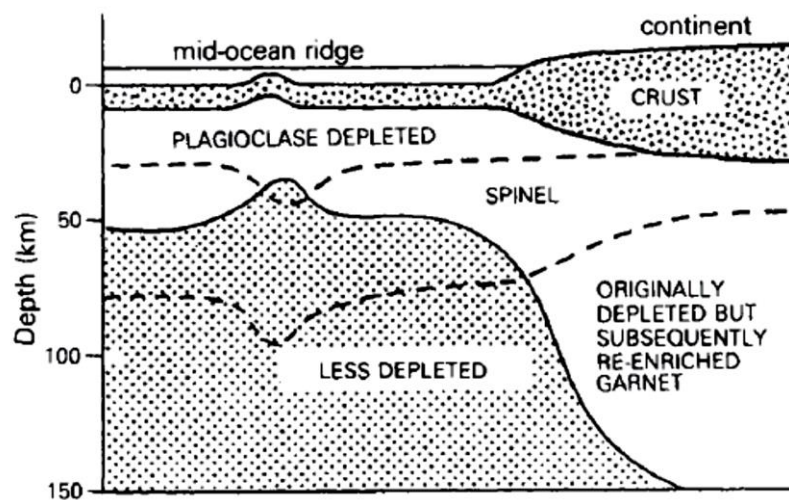
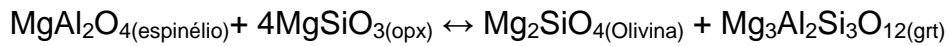


Figura 2.3 – Seção esquemática das fases do manto sob a crosta continental e oceânica sem a ocorrência de zona de subducção (obtida de WILSON, 1989).

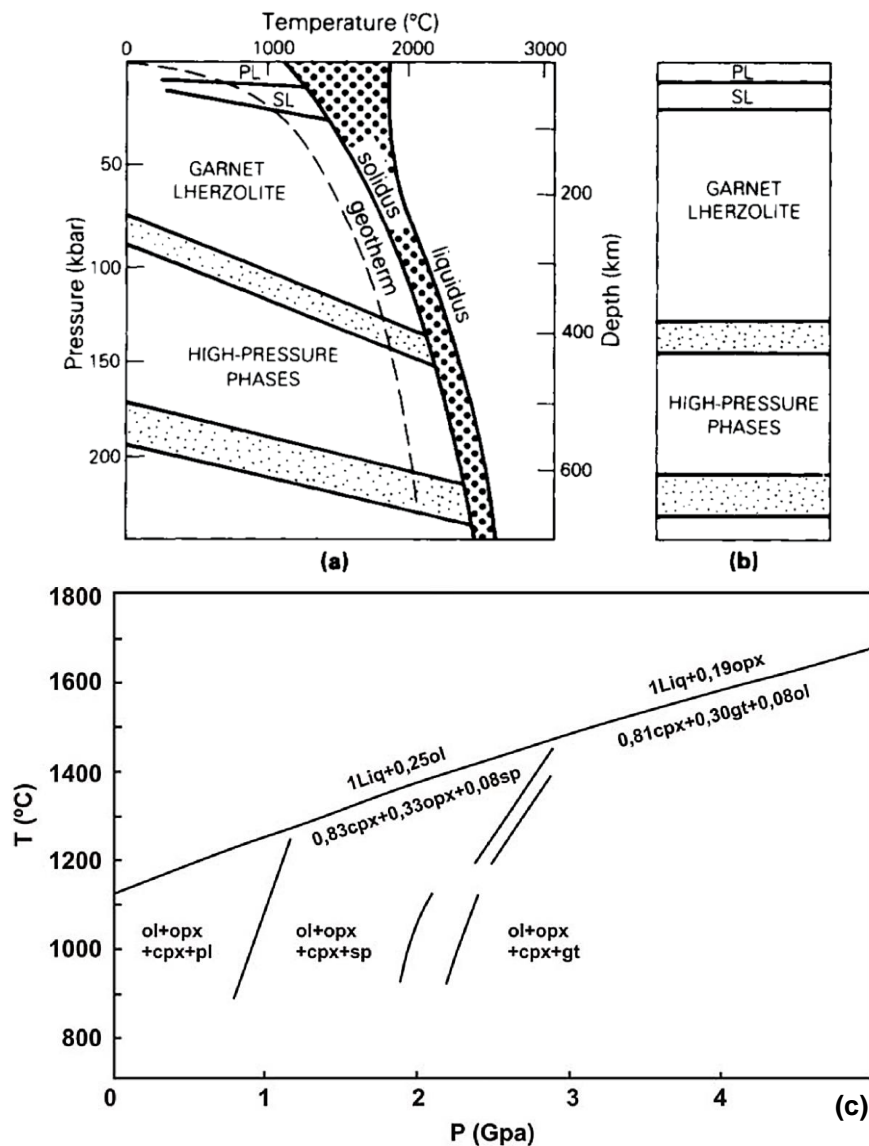


Figura 2.4-(a) Fases de transição *subsólidas* para um manto anidro lherzolítico. As bandas com pontilhados pequenos indicam as fases de transição de alta pressão, já a região de fusão parcial, é delimitada banda com pontilhados maiores, entre a linha *solidus* e *liquidus*. (b) Seção vertical do manto ao longo das geotermas *subsólidas*, indicadas em (a). Obtidas de Wilson (1989). (c) Diagrama de pressão versus temperatura que exhibe as fases sólidas e seus limites composicionais, que definem as fácies: plagioclásio (pl); espinelio (sp); e granada (gt) peridotitos. Obtida de PEARSON et al. (2003).

Assume-se que os xenólitos mantélicos são derivados do manto devido a sua proximidade composicional com materiais primordiais e são todas as inclusões de rocha e de minerais com presumida derivação mantélica, encontradas em rocha encaixante de origem vulcânica (PEARSON et al, 2003). Ocorrem em abundância na maioria das rochas kimberlíticas (DAWSON 1980, NIXON 1987) e menos comuns em basaltos de séries alcalinas. Como as séries alcalinas são modeladas como de origem mantélica mais rasa que os kimberlitos, seus xenólitos devem refletir uma variação de composições restritas a profundidades mais rasas.

2.4.1.1 XENÓLITOS E XENOCRISTAIS MANTÉLICOS

PEARSON et al. (2003) classifica as ocorrências dos xenólitos com base no seu ambiente tectônico (oceânico ou continental). Os xenólitos de ambiente continental podem ser subdivididos pela idade e história tectônica da área. De forma geral, xenólitos de áreas estáveis cratônicas e pericratônicas são encontrados em kimberlitos e rochas relacionadas (e.g. kimberlitos dos Grupos I e II e lamproitos) enquanto os de áreas não cratônicas ocorrem em basaltos alcalinos, nefelinitos, melilitos, lamprófiros e relacionadas (minetes, monchiquitos e alnöitos).

Os tipos litológicos mais comumente reconhecidos em xenólitos do manto são os peridotitos, porém também são observados piroxenitos e eclogitos.

Piroxenitos correspondem às rochas cuja olivina modal encontra-se abaixo do limite de 40%, e são subdivididos em websteritos e orto e clinopiroxenitos (Figura 2.5).

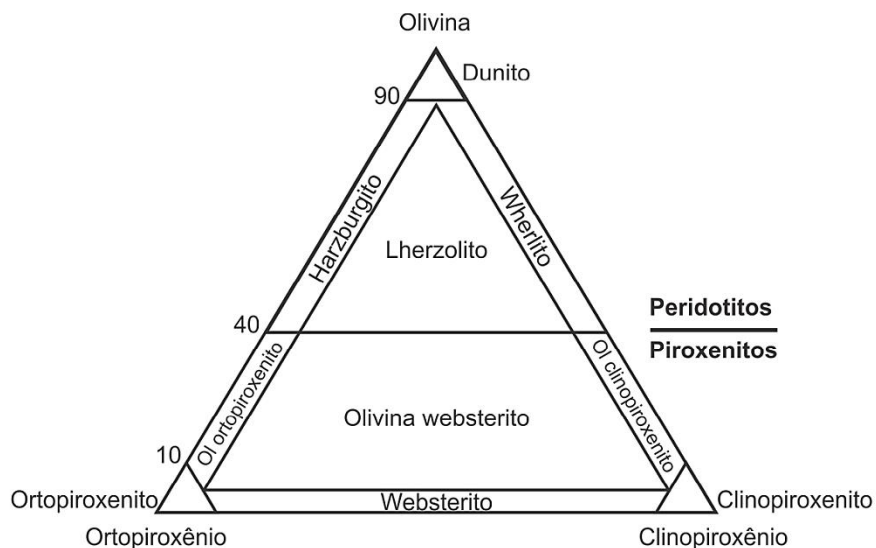


Figura 2.5 – Classificação modal de rochas ultramáficas, diagrama OI-OpX-Cpx. No interior do campo dos peridotitos (OI >40), a ocorrência de espinelio ou granada na assembleia mineral pode levar a novos tipos de rochas classificadas como: granada lherzolito – granada harzburgito, e espinelio lherzolito - espinelio harzburgito (HARTE, 1983). OI = olivina.

Peridotitos são rochas com mais de 40% de olivina modal, podem ou não conter piroxênios e são subdivididos em dunitos, harzburgitos, lherzolitos e wehrlitos (Figura 2.5), em acordo com a classificação de rochas ultramáficas recomendada pela *International Union of Geological Sciences* – IUGS e proposta por STRECKEISEN (1976). Uma fase aluminosa pode ocorrer e depende da pressão de equilíbrio que define o fácies (plagioclásio, espinelio ou granada) de onde o xenólito foi amostrado.

Eclogitos são rochas de granulação grossa, compostas principalmente por granada, clinopiroxênio e um número limitado de fases acessórias como: coesita, escapolita, ortopiroxênio, olivina, anfibólio, quartzo, cianita, flogopita, rutilo, ilmenita, grafita e diamante.

Dawson (1980) reconheceu diversos xenólitos mantélicos em kimberlitos e os dividiu conforme os seguintes grupos principais:

- Séries dos piroxenitos-peridotitos;
- Eclogitos e gropsiditos (variedade de eclogito constituído por grossulária, clinopiroxênio e cianita);
- Peridotitos metassomatizados contendo richterita potássica e/ou mica;
- Glimeritos (ígnea máfica formada quase que essencialmente por biotita) e série de rochas MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio).

Lherzolitos e Harzbugitos, da série peridotitos-piroxenito, são tipicamente predominantes e geralmente constituem menos do que 2% da rocha hospedeira, embora alguns kimberlitos sejam notavelmente enriquecidos nesses xenólitos. Em outros kimberlitos, os eclogitos e gropsiditos predominam ou ocorrem sem a presença lherzolitos. Xenólitos da série MARID são raros. O grupo de xenólitos metassomatizados de DAWSON (1980), provavelmente representa uma categoria transicional formada pelo acréscimo de minerais da série MARID aos lherzolitos (MITCHELL, 1986).

A fragmentação destes xenólitos derivados do manto durante o transporte no interior do magma kimberlítico resulta no acréscimo de xenocristais ao magma. Em alguns casos, tais xenocristais são fáceis de reconhecer com base na sua composição equivalente as dos minerais do interior de xenólitos analisados, e.g. cromo diopsídio e cromo piropo derivados de lherzolito ou jadeíta e granadas ricas em grossulárias de eclogitos. Em outros casos tal distinção não é possível devido à sobreposição composicional com minerais cristalizados a partir do magma, por exemplo, a olivina e flogopita ou minerais pertencentes à série de nódulos discretos, por exemplo, granadas pobres em cromo e ilmenitas magnesianas (MITCHELL, 1986). Esses nódulos (xenocristais) consistem principalmente de grandes cristais individuais (01 cm - 20 cm) de ilmenitas magnesianas, cromo piropo pobre em titânio, diopsídio (geralmente subcálcico – augitas enriquecidos em cromo), enstatita (opx), flogopita e zircão (MITCHELL, 1986). Intercrescimento lamelar de granulação grosseira de piroxênio e ilmenita também são comuns, visto que são pequenas inclusões de uma fase dentro de grandes cristais de outra (MITCHELL, 1986).

Quanto à origem desses nódulos, DAWSON (1980) recomenda que eles sejam denominados de megacristais, ou seja, sem conotação genética e meramente descritiva em relação ao tamanho dos cristais. Fragmentos de megacristais são comuns em muitos kimberlitos e são referidos como macrocristais. Os macrocristais e os megacristais parentais tem uma origem cognata ou são xenólitos/xenocristais e este é um dos problemas petrológicos dos kimberlitos (MITCHELL, 1986), entretanto nessas rochas eles possuem uma distinta tipomorfia.

2.4.1.2 SISTEMA ANÁLOGO AOS XENÓLITOS DO MANTO

Wilson (1989) descreve que o sistema forsterita-diopsídio-enstatita (*cf.* Figura 2.6) pode ser empregado como um análogo aos xenólitos do manto, embora não contenha a fase aluminosa (espinélio ou granada). Nesse sistema a autora demonstra que um lherzolito com uma massa de composição X poderia fundir parcialmente e produzir um líquido de composição do eutético Y. Se a fusão evoluir continuamente pelo processo de fusão fracionada, a composição do resíduo evoluiria ao longo da linha X-Z até todo clinopiroxênio (Di) ser consumido, então a fusão no eutético Y cessaria e assim restaria um resíduo com a composição de um harzburgite (Z). Com este diagrama de fase, a autora descreve que essa simplificação pode, embora de forma esquemática, representar as relações entre xenólitos de lherzolitos, harzburgitos e dunitos observados em kimberlitos e basaltos alcalinos.

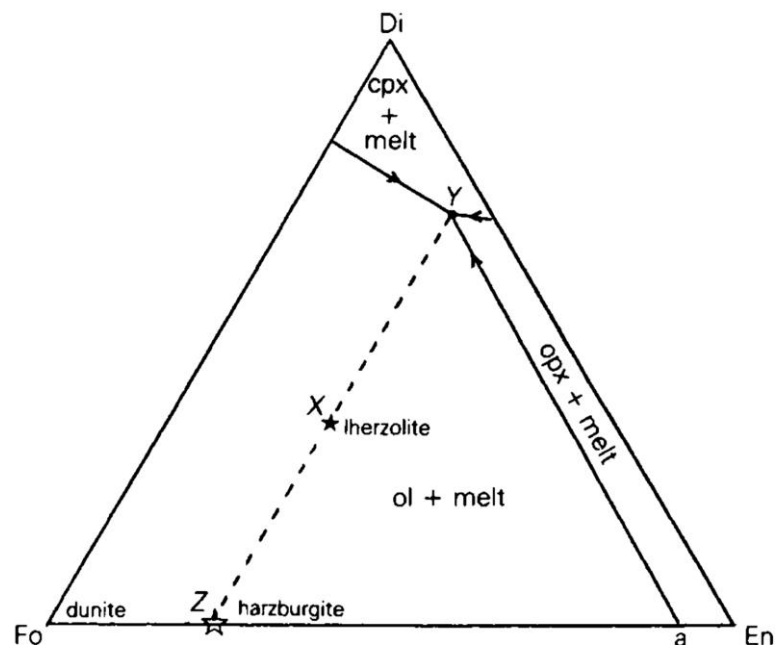


Figura 2.6 - Diagrama de fases do sistema anidro forsterita-diopsídio-enstatita em uma pressão de cerca de 20 kbar, utilizado como um potencial análogo a um sistema manto. Lembre que as fases minerais em peridotitos naturais são soluções sólidas ao invés dos simples membros finais exibidos nesse diagrama, e assim as presentes relações de fases devem ser mais complicadas (WILSON, 1989).

2.4.2 HETEROGENEIDADES X COMPOSIÇÃO QUÍMICA E MINERALOGIA DO MANTO

Modelos acerca das heterogeneidades físico-químicas e mobilidade do manto dependem do gradiente geotermal, vinculado ao ambiente geotectônico e a composição química dos lherzolitos. Esses são alguns dos fatores críticos que variam a posição desses limites.

Os modelos são por vezes controversos, haja vista as diferentes propostas, por exemplo: modelo de convecção em camadas (Figura 2.2 a); modelo de convecção total (Figura 2.2 b).

Em relação à modelagem química, o modelo de pyrolito de Ringwood (1958a-c, 1975, 1989) é bem aceito, o autor postula um conteúdo aproximado de 60% de olivina no manto. As demais fases minerais presentes no manto correspondem a clinopiroxênio, ortopiroxênio e granada. Estes componentes passam por transições mais graduais, sem respostas sísmicas significativas, e eventualmente também se transformam em perovskita silicática (BINA, 2003). Carswell (1980) demonstrou que os valores das pressões de transição aumentam com o acréscimo de cromo em relação ao alumínio por meio da razão $Cr/(Cr+Al)$. Costa (2012) descreve que inúmeros autores propuseram uma composição enriquecida em sílica e ferro para o manto inferior em relação ao manto superior (ex.: ANDERSON e BASS, 1986; ANDERSON 1989 a,b; JEANLOZ e KNITTLE, 1989; STIXRUDE et al.1992). No entanto, dados de sísmica para o manto inferior são consistentes com uma composição pyrolítica semelhante à do manto superior, apesar deste ainda ser um ponto de discussão entre os geocientistas. Esses dados apontam que os 200 km acima do limite manto-núcleo (entre ≈ 2700 m e 2900 m), denominados camada "D", desviam significativamente da composição pyrolítica. Nesta região, um enriquecimento em ferro e presença de sílica livre são feições consistentes com o que se esperaria da interação entre o núcleo metálico e o manto inferior silicático (BINA, 2003). Desta forma, a ideia de um manto isoquímico, com composição semelhante à inferida para o manto superior é consistente com as propriedades sísmicas do manto como um todo (CARLSON, 2003).

Existem inúmeras discussões acerca de sua natureza e composição do MLSC e do manto como um todo. No entanto, poucos são os pontos de consenso entre os geocientistas tendo em vista a antiguidade e a evolução complexa do MLSC, marcada pela ocorrência de processos responsáveis pela mudança composicional contínua deste reservatório (MCDONOUGH, 1990). Um desses processos é o

metassomatismo, ou seja, percolação de fluidos ou *melts* pelo manto sólido, que induz mudanças químicas e, em alguns casos, modais. Processos metassomáticos são comuns no manto, que se caracteriza pela introdução de fases minerais como: anfibólio; flogopita; apatita; esfero; perovskita; e carbonato. Também é possível que uma porção do manto que já tenha sido fundida e empobrecida em elementos incompatíveis seja novamente enriquecida por processos de migração de fluidos metassomáticos ricos nesses elementos ou por fusões parciais (WILSON, 1989).

A Figura 2.3 mostra um modelo simplificado das fases mantélicas, observa-se que a litosfera continental, de grande espessura em relação à oceânica, pode ser constituída até grandes profundidades por material empobrecido devido aos processos de formação da crosta ao longo da história da terra. Porém, essa zona pode passar por processos de posterior enriquecimento (MENZIES; HAWKESWORTH, 1987b) e assim passa a ser uma fonte fértil para gerar e.g. magmatismo alcalino intraplaca continental. Os agentes metassomáticos podem ser atribuídos a produtos derivados tanto da astenosfera sob o MLSC quanto de placas subductadas (MENZIES ; HAWKESWORTH, 1987a; CONCEIÇÃO et al., 2005).

Já a zona empobrecida que corresponde à litosfera oceânica, seria relacionada a processos de extração de magma MORB muito mais recente nas CMO's na escala de tempo da terra. Já o manto inferior é considerado como um reservatório que representaria o manto com componentes enriquecidos ou mais próximos a composição primordial (WILSON, 1989). Fica claro que os processos e composições envolvidas são muito heterogêneos, além disso, há outro fator complicador que é a evolução termal da terra, que implicaria em diferente (s): (i) parâmetros de temperatura; (ii) distribuição dos limites no manto; (iii) tectônica litosférica no passado (e.g. período Arqueano ao Paleoproterozoico). O que é comum à maioria modelos é a heterogeneidade composicional do manto superior, que pode compreender zonas com lherzolitos férteis e empobrecidos e ainda os resíduos de composição de harzbugitos e de dunitos.

Hunen e Miller (2015) exibiram evidências de tomografia sísmica e de modelos de cálculos numéricos para a placa da Calábria (no sul da Itália) subduzindo até ≈ 660 km. Outros dados de tomografia sísmica apontam que a uma placa subductada pode penetrar no manto além do limite de 660 km e conseguem rastrear algumas das principais plumas mantélicas até as porções mais inferiores do manto (MONTELLI et al., 2004). Estes dados sugerem que não há isolamento convectivo no manto, ao menos ao longo de sua história recente (COSTA, 2012). Estas conclusões indicam a

necessidade de novas ideias para modelos de evolução do manto que visem conciliar os aspectos geoquímicos com as novas evidências geofísicas (HOFMANN, 2003).

2.4.3 ELEMENTOS X PROCESSOS DE FUSÃO PARCIAL NO MANTO

Um dos meios de se obter evidências da química e mineralogia do manto superior é por meio de estudos de elementos maiores e traços e geoquímica de isótopos de xenólitos em kimberlitos. O coeficiente de partição dos elementos traço entre os principais minerais formadores das rochas e os líquidos magmáticos variam amplamente, assim alguns elementos ou grupos de elementos podem ser empregados na identificação daqueles minerais incluídos nos processos de diferenciação magmática (WILSON, 1989), ver Tabela 2.3.

Um excelente traçador da potencial fonte produtora de magma dos xenólitos é a variação significativa do conteúdo de elementos mais facilmente fundíveis. Essa variação pode determinar se uma fonte é fértil (enriquecida) ou estéril (empobrecida). Nos termos de química dos elementos maiores, uma fonte empobrecida ocorre com decréscimo de Al, Ca, Ti, Na, K e aumento da relação

$$\frac{\text{Mg}}{(\text{Mg}+\text{Fe})} \text{ e } \frac{\text{Cr}}{(\text{Cr}+\text{Al})} \text{ (NIXON } et al. \text{ 1981).}$$

Tabela 2.3–Resumo de alguns dos principais parâmetros chave de elementos traço, úteis para a avaliação de modelos petrogenéticos. Modificada de Wilson, 1989.

Elementos	Interpretação
Ni, Co, Cr	Altos valores (e.g. Ni = 250-300 ppm, Cr = 500-600 ppm) para esses elementos são bons indicadores para a origem de magmas parentais a partir de uma fonte mantélica de composição peridotítica. O decréscimo de Ni (e em menor grau Co) através de uma série de rochas sugere o fracionamento da olivina, assim como a diminuição do Cr indica o fracionamento de clinopiroxênio ou espinélio.
V, Ti	Esses elementos mostram um comportamento paralelo nos processos de fusão e cristalização. Eles são empregados como indicadores para a cristalização fracionada de óxidos de Fe-Ti (ilmenita ou titanomagnetita). Quando V e Ti exibem comportamentos divergentes, a substituição de Ti dentro de algum mineral ou fase acessório como esfeno e rutilo pode ser indicada.
Zr, Hf	Esses são os elementos incompatíveis clássicos, não são compatíveis as principais fases do manto. Entretanto, eles podem ser substitutos para o Ti em fases acessórios como esfeno e rutilo.
Ba	Substituto para o K nos feldspatos potássicos, hornblenda e biotita. Mudanças no conteúdo de Ba ou na razão K/Ba podem indicar o papel ou função de uma dessas fases.
Rb	Também é um substituto para o K nos feldspatos potássicos, hornblenda e biotita. Razões K/Rb fornecem indicadores do possível papel dessas fases na petrogênese.
Sr	Substitui facilmente o Ca do plagioclásio e o K nos feldspatos-K. Sr ou a razão Ca/Sr, são indicadores úteis do envolvimento do plagioclásio em níveis rasos. O Sr funciona mais como um elemento incompatível quando em condições mantélicas.
ETR	Granada e possivelmente hornblenda encaixam facilmente em sua estrutura ETR pesados e assim os ETR leves são altamente fracionados. O esfeno tem comportamento oposto, ou seja, acomoda os ETR leves, já o clinopiroxênio fraciona os

Elementos	Interpretação
	ETR, mas apenas em poucas quantidades. Európio(Eu) é fortemente fracionado em feldspatos, assim anomalias de Eu podem refletir a participação de feldspatos.
Y	Geralmente funciona como um elemento incompatível, semelhante aos ETR pesados. Assim, facilmente se encaixa na estrutura da granada e do anfibólio, menos nos piroxênios. A presença de fases acessórios como esfero ou apatita, pode ter um efeito maior na quantidade de Y, uma vez que essas fases o concentram facilmente.

O estudo geoquímico de elementos traço dos xenólitos lherzolíticos é muitas vezes dificultado pela adição de minerais metassomáticos como anfibólio e biotita (HAWKESWORTH *et al.* 1984; HARTE 1987). Em muitos casos, dados de elementos incompatíveis e maiores geram evidências conflitantes a respeito da história do xenólito (WILSON, 1989). A autora exemplifica que ocorrem muitos xenólitos com aparente característica de empobrecimento para os elementos maiores, entretanto possuem alto conteúdo de elementos incompatíveis e exibem um marcado enriquecimento de LREE. Esses dados levam a presumir que seriam inconsistentes com um evento “normal” de extração de magma. Para tais amostras, a explicação seria a extração de um manto já metassomatizado por um evento (de 3º ordem), sobreposto a um empobrecimento inicial (de 1º ordem) e ao referido metassomatismo (de 2º ordem).

3 MAGMATISMO ALCALINO: POTÁSSICO - ULTRAPOTÁSSICO

Na maioria dos ambientes tectônicos, uma importante característica dos magmas basálticos primários são as concentrações significativamente maiores de Na_2O do que K_2O em bases de peso percentual. Os membros mais potássicos de séries magmáticas relacionadas à subducção e determinadas séries potássicas de ilhas oceânicas são exceções. Entretanto, mesmo nestas séries relativamente potássicas, o Na_2O é ainda maior do que K_2O nos membros basálticos finais. Magmas básicos a ultrabásicos com conteúdos de K_2O que excedem significativamente os conteúdos de Na_2O são mais raros, e quase totalmente restritos a ambientes intracontinentais. Kimberlitos estão incluídos nesta categoria, somados a uma série de rochas ígneas altamente potássicas com nomes e mineralogias diferenciadas, originadas a partir de uma ampla variedade de ambientes tectônicos, mas em ciclo/fase anorogênica.

Rochas alcalinas podem ser consideradas como pertencentes a uma série sódica ou potássica. Rochas potássicas são definidas como aquelas em que K_2O (% ou molar) excede Na_2O (% ou molar). Assim, uma rocha é sódica se a proporção $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} < 1$ e potássica se > 1 . Le Bas et al. (1986) sugeriu que os termos sódicos e potássicos podem ser aplicados quando $(\text{Na}_2\text{O} - 4) > \text{K}_2\text{O}$ e $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$, respectivamente.

Rochas potássicas são subdivididas em variedades potássicas e ultrapotássicas. Quando o $\text{K}_2\text{O}(\%) > \text{Na}_2\text{O}(\%)$, a rocha é classificada como potássica e quando o $\text{K}_2\text{O} > 3 (\%)$, $\text{K}_2\text{O}(\%) > 2\text{Na}_2\text{O} (\%)$ e o $\text{MgO} > 3\%$, a rocha é ultrapotássica (FOLEY et al., 1987). Outros autores colocam o limite em $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2,5$ ou $> 3,0$ (BERGMAN, 1987; MITCHELL ;BERGMAN, 1991). Uma condição adicional é que elas tenham alto # Mg ($100 * \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) e altos conteúdos de Ni e Cr (Ni entre > 400 ppm e Cr > 1000 ppm). Estes critérios são necessários para restringir a definição para composições relativamente primitivas, visto que o fracionamento de plagioclásio, a partir de magmas basálticos, poderia significativamente elevar a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ dos líquidos segregados. Esta definição exclui a maioria dos kimberlitos que, apesar de terem alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, possuem somente baixos conteúdos de álcalis. Além disso, também exclui a maioria dos lamprófiros além de alguns minetes (ROCK 1986, 1987; BERGMAN 1987).

Claramente, esta separação entre rochas ultrapotássicas e outras rochas alcalinas, baseada na $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e conteúdo de K_2O , é um tanto controversa. Há algumas províncias de magmas básicos e ultrabásicos com ampla variação da razão

K_2O/Na_2O e de conteúdos de K_2O que ocorrem em associações próximas, o que sugere que magmas ultrapotássicos devam ser considerados como um membro final de uma série contínua (WILSON, 1989). A mesma autora descreve que os magmas potássicos e ultrapotássicos constituem grupos de rochas ígneas com muitas afinidades: ocorrência rara; grande diversidade de tipos; ligadas por seu caráter potássico; e são produtos de pequenos graus de fusão parcial de materiais mantélicos anômalos; assim, considera aplicável que constituam uma associação única.

Rock (1991) parte de uma revisão e caracterização global da história e definições dos lamprófiros, onde aborda classificações e contradições do clã de rochas alcalinas sódicas a potássicas e intermediárias a ultrabásicas, dentre as quais estão inseridos os kimberlitos do Grupo I e II, lamproitos, lamprófiros, minetes e outras. Para construção da sua classificação, dois trabalhos serviram de base para suas definições: Streckeisen (1979) - *A Subcommittee on Igneous Rock Systematics* (IUGS) - que reconheceu três grupos de lamprófiros (calcialcalinos, alcalinos e “meliliticos”), onde cada um compreende vários tipos rochosos; Le Maitre (1989) que agrupou lamprófiros, lamproitos e kimberlitos junto com as rochas lamprofíricas.

A classificação de Rock (1991) abrange uma grande variedade de rochas alcalinas (sódicas a potássicas e intermediárias a ultrabásicas), associadas a uma ampla diversidade tectônica de ocorrência e, por conseguinte, a diferentes associações magmáticas, assim definiu um clã de rochas englobadas pelo termo Lamprofíricas. O autor também empregou as definições de kimberlito dos trabalhos de Clement et al. (1984) e de Mitchell (1986, 1989) para definição desse agrupamento de rochas e assim montou uma ampla classificação hierárquica que engloba uma diversidade de rochas alcalinas, conforme Tabela 3.1:

Tabela 3.1 – Classificação das rochas lamprofíricas adotadas por ROCK (1991).

CLÃ	RAMIFICAÇÃO	FAMÍLIA	NOMES DE ROCHAS
ROCHAS LAMPROFÍRICAS	<i>Lamprófiros</i> <i>Calcialcalinos</i> <i>[shoshoníticas] [CAL]</i>	Vulcânicas/hipabissais	Minete [CM]; Kearsanito [CK]; Espessartito [CS]; Vogesito [CV]
		Plutônicos	Série <i>Appinite</i> (Escócia)
	<i>Lamprófiros Alcalinos</i> <i>[AL]</i>		Camptinito [AC]; Monchiquito [AM]; Sannaito [AS]
	<i>Lamprófiros Ultramáficos</i> <i>[UML]</i>		Aillikito [UA]; Almoito [UL]; Damkjernito [UD]; Ouachittito [UO]; Polzenito [UP]

CLÃ	RAMIFICAÇÃO	FAMÍLIA	NOMES DE ROCHAS
	<i>Kimberlitos [KIL]</i>	Não micáceos [Grupo I] - kimberlitos [K1]	Kimberlitos - Aillikitos transicionais [KU]
		Micáceos [Grupo 2] orangeitos [K2]	
	<i>Lamproitos [LL]</i>	olivina lamproitos	Olivina lamproito [LO]
		Fitzroyitos [LF]; Jumillitos [LJ]; Wyomingitos [LW]	"Lamproito" (indiferenciado)
	Lamproitos transicionais até CAL	<i>Cocite</i> [LC]	

Mitchell (1994 a, c) discutiu conceito do clã de rochas lamprofíricas de Rock (1991) e o qualificou como equivocado, pois considerou que os membros do clã não são geneticamente relacionados. Assim, Mitchell (1994c) recomendou que o termo "Clã Lamprofírico" fosse abandonado porque não há nenhum magma tipo Lamprófiro. O mesmo autor cita que Woolley et al. (1996) também recomendou que kimberlitos e lamproitos não fossem considerados como membros do "Clã Lamprofírico". Mitchell (1995) descreve que embora seja possível reconhecer um facie lamprofírica nos kimberlitos do Grupo I e II e lamproitos, não há razões petrogenéticas para reunir estas rochas sob uma única bandeira petrológica, por que esses tipos podem ser formados por diversos processos, ambientes e fontes diferentes. Esse autor adotou uma classificação mineralógica e genética onde considerou que cada rocha potássica-ultrapotássica (kimberlito, orangeito, lamproito, lamprófiros, minetes e kamafugitos) são tipos magmáticos distintos e derivados de diferentes fontes, portanto, não possuem associação genética. Porém fez uma ressalva, que as semelhanças entre essas rochas potássicas-ultrapotássicas não pode ser ignorada e sugere que todos estes magmas representam diferentes expressões de um amplo processo de magmatismo potássico continental.

Independente da classificação adotada, magmas de kimberlitos do Grupo I e II são produtos de magmatismo intraplaca continental, restritos a regiões de crosta suportadas por antigos crátons. Regiões particulares da litosfera parecem ter atuado como foco para repetidos ciclos do magmatismo kimberlítico e a reativação das principais zonas de fraqueza da litosfera exerce um significativo papel no seu posicionamento (WILSON, 1989).

O magmatismo kimberlítico é relacionado à ascensão de plumas mantélicas sublitosféricas posicionadas abaixo de antigos núcleos cratônicos por muitos autores (ENGLAND; HOUSEMAN 1984; LE ROEX 1986). Crough et al. (1980) e Crough

(1981) demonstraram, com base na reconstrução dos movimentos de placas, que muitos kimberlitos pós-jurássicos aparentemente se formaram nas Américas e na África relacionados às antigas fissuras dos atuais *hot spots* ativos do Atlântico. England e Houseman (1984) defenderam que o magmatismo kimberlítico somente ocorre quando tais *hot spots* colidem/encontram com a base de uma placa continental movendo-se lentamente.

A grande diversidade mineralógica dos magmas potássicos e ultrapotássicos levou a uma confusão sobre suas nomenclaturas, ou seja, resultou em múltiplos nomes para rochas que podem ser muito similares quimicamente. Apesar das diversas nomenclaturas e classificações há uma associação de rochas máfica-ultramáficas, potássica – ultrapotássicas, que possuem mineralogias, química e formas de ocorrências semelhantes: kimberlitos do Grupo I e II e lamproítos e lamprófiros. Para a correta classificação dessas rochas e enriquecer a discussão a seguir, será apresentada uma síntese das principais características que definem uma rocha de natureza máfica-ultramáficas, potássica-ultrapotássica, pertencentes aos clãs dos kimberlitos do Grupo I e II, lamproítos e lamprófiros, antes mesmo da discussão entre os resultados obtidos neste trabalho e a comparação com dados disponíveis na vasta literatura pertinente ao assunto.

3.1 KIMBERLITOS

Kimberlitos são rochas de petrologia complexa, se não a mais complexa, visto que possui uma grande variação mineralógica modal decorrente de variados processos de diferenciação magmática. São rochas híbridas que se constituem de cristais originados de três fontes distintas: xenólitos derivados do manto, série de nódulos discretos e fases de cristalização primária a partir do magma kimberlítico (MITCHELL, 1986). O maior “problema” da dificuldade de classificação está no fato de que cada uma dessas fontes varia amplamente na sua contribuição relativa para formação de kimberlitos em função da sua localização geográfica. Em algumas situações não é possível afirmar, a fonte particular de um dado mineral.

3.1.1 FASES PRIMÁRIAS

Relacionadas ao líquido kimberlítico, Mitchell (1986) a definiu como constituída por fenocristais e microfenocristais subédricos a euédricos e minerais que tenham cristalizados *in situ* para formar a matriz do kimberlito. Entre os primeiros podemos incluir olivina, flogopita e cromita e em relação à “massa” da matriz pode-se incluir

olivina, flogopita, Ti-espinélios, perovskita, ilmenita, diopsídio, monticelita, apatita, calcita e serpentina. Entretanto, as definições sobre a petrogênese/origem de muitos desses minerais possui novas definições e/ou variações que serão discutidas no capítulo de química mineral (item 6).

3.1.2 DEFINIÇÃO

É uma rocha ultramáfica (MgO = 15-40%, DAWSON 1980), potássica, rica em voláteis (predomina o gás CO₂, Clement et al. 1984, Mitchell 1995), que ocorre segundo Hawthorne (1975) como corpos de forma cônica invertida, “*pipes*” ou diatremas (Figura 3.1).

Diatremas kimberlíticas possuem uma estrutura compartimentada segundo três fácies principais: **i) Fácies Cratera** - forma o nível superficial, onde ocorrem diversos materiais kimberlíticos como lavas, rochas piroclásticas e vulcanoclásticas ressedimentadas. Também ocorrem associados sedimentos/fragmentos de rocha, cristais e vidros, todos liberados por intemperismo e erosão de origem flúvio-lacustre (epiclastos); **ii) Fácies Diatrema** - constitui e aflora na forma de segmento afunilado associado a um nível abaixo do fácies cratera. São ricos em xenólitos do manto superior e das rochas encaixantes e ricos em xenocristais; **iii) Fácies Hipabissal**, que compreende a zona de raiz do diatrema, caracterizada pela abundância de diques e sills (HAWTHORNE, 1975) com pouco ou nenhum xenólito e ocorrem xenocristais dispersos.

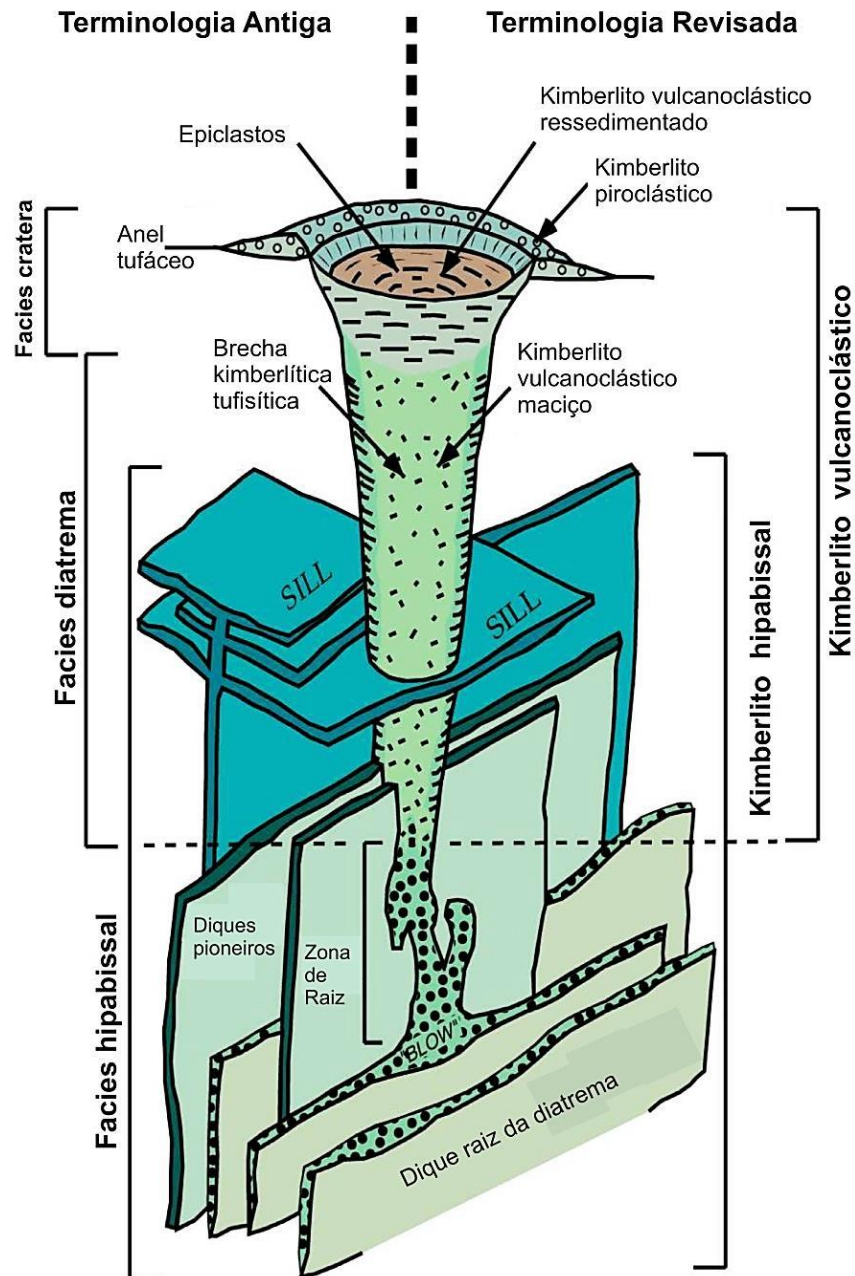


Figura 3.1 - O "modelo Sul-Africano clássico" de um *pipe* de kimberlito (MITCHELL, 1986) com a nomenclatura antiga (lado esquerdo da figura) e um sistema de nomenclatura mais simples e revisado (lado direito da figura) para descrever as rochas de sistemas magmáticos kimberlíticos como sugerido por Mitchell (1995), Kjarsgaard (2003) e Sparks et al. (2006). Figura adaptada de Kjarsgaard (2007).

Os kimberlitos são rochas caracterizadas por uma textura inequigranular distintiva, como resultado da presença de megacristais (> 10mm) e macrocristais (0,5 a 10mm) imersos em uma matriz fina-granulada (MITCHELL 1986, 1995). Essa matriz compõe-se principalmente de olivina, flogopita, calcita, serpentina, diopsídio, monticelita, apatita, espinélio-titanífero, perovskita, cromita e ilmenita (CLEMENT et al. 1984).

Alterações deutéricas e metassomáticas são comuns nos kimberlitos, tornando-se muito difícil a sua classificação petrográfica (GONZAGA; TOMPKINS, 1991) e principalmente da química de rocha total.

Os critérios petrográficos e mineralógicos para classificação nem sempre são satisfatórios, tendo em vista que as estruturas, texturas e macrocristais definidos podem estar ausentes em kimberlitos diferenciados. Um critério individual ou isoladamente, não é necessariamente diagnóstico. Antes de decidir sobre a natureza das amostras estudadas, devem ser consideradas a assembleia mineral e sua variação composicional como um todo (SILVA, 2008).

Mitchell (1995) descreve que os kimberlitos não podem ser identificados apenas com base na petrografia. As investigações geoquímicas de kimberlitos são muito difíceis por ocorrer frequente e extensivo metassomatismo, contaminação crustal e processos intempéricos acelerados, principalmente por reação com a água freática e subterrânea. O melhor material para estudos geoquímicos e classificação mineralógica são aqueles procedentes de fácies hipabissal, pois contêm muito poucos xenólitos crustais e a cristalização é suficientemente lenta para permitir o desenvolvimento da associação mineral típica. Já a classificação de outras variedades texturais (fácies diatrema, caso do Alfeu-I, e cratera) é muito mais difícil, por que predominam fragmentos lapilli que são rapidamente resfriados e geralmente não cristalizam minerais diagnósticos na matriz. Além disso, as rochas do fácies cratera e diatrema, especialmente em ambientes tropicais, são particularmente propensas ao intemperismo. Mesmo os kimberlitos hipoabissais, aparentemente menos diferenciados, são o resultado de diferenciação e hibridização de vários pulsos de magma (MITCHELL, 1995).

Segundo Mitchell (1986), a composição das rochas kimberlíticas livres de contaminação é caracterizada por baixos teores de Al_2O_3 (< 5 %) e SiO_2 entre 25%-35%. O caráter marcante dos kimberlitos são os teores baixos de Na_2O e as razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 0,5$. Os estudos de isótopos radiogênicos indicam razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo entre 0,706-0716. Os valores elevados são atribuídos às alterações dos kimberlitos (MITCHELL, 1986). Estudos de razões iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ou ϵNd e estudos petrográficos mostram que os kimberlitos estão reunidos em dois grupos (SMITH, 1983):

- **Grupo I (não micáceos)** - considerados kimberlitos verdadeiros ou *stricto sensu*, com valores de ϵNd de (-0,5) a (+0,6) e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,703 a 0,705. Esses valores

indicam que sua fonte é relacionada à astenosfera (WILSON, 1989). Inclui os tipos rochosos serpentina-kimberlito, monticelita kimberlito e calcita-kimberlito;

- **Grupo II (micáceos)** - denominados também como orangeitos por Mitchell (1995), possuem valores de ϵNd de (-7) a (-12) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,707 a 0,711, que indicam que sua fonte é relacionada a fontes mantélicas enriquecidas e relacionadas ao interior da litosfera subcontinental (WILSON,1989). Este grupo inclui predominantemente os kimberlitos micáceos.

3.1.3 KIMBERLITOS DO GRUPO II

Kimberlitos do Grupo II (SMITH, 1983; WOOLLEY et al., 1996), são rochas ultrapotássicas peralcalinas, ricas em voláteis (dominantemente ricas em H₂O), caracterizadas pela presença de macrocristais e microfenocristais de flogopita que, juntamente com as micas da matriz, possuem composição de flogopita a tetraferroflogopita. Macrocristais de olivina arredondada e olivina euédrica primária são comuns, mas nem sempre são os constituintes maiores. As fases primárias de matriz são representadas por: diopsídio, comumente zonado ou manteado por Ti-aegirina; espinélio (Mg-cromita a Ti-magnetita); perovskita rica em Sr e ETR; apatita rica em Sr; fosfatos ricos em ETR (monazita, daqingshanita); titanatos de K e Ba pertencentes ao grupo da hollandita; K-triskaidecatitanatos; Nb-rutilo; Mn-ilmenita. Estes estão fixos em uma mesóstase que pode conter calcita, dolomita, ancylita e outros carbonatos de ETR, witherita, norsethita e serpentina. Os membros evoluídos do grupo contêm sanidina e K-richterita na matriz. Zr-silicatos (wadeita, zircão, granadas kinzeíticas, Ca-Zr silicatos) são comuns como minerais tardios na matriz. Quartzo pode ocorrer raramente na mesóstase e barita pode ocorrer como mineral secundário comum (MITCHELL, 1995).

3.1.4 LAMPROÍTOS

Lamproíto é uma rocha ígnea ultrapotássica ($K_2O/Na_2O > 3$) caracterizada por uma variação modal de titânio (2%-10% Ti₂O) associada com altos conteúdos de Ba (> 2000 ppm, comum conter > 5000 ppm), peralcalina ($(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3 > 0.7$ e tipicamente > 1.0) e ocorre com conteúdos típicos de FeO_T e CaO < 10% (MITCHELL; BERGMAN, 1991). Pode ser constituída pelas seguintes fases minerais primárias (MITCHELL; BERGMAN, 1991; MITCHELL, 1985; SCOTT SMITH; SKINNER, 1982; 1984 a,b):

- Principais - flogopita com forte tendências de empobrecimento em Al₂O₃ e enriquecimento em Ti₂O, titânio tetraferroflogopita, anfibólio (tipicamente

titânio potássio richterita), olivina forsterítica, leucita pobre em Al e Na, clinopiroxênio (típico diopsídio pobre em Al), sanidina;

- Acessórios – enstatita, priderita, apatita, wadeita, espinélio (magnésio cromita e titânio magnésio cromita), ilmenita, perovskita, shcherbakovita, armalcolita, jeppeita e nefelina.

Os aspectos petrográficos característicos dos lamproítos são a ocorrência de flogopita como fenocristal ou placas poiquilíticas na matriz e/ou cristalização tardia de richterita titanífera-potássica (MITCHELL 1985). Segundo Wooley et al., 1996, quando ocorrem alguns minerais específicos tais como plagioclásio primário, feldspato alcalino sódico, monticelita, nefelina, kalsilita, melilita, sodalita, noseana, hauyna, melanita, schorlomita ou kimzeyta, se exclui a rocha do grupo dos lamproítos. A nefelina é conflitante com os minerais acessórios que podem ocorrer na definição de lamproítos de Scott Smith e Skinner (1982; 1984 a,b).

Gupta (2015) descreve alguns critérios distintivos entre lamproítos e kimberlitos do Grupo I e II: kimberlitos do Grupo I e II não contêm alguns minerais como leucita, melilita, jadeíta, e priderita, que ocorrem em lamproítos. Já os lamproítos ricos em magnésio podem conter diamantes como os kimberlitos, o que sugere uma origem também em altas pressões, diferente de lamproítos com feldspatóides que são cristalizados em condições de baixa pressão no interior da crosta. Também descreve que a K-richterita, em estudos recentes, foi submetida alta pressão-temperatura e permaneceu estável a uma profundidade significativa, onde o diamante também é estável.

3.1.5 LAMPRÓFIROS

Lamprófiros é um grupo diversificado de rocha com características químicas que não se distinguem facilmente de outras rochas ígneas normais. Ocorrem geralmente em pequenos volumes, sob a forma de diques, lapólitos, lacólitos, filões ou pequenas intrusões. Estas são rochas alcalinas subsaturadas em sílica, com teor de MgO > 3%. Possuem teores de K₂O e/ou Na₂O, H₂O, CO₂, S, P₂O₅ e Ba relativamente altos, quando comparados com outras rochas de composição similar.

Possuem as seguintes fases minerais características (IUGS - LE MAITRE, 2002): feldspatos e / ou feldspatóides, quando presentes, são restritos a matriz; contém biotita essencial (ou Fe – flogopita) e / ou anfibólio e algumas vezes clinopiroxênio. A alteração hidrotermal, quando presente, é comum em olivina, piroxênio, biotita e

plagioclásio sob a forma das fases secundárias de calcita, zeolita e outros minerais hidrotermais que evidenciam o alto conteúdo de voláteis no magma.

E podem ser facilmente distinguidas em campo por meio dos seus fenocristais, constituídos somente por minerais máficos ,anfíbólio ou biotita, e feldspatos e/ou feldspatóides confinados na matriz (GILL, 2010). Apresentam texturas porfiríticas podem ser mesocráticas a melanocráticas ($M' = 35-90$) e mais raramente ultramáficas ($M' > 90$).

4 PETROGRAFIA

Os critérios de classificação mineralógicos modais e texturais, na maioria das vezes, definem e classificam muito bem rochas ígneas comuns. Entretanto, eles não definem e classificam os kimberlitos do Grupo I e II e lamproítos. No campo ou no microscópio óptico, essas rochas são extremamente difíceis de serem classificadas com emprego de critérios petrológicos, composição mineralógica e padrões texturais. Isto porque suas características macroscópicas e petrológicas são muito parecidas e são mascaradas pela sua alta susceptibilidade ao intemperismo. Contudo, a petrografia, dentro de seus limites, continua insubstituível, particularmente nas etapas que antecedem o emprego da microsonda, uma vez que é ela que indica a variedade de fases minerais e suas relações texturais, o que determina seleção dos minerais e fases a serem analisadas.

4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Em campo, as observações foram feitas em material com alto grau de alteração e com resistência friável. Mesmo assim, a rocha ainda apresenta a textura original preservada e há preservação parcial da mineralogia, a coloração é acinzentada com tons castanhos. A mineralogia é composta predominantemente por macrocristais de mica, ilmenita, espinélio e granada, sustentados por matriz fina a afanítica que soma cerca de 50% da rocha. Os minerais de alteração são principalmente argilominerais e serpentina. Pode-se observar que a intrusão apresenta uma variação lateral da mineralogia com o enriquecimento de macrocristais de mica do centro para as bordas e um enriquecimento de macrocristais de ilmenita, na direção oposta.

Os diferentes macrocristais constituintes da rocha foram caracterizados a partir da proposta de Smith et al. (2008), que os define como minerais cristalizados no manto, e que os distingue como aqueles cujo tamanho dos grão é $>0,5$ mm e geralmente < 20 mm; com formas arredondadas e feições de deformação como extinção ondulante, formação de subgrãos e por vezes corrosão.

Segundo esses critérios, identificaram-se macrocristais de mica, estes são os mais abundantes e perfazem até 25% do percentual modal entre os constituintes. Ocorrem em geral subédricos, com forma placóide, cor preta a castanho-escuro avermelhado, clivagem perfeita e com até 04 cm de diâmetro (Foto 4.5). As micas também ocorrem como microfenocristais com cerca de 1,0 mm. A ilmenita ocorre como macrocristais de até 3,0 cm, com encapamento de leucoxênio e somam até

5% do percentual modal. As formas são arredondadas a angulosas, devido ao intenso fraturamento, a cor interna aos grãos é cinza com brilho metálico (Foto 4.3). Na parte central do corpo, foram observados macrocristais de granadas de até 1,5 cm, fraturadas, com cores violeta, lilás, avermelhadas, róseas e laranja e somam em torno de 2% da moda. A forma geral é subédrica, sendo que algumas arestas e vértices encontram-se arredondadas e alguns grãos estão quebrados devido ao fraturamento. A superfície original dos grãos, em diferentes graus, está corroída (textura kelifítica) e abradada (Foto 4.4). Nessa porção também ocorrem macrocristais castanho-claro de espinélio subédricos, com tamanho de até 8,0 cm e perfazem cerca de 10,0% do percentual modal. Esses macrocristais têm as bordas dos prismas arredondadas, devido à corrosão e/ou abrasão e faturamento frequente. Nas fraturas apresentam alteração para leucoxênio de coloração verde-claro (Foto 4.2).

A matriz, que soma cerca de 50% da rocha, tem tamanho de grão inferior a 0,25 mm, ou seja, tamanho superfino a ultrafino segundo Smith et al. (2008).

No afloramento, além de diversos xenólitos de gnaiss, foram identificados xenólitos ultramáficos fortemente alterados, possivelmente de peridotitos e eclogitos (Foto 4.6 e Foto 4.7). Em ao menos dois xenólitos ultramáficos, com forma arredondada e diâmetro de até 15 cm, foi possível fazer uma descrição macroscópica simplificada: um possui coloração verde-claro, granulação fina, forma subangulosa e tamanho de aproximadamente 10,0 cm (Foto 4.6); o outro xenólito é composto por cristais de granada de coloração rósea e de piroxênio, imersos em matriz afanítica de cor cinza-escuro (Foto 4.7). Os xenólitos estão presentes em proporções inferiores a 15%, o que classifica a rocha como *xenolith-bearing* (SMITH et al, 2008).

Ocorrem abundantes fragmentos de lapilli juvenil, subangulosos a subarredondados, de coloração cinza claro, e tamanho que varia de poucos milímetros até 10,0 cm, com composição similar ao kimberlito (Foto 4.1 A-B).

As observações de campo, as feições texturais e estruturais primárias e a mineralogia encontradas na rocha indicam que o nível de erosão atual expõe uma rocha relacionada ao fácies diatrema.



Foto 4.1 - (A-B) - Aspecto macro da rocha muito intemperizada. Percebem-se os contornos subangulosos a subarredondados dos fragmentos de lapilli juvenil.



Foto 4.2 - Macrocrystal de espinélio subédrico, com até $\approx 6,0$ cm, com bordas arredondadas.



Foto 4.3 - Macrocrystal de ilmenita com até $\approx 2,0$ cm, arredondada e fraturada, cor cinza escuro e brilho metálico.



Foto 4.4 - Macrocrystal de granada com até $\approx 1,0$ cm, cor violeta, subédrico, com vértices arredondados e fraturas pervasivas.



Foto 4.5 - Macrocrystal de mica euédrico a subédricos, com até $\approx 2,0$ cm, cor preta a castanho-escuro e com pelo menos um vértice arredondado.

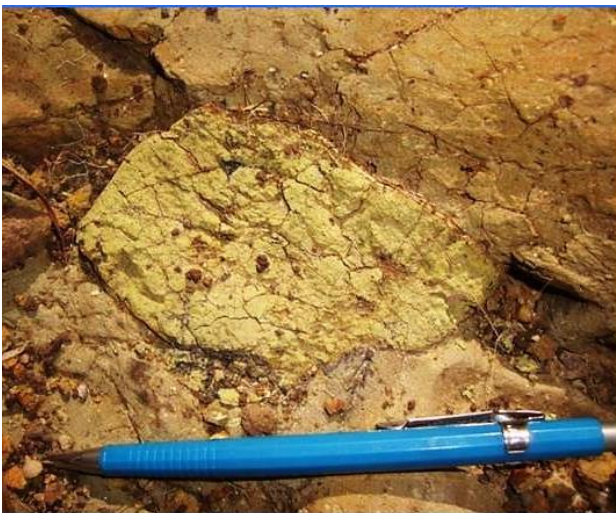


Foto 4.6 - Xenólito de coloração verde-claro, granulação fina, forma subangulosa e tamanho de aproximadamente 10,0 cm. Formado essencialmente de serpentina.



Foto 4.7 - Xenólito onde se destacam cristais de granada vermelha e piroxênio imersos em matriz afanítica de cor cinza-escuro. A forma do xenólito é arredondada e o tamanho é de 15,0 cm de comprimento.

4.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

O corpo Alfeu I apresenta macrocristais de mica, que também podem ocorrer como microfenocristais na matriz. Na lâmina delgada foram identificadas na matriz as seguintes fases minerais: diopsídio, espinélio, perovskita, rutilo, ilmenita e, mais raramente, olivinas.

Ocorrem diversos macrocristais e fenocristais e a distinção entre estes dois tipos de cristais nem sempre é simples, aqui foram utilizados os critérios propostos por Smith *et al.* (2008) conforme Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Características distintivas entre macrocristais e fenocristais (SMITH *et al.*, 2008).

Feições	Macrocristal	Fenocristal
Tamanho dos grãos	>0,5 a 10 mm	<0,5 mm
Tamanho máximo	geralmente ~ 20 mm	~1,5 mm
Forma	anédrico arredondado	euédrico a subédrico
Mono ou policristalino	ambos	monocristalino
Feições de deformação	presentes: extinção ondulante, lamelas de deformação, neoblastos	ausentes
Inclusões	granada, clinopiroxênio, espinélio, rutilo, milerita	raras, rutilo
Minerais associados	olivina, granada, clinopiroxênio, espinélio, ilmenita, flogopita, raramente clinopiroxênio	olivina, flogopita, espinélio
Origem	xenocristais do manto	cristalização no manto

As lâminas das amostras (Foto 4.8) apresentam ao microscópio ótico textura inequigranulares seriada, composta por macrocristais de mica, espinélio, granada e ilmenita; fenocristais de mica e microfenocristais de mica, diopsídio e raramente olivina, circundados por matriz afanítica de coloração castanha. Os fenocristais e macrocristais estão fraturados, e nos macrocristais a corrosão é marcante.



Foto 4.8 - Lâminas delgadas do corpo Alfeu I. Escala 1,0 cm.

Já os xenólitos de rocha encaixante são relativamente raros. Ao menos dois xenólitos foram observados nas lâminas delgadas e ocorrem com forma de fragmentos angulosos a subarredondados, de 1 mm a 3 mm e classificados como microxenólitos de gnaisses. Também ocorrem xenocristais de quartzo policristalino, microclínio e raramente plagioclásio, que ocorrem com formas arredondadas e contatos bem definidos com a matriz, com tamanho de até 1 mm, estes se encontram alinhados pelo fluxo, estes se encontram alinhados pelo fluxo (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

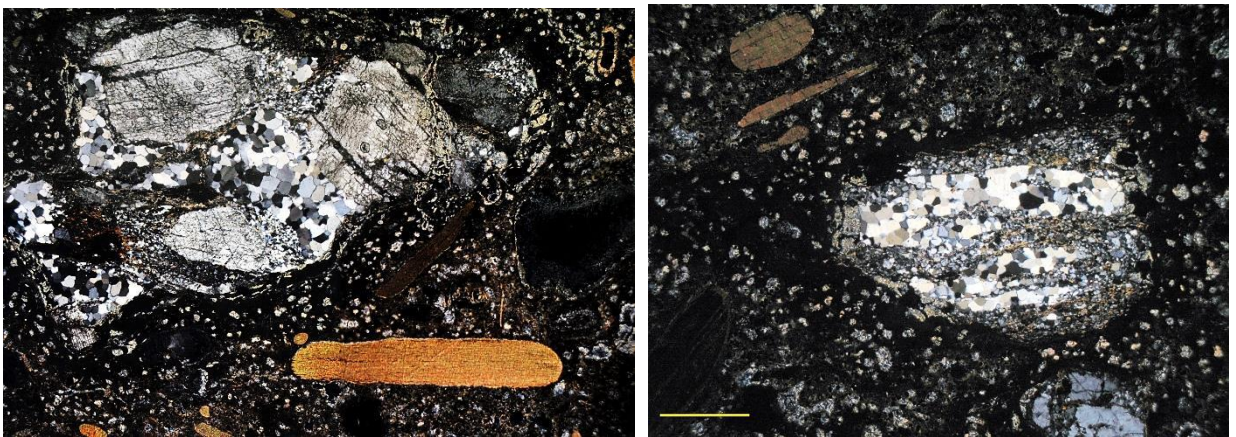


Foto 4.9 - Xenólitos crustais em técnica de LP, aumento de 25X, escala gráfica de 0,5 mm (barra amarela).

Os macrocristais de mica apresentam planos de clivagem curvos, vértices arredondados e faces curvas e juntamente com alguns fragmentos de cristais de quartzo (qz), oriundos da encaixante, mostram a orientação de fluxo (**Erro! Fonte de referência não encontrada.** e Foto 4.11). Microfenocristais também foram observados na lâmina delgada e são de aspecto semelhante aos macrocristais, entretanto, sem deformação dos planos de clivagem.

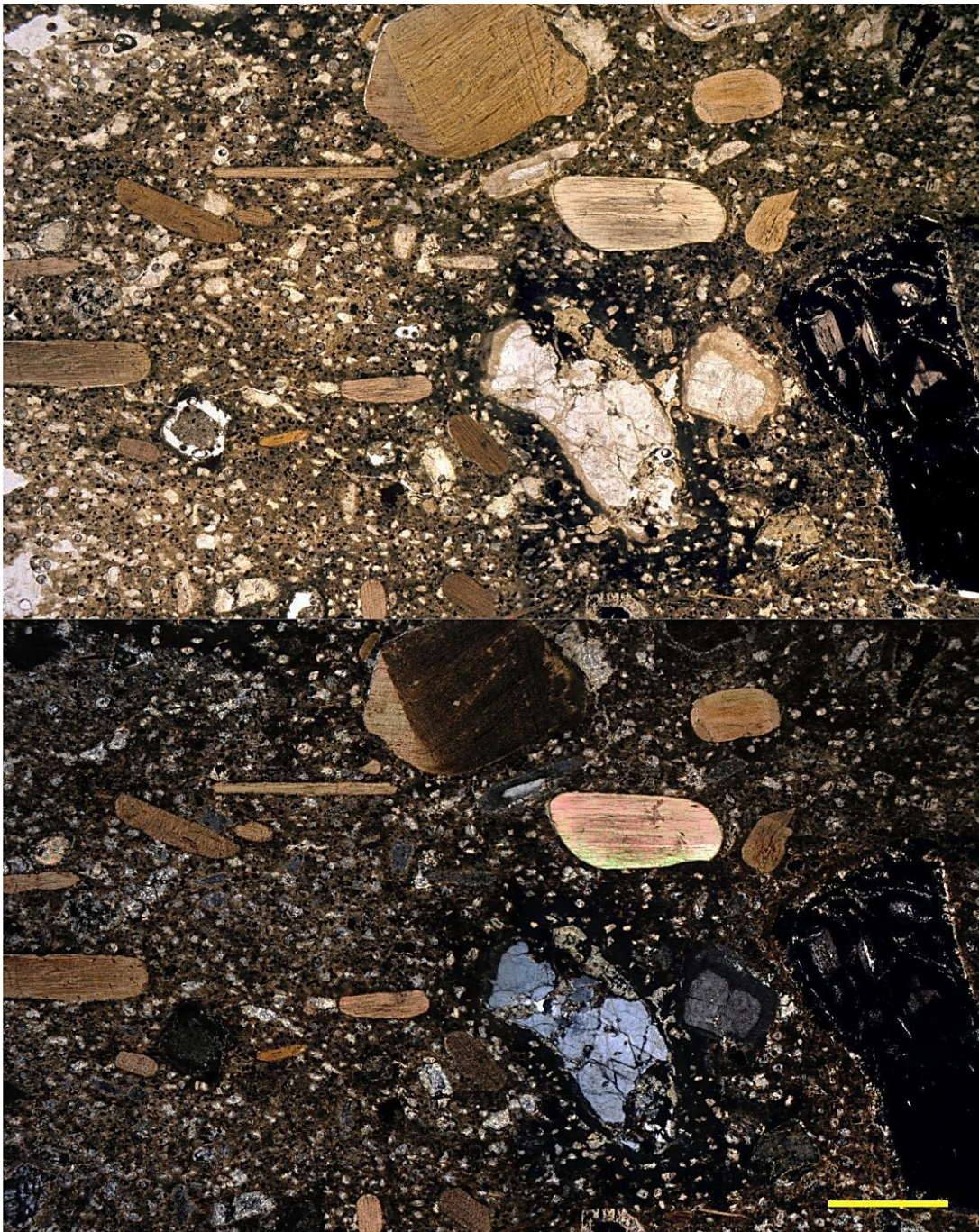
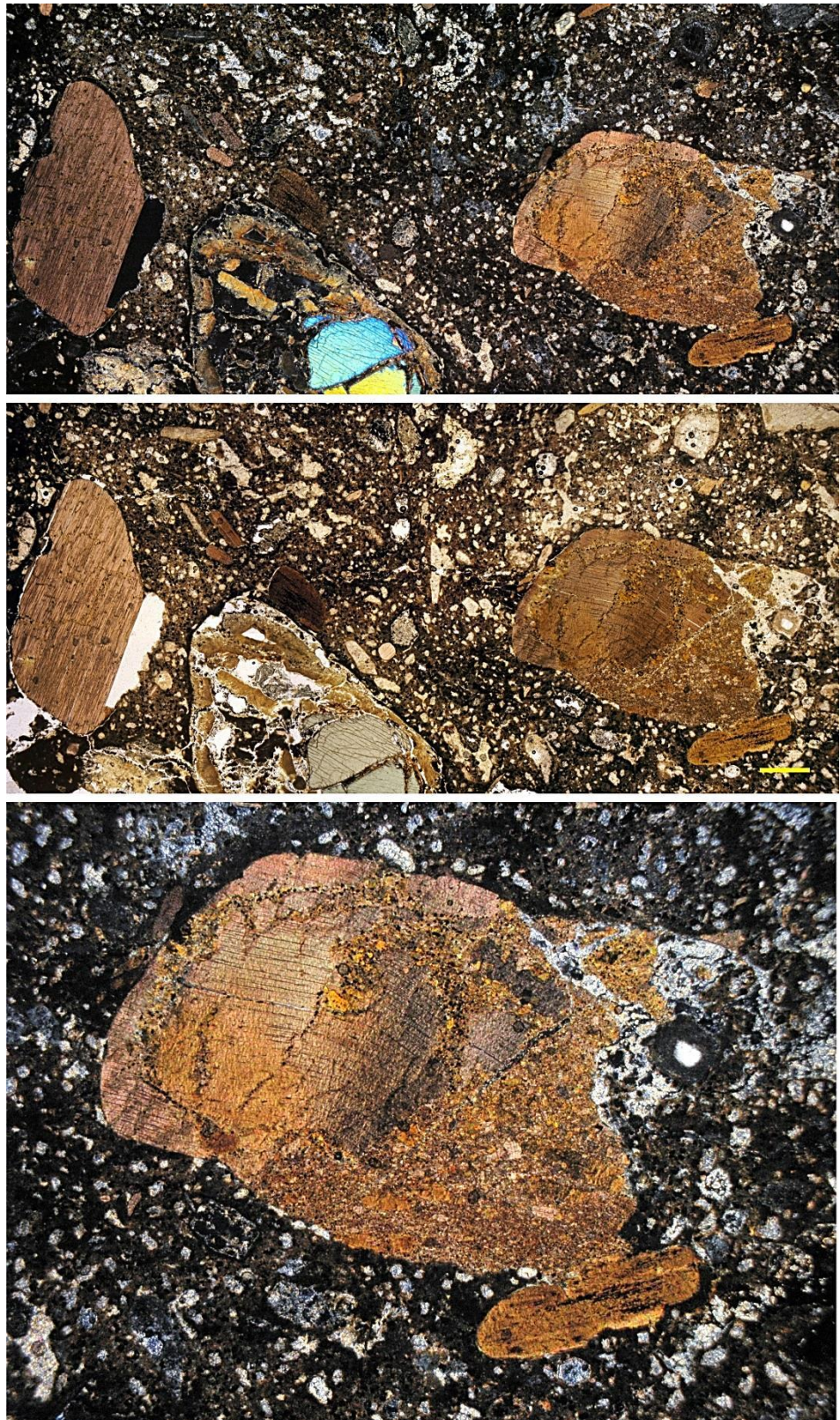


Foto 4.10 - Fotomicrografia mostrando a orientação de fluxo dos macrocristais de mica e alguns fragmentos de cristais de quartzo (qz). Os macrocristais apresentam vértices arredondados e faces curvas. Um dos macrocristais de mica mostra os planos de clivagem curvos. Técnicas de LN e LP, aumento de 25X e escala gráfica de 0,5 mm.

**Foto 4.11 -
Fotomicrografia
com macrocristais
de mica com até 2,5
mm, mostrando *kink
bands*, que ocorrem
com maior
frequência nas
bordas dos cristais;
observa-se também
a corrosão que
confere um aspecto
arredondado aos
cristais.**

**Na porção inferior
da foto ocorre lapilli
peletal com
clinopiroxênio de
1mm, envolto por
capa de alteração de
coloração verde
com porções
amareladas,
(crescimento de
aegerina titanífera?).
Destaca-se a
formação de
subgrãos no detalhe
da foto inferior.**

**(Técnicas de LN e
LP, aumento de 25X,
escala: linha
amarela com 0,5
mm).**



Em relação ao cpx da Foto 4.11, a descrição é semelhante à de Mitchell (1995), que descreve que em kimberlitos evoluídos do Grupo II (orangeitos) são característicos cpx fracamente zonados com mantos contínuos de cor amarelo pálido e/ou envolvido por bordas finas de cor verde-claro de titânio aegerina, que também são encontrados ao longo de fraturas e clivagens.

A Foto 4.12 ilustra clinopiroxênios em fragmento lapilli peletal. Da mesma forma ilustrada na Foto 4.11 e conforme Mitchell (1986), os piroxênios no fácies diatrema comumente contém lapilli peletal e xenólitos que foram substituídos por agregados criptocristalinos de diopsídio e mica e piroxênios similares a esses ocorrem como segregações irregulares.

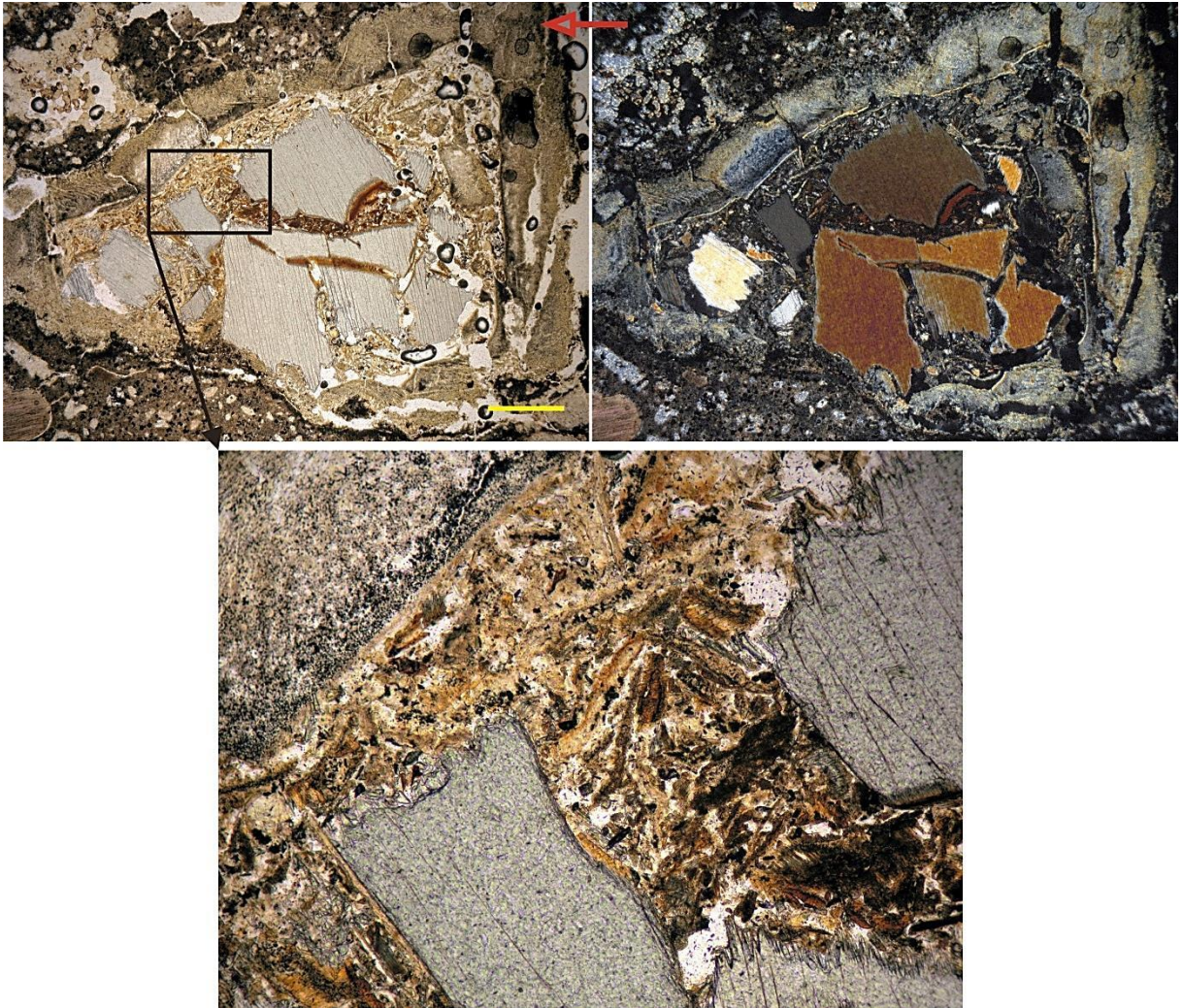


Foto 4.12 - Lapilli peletal contendo fragmentos angulosos de clinopiroxênio, envoltos por matriz rica em lamelas de mica (Técnica de LN e LP, aumento de 25X, escala gráfica de 0,5 mm).

Ao menos um cristal de espinélio e alguns de perovskita podem ser visualizados e caracterizados conforme Foto 4.13 e Foto 4.14.

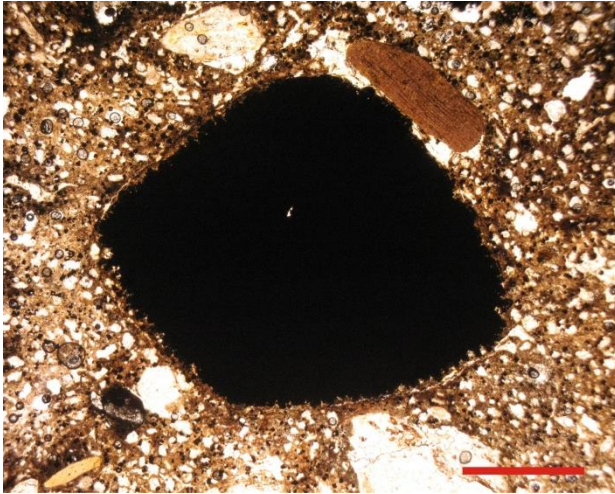


Foto 4.13 - Macrocrystal de espinélio arredondado, com bordos rendilhados devido à corrosão. Técnica de LN, aumento 25X, escala 0,5 mm.

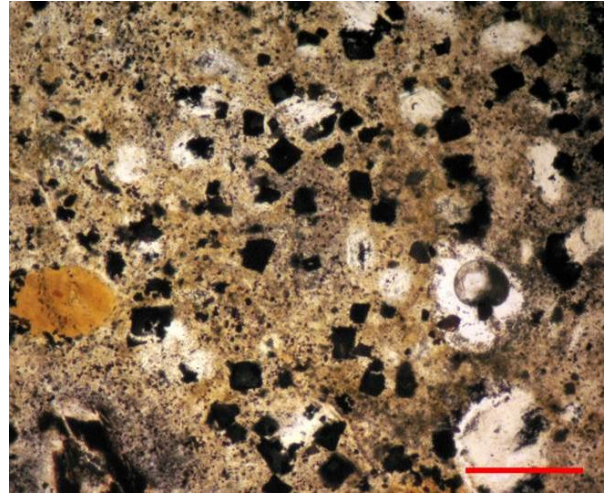


Foto 4.14 - Cristais euédricos de perovskita constituintes da matriz. Técnica de LN, aumento de 100X, escala 0,15 mm.

Dois macrocristais de granadas arredondadas, fraturadas, com bordos corroídos e margeados por mica (filossilicato avermelhado) foram descritos conforme Foto 4.15.

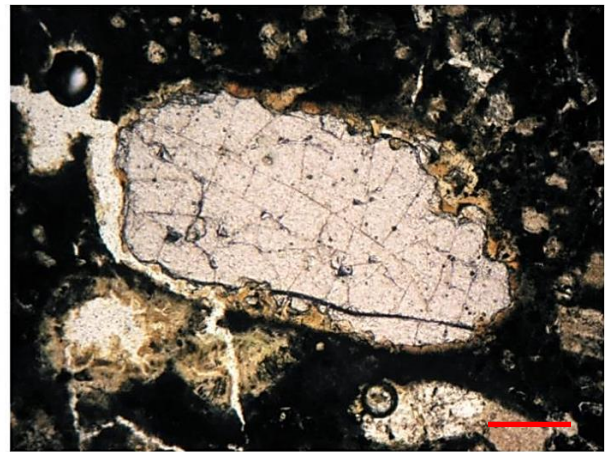
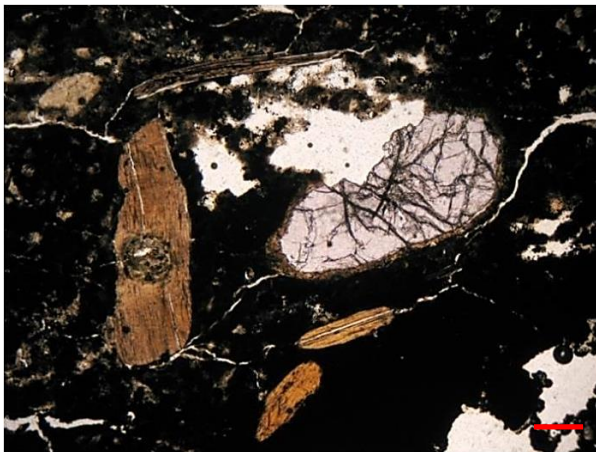


Foto 4.15 - Macrocristais de granada. Técnica de LN, aumentos de respectivamente 25X e 100X, escalas de mm e 0,5 mm.

Embora não ocorra numerosa nas lâminas delgadas, a granada chama atenção nos concentrados de bateia, onde pode somar cerca de 15% (Foto 4.16). A granada ocorre com feições de corrosão, superfícies abradadas e kelifíticas.



Foto 4.16 – A granada chama atenção nos concentrados de bateia pela sua coloração, principalmente violeta, onde pode somar cerca de 15%.

Apesar de rara, a olivina pode ser retratada por um pseudomorfo de cristal de olivina substituída por serpentina serpofítica e opacos (Espinélio?), em lapilli peletal; observa-se também macrocristais de flogopita em matriz fina, conforme Foto 4.17.

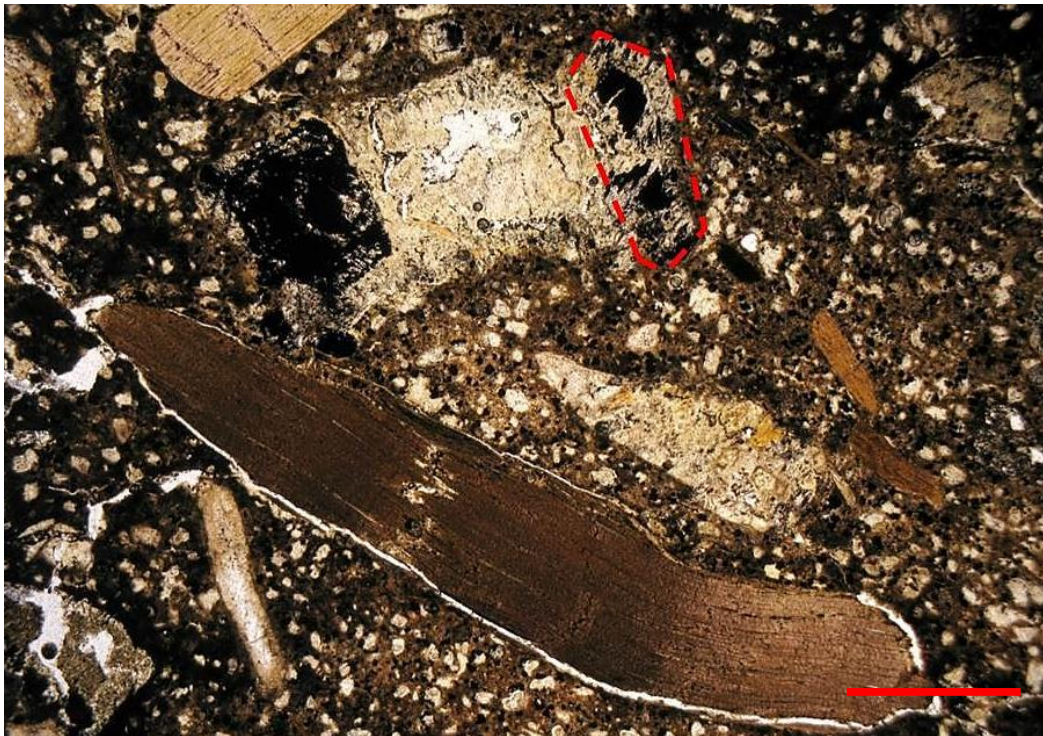


Foto 4.17 - Pseudomorfo de cristal de olivina (Técnica de LN, aumento 25X, escala 0,5 mm).

Opacos em olivina foram relatados por Skinner (1989), que descreveu a cromita como a única inclusão reconhecida em olivina do Grupo II.

4.3 KIMBERLITO ALFEU-I - CLASSIFICAÇÃO

Para classificação do kimberlito Alfeu-I foram utilizados os critérios propostos por Smith *et al.* (2008) na forma de etapas de classificação, as quais estão resumidas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Resumo da nomenclatura para “kimberlitos” e esquema classificação de Smith *et al.* (2008).

Estágio 01	Estágio 02	Estágio 03	Estágio 04a	Estágio 04b	Estágio 05	
OBSERVAÇÃO		INTERPRETAÇÃO PROGRESSIVA				
Informações de <i>background</i>	Descrição da rocha	Classificação Petrogenética	Classificação genética-textural		Interpretação dos processos/gênese	
<p>Ambiente: geográfico; tectônico; geológico; estrutural; associação ígnea e relações; estilos de intrusão/extrusão</p> <p>Detalhes das amostras: tipos; atributos; localização</p> <p>Escopo do estudo: contexto e objetivos da investigação</p> <p>Contatos: preservação; mergulhos; natureza; relações e ordem temporal das unidades</p>	<p>Alteração: intensidade; distribuição; mineralogia; texturas impostas; relação temporal; preservação; reações-xenólitos</p>	<p>Tipo de magma parental: e.g. kimberlito; lamproito; melnoito; alnoito; olivina melilito</p>	<p>Coerente: [descrições] coerente <i>kimberlito</i> (CK)</p>	Intrusivo: [descrições] intrusivo coerente <i>kimberlito</i> (ICK)	e.g. hipabissal; intra-cratera; intra-diatrema	
	<p>Estrutura: e.g. maciça; estratificada; zonação de fluxo</p>			<p>Extrusivo (efusivo): [descrições] extrusivo coerente <i>kimberlito</i> (ECK)</p>	e.g. lago de lava; soldado; respingos aglutinados	
	<p>Componentes: olivina (macrocrystal, fenocrystal); outros cristais; magmaclastos; xenólitos; autólitos; clastos acrecionários; matriz intersticial</p>		<p>Classificação Mineralógica: e.g. monticelita; flogopita; carbonato; serpentina</p>	<p>Vulcanoclástico: [descrições] Vulcanoclástico <i>kimberlito</i> (VK)</p>	<p>Piroclástico: [descrições] piroclástico <i>kimberlito</i> (PK) ou [descrições] <i>kimberlítico</i> [nome da rocha piroclástica padrão]</p>	e.g. queda; fluxo; surge; colapso de coluna; zona de diatrema fluidizada
	<p>Textura: distribuição dos componentes; distribuição de tamanhos (e.g. bem ordenado; inequigranular); empacotamento; suporte (e.g. suportado por clastos ou matriz)</p>				<p>Vulcanoclástico ressedimentado: [descrições] vulcanoclástico ressedimentado <i>kimberlito</i> (RVK) ou [descrições] <i>kimberlítico</i> [nome da rocha sedimentar padrão]</p>	e.g. fluxo de detritos; fluxo de grãos; avalanche; turbidito; lacustre
				<p>Epiclástico ou Sedimento Kimberlítico Vulcanogênico (KVS)</p>	Usar terminologias padrão	

Segundo Smith *et al.* (2008), a descrição da rocha é composta por quatro partes principais (Tabela 4.2): alteração; estrutura; componentes; e textura. A proposta de

descrição desses autores resulta em uma base para o nome descritivo da rocha, onde destaca as feições e características importantes que podem ser reconhecidas nas amostras. Com base na identificação da assembleia magmática mineral a rocha é classificada e associada ao um tipo de magma parental (kimberlítico, lamproítico, etc.).

A classificação textural-genética de Smith *et al.* (2008) é dividida pelos termos:

- Coerente, rochas formadas pela solidificação do magma sem evidências de fragmentação magmática ou feições piroclásticas;
- Vulcanoclástico, termo não genético preferencialmente aplicado aos depósitos e rochas compostas de uma proporção substancial de partículas vulcânicas. Isso inclui rochas clásticas que ocorrem dentro da zona da diatrema ou conduto de *pipes* vulcânicos.

Quando o tipo de magma é conhecido, este é aplicado no nome da rocha, por exemplo, kimberlito coerente ou kimberlito vulcanoclástico. As rochas vulcanoclásticas podem ser especificadas em três designações: (i) piroclástica; (ii) vulcanoclástica ressedimentada; e (iii) epiclástica ou sedimentos vulcanogênicos (SMITH *et al.*, 2008).

Em acordo com a proposta de nomenclatura para “kimberlitos” e esquema classificação de Smith *et al.* (2008) (Tabela 4.2), classificou-se a rocha com moderado grau de alteração e com mineralogia secundária constituída por argilominerais e serpentina. A textura original possui alto grau de preservação e os minerais estão parcialmente preservados. A rocha compõe-se de fenocristais e macrocristais (xenocristais) de composição variada (flogopita, ilmenita, granada e espinélio), em matriz intersticial com clastos acrescionários (lapilli peletal) e líticos, tanto autólitos quanto xenólitos ultramáficos e das encaixantes. Com relação ao tamanho do grão, varia de ultra grosso (maior que 16 mm) a ultrafino (inferior a 0,125 mm) e a rocha é rica em cristais, já que estes somam cerca de 30% do percentual modal.

Com base nos dados de campo e petrográficos o kimberlito Alfeu I foi classificado, de acordo Smith *et al.* (2008), como um kimberlito intrusivo e coerente (ICK) – intra - diatrema. Segundo a clássica proposta de Clement e Skinner (1985), o corpo se enquadra na classificação de kimberlito tufisítico, típico de fáceis diatrema ou kimberlito vulcanoclástico de Mitchell (1986, 1995), como sugerem a presença de fragmentos de lapilli peletal juvenil, típica de depósitos da porção superior do fácies

diatrema. Conforme Mitchell (1995), o corpo é um kimberlito do Grupo II ou orangeíto, como mostra a abundância de macro e microfenocristais de flogopita.

5 ESTRUTURAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA E PARAGÊNESE DOS MINERAIS

Devido ao kimberlito Alfeu-I ocorrer com ausência de material rochoso em estado preservado, o trabalho focou-se no estudo de minerais obtidos por meio de concentrado de peneira e bateia do material alterado *in situ*. Os minerais foram distinguidos por meio dos métodos separadores que utilizam propriedades físicas como tamanho de grão, densidade e magnetismo, assim como foi processada a identificação mineralógica das texturas, formas e cores macro cristalinas com características kimberlíticas.

Julgou-se necessária uma revisão onde foram abordadas as propriedades das estruturas cristalinas, composição química e paragênese dos minerais de modo a construir uma correlação com os resultados da química dos minerais, os quais são: olivinas, piroxênios, granadas, ilmenitas e micas. Para tanto, seguirá uma caracterização dos seus respectivos grupos de minerais; onde as propriedades de cada grupo, com ênfase nos minerais definidos a partir da microsonda, ligados aos aspectos macro e microcristalinos e aos seus respectivos dados químicos, poderão abrir caminho para o raciocínio a respeito da petrologia e petrogênese desses minerais com características “kimberlíticas”.

SILICATOS

A estrutura dos silicatos possui como unidade fundamental a molécula $[\text{SiO}_4]$, na qual os quatro íons O^{2-} encontram-se alocados nos ápices de tetraedros regulares e coordenados pelo cátion de Si^{4+} . Além do Si^{4+} , íons Al^{3+} também podem se coordenar a quatro O^{2-} e assim ocupar o mesmo espaço do tetraedro Si-O e, por isso, propicia a polimerização dos tetraedros na estrutura. Entretanto, por possuir razão de raio com o oxigênio igual a 0,286, que corresponde ao valor limitante para coordenação tetraédrica, o Al^{3+} pode, também, ter coordenação octaédrica. Outros cátions que tendem a ocorrer com coordenação octaédrica são Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} e Ti^{4+} . Cátions maiores e com valências menores, como Ca^{2+} e Na^+ , geralmente ocupam o sítio de coordenação 08 (Tabela 5.1) com relação ao oxigênio (GRAVINA, 2009).

Relações de soluções sólidas entre íons de diferentes valências são possíveis por mecanismos de substituições conjuntas, a fim de manter a neutralidade estrutural. Elementos como K, Rb, Ba, outros álcalis mais raros e alcalinos terrosos são encontrados em sítios de alto número de coordenação, o que torna a solução sólida limitada e menos comum (GRAVINA, 2009) (cf. Tabela 5.1).

Independente de sua composição total, os silicatos são classificados em seis classes de acordo com o grau de polimerização de suas unidades tetraédricas $[\text{SiO}_4]$ e consequente diferença na configuração estrutural (GRAVINA, 2009):

- I. **Nesosilicatos** ou **ortossilicatos**: silicatos com grupos $(\text{SiO}_4)^{4-}$ independentes e ligados somente aos cátions intersticiais,. Nessa classe estão e.g. os grupos das **olivinas** e das **granadas**;
- II. **Sorosilicatos** ou **dissilicatos**: quando duas unidades $(\text{SiO}_4)^{4-}$ estão ligadas, o que resulta na estrutura básica do grupo $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$. Nessa classe está o grupo dos **epidotos**;
- III. **Ciclossilicatos**: apresentam estrutura tipo anel, com fórmula geral $(\text{Si}_x\text{O}_{3x})^{2x-}$, e ocorre quando mais de dois tetraedros são ligados. Grupo do **berilo** e as **turmalinas**;
- IV. **Inossilicatos**: as unidades básicas $(\text{SiO}_4)^{4-}$ agrupam-se em cadeias infinitas simples, com fórmula Si_2O_6 , ou duplas, com fórmula Si_4O_{11} . Nessa classe estão e.g. os grupos dos **piroxênios** e dos **anfibiólios**;
- V. **Filossilicatos**: quando três dos átomos de oxigênio estão ligados entre tetraedros adjacentes de modo a formarem camadas infinitas com fórmula Si_2O_5 . Com essas cadeias estruturadas em folha são formados os minerais do grupo das **micas**;
- VI. **Tectossilicatos**: os quatro oxigênios ligam-se a tetraedros adjacentes, o que resulta em uma rede tridimensional de SiO_2 . Nessa classe estão e.g. os grupos dos **feldspatos** e do **quartzo**.

Tabela 5.1 - Número de coordenação e sítio de ocupação de íons comuns em silicatos (modificada de GRAVINA, 2009).

Íons	Número de coordenação com o oxigênio	Sítio de ocupação
K^+	8 ou 12	---
Na^+ e Ca^{2+}	8 ou 6	Cúbico ou Octaédrico
Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}	6	Octaédrico
Fe^{3+} , Al^{3+}	6	Octaédrico
Ti^{4+}	6	Octaédrico
Si^{4+} , Al^{3+}	4	Tetraédrico

5.1 GRUPO DA OLIVINA

Todos os membros do grupo cristalizam com simetria ortorrômbica, com estruturas que consistem de tetraedros independentes de SiO_4^{4-} , ligados por átomos bivalentes (Mg, Fe, Ca) em coordenação octaédrica (DEER et al. 1992). A distribuição de Mg^{+2}

e Fe^{+2} ocorre com ordenamento variável, porque geralmente os cátions Fe^{+2} , de maior raio atômico, têm uma pequena e paradoxal tendência pelas posições de menores dimensões (DEER et al. 1992). Nas olivinas ocorre uma solução sólida completa entre a composição da forsterita (Mg_2SiO_4) e da faialita (Fe_2SiO_4) (cf. Tabela 5.2) e, de uma maneira semelhante, as olivinas férricas a manganíferas (tefroita) formam uma série contínua (DEER et al. 1992). Já outro ortossilicato do grupo de composição CaMgSiO_4 , a monticelita, não ocorre com soluções sólidas consideráveis em relação à composição química ideal.

Tabela 5.2 – Solução sólida completa dos minerais entre a composição da forsterita (Mg_2SiO_4) e da faialita (Fe_2SiO_4).

Mineral	% Forsterita (Fo)
Forsterita	100 a 90% de Fo
Crisotila	90 a 70% de Fo
Hialossiderita	70 a 50% de Fo
Hortonolita	50 a 30% de Fo
Ferrortonolita	30 a 10% de Fo
Faialita	10 a 0% de Fo

As olivinas quando submetidas a maiores pressões contraem para uma estrutura mais compacta correspondente a do espinélio (MgAl_2O_4). A transformação olivina-espinélio, no sistema $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{--Fe}_2\text{SiO}_4$, ocorre entre 800°C e 1200°C em pressões mais altas para fases ricas em Mg e a pressões mais baixas quando as fases são ricas em Fe (DEER et al. 1992). Os dados de Putnis (1992) e Deer et al. 1992 para relações de fase, a altas pressões e a 1000°C da olivina rica em Mg (>80% de Mg_2SiO_4), demonstram que o início da transformação da olivina para espinélio ocorrem sob pressões de ≈ 150 a 170 kbar (15 a 17 GPa). Já os dados de Fei e Bertka (1999), demonstram o início dessa transformação sob condições de temperatura a 1600°C e pressão de ≈ 170 a 210 Kbar (17 a 21 GPa).

Dentre as substituições de elementos e constituintes mais raros na olivina, Deer et al. 1992 destaca que:

- Nas olivinas mais ricas em Fe pode ocorrer uma pequena substituição de Mg e Fe por Mn e Ca;
- O níquel e o cromo geralmente estão na constituição das olivinas ricas em Mg, com o cromo na forma de minúsculas lamelas exsolvidas de cromita (Grupo do Espinélio);

- Algum Fe^{3+} está geralmente presente e pode estar relacionado, de forma análoga, a pequenos grãos exsolvidos de magnetita (Grupo do Espinélio), ou, como é mais comum, ser produto de alteração por oxidação da olivina;
- O cálcio geralmente, quando presente, ocorre em quantidades relativamente pequenas (entre o intervalo de 0,0 a 1,0% de Ca);
- O fósforo ocorre em quantidades muito pequenas (acima de 400 ppm) em algumas olivinas.

A olivina é muito suscetível à alteração hidrotermal, aos efeitos de intemperismo e ao metamorfismo de baixo grau. Deer *et al.* 1992 define os produtos de alteração que incluem a formação de serpentinas e misturas descritas como idingsita, boulingita e clorofaeíta. A serpentinização é o produto de alteração e metamorfismo mais comum nas olivinas, principalmente nas ricas em Mg e também ocorre sob a forma de três polimorfos (lizardita, crisólito e antigorita), juntamente com a brucita, talco e carbonatos.

As olivinas que ocorrem nos kimberlitos, e também nos basaltos, são originadas de nódulos ultramáficos e as composições características podem variar dentro do mesmo range composicional (Fo_{96} e Fo_{87}) dos dunitos e peridotitos.

Segundo Deer *et al.* 1992 a monticelita (CaMgSiO_4) é basicamente formada pela mesma estrutura das olivinas (Mg, Fe), mas possui malha unitária expandida devido à substituição de metade dos sítios de Mg e Fe por Ca. Quanto a sua paragênese, que ocorre em calcários silicosos e magnesianos metamorfizados, em zonas escarníticas de contato entre rochas carbonáticas metassomatizadas por intrusivas ácidas, alcalinas e básicas. Ela também é formada em rochas ultrabásicas como kimberlitos e alnöitos.

5.1.1 OLIVINAS EM KIMBERLITOS DO GRUPO I

Olivina é o mais comum e característico mineral nos kimberlitos do Grupo I, ocorre como macrocristal arredondado derivado do manto e como microfenocristais euédricos a subédricos, da mesma forma que nos kimberlitos do Grupo II. Os macrocristais possuem duas variedades, uma de xenocristais derivados de desagregados de harzbugitos e lherzolitos, e outra de raras olivinas relativamente ricas em Fe de origem desconhecida, que são membros de séries de nódulos discretos (MITCHELL, 1995).

As olivinas nos kimberlitos do Grupo I foram caracterizadas por Mitchell (1995), destacou-se as seguintes definições:

- Macrocristais/xenocristais possuem amplo intervalo de composição (Fo₈₄ até Fo₉₅);
- Cristais individuais são homogêneos e os macrocristais podem ocorrer com grandes variações composicionais de grão para grão posicionados de forma adjacente;
- Independente da composição, macrocristais podem ocorrer com fino manteamamento de olivina de composição semelhante às olivinas euédricas da matriz (Fo₈₇ até Fo₈₉);
- Há uma população constituída de xenocristais de olivinas derivadas de desagregados de harzbugitos e lherzolitos com composição similar àquelas das séries de macrocristais de olivina de kimberlitos do Grupo II;
- Microfenocristais (ou matriz) de olivinas de kimberlitos em nível mundial também exibem um amplo range de composição (Fo₈₇ até Fo₉₃) e comumente ocorrem margens estreitas que podem ser ricas ou pobres em ferro em relação ao núcleo. Essa zonação normal ou inversa, de forma independente, converge para mantos com valores de Fo₈₇ até Fo₈₉;

Há um grupo de macrocristais de olivina mais ricas em Fe (Fo₇₈ até Fo₈₈) em alguns kimberlitos do Grupo I, relatado por Gurney et al. (1979) e Dawson et al. (1981), e que não foram reconhecidos em kimberlitos do Grupo II e em muitos outros kimberlitos do Grupo I. Essas olivinas ocorrem com inclusões pobres em Cr de Ti-piropero e Mg-ilmenita e são claramente uma parte dos megacristais ou das séries de nódulos discretos. A ausência dessas olivinas nos kimberlitos do Grupo II já era esperada, haja vista que os minerais das séries de macrocristais não são característicos de kimberlitos do Grupo II (MITCHELL, 1995).

5.1.2 PARAGÊNESES DAS OLIVINAS NOS KIMBERLITOS GRUPO II

A olivina é uma composição onipresente no fácies hipoabissal e diatrema nos kimberlitos do Grupo II. As olivinas no fácies diatrema ainda não foram estudadas de forma extensiva e apareceram apenas sob a forma de macrocristais pseudomorfos de serpentina (MITCHELL, 1995).

Na fácies hipoabissal em kimberlitos do Grupo II, a olivina ocorre com uma vasta gama de tamanhos e de abundância modal, os grãos maiores são tipicamente arredondados, enquanto os cristais menores podem ser arredondados ou subédricos a euédricos. Essas observações sugerem que, em comum com os kimberlitos do

Grupo I, segundo Mitchell 1995, ocorrem dois grupos de olivina sob as seguintes formas:

- I. Macrocristais arredondados que são principalmente xenocristais;
- II. Fenocristais/microfenocristais subédricos/euédricos.

Nem sempre é possível distinguir com precisão entre os xenocristais e fenocristais de olivina. Infelizmente não há parâmetros de composição simples que permitam diferenciar esses dois grupos (MITCHELL, 1995).

Nos kimberlitos do Grupo II a abundância modal dos macrocristais arredondados varia amplamente na intrusão e entre intrusões, como resultado da diferenciação gerada pelo fluxo magmático (TAINTON, 1992). Kimberlitos evoluídos do Grupo II são relativamente pobres em olivina e os macrocristais podem ser frescos, parcialmente ou completamente serpentinizados e/ou carbonatizados (MITCHELL, 1995). Também podem ocorrer sobrecrescimentos de até 0,5 mm de largura, com características de composição e ótica distintas ao núcleo da olivina. Esses sobrecrescimentos podem ser zonados de forma normal ou inversa em relação aos núcleos.

Já os fenocristais, segundo Skinner (1989), são cristais com formas euédricas a subédricas, dimensão comum no alongamento maior entre 0,1 mm a 2,0 mm, embora a moda ocorra em tamanhos <0,5 mm. Podem ser frescos, parcialmente ou completamente serpentinizados e/ou substituídos por carbonato (MITCHELL, 1995). Podem ter cromita como única inclusão reconhecida em alguns fenocristais maiores de kimberlitos do Grupo II (Skinner, 1989). Ocorrem manteados por agregados paralelos de olivina prismática com “hábito dente do cachorro” em alguns casos catalogados por Mitchell (1995) e relacionados a composições mais evoluídas. Olivinas com esses hábitos são comuns em olivina lamproítos (MITCHELL e BERGMAN 1991), mas não foram observados em kimberlitos do Grupo I (MITCHELL, 1995).

Macrocristais de olivina manteados por flogopita, com características óticas e composicionais similares as flogopitas da matriz, são comuns em alguns kimberlitos do Grupo II evoluídos estudados por Mitchell (1995) e Tainton (1992).

Embora, tenha sido descrita uma série de diferenças entre macrocristais (xenocristais) e fenocristais, há dificuldade de distinção entre as duas populações (MITCHELL, 1995).

5.1.2.1 COMPOSIÇÕES NOS KIMBERLITOS DO GRUPO II

Skinner (1989) e Moore (1988) demonstraram que as composições analisadas em um único grão são uniformes, mas ocorre uma considerável variação entre os grãos. Skinner (1989) também relata que o núcleo dos fenocristais e xenocristais estudados ocorrem com valores do Mg# entre 0,87 até 0,95 [$Mg\# = Mg/(Fe_T + Mg)$], entretanto a moda para os xenocristais é de uma composição um pouco mais magnésiana ($Mg\#=0,93$) do que a dos fenocristais ($Mg\#=0,91-0,92$) e é similar a composição média da olivina em xenólitos peridotíticos. Já os sobrecrescimentos em xenocristais e fenocristais são de composição similar em diferentes kimberlitos do Grupo II, são fracamente zonados desde $Mg\# = 0,91$, junto ao núcleo, até $Mg\# = 0,90$ nas margens.

De acordo com Mitchell (1995), o único elemento menor que ocorre nas olivinas em quantidades significativas é o níquel (aproximados 0,25% a 0,5% NiO), presente tanto em xenocristais/macrocristais quanto fenocristais e sem diferenças de conteúdo evidentes entre os seus núcleos. Skinner (1989) demonstrou que nos sobrecrescimentos ocorrem significativas variações sistemáticas no conteúdo NiO, a relação é direta e normal com Mg# e decrescem rapidamente com a diminuição do Mg# em direção as margens de sobrecrescimentos. Os conteúdos de cálcio, em análise de microsonda, variam de não detectável até tão alto quanto 0,13% CaO nas margens de fenocristais, independente da presença ou ausência de sobrecrescimentos. Conteúdos de manganês variam de 0,01 até 0,2% MnO e as margens dos cristais podem ser suavemente enriquecidas em relação aos núcleos.

5.1.3 OLIVINAS EM LAMPROÍTOS

Embora a olivina seja um constituinte comum dos lamproítos, ela não é nem um constituinte onipresente, nem um mineral característico. Os conteúdos de olivina são altamente variáveis e alcançam valores máximos de moda de até 30% a 40% do volume, somente em olivina lamproítos. Mitchell (1995) descreve que ocorrem dois tipos de variedades texturais de olivina na maioria dos lamproítos portadores de olivina:

- Macrocristais anédricos ou xenocristais;
- Fenocristais subédricos a euédricos.

Olivina prismática com “hábito dente do cachorro” são comuns em olivina lamproítos (MITCHELL; BERGMAN 1991). As composições dos xenocristais de olivina são idênticas àquelas em kimberlitos do Grupo I e II e assim são

considerados como derivados pela desagregação de xenólitos ultramáficos mantélicos similares. Os fenocristais em lamproítos têm composições similares às daquelas dos kimberlitos do Grupo II, assim, a distinção entre essas rochas por meio de análises de olivina não é possível (MITCHELL, 1995). As texturas dos macrocristais das olivinas lamproítos são diferentes daquelas dos kimberlitos do Grupo II não evoluídos, já os kimberlitos do Grupo II evoluídos, em contraste, possuem algumas similaridades com olivinas lamproítos por conterem também olivina prismática com “hábito dente do cachorro” e macrocristais manteados por flogopita (MITCHELL, 1995).

5.2 GRUPO DOS PIROXÊNIOS

A fórmula química geral (fórmula unitária) para todos os piroxênios é $M_2M_1T_2O_6$, na qual M2 se refere aos cátions em coordenação octaédrica geralmente distorcida, M1 aos cátions em coordenação octaédrica regular, e T_2 aos cátions em coordenação tetraédrica (MORIMOTO et al., 1988).

O grupo é dividido e ocorre em séries de minerais segundo dois sistemas, ortorrômbico e monoclinico, também denominados como subgrupos dos ortopiroxênios e dos clinopiroxênios, respectivamente.

Para se derivar a fórmula de um piroxênio a partir de sua análise química, o cálculo deve ser realizado com base em quatro cátions ($M_1 + M_2 + T_2$) (MORIMOTO et al., 1988).

Na alocação dos cátions para obter-se a fórmula do piroxênio foi seguido o procedimento recomendado por MORIMOTO et al. (1988), que na Figura 5.1 organizou um diagrama de fluxo para alocação dos principais cátions dos piroxênios.

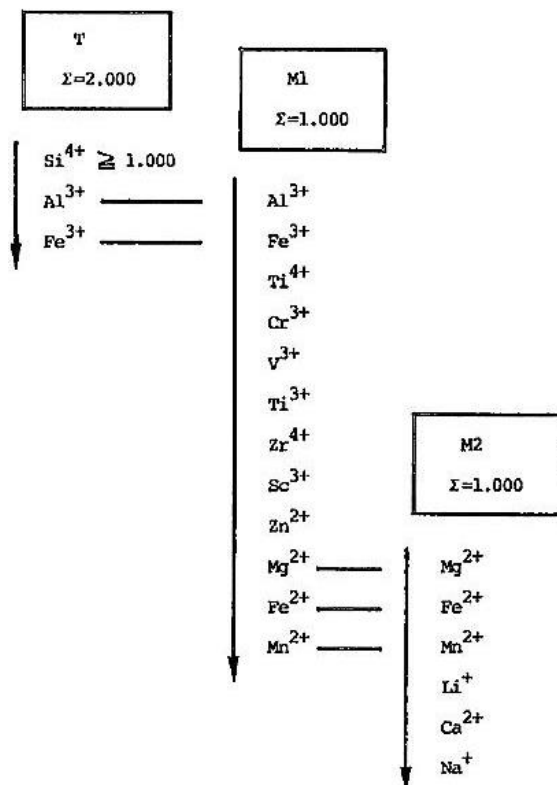


Figura 5.1—Fluxograma, de Morimoto et al.(1988), onde exibe a ordem de ocupação ideal de cátions entre as posições T, M1 e M2 dos piroxênios. Apenas estão incluídos os cátions representativos. As setas indicam a ordem de preenchimento das posições.

A partir da fórmula mais comum aos piroxênios $[M_2M_1T_2O_6]$, Morimoto et al. (1988) descreve que quatro substituições acopladas $[M_2(R^{2+})M_1(R^{2+})T_2(2R^{4+})O_6]$ são possíveis se for assumido mais que uma substituição do tipo R^{4+} , na posição T, é possível. A descrição detalhada das quatro substituições (denominadas S1, S2, S3 e S4) constam Morimoto et al. (1988).

5.2.1 NOMENCLATURA DOS PIROXÊNIOS: VINTE NOMES DE MINERAIS E SEUS AGRUPAMENTOS

Para a nomenclatura dos piroxênios e seus agrupamentos, que formam amplas soluções sólidas por meio de vários tipos de substituições iônicas, Morimoto et al. (1988) subdividiu as séries de soluções sólidas em intervalos de composições e nomes específicos. O autor reconheceu 20 nomes aceitos e amplamente utilizados como nomes de espécies de piroxênio (Tabela 5.3). Esses foram agrupados em seis subdivisões químicas [piroxênios: A = Mg - Fe; B = Mn-Mg; C = Ca; D = Ca - Na; E = Na; F = Li, conforme Tabela 5.3] com base na ocupação do cátion nas posições M2 e na similaridade cristal química.

Tabela 5.3 - Nomes de piroxênios aceitos e sua subdivisão química. Para piroxênios utilizados como membros extremos de soluções sólidas são fornecidos, nome, abreviação (entre parênteses) e composição; esses totalizam 13 membros finais ou extremos. As composições principais são fornecidas para soluções sólidas. Também são fornecidos os grupos espaciais (Obtida de MORIMOTO et al., 1988).

Mineral names	Composition as end member	Main composition as solid solution	Space group
A. Mg-Fe pyroxenes			
1. enstatite (En)	$Mg_2Si_2O_6$	} $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$	<i>Pbca</i>
2. ferrosilite (Fs)	$Fe_2^{2+}Si_2O_6$		
3. clinoenstatite			
4. clinoferrosilite			
5. pigeonite			
		$(Mg,Fe)_2Si_2O_6$	<i>P2₁/c</i>
		$(Mg,Fe,Ca)_2Si_2O_6$	<i>P2₁/c</i>
B. Mn-Mg pyroxenes			
6. donpeacorite		$(Mn,Mg)MgSi_2O_6$	<i>Pbca</i>
7. kanoite (Ka)	$MnMgSi_2O_6$	$(Mn,Mg)MgSi_2O_6$	<i>P2₁/c</i>
C. Ca pyroxenes			
8. diopside (Di)	$CaMgSi_2O_6$	} $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$	<i>C2/c</i>
9. hedenbergite (Hd)	$CaFe^{2+}Si_2O_6$		
10. augite			
11. johannsenite (Jo)	$CaMnSi_2O_6$		
12. petedunnite (Pe)*	$CaZnSi_2O_6$		
13. esseneite (Es)**	$CaFe^{3+}AlSiO_6$	$(Ca,Mg,Fe)_2Si_2O_6$	<i>C2/c</i>
		$(Ca,Na)(R^{2+},Al)Si_2O_6$	<i>C2/c, P2₁/n</i>
		$(Ca,Na)(R^{2+},Fe^{3+})Si_2O_6$	<i>C2/c</i>
D. Ca-Na pyroxenes			
14. omphacite			
15. aegirine-augite			
E. Na pyroxenes			
16. jadeite (Jd)	$NaAlSi_2O_6$	} $Na(Al,Fe^{3+})Si_2O_6$	<i>C2/c</i>
17. aegirine (Ae)	$NaFe^{3+}Si_2O_6$		
18. kosmochlor (Ko)	$NaCr^{3+}Si_2O_6$		
19. jervisite (Je)†	$NaSc^{3+}Si_2O_6$		
F. Li pyroxene			
20. spodumene (Sp)	$LiAlSi_2O_6$		<i>C2/c</i>

*Essene&Peacor (1987) determinaram a composição da petedunnita por microsonda eletrônica como $(Ca_{0,92}Na_{0,06}Mn_{0,02})(Zn_{0,37}Mn_{0,19}Fe^{2+}_{0,19}Fe^{3+}_{0,12}Mg_{0,14})(Si_{1,94}Al_{0,06})O_6$. Esse mineral foi aprovado como espécie válida pela Comissão de Novos Minerais e Nomes de Minerais. IMÃ, em 1983.

*Cosca&Peacor (1987) determinaram a composição de esseneita por microsonda eletrônica como $(Ca_{1,01}Na_{0,01})(Fe^{3+}_{0,72}Mg_{0,16}Al_{0,04}Ti_{0,03}Fe^{2+}_{0,02})(Si_{1,19}Al_{0,81})O_{6,00}$. Esse mineral foi aprovado como espécie válida pela Comissão de Novos Minerais e Nomes de Minerais. IMÃ, em 1985.

†Mellini *et al.* (1982) determinaram a composição da jervisita por microsonda eletrônica como $(Na_{0,43}Ca_{0,31}Fe^{2+}_{0,14}□_{0,12})(Sc_{0,66}Fe^{2+}_{0,15}Mg^{0,19})Si_2O_6$. Esse mineral foi aprovado como espécie válida pela Comissão de Novos Minerais e Nomes de Minerais, IMA, em 1982.

Dentre as principais características levadas em consideração para determinar a classificação dos piroxênios em 20 espécies minerais, Morimoto et al. (1988), destacou que:

- i. Os piroxênios ferromagnesianos e alguns piroxênios cálcicos são as espécies que mais ocorrem nas rochas e formam amplas soluções sólidas que cobrem o "quadrilátero" dos piroxênios no sistema ternário $Ca_2Si_2O_6$ (Wo) - $Mg_2Si_2O_6$ (En) - $Fe_2Si_2O_6$ (Fs). Assim refere-se a esses piroxênios como piroxênios de Ca-Mg-Fe ou do quadrilátero (Quad);
- ii. Os piroxênios sódicos formam séries de soluções sólidas contínuas com os piroxênios Ca-Mg-Fe, e assim originam os piroxênios cálcicos - sódicos;
- iii. Os que ocorrem raramente e possuem composições químicas únicas como a donpeacorita e kanoíta, entre os piroxênios manganesianos-magnesianos, a

johannsenita, petedunnita e esseneita, entre os piroxênios cálcicos, e o espodumênio, são todos abordados conjuntamente como "outros" piroxênios.

A wollastonita ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$)ⁱⁱ, simboliza os componentes dos piroxênios Ca-Fe-Mg do Di e da Hd (cf. Tabela 5.3) no sistema ternário (Figura 5.3), que são os membros mais ricos em Ca (MORIMOTO, 1988).

A partir dessas constatações, o autor as utilizou para determinar uma classificação e nomenclatura mais globais para os piroxênios, e assim os separou em quatro grupos químicos (cf. Figura 5.2):

- Os **Ca-Mg-Fe** (Quad, n=13);
- Os de **Ca-Na** (Ca-Na, n=2);
- Os **sódicos** (Na, n=4) e;
- "**Outros**" piroxênios (Outros n=1).

Segundo Morimoto et al. (1988) os piroxênios são classificados a partir da locação do número total de cátions nas posições M1 e M2, que são avaliadas conjuntamente como posição M, e utilizam como base seis átomos de oxigênio. Estes autores demonstram no diagrama Q-J (cf. Figura 5.2) essa classificação, que representa número de cátions Ca, Mg, Fe^{2+} e Na nas posições M.

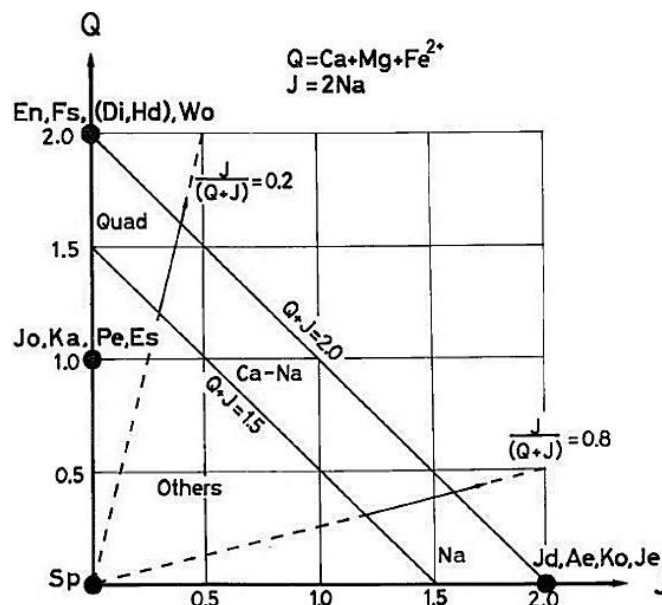


Figura 5.2 - Diagrama Q-J para piroxênios que define a classificação e os campos composicionais dos membros extremos aceitos. Abreviações e composições dos membros extremos estão na Tabela 5.3.

A linha $Q+J=2,0$ significa o limite superior de $Q+J$ nos espaços M. A linha $Q+J=1,5$ representa o limite abaixo do qual mais da metade dos espaços M1 ou M2 podem

ⁱⁱ A molécula $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ existe na natureza como wollastonita, que não pertence aos piroxênios, mas sim aos piroxenóides. Para representar as composições dos piroxênios de Ca-Mg-Fe, o sistema ternário $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wo) - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En) - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs) tem sido utilizado.

estar ocupados por outros íons que não Q e J e, nessa área, os piroxênios são considerados como "Outros" e incluem os piroxênios de Mn-Mg e Li, johannsenita, petedunnita e esseneíta. Já a equação $J / (Q + J) = 0,2$ e $0,8$, concebem as linhas que dividem a área limitada pelas duas linhas Q+J entre os piroxênios de Ca+Mg+Fe (Quad), Ca-Na e Na.

Os piroxênios de Mn-Mg e johannsenita (cf. Tabela 5.3), devido aos seus íons de Mn ocuparem mais da metade das posições M, aparecem ao longo do eixo Q entre os valores 1,0 e 1,5 do Q no diagrama Q-J. De maneira análoga, petedunnita e esseneíta aparecem ao longo do eixo Q com valores de Q entre 1,0 e 1,5. Espodumênio concentra-se na origem do diagrama Q-J porque tanto Q como J são nulos. Assim, os treze membros extremos (Tabela 5.3) e Wo estão localizados no diagrama Q-J (Figura 5.2).

Morimoto et al.(1988) relata que os piroxênios que se localizam na área entre $Q+J=2,0$ e $1,5$ possuem outros componentes além dos íons Q e J em menos de 25% dos espaços M e que esse percentual não interferiria na classificação de tais piroxênios com base nos componentes Q e J normalizados. Assim, desprezou os efeitos dos outros componentes e adotou os seguintes procedimentos para classificação:

CLASSIFICAÇÃO DOS PIROXÊNIOS DO QUADRILÁTERO CA-MG-FE (QUAD)

Morimoto et al. (1988) empregou para classificar os piroxênios do quadrilátero o sistema: $Mg_2Si_2O_6$ (**En**) - $Fe_2^{2+}Si_2O_6$ (**Fs**) - $CaMgSi_2O_6$ (**Di**) - $CaFe^{2+}Si_2O_6$ (**Hd**) que inclui as principais composições. Os piroxênios de Ca-Mg-Fe contêm variedades de simetria ortorrômbica e monoclínica, os primeiros consistem essencialmente da série química simples $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$, portanto contrastam com os clinopiroxênios, já que esses possuem ampla gama de composições entre os piroxênios de Ca-Mg-Fe. Assim, o autor definiu os piroxênios Ca-Mg-Fe com base na simetria e quantidades relativas dos minerais de $Ca_2Si_2O_6$ (Wo), $Mg_2Si_2O_6$ (En) e $Fe_2+Si_2O_6$ (Fs). A partir desses intervalos de variação composicional dos clinopiroxênios e dos ortopiroxênios, Morimoto et al.(1988) normalizou as composições para $Ca + Mg + SFe = 100$, com $SFe = Fe^{2+}Fe^{3+}Mn^{2+}$ e montou os diagramas das Figura 5.3 e Figura 5.4 para classificá-los.

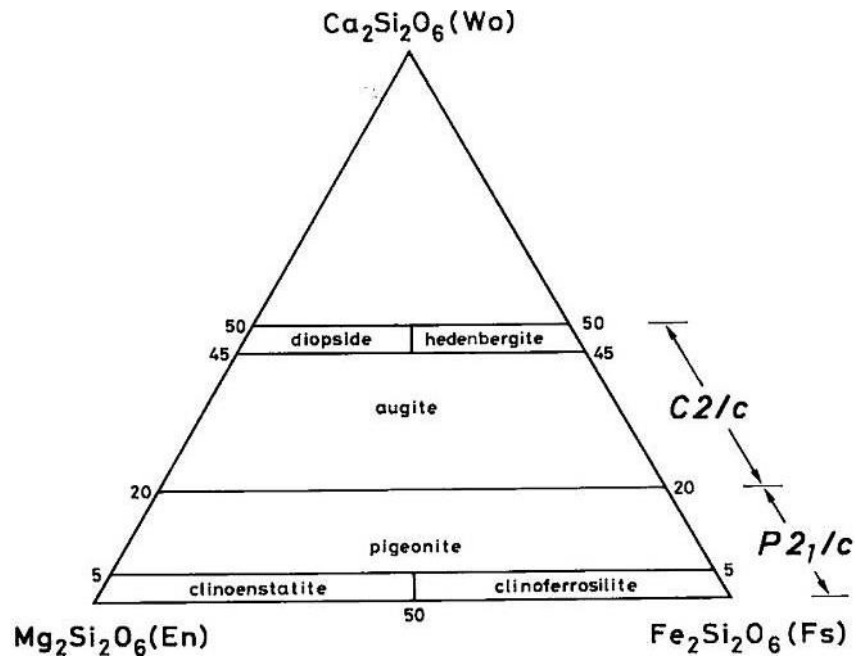


Figura 5.3 - Intervalos de composições dos clinopiroxênios de Ca-Fe-Mg com nomes aceitos, de Morimoto et al. (1988).

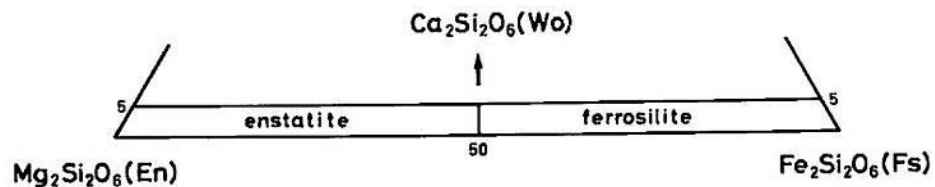


Figura 5.4 - Intervalos de composições de ortopiroxênios com nomes aceitos, de Morimoto et al. (1988).

CLASSIFICAÇÃO DOS PIROXÊNIOS SÓDICOS E CÁLCICO-SÓDICOS

Morimoto et al. (1988) descreveu que dentre os piroxênios sódicos (Grupo E na Tabela 5.3), somente a jadeíta e a aegirina são empregados no diagrama de classificação para piroxênios sódicos e cálcico-sódicos, visto que esses ocorrem comumente na Terra e formam amplas soluções sólidas com os piroxênios de Ca-Mg-Fe. Suas composições incluem mais de 90% do componente $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Jd) ou $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ (Ae). Já o cosmocloro (Ko) e jervisita (Je) exibem pequena ou nenhuma solução sólida em direção aos outros membros extremos e são raros. Assim as duas espécies foram abordadas separadamente na classificação dos piroxênios sódicos e, portanto, o autor não incluiu os componentes Ko e Je na classificação conforme Figura 5.5.

A jadeíta e a aegirina, devido a formarem ampla solução sólida com os piroxênios de Ca-Mg-Fe, especialmente com a série diopsídio-hedenbergita e augita, levaram o autor a classificar esse intervalo composicional como piroxênios cálcico-sódicos (Ca-Na).

Morimoto et al. (1988) classificou os piroxênios sódicos e cálcicos - sódicos no diagrama Quad-Jd-Ae (cf. Figura 5.5) com os componentes Q (Wo+ En +Fs), Jd e Ae normalizadosⁱⁱⁱ. Nota-se que as divisões arbitrárias entre os piroxênios Ca-Mg-Fe, piroxênios cálcicos -sódicos e piroxênios sódicos são definidas a 20% e 80% de $Q=(Wo+ En +Fs)$.

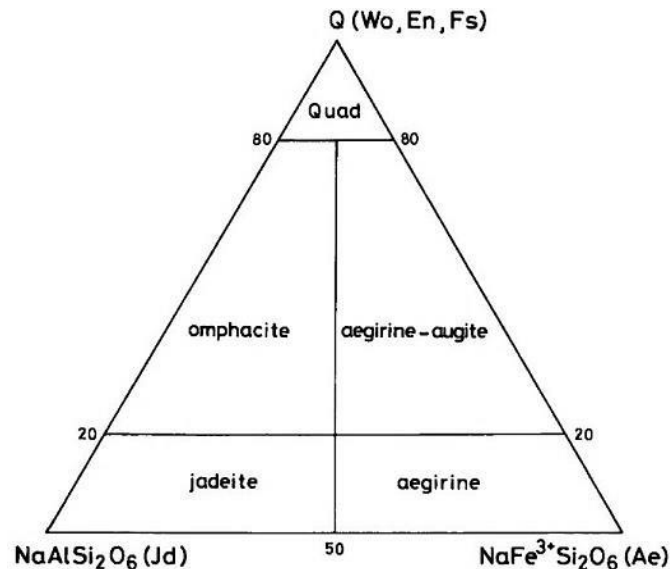


Figura 5.5—De Morimoto et al. (1988), com nomes aceitos para os piroxênios de Na e Quad, que representa a área dos piroxênios de Ca-Mg-Fe (cf. Figura 5.3 e Figura 5.4).

A CLASSIFICAÇÃO DOS "OUTROS" PIROXÊNIOS

Os piroxênios da área "Outros" são a johannsenita ($CaMnSi_2O_6$), a petedunnita ($CaZnSi_2O_6$), espodumênio ($LiAlSi_2O_6$), kanoíta e seu dimorfo donpeacorita ($Mn, Mg)MgSi_2O_6$, que parecem formar uma solução sólida com En (Morimoto et al. (1988). Estes resultados sugerem um possível quadrilátero de piroxênios de Mn-Mg-Fe. Também há a Esseneíta ($CaFe^{3+}AlSiO_6$).

CLASSIFICAÇÃO DE PIROXÊNIOS INCOMUNS

Segundo Morimoto et al. (1988), são os piroxênios com composições químicas incomuns que ocorrem fora da área entre as linhas $Q+J=2,0$ e $Q+J=1,5$ no diagrama Q-J (cf. Figura 5.2).

O autor divide esses piroxênios em dois grupos:

ⁱⁱⁱ Para normalizar os componentes Q, Jd, e Ae, a soma de $Ca+Mg+Fe^{2+}+2Na$ nas posições M deve ser recalculada para 100%. Então o % normalizado de 2Na deve ser dividido pela razão Al/Fe^{3+} para fornecer a razão Jd/Ae. Assim, $Q + Jd + Ae$ deve sempre resultar em 100%. Quando a localização no diagrama Q - J fica significativamente fora do limite $Q+J=2,0$, o efeito da substituição (2) deve ser considerado, como na seção de piroxênios incomuns (MORIMOTO et al., 1988).

- I. Piroxênios ricos em Ca com os componentes $\text{CaR}^{3+}\text{AlSiO}_6$ (S3, cf. Figura 5.6) e $\text{CaR}^{2+}_{0,5}\text{Ti}^{4+}_{0,5}\text{AlSiO}_6$ (S4 cf. Figura 5.6), referentes às substituições (3) e (4), respectivamente, e;
- II. Os piroxênios ricos em Na com o componente $\text{NaR}^{2+}_{0,5}\text{Ti}^{4+}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ (S2, cf. Figura 5.6), referente à substituição (2).

O primeiro é caracterizado pelo autor por deficiência significativa em átomos de Si, com $\text{Si} < 1,60$ na fórmula padrão, o que resulta em valores de “Q” próximos a ou menores que 1,5 (Figura 5.6, ponto S3 e S4). O segundo ocorre acima da linha $Q+J=2,0$, aproxima-se do ponto S2 na Figura 5.6.

Os nomes utilizados na literatura para piroxênios incomuns estão listados na Tabela 3 em Morimoto et al.(1988).

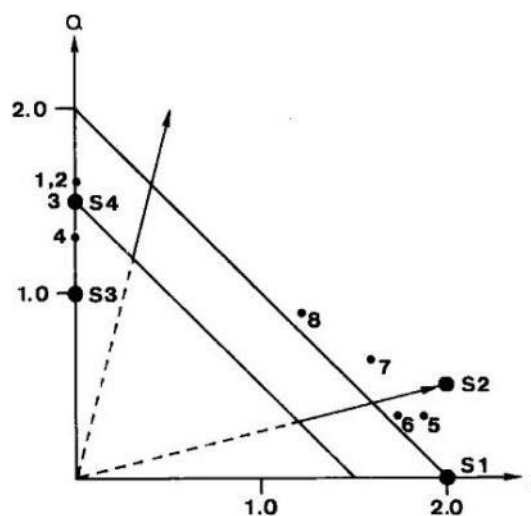


Figura 5.6 – Diagrama Q-J de Morimoto et al. (1988), onde ele exemplifica as composições de alguns piroxênios incomuns, numerados de 1 a 8 e com valores de “Q” menores que 1,62 e de Mn menor que 0,08 átomos por unidade de fórmula (cf. Tabela 3 em Morimoto 1988).

5.2.2 PARAGÊNESES DOS PIROXÊNIOS NOS KIMBERLITOS (GRUPO I E II) E ROCHAS DA FAMÍLIA

Nos kimberlitos os clinopiroxênios (cpx) são comuns como megacristais e como fases da matriz, já os ortopiroxênios (opx) são muito mais raros e ocorrem somente como megacristais ou como fases de exsolução intercrescida com cpx (MITCHELL, 1986). Nesse referido trabalho, o autor ao mencionar o termo kimberlito, refere-se aos kimberlitos do Grupo I e II, já que não havia essa divisão, assim a descrição desse item e subitens não distingue esses dois tipos.

Os cpx, segundo MITCHELL (1986), ocorrem sob as seguintes PARAGÊNESES:

- I. Megacristais isolados;
- II. Intercrescimento com ilmenita;
- III. Intercrescimento com granada;

- IV. Macro e micro exsoluções de intercrescimento com opx;
- V. Microfenocristais ou fases da matriz em kimberlitos hipoabissais;
- VI. Agregados criptocristalinos primários ou agregados de matriz deutérica como micrólitos no facie diatrema;

As paragêneses “i - iii” podem ser consideradas como parte dos, ou relacionadas aos, megacristais, e são descritos em conjunto por Mitchell (1986):

5.2.2.1 MEGACRISTAIS E INTERCRESCIMENTOS CLINOPIROXÊNIO – ILMENITA (PARAGÊNESES I E II)

Mitchell (1986) descreve uma série de características atribuídas a esse grupo, resumidas conforme segue:

- Megacristais ocorrem como grãos individuais;
- Alguns desses piroxênios contêm exsoluções de opx e granada;
- Megacristais de baixo Cr são tipicamente encontrados como nódulos suavemente arredondados de até 15 cm, comumente cobertos por uma camada de granulação muito fina de uma mistura de serpentina, calcita e clorita. Alteração semelhante ocorre adjacente às fraturas no interior do cristal;
- Nódulos bimineralicos de Cr-granada e megacristais de piroxênio baixo Cr foram denominados, por Nixon e Boyd (1973), como *griquaite* (uma espécie de eclogito) para distingui-los de modas similares de eclogitos com mineralogias diferentes;
- No intercrescimento lamelar com ilmenita, o piroxênio ocorre como cristais individuais.

Mitchell (1986) resume em alguns tópicos as condições gerais para as composições encontradas nos megacristais de piroxênios:

- 1) Megacristais são mais ricos em Fe quando comparados aos piroxênios de lherzolitos encontrados em uma mesma intrusão;
- 2) Caracterizados por baixos conteúdos de Cr_2O_3 (<1%), TiO_2 (<1%), Al_2O_3 (<3%), e Na_2O (<2%). O baixo Al_2O_3 e Na_2O são utilizados para distingui-los dos piroxênios eclogíticos e o baixo Cr_2O_3 dos cromos diopsídios de lherzolitos;
- 3) As razões $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ possuem ampla gama nos megacristais, que corresponde às composições entre diopsídio subcálcico até o diopsídio;

- 4) Piroxênios que ocorrem como intercrescimento lamelar com ilmenitas ($\text{Fe}^{++}\text{TiO}_3$) possuem razões maiores e consistentes de $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ do que os megacristais livres dessa feição numa mesma intrusão.
- 5) Os processos que causam as mudanças nas razões $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ não interferem de forma significativa na variação da razão $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$;
- 6) Tendências composicionais para elementos menores como Cr_2O_3 não são sistemáticas de modo geral, mas o autor relata algumas exceções;
- 7) Assumindo-se que os megacristais cristalizaram concomitantes ao opx e a granada (BOYD; NIXON, 1973), é possível estimar suas temperaturas de formação. Independentemente do geotermômetro escolhido, o intervalo de $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ indica a cristalização sob uma vasta gama de temperaturas e os intercrescimentos ilmenita-piroxênio são formados a temperaturas mais baixas do que os piroxênios livres de ilmenitas. Assim, sutis diferenças nas tendências de composição de piroxênio podem ser atribuídas a diferentes quantidades de cristalização de ilmenita.

Segundo Mitchell (1986), os piroxênios com alto Cr_2O_3 , Série de Megacristais Ricos em Cromo, foram inicialmente reconhecidos por Egger e McCallum (1976) nos kimberlitos do Colorado – *Wyoming* (EUA), e os diferenciou da seguinte forma:

- Baixo Cr ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,08$ a $1,0\%$; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,83$ a $0,91$);
- Alto Cr ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,8$ a $2,4\%$; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,92$ a $0,93$);

Também relata que suas razões $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ ($0,41$ a $0,48$) são similares àquelas da série baixo Cr, que eles também são bem semelhantes aos piroxênios de xenólitos de Iherzolito e que seriam parte de uma série de megacristais primários com base no seu tamanho.

5.2.2.2 INTERCRESCIMENTO PIROXÊNIO-GRANADA (PARAGÊNESE III)

Dois *clusters* onde ocorrem exemplos dessa feição foram reportados por Mitchell (1986): na África do Sul, nos kimberlitos de *Monastery* (GURNEY et al. 1979); e os intercrescimentos parecem ser relativamente abundantes em *Thaba Putsoa* (Lesoto), onde ocorrem como nódulos *griquaite* (BOYD; NIXON, 1973).

A partir do estudo dessas composições, Mitchell (1986), escreveu que as composições dos piroxênios e granadas coexistentes possuem composições idênticas aos cristais individuais de megacristais de piroxênio e granada. Já as temperaturas de equilíbrio, calculadas a partir da linha solvus do piroxênio ou do equilíbrio Fe-Mg granada-piroxênio, estão em concordância que o aumento da

relação $Ca/(Ca+Mg)$ e a diminuição de $Mg/(Mg+Fe)$, que ocorrem em resposta à cristalização fracionada do magma parental com o decréscimo da temperatura.

5.2.2.3 EXSOLUÇÕES DE INTERCRESCIMENTO NO PIROXÊNIO (PARAGÊNESE IV)

Consiste em clinopiroxênio como hospedeiro de exsoluções de ortopiroxênio ou vice versa. O primeiro é mais bem desenvolvido do que o último, devido à assimetria das duas linhas solvus do piroxênio onde a parte íngreme, rica em Mg, se opõe a uma grande quantidade de exsolução de clinopiroxênio a partir de um ortopiroxênio hospedeiro (MITCHELL, 1986). O autor também cita outras exsoluções de intercrescimento, por exemplo: exsoluções de ilmenita, cromita, e rutilo em um intercrescimento de *Frank Smith* (kimberlitos do Grupo I na África do Sul).

5.2.2.4 MICROFENOCRISTAIS OU FASES DA MATRIZ DE PIROXÊNIOS EM KIMBERLITOS HIPOABISSAIS (PARAGÊNESE V)

No fácies hipoabissal dos kimberlitos micáceos (atual kimberlito do Grupo II), o diopsídio é uma fase da matriz e/ou microfenocristal característico e pode abranger entre 10% - 40% de tais kimberlitos (SKINNER; CLEMENT 1979, SCOTT 1981). Ele ocorre de forma rara e somente como fase de cristalização tardia em outras variedades como serpentina-calcita kimberlitos, mas é importante perceber que a maioria dos kimberlitos hipoabissais, incluindo aparentemente todos os tipos que hospedam a família da monticelita, inexistente totalmente o diopsídio (MITCHELL, 1986).

Os microfenocristais de diopsídios contêm pequenas inclusões de flogopita, espinélios e fluidos, geralmente são corroídos e aparentemente não estão em equilíbrio com as fases hospedeiras (MITCHELL, 1986).

Os diopsídios da matriz são cristais euédricos aciculares a prismáticos (0,1 mm até 0,5 mm) incorporados aleatoriamente em placas de flogopita ou formam as bordas de segregações de calcita-serpentina.

As composições dos fenocristais e da matriz de piroxênios estudados por Mitchell (1986), são estritamente de diopsídios puros com uma solução sólida muito pequena em direção aos outros membros finais de piroxênios.

5.2.2.5 PIROXÊNIOS NO FÁCIES DIATREMA (PARAGÊNESE VI)

Essa fácies comumente contém lapilli peletal e xenólitos que foram substituídos por agregados criptocristalinos de diopsídio e flogopita e piroxênios similares a esses ocorrem como segregações irregulares (MITCHELL, 1986).

5.2.2.6 CLINOPIROXÊNIO EM KIMBERLITOS DO GRUPO II

Mitchell (1995) descreve que os cpx são os únicos piroxênios primários em kimberlitos do Grupo II, ocorrem com modas amplas desde quantidades traço até 26% do volume. Mitchell (1995) fez uma síntese das características das paragêneses dos cpx em kimberlitos do Grupo II:

- Em kimberlitos do Grupo II não evoluídos o diopsídio, de forma típica, ocorre como pequenos (principalmente de 0,1 mm a 0,5 mm e raramente com até 1,5 mm de comprimento) microfenocristais prismáticos e incolores, alguns desses com geminação simples. Os diopsídios em muitos casos são corroídos e bordados e foram assim submetidos a evidente reabsorção durante o transporte ou cristalização da mesóstase (última fase de cristalização). Os microfenocristais raramente ocorrem zonados de forma fraca e contínua para bordas amarela-pálido e/ou envolvidos por bordas finas e verde-clara de titânio aegirina;
- Em kimberlitos evoluídos do Grupo II o clinopiroxênio é mais abundante e forma agregados interconectados de grandes blocos de cristais livres de reabsorção, o que os difere dos não evoluídos. Mantos verdes e finos de titânio aegirina são característicos e também são encontrados ao longo de fraturas e clivagens.

COMPOSIÇÃO

O piroxênio típico dos kimberlitos do Grupo II é o diopsídio, ocorre em um intervalo de composições restritas e significativas diferenças entre as intrusões não são evidentes (MITCHELL, 1995). Os fenocristais de diopsídio são em sua maioria caracterizados por serem pobres em ferro e exibem uma solução sólida muito pequena em direção a hedenbergita ou aegirina. São pobres em TiO_2 (tipicamente entre 0,1% - 2,0%), Al_2O_3 (0,02% – 1,3%) e Cr_2O_3 (tipicamente entre 0,0% - 1,0%).

MEGACRISTAIS DE PIROXÊNIOS

Diferente dos kimberlitos do Grupo I, os megacristais nos kimberlitos do Grupo II não ocorrem com uma série de mega/macrocrístais de diopsídios subcálcico. Mitchell (1995) descreveu alguns dados trabalhados para mega/macrocrístais de kimberlitos do Grupo II até a data de seu trabalho: (i) Macrocrístais de clinopiroxênio pobres em cromo foram encontrados em alguns concentrados minerais de *Wielpan South* e *Silvery Home* (área de *Prieska*, cráton de *Kaapvaal*, África do Sul) (SKINNER et al. 1994); (ii) Muitos dos megacristais ricos em cromo descritos nos

diques de *Barldy West* (África do Sul) são provavelmente derivados de eclogitos (MOORE; GURNEY 1991).

5.2.2.7 COMPARAÇÕES ENTRE PIROXÊNIOS DE KIMBERLITOS DO GRUPO I E II

Piroxênios genuinamente primários não ocorrem em kimberlitos do Grupo I hipoabissais, comumente ocorrem como mantos de reação ao redor de xenólitos crustais e tais piroxênios pseudoprimários cristalizam somente a partir de magmas que tenham sido contaminados por esses xenólitos (MITCHELL, 1995). Entretanto, o autor descreve que no fácies diatrema ocorrem piroxênios de granulação fina na matriz, mas não relaciona suas composições.

Mitchell (1995) plota os dados de kimberlitos do Grupo I contra dados de kimberlitos do Grupo II, lamproítos e minetes e verifica-se uma sobreposição de composições com tendências de diferenciação sutis em direção ao ferro e a termos mais cálcicos, conforme Figura 5.7.

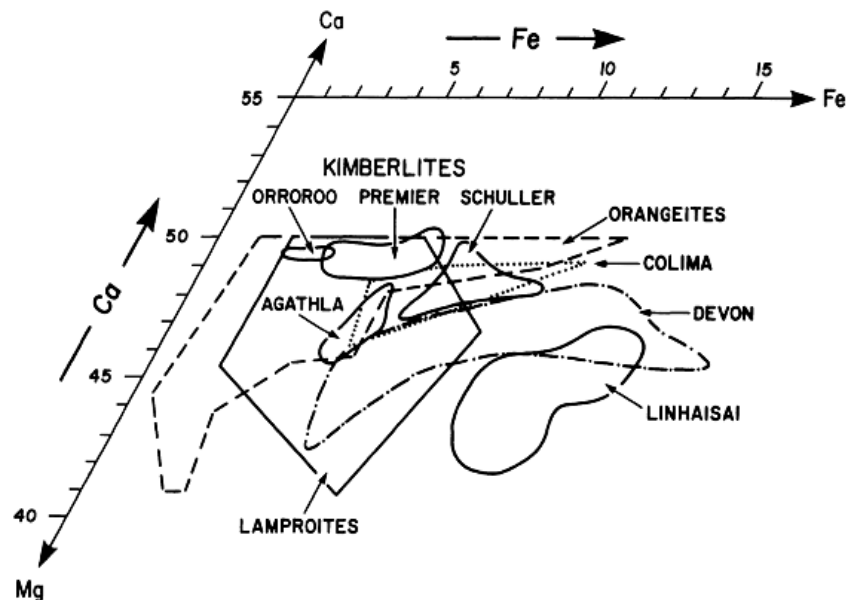


Figura 5.7 - Composições de clinopiroxênios de kimberlitos do Grupo II comparados com os de clinopiroxênios em kimberlitos do Grupo I, em minetes, e lamproítos. Obtida de Mitchell (1995).

Mitchell (1995) cita um caso em que piroxênios são comuns e com composições atípicas nos flogopita kimberlitos do oeste da Groelândia. Esses são muito diferentes dos piroxênios de kimberlitos do Grupo II, são relativamente rico em TiO_2 (0,9% - 2,8%, SCOTT 1981; 0,1% - 4,6%, MITCHELL 1995) e em FeO_T (4,0% - 6,1%, Scott 1981; 1,7% - 8,2%, MITCHELL 1995). Seus altos teores de Al_2O_3 (0,9% - 4,5%, Scott 1981; 0,3% - 10,1%, MITCHELL 1995) sugerem uma afinidade com lamprófiros ultramáficos como alnöitos ou aillikitos (MITCHELL, 1995).

5.2.2.8 COMPARAÇÕES COM PIROXÊNIOS EM LAMPROÍTOS

As composições dos elementos maiores de microfenocristais de piroxênios em lamproítos (MITCHELL; BERGMAN, 1991) são idênticas às dos piroxênios em kimberlitos do Grupo II. Piroxênios em lamproítos não são tipicamente zonados, alguns raros exemplos de *Leucite Hills* (EUA) podem ocorrer zonados para margens ricas em Fe e mantos de acmita (termo sódico) (MITCHELL, 1995).

5.2.2.9 COMPARAÇÕES COM PIROXÊNIOS DE LAMPRÓFIROS ULTRAMÁFICOS

Lamprófiros ultramáficos contêm tipicamente piroxênios alto alumínio, segundo casos estudados por Mitchell (1995), ocorrem com valores aproximados entre 0,5% a 12%. Para os valores de TiO_2 também é comum altos conteúdos entre 0,8% a 5,9%. A combinação de alto Al e Ti indica que estes piroxênios são membros da série de solução sólida entre $CaMgSi_2O_6$ (diopsídio) - $CaAlAlSiO_6$ (piroxênio de Ca-Tschermak's) e $CaTiAl_2O_6$. Tais piroxênios normalmente contêm Al^{VI} e, portanto são diferentes dos piroxênios encontrados em kimberlitos do Grupo II ou lamproítos (MITCHELL, 1995).

A fase final de aegirina-augita e aegirina estão presentes em assembleias de alteração nessas rochas, similar as Ti-aegirinas de estágio final encontradas em alguns kimberlitos do Grupo II (MITCHELL, 1995). Esse autor também cita casos de lamprófiros que tem afinidades petrográficas com lamproítos e kimberlitos do Grupo II evoluídos, mas com piroxênios que diferem por possuírem zonação oscilatória, por conterem ortopiroxênios exsolvidos e altos conteúdos de Al_2O_3 (1,35 - 3,2%). Também cita um caso em que os piroxênios de *Bow Hill lamprophyres* (FIELDING; JAUQUES, 1989) são muito semelhantes aos de kimberlitos do Grupo II.

5.2.2.10 COMPARAÇÕES COM PIROXÊNIOS DE MINETES

Piroxênios de minetes e kimberlitos do Grupo II não podem ser distinguidos com base na composição dos seus elementos maiores, entretanto os de minetes ocorrem com maiores conteúdos de Al quando comparados aos de kimberlitos do Grupo II e de lamproítos. Alguns piroxênios de baixo Al ocorrem nos minetes (<1,0%) e são semelhantes aos de lamproítos e kimberlitos do Grupo II, conforme área de sobreposição na Figura 5.8, entretanto segundo Mitchell (1995) a maioria contém entre 1,0% e 8,0%. A evolução composicional nos minetes é marcada pelo aumento de Al, do centro para a margem dos cristais, o que se emprega para distingui-los dos piroxênios de kimberlitos do Grupo II. Além disso, muitos piroxênios em minetes são complexamente zonados e manteados (MITCHELL, 1995).

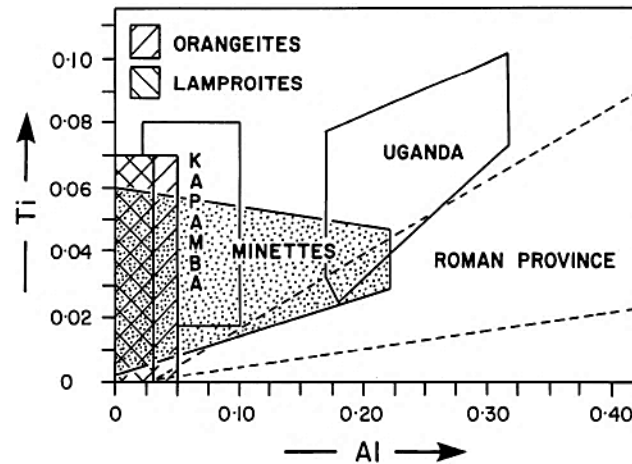


Figura 5.8 – Campos composicionais gerados para Al versus Ti (atômico) de clinopiroxênios de kimberlitos do Grupo II, lamproítos, Kapamba lamproítos, lavas da Província Romana, minetes e kamafugitos de Uganda. Obtida de Mitchell (1995).

5.2.2.11 CLINOPIROXÊNIOS DE COMPOSIÇÕES SIMILARES EM OUTRAS ROCHAS ALCALINAS

Megacristais de piroxênios são encontrados em muitos magmas alcalinos, e.g., minetes, diatremas de alnöitos, nefelinitos, basanitos e álcali basaltos (MITCHELL, 1986). São similares as ocorrências de megacristais em kimberlitos pelo fato de que formam grandes cristais individuais, vítreos e arredondados ou intercrescimentos lamelares com granada e são comumente associados com uma variedade de nódulos ultramáficos derivados do manto. Os megacristais diferem por serem aluminosos (>4% Al_2O_3) e mais ricos em FeO do que os megacristais de kimberlitos, assim predominam diopsídios subcálcicos, augitas aluminosas e salites (MITCHELL, 1986).

5.2.2.12 ORTOPIROXÊNIO

Ocorre principalmente como megacristais de até 17 cm de diâmetro e de forma geral é menos abundante do que outros megacristais e é subordinado ao clinopiroxênio. Segundo Mitchell (1986), ocorrem alguns raros kimberlitos que são ricos em opx e o mesmo é mais abundante na rocha em relação ao cpx. Também relatou exemplos de kimberlitos onde o opx só ocorre como inclusões em granadas e ilmenitas. Comumente são encontrados como fragmentos prismáticos de cristas com terminações denominadas como "cockscorb" (crista de galo), provavelmente originadas da clivagem muito bem desenvolvida. Os megacristais são de cor acastanhada e são facilmente distinguidos dos ortopiroxênios lherzolíticos que possuem cor verde pálido.

Mitchell (1986) resumiu algumas composições que definiu como representativas para os ortopiroxênios em kimberlitos, conforme Tabela 5.4. Essas são caracterizadas de modo geral por:

- Baixo CaO (<1,5%), Al₂O₃ (<1,5%) e Cr₂O₃ (<1,5%), entretanto, observa que ortopiroxênios enriquecidos em Al₂O₃ (2,2 a 4,7%) são encontrados em Mukorob-1 (*pipes* kimberlíticos na Namíbia), e.g. análise 08 da Tabela 5.4, que é muito semelhante às análises dos opx encontrados no Alfeu-I;
- As proporções Mg/(Mg+Fe) variam de 0,83 - 0,92, assim a maioria dos ortopiroxênios são bronzitas e são mais ricos em ferro do que as enstatitas de Iherzolitos. A maioria dos ortopiroxênios ricos em ferro é associada à ilmenita;
- Ortopiroxênios pobres em Cr podem ser divididos com base nos conteúdos de CaO e suas relações com MgO e FeO [Mg/(Mg + Fe), Al₂O₃ e Ca/(Ca+Mg+Fe)]. Para as séries pobres em Cr, o conteúdo de Cr₂O₃ decresce à medida que a razão Mg/(Mg+Fe) diminui. Para a série rica em Cr, Cr₂O₃ e Mg/(Mg+Fe) ou CaO não exibem correlação.

Tabela 5.4 - Composições representativas de ortopiroxênios^a. Obtida de Mitchell (1986).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	56.45	55.47	57.31	55.49	58.85	57.05	56.4	55.25	57.0	58.4	57.2	57.1	56.7	56.7	58.2	55.6
TiO ₂	0.20	0.16	0.20	0.16	0.00	0.08	0.25	0.04	0.34	0.04	0.13	0.18	0.29	0.23	0.01	0.05
Al ₂ O ₃	1.12	0.80	1.30	0.75	0.92	0.78	0.81	3.07	1.16	0.68	0.71	1.12	1.00	0.82	0.91	0.43
Cr ₂ O ₃	0.14	0.02	0.12	0.02	0.28	0.17	0.31	0.98	0.17	0.34	0.61	0.41	0.16	0.02	0.09	0.15
FeO ^b	6.96	9.93	7.30	10.94	3.63	8.28	6.3	6.41	6.91	5.04	4.9	5.98	7.23	8.09	4.03	11.6
MnO	0.16	0.19	0.10	0.13	0.09	0.13	0.15	0.16	0.09	0.09	0.14	0.16	0.18	0.16	0.06	0.20
MgO	32.26	31.41	32.12	30.89	35.63	33.44	34.2	33.79	33.3	35.6	35.3	34.0	33.8	33.2	36.6	31.7
CaO	1.43	0.76	1.53	0.80	0.29	0.24	0.70	0.31	1.09	0.43	0.95	1.20	1.17	0.93	0.25	0.32
Na ₂ O	0.32	0.19	0.27	0.26	0.07	0.00	0.12	0.04	0.22	0.09	0.20	0.24	0.20	0.16	0.04	0.01
	99.04	98.93	100.25	99.51	99.77	100.17	99.24	100.04	100.28	100.71	100.19	100.39	100.73	100.27	100.19	100.06
Si	1.978	1.970	1.984	1.970	2.003	1.979	1.962	1.911	1.970	1.985	1.962	1.968	1.957	1.969	1.979	1.964
Al	0.046	0.033	0.053	0.031	0.037	0.032	0.033	0.125	0.046	0.027	0.029	0.044	0.041	0.034	0.000	0.002
Ti	0.005	0.004	0.005	0.004	0.000	0.002	0.007	0.001	0.008	0.001	0.003	0.004	0.008	0.006	0.023	0.011
Cr	0.004	0.001	0.003	0.001	0.007	0.005	0.009	0.026	0.004	0.009	0.017	0.010	0.004	0.000	0.002	0.004
Fe	0.204	0.295	0.211	0.325	0.103	0.240	0.183	0.185	0.200	0.143	0.141	0.172	0.209	0.235	0.114	0.343
Mn	0.005	0.006	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.002	0.002	0.004	0.004	0.005	0.005	0.002	0.006
Mg	1.685	1.663	1.657	1.634	1.808	1.729	1.775	1.741	1.713	1.803	1.806	1.745	1.740	1.718	1.857	1.670
Ca	0.054	0.029	0.057	0.030	0.011	0.009	0.026	0.011	0.040	0.015	0.035	0.043	0.043	0.035	0.009	0.012
Na	0.022	0.013	0.018	0.018	0.005	0.000	0.008	0.002	0.014	0.006	0.013	0.016	0.013	0.010	0.003	0.001
Mg/(Mg + Fe)	0.892	0.849	0.887	0.834	0.946	0.878	0.907	0.904	0.895	0.927	0.928	0.910	0.893	0.880	0.942	0.830

^a 1, 2, Letseng-la-terae (Bloomer and Nixon 1973); 3, 4 and 5, 6, groups I and II, respectively, Monastery (Gurney *et al.* 1979); 7, Cr-poor Colorado-Wyoming (Eggler *et al.* 1979); 8, Mukorob-1 (this work); 9, 10, groups I and II, respectively, Hamilton Branch (Garrison and Taylor 1980); 11, Cr-rich Colorado-Wyoming (Eggler *et al.* 1979); 12, Cr-rich Fayette County (Hunter and Taylor, 1984); 13, lamellar intergrowth with ilmenite, Frank Smith (Pasteris *et al.* 1979); 14, intergrowth with lamellar and granular ilmenite, Weltevreden (Meyer *et al.* 1979); 15, 16 macroscopic intergrowths with clinopyroxenes (Table 6.15, analyses 17, 18), Koffiefontein (Meyer and McCallister 1984).

Os megacristais também contém raros Ti-piropos, semelhantes aos megacristais de granadas, junto com o intercrescimento ilmenita-clinopiroxênio. São interpretados com base na alta razão Ca/(Ca+Mg) de piroxênios para ser formado a partir de fluidos residuais após o resfriamento dos intercrescimentos ilmenita-bronzita (MITCHELL, 1986). As origens das texturas e os intercrescimentos permanecem

enigmáticos, mas parecem terem sido formadas a altas pressões (60 kbar) e temperaturas (1.200°C) (MITCHELL, 1986).

5.3 GRUPO DAS GRANADAS

Caracterizada por formar-se principalmente em rochas metamórficas, e.g. micaxistos, hornblenda-xistos e gnaisses, também ocorre em algumas rochas ígneas alcalinas e kimberlitos, em aplitos e pegmatitos graníticos. Quando compõe as rochas ígneas ocorre com frequente abundância percentual de mineral acessório. Além disso, é resistente à abrasão e ao ataque químico, assim ocorre frequentemente como grãos detríticos em sedimentos e em rochas intemperizadas. Essa ampla associação de rochas em que a granada ocorre também permite defini-la como um mineral com distribuição aberta entre os diferentes ambientes geoquímicos formadores de rochas e assim também se caracteriza por ampla distribuição geotectônica. Anderson (1984) relata que as granadas são exemplos típicos de minerais cristalizados em alta pressão e temperatura. Hartmann (1991); Vlack e Del Lama, (2002) descrevem que as granadas são muito empregadas como geotermômetros e geobarômetros, o que auxilia na indicação das condições dos ambientes de cristalização e pode sinalizar o indício ou não da presença de diamantes.

5.3.1 COMPOSIÇÃO QUÍMICA, ESTRUTURA TIPO E PARAGÊNESE

As granadas são constituídas por grupos $(\text{SiO}_4)^{4-}$ independentes (sem ligação com outro átomo de silício) e ligados somente aos cátions intersticiais, o que torna a estrutura dependente da valência desse cátion Si^{4+} e as caracteriza como nesosilicatos. Sua fórmula química geral é $\{\text{X}_3\}[\text{Y}_2](\text{Z}_3)\text{O}_{12}$, o sítio cristalográfico **(Z)** é principalmente ocupado por Si^{4+} , mas também por Al^{3+} e Fe^{3+} enquanto, o sítio **[Y]** pode ser ocupado por Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} ou Ti^{4+} , e o sítio **{X}** por Ca^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} ou Fe^{2+} (GRAVINA, 2009).

As coordenações de {X}, [Y] e (Z) são respectivamente dodecaédrica, octaédrica distorcida e tetraédrica distorcida. As granadas têm pelo menos um oxigênio cuja força de ligação eletrostática é satisfeita por dois cátions do sítio {X}, um cátion do sítio [Y] e outro com coordenação tetraédrica ao redor de cada oxigênio (GRAVINA, 2009) (Figura 5.9).

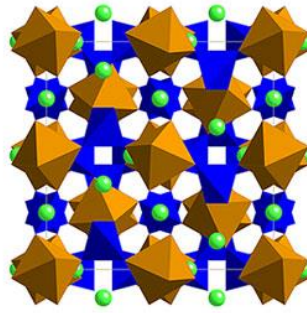


Figura 5.9 - Porção da estrutura tipo granada projetada ao longo do eixo z. Rede que exhibe a alternância entre sítios octaédricos (em marrom) e tetraédricos (em azul) e os cátions {X}, sítio dodecaédrico, representados em verde (obtida de GRAVINA, 2009).

A Tabela 5.5 resume a série isomórfica da solução sólida do grupo das granadas, que são subdivididas em 07 espécies de membros extremos ou finais conforme Deer et al, 1992:

Tabela 5.5 – Composição química das espécies de membros extremos ou finais.

Membros extremos	Composição ideal
1 - Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
2 - Almandina	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
3 - Espessartita	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
4 - Grossulária	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
5 - Andradita	$Ca_3(Fe_{+3}, Ti)_2Al_2Si_3O_{12}$
6 - Uvarovita	$Ca_3Cr_2Al_2Si_3O_{12}$
7 - Hidrogrossulária	$Ca_3Al_2Si_2O_{18}(SiO_4)_{1-m}(OH)_{4-m}$

Análises químicas revelaram que alguns minerais do grupo das granadas, também apresentam em sua composição, quantidades significativas de Na, V e As, de elementos traço Li, Be, B, F, Cu, Zn, Ga, Ge, Sr, Sn, Y, de elementos do grupo dos lantanídeos e Pb. Granadas hidratadas, como a hidrogrossulária, contém cerca de 8,5% de água, na forma $(OH)_4^{4-}$, que substitui o tetraedro de (SiO_4) na estrutura: $Si^{4+} 4H^+$ (GRAVINA, 2009).

GRAVINA, 2009, relata que em decorrência do grau de substituição de íons, as granadas podem ser ricas em Ca^{2+} e com fácil substituição de cátions bivalentes, como Mg^{2+} e Fe^{2+} ; ou serem enriquecidas em Al^{3+} , Fe^{3+} e Cr^{3+} . Esses dois grupos são bem definidos e originam duas séries baseadas nos membros finais das soluções sólidas:

- i. **Ugrandita**, $\{X\} = Ca^{2+}$, que inclui uvarovita, grossulária, andradita e suas soluções sólidas e;
- ii. **Piralspita**, $\{X\} \neq Ca^{2+}$, constituída de piropo, almandina, espessartita e soluções sólidas entre as mesmas.

Ocorre uma variação contínua e bastante completa na composição química dentro das duas séries, entretanto, entre as duas séries, a substituição é parcial, com

predominância de uma delas, ou parece não ocorrer qualquer variação contínua entre as elas (DEER *et al*, 1997). Como as granadas formam uma série isomórfica, são nomeadas de acordo com a predominância de uma das espécies em sua composição, raramente ocorrem com composição que corresponda exatamente a um dos 07 membros extremos. Assim os percentuais envolvidos são determinados para cada tipo “molecular” dos membros extremos e o que predomina determina o nome a se atribuir.

Se o leitor correlacionar a fórmula química geral das granadas $X_3Y_2Z_3O_{12}$, onde X pode ser Ca^{+2} , Mg^{+2} , Mn^{+2} ou Fe^{+2} e Y pode ser Al^{+3} , Fe^{+3} , Ti^{+3} ou Cr^{+3} , pode compreender a descrição de Deer *et al*, 1992, onde relata que a partir da combinação de um dos metais bivalentes (posições “A”) com um dos quatro metais trivalentes (posições “B”) poderia originar até um total de outras 16 espécies. Mas o autor descreve que em termos geoquímicos é pouco provável a ocorrência natural de outras espécies. Entretanto o mesmo descreve que a molécula $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ (knorringite) é reconhecida como um constituinte principal em algumas granadas kimberlíticas.

5.3.2 GRANADAS EM KIMBERLITOS

A granada é um dos minerais acessório mais comum, ocorre com moda essencial, em kimberlitos, a granada piropo cor de vinho-vermelho-lilás é considerada como um dos minerais indicadores de melhor diagnóstico utilizado na prospecção de kimberlito. No interior de qualquer kimberlito as quantidades, tamanhos e cores de granadas variam amplamente e muitas fontes contribuem para a assembleia global de granadas que ocorrem tanto como xenocristais e fenocristais. O reconhecimento do range de cores característico do piropo, lilás (claro/escuro) ou roxo, laranja (claro/escuro) e vermelho é a base de muitos programas de exploração de kimberlito, haja vista que essas granadas ricas em Cr, de forma inequívoca, indicam a presença de material derivado do manto superior.

As granadas variam em tamanho com pequenas (0,1 mm a 1,0 mm) formas irregulares em fragmentos até cristais individuais e arredondados de 1,0 mm a 15,0 mm de diâmetro. Muitas das granadas menores apresentam superfícies de fratura conchoidais, que são derivadas da fragmentação dos cristais maiores, enquanto que muitos dos megacristais maiores são geralmente arredondados com superfície semelhante a da laranja ou em forma de pequenos sulcos. Normalmente as granadas são circundadas por complexo intercrescimento de minerais secundários

na forma de uma fina coroa sobre as granadas, textura essa denominada de superfície kelifítica. Essa textura é formada como consequência da quebra e reação da granada durante o transporte a partir de regiões onde ela era uma fase estável. Comumente desenvolvida sobre granadas derivadas de manto lherzolítico e raramente ocorre sobre megacristais. Essa superfície é constituída por orto e clinopiroxênio, espinélio, flogopita e serpentina, todos formados entre 900°C e 1300°C e entre 10 kbar e 20 kbar (MITCHELL, 1986).

5.3.2.1 ESTATÍSTICAS E VARIAÇÃO COMPOSICIONAL

Classificações estatísticas existentes envolvem inicialmente a definição das faixas de composição de granadas com paragêneses conhecidas (Le MAITRE 1982).

Dawson e Stevens (1975) apresentaram uma classificação estatística de granadas, que ganhou ampla aceitação devido à sua facilidade de aplicação e aparente capacidade de classificar satisfatoriamente uma ampla gama de granadas derivadas do manto (MITCHELL, 1986). Com o emprego da variação dos conteúdos de MgO, FeO, CaO, TiO₂ e Cr₂O₃ de 352 granadas, Dawson e Stevens (1975) formularam por meio da análise de agrupamentos (WISHART, 1969), 12 grupos de *clusters* conforme Tabela 5.6. Os grupos 01 e 02 são principalmente megacristais castanhos avermelhados, os grupos 03, 04, 05, 06 e 08 são relacionados à eclogitos, e os grupos 07, 09, 10 e 12 à lherzolitos e inclusões em diamantes. As limitações do sistema incluem a pequena base de dados, a representação exagerada de algumas localidades, e a incorporação de granadas de paragêneses desconhecidas, por exemplo, granadas isoladas em kimberlito em grupos com paragênese definida. Apesar destes problemas, a aplicação da função discriminante e/ou fluxograma de classificação para as granadas fornece uma medida quantitativa útil das proporções de granadas de diferentes origens que ocorrem nos kimberlitos (MITCHELL, 1986). Há novas classificações de Schulze (2003) e Grütter et al. (2004), que evoluíram a partir de Dawson e Stevens (1975) e foram empregadas na química mineral das granadas no item 6.1.3.

Tabela 5.6 – Forma de distinguir granadas em grupos de *cluster* separados por óxidos de reconhecidos por Dawson e Stephens (1975). Obtida de Mitchell (1986).

Group name	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
1. Titanian pyrope	0.58	1.34	9.32	20.00	4.82
2. High-titanium pyrope	1.09	0.91	9.84	20.30	4.52
3. Calcic pyrope-almandine	0.31	0.30	16.49	13.35	6.51
4. Titanian, calcic, magnesian almandine	0.90	0.08	17.88	9.87	9.41
5. Magnesian almandine	0.05	0.03	28.33	7.83	2.44
6. Pyrope-grossular almandine	0.24	0.27	10.77	10.38	14.87
7. Ferro-magnesian uvarovite-grossular	0.29	11.52	5.25	8.61	21.60
8. Ferro-magnesian grossular	0.25	0.04	6.91	4.69	24.77
9. Chrome-pyrope	0.17	3.47	8.01	20.01	5.17
10. Low-calcium chrome-pyrope	0.04	7.73	6.11	23.16	2.13
11. Uvarovite-pyrope	0.51	9.55	7.54	15.89	10.27
12. Knorringitic uvarovite-pyrope	0.18	15.94	7.47	15.40	9.51

A classificação de Dawson e Stevens (1975) demonstra que kimberlitos individuais possuem claramente diferentes assembleias de granadas. Scott Smith et al. (1984) and Mitchell (1979b) também demonstraram por esses métodos que kimberlitos individuais no interior de uma província kimberlítica contêm diferentes assembleias de granada entre eles.

A variação composicional pode ser representada por campos composicionais em diagramas ternários (Mg-Fe-Cr ou Mg-Ca-Cr), binários [TiO₂ – Cr₂O₃, Mg/(Mg+Fe) – Cr₂O₃] ou por representação em um espaço de n – dimensão pelos principais componentes analisados ou análise de fatorial (JAGO, 1982).

A correlação positiva das granadas ricas em Cr₂O₃ com o CaO foi relatada por Mitchell (1986) e indica solução sólida em direção a uvarovita. Essas granadas ricas em cromo (cromo piropo) caem no grupo 09 da Tabela 5.6 e são denominadas de *trend* de megacristais ricos em cromo. Egglar et al. (1979) observaram que os megacristais de granadas piropo ricas em cromo possuem composições similares às granadas que ocorrem em xenólitos lherzolíticos encontrados no interior de um mesmo kimberlito. Já Egglar et al. (1979) e Hunter and Taylor (1984) não consideraram que a série de megacristais ricos em cromo como originadas de xenólitos de lherzolitos, haja vista que as granadas nessas rochas são menores (< 1cm) que os megacristais (> 1cm).

MEGACRISTAIS DA SÉRIE DO PIROPO

Por meio do estudo de caso de kimberlitos mundiais (Canadá, África do Sul, EUA, Austrália e Serra Leoa), Mitchell (1986) estabeleceu que os megacristais de granadas baixo Cr são Ti-piropos (0% a 1.5% TiO₂) com Cr₂O₃ variável e razão Mg/(Mg+Fe) entre 0,68 e 0,86. O aumento do conteúdo de Fe é correlacionado com

a diminuição de Cr_2O_3 e os megacristais mais ricos em Fe contêm de forma comum inclusões de ilmenita.

As variações principais de elementos, para as várias séries representativas de megacristais de granadas, estão organizadas de modo que fica fácil a comparação entre elas em diagramas ternários. Mitchell (1986) descreveu que, a nível mundial, os megacristais têm composições muito semelhantes. Eles diferem apenas no intervalo $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$.

Megacristais de piropo que ocorrem em diatremas e chaminés formadas pelo vulcanismo de alnöitos, basanitos, nefelinitos e minetes possuem composições similares às dos megacristais baixo cromo de kimberlitos (MITCHELL, 1986). Entretanto o autor verificou que essas granadas tipicamente ocorrem com mais baixo cromo ($<0,5\% \text{Cr}_2\text{O}_3$) e titânio ($<0,5\% \text{TiO}_2$) do que os megacristais de kimberlitos, mas têm valores similares (0,80 – 0,76) para as razões $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$.

5.4 GRUPO DAS MICAS

Com morfologia lamelar característica e clivagem basal perfeita, resultado da sua estrutura atômica em camadas, é um grupo de minerais que não formam uma série completa de soluções sólidas entre eles. A estrutura é marcada por uma rede de camadas onde a estrutura essencial é formada por uma lâmina de cátions M , em coordenação octaédrica (O), estratificada entre duas lâminas idênticas de tetraedros (T) $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ unidos entre si. Estrutura tipo 2:1 (tetraedro-octaedro-tetraedro: T-O-T) que formam uma camada única separada das camadas adjacentes por uma intercamada (I) de cátions não hidratados que equilibram a alta carga negativa das camadas (DEER *et al.*, 1992). A fórmula química geral simplificada com que se descreve a composição das micas é $I M_{2-3}\square_{1-0}T_4O_{10}A_2$ (RIEDER *et al.*, 1998), cada letra ou símbolo é constituído por (os elementos em negrito são os mais comuns):

- “ I ” ou intercamada é comumente Cs, **K**, **Na**, NH_4 , Rb, Ba, **Ca**;
- “ M ” ou octaédrica é normalmente **Li**, **Fe**^{+2ou+3}, **Mg**, **Mn**^{+2ou+3}, Zn, **Al**, Cr, V, **Ti**;
- “ \square ” indica a vacância;
- “ T ” ou tetraédrica é basicamente **Si** ou **Al**, mas essa posição também aceita **Fe**³⁺, Ti, Be e Cr;
- “ A ” é ocupado por Cl, **F**, **OH**, O (oxi-micas) e S.

As lâminas tetraédricas têm composição T_2O_5 , visto que os tetraedros são ligados de forma que compartilham cada um dos três vértices basais de oxigênio com tetraedros vizinhos. O quarto vértice do ápice aponta na direção de outra dada lâmina tetraédrica. Os ânions de coordenação em torno dos cátions em coordenação octaédrica (M) consistem de átomos de oxigênio (apical) das lâminas de tetraedros adjacentes e ânions A . A coordenação dos cátions intercamada é normalmente 12 e sua carga não deve ser menor do que 0,6 por fórmula.

5.4.1 SUBDIVISÕES

O cátion intercamada é o que controla a subdivisão das micas em:

- Micas comuns, quando $\geq 50\%$ dos cátions I são monovalentes;
- Micas duras, quando $> 50\%$ dos cátions I são bivalentes.

Deer *et al.*, 1992, também as divide com base na natureza do principal constituinte I , quando são micas comuns ou verdadeiras predomina o K ou Na, monovalentes, já nas denominadas “micas duras”, o sítio I é ocupado principalmente por Ca, bivalente.

Independentemente do subgrupo da mica, é dioctaédrica se contém $< 2,5$ cátions octaédricos (M) por unidade de fórmula, micas com $\geq 2,5$ cátions M são trioctaédricas. A definição de Deer *et al.*, 1992 para a subdivisão em classes dioctaédrica e trioctaédricas, também é determinada pelo número de íons M , em 04 e 06, respectivamente, conforme a Tabela 5.7, as outras subdivisões das micas comuns foram feitas de acordo com os constituintes principais nas posições I , M e T , indicados na respectiva Tabela 5.7.

Tabela 5.7 – Fórmula química aproximada das Micas, modificada de Deer *et al*, 1992.

Dioctaédrica	Posição		
	I (intercamada)	M (octaédrica)	T (tetraédrica)
Muscovita	K_2	Al_4	Si_6Al_2
Micas Comuns	Paragonita Na_2	Al_4	Si_6Al_2
	Glauconita $(K,Na)_{1,2-2,0}$	$(Fe,Mg,Al)_4$	$Si_{7-7,6}Al_{1,0-0,4}$
Micas Duras	Margarita Ca_2	Al_4	Si_4Al_4
Trioctaédricas	Posição		
	I	M	T
	Flogopita K_2	$(Mg,Fe^{+2})_6$	Si_6Al_2
Micas Comuns	Biotita K_2	$(Mg,Fe,Al)_6$	$Si_{6-5}Al_{2-3}$
	Zinvaldita K_2	$(Fe,Li,Al)_6$	$Si_{6-7}Al_{2-1}$
	Lepidolita K_2	$(Li,Al)_{5-6}$	$Si_{6-5}Al_{2-3}$
Micas Duras	Clintonita Ca_2	$(Mg,Al)_6$	$Si_{2,5}Al_{5,5}$

Cátions em coordenação M podem ser distribuídos ao longo de 03 posições cristalográficas (ordenação octaédrica) ou 02 posições em estruturas com o grupo espacial $C2/m$. Devido a essa ordenação, algumas fórmulas de membros finais não estão em conformidade com a regra dos 50% de Nickel (1992). Em menor extensão, o mesmo aplica a aos cátions em coordenação tetraédrica (T) (RIEDER *et al.*, 1998).

5.4.2 PRINCÍPIOS PARA A CLASSIFICAÇÃO

A classificação de Rieder *et al.*, 1998 baseia-se na composição química das micas e incorpora generalizações derivadas de determinações da estrutura do mineral. Se apenas dados químicos estão disponíveis, o procedimento recomendado para calcular uma fórmula, conforme Rieder *et al.*, 1998, é descrito como segue:

- i. Se há uma determinação fiável do conteúdo de H_2O , a fórmula deve ser com base em 12 O mais os átomos de F;
- ii. Se não houver nenhuma determinação de H_2O , como em análises de microsonda, um grupo idealizado de ânion deve ser assumido, e a fórmula deverá ser baseada em 22 cargas positivas;
- iii. Se não houve determinação de H_2O e há razões para suspeitar que ocorreu oxidação do Fe na mica, o que causa desprotonação do grupo de ânion, a fórmula deve ser fundamentada em 22 cargas positivas $+z$, onde z é a quantidade de Fe^{+3} .

Deve notar-se que o Li, com concentrações as quais não podem ser determinadas com as técnicas atuais de microsonda eletrônica, é geralmente ignorado em análise química úmida devido ao seu baixo peso molecular. Além disso, a incapacidade de estabelecer a concentração de Li tem causado inúmeras identificações erradas (RIEDER *et al.*, 1998).

Os membros finais são associados ao ânion principal que ocorre na posição "A" (Cl, F, OH, O e S) da formula mineral (RIEDER *et al.*, 1998). Elementos modificadores que aparecem como sufixo, por exemplo, o Rb, devem ser utilizados somente se o elemento em questão excede $>10\%$ e preencha $<50\%$ da ocupação real da sua posição na fórmula do membro final do mineral em questão. Assim, uma Rb muscovita pode conter entre 0,1 e 0,5 átomos de Rb por unidade de fórmula. Se um elemento pode ocorrer em mais de uma coordenação, uma maior diferenciação é possível, como "tetra-ferro férrico" ou "octa-ferro férrico". Se um elemento possui concentração inferior à necessária para ser atribuído como modificador, mas o autor

entende como importante enfatizá-lo de forma a reconhecer sua ocorrência, este pode ser expresso como modificador no termo como e.g. “portador de rubídio”. O último tipo de modificador deve ser usado também se a análise é incompleta, de forma a prevenir o cálculo de uma fórmula cristalóquímica completa (RIEDER *et al.*, 1998).

Rieder *et al.*, 1998, também inclui uma série de nomes propostos para designar micas com estudos incompletos e que são utilizados por geólogos de campo e/ou petrógrafos (*cf.* Tabela 5.8). Tais nomes (e.g. biotita) são definidos apenas em algumas séries, assim, de fato, sancionando uma prática que já é comum.

Tabela 5.8 – Nomes das séries para nomes “inválidos”, modificada de Rieder *et al.*, 1998.

biotita	Micas trioctaédricas entre ou próximo as ligações annita-flogopita e a siderofilita-eastonita; micas escuras sem Li.
glauconita ilita	Micas di-octaédricas com intercamada incompleta.
lepidolita	Micas trioctaédricas em ou perto da ligação trilithionite-polyolithionite; micas claras com considerável quantidade de Li.
fengita	Micas di-octaédricas potássicas entre ou perto das ligações muscovita-aluminoceladonita e muscovita-celadonita.
zinnwaldita	Micas trioctaédricas sobre ou perto da ligação siderofilita-polyolithionite; micas escuras com Li.

"Hendricksite", "chernykhite", "montdorite" e "masutomilite" devem ser acrescentados a estes nomes se futuras pesquisas confirmarem a existência de soluções sólidas terminadas em dois membros finais, tais como $KZn_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ e $KMn_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$. O primeiro desses, agora listado como membro final "hendricksite", deve, então, ser renomeado para "zincohendricksite"; o segundo deve tornar-se "manganohendricksite". O mesmo padrão se deve aplicar em todos os casos indicados (RIEDER *et al.*, 1998).

Uma característica química usual na maioria das micas é o teor de água entre 04% - 05% de H_2O^+ , com exceção as que possuem elevado teor de flúor (DEER *et al.*, 1992).

5.4.3 PARAGÊNESE

As principais ocorrências nas rochas estão listadas conforme segue: Ígneas - Muscovita (granitos, pegmatitos graníticos e aplitos), Flogopita (carbonatitos, peridotitos e kimberlitos), Biotita (kimberlitos, gabros, noritos, dioritos, sienitos quartzosos e nefelínicos, monzonitos quartzosos, granitos e pegmatitos); Metamórficas - Muscovita, Paragonita e Biotita ocorrem em filitos, xistos e gnaisses. Flogopita em calcários e dolomitas metamorfizadas; Sedimentares - Muscovita e Paragonita ocorrem em sedimentos detríticos e autigênicos. Já a Glauconita ocorre em calcários impuros, arenitos, siltitos e areias esverdeadas.

Uma vez que no magma do kimberlítico, dentre as micas a flogopita é um mineral mais característico, incluiu-se uma descrição em maior detalhe desse mineral.

5.4.4 FLOGOPITA

Não há uma separação que defina uma diferença exata ou um range molecular nítido entre a flogopita e a biotita, embora a flogopita signifique o nome aplicado aos minerais com composição próxima do membro extremo rico em magnésio. O termo análogo para as flogopitas ricas em Fe é annita $\{[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] (\text{OH}, \text{F})_2\text{KFe}_3\}$. Tanto a flogopita quanto a annita não possuem Al nas posições *M* (DEER et al, 1992).

Segundo Deer et al, 1992, as biotitas e flogopitas são formadas com composições que oscilam entre quatro componentes principais nas posições *I*, *M* e *T*. As posições *I-M* na flogopita são ocupadas por KFe ou KMg, respectivamente, com duas variações no número de elementos e a posição *T* é preenchida por Si-Al, também com duas combinações diferentes para o número de elementos.

5.4.5 SUBSTITUIÇÕES COMUNS ÀS MICAS TRIOCTAÉDRICAS

Sabe-se que uma série de substituições de cátions ocorre nas micas trioctaédricas (BAILEY, 1984). Cátions tetraédricos são principalmente Si^{+4} e Al^{+3} , embora o Fe^{+3} possa substituir o Al^{+3} , uma característica comum em micas de rochas ígneas alcalinas e carbonatitos. Além disso, alguns autores têm defendido a ocorrência de Ti^{+4} tetraédrico (e.g., FARM BOETCHER, 1981). Os cátions mais comuns no sítio octaédrico são Mg^{+2} , Al^{+3} , Fe^{+2} e Fe^{+3} . De modo menos frequente, Ti^{+4} , Mn^{+2} , Li^{+4} e Cr^{+3} , entre outros, também podem ocupar posições octaédricas. A posição intercamada é ocupada em sua maioria por K^+ e Na^+ , com Ca^{+2} e Ba^{+2} , como possíveis substitutos comuns (BROD et al. 2001).

Entre as possíveis substituições tetraédricas, $\text{Fe}^{+3} \leftrightarrow \text{Al}^{+3}$ é de suma importância em rochas alcalinas e carbonatitos. Essa substituição define às séries flogopita - tetraferri-flogopita e annita – tetraferriannita, e é geralmente indicada por (BROD et al. 2001):

- i. Forte correlação negativa entre Fe^{+3} e Al^{+3} ;
- ii. Deficiência na soma dos cátions tetraédricos comuns (i.e. $\text{Si} + \text{Al} < 8$);
- iii. E excesso de cargas octaédricas, provocada por Fe^{2+} superestimado em análises de microsonda eletrônica.

A presença de ferro férrico tetraédrico ($^{IV}\text{Fe}^{+3}$) é relacionada ao pleocroísmo reverso ($\alpha > \beta = \lambda$) que é típico da tetraferri-flogopita (BROD et al. 2001). Farmer e Boetcher (1981) descreveram que o pleocroísmo reverso da mica está associado ao Fe_2O_3 tão baixo quanto 0,66% (0,07 $^{IV}\text{Fe}^{+3}$ a.p.f.u = átomos por unidade de

fórmula), enquanto Araújo (1996) detectou uma mudança brusca na razão $^{(IV)}\text{Fe}^{+3}/^{(IV)}\text{Al}$ em $0,5^{(IV)}\text{Fe}^{+3}$ p.f.u, que coincide com o pleocroísmo reverso.

Deficiência em $^{(IV)}\text{Al}$ é típica de micas de lamproítos e kimberlitos do Grupo II e é interpretada como uma consequência direta do quão peralcalino ($\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) é o magma (MITCHELL; BERGMAN, 1991; MITCHELL, 1995b). A baixa concentração de Al no líquido e/ou alta $f\text{O}_2$ (fugacidade ou pressão parcial de O_2), são também reconhecidos como principais fatores indutores para a formação tetraferri-flogopita (e.g. ARIMA; EDGAR, 1981; BRIGATTI et al., 1996). A alta $f\text{O}_2$ ocasiona, em outras palavras, o aumento da atividade de ferro férrico. Todavia, Dyar (1987) apontou a evidência da espectroscopia de *Mössbauer* que há $^{(IV)}\text{Fe}^{+3}$ tanto em micas pobres como ricas em $^{(IV)}\text{Al}$ e Lalonde et al. (1996) relatou também micas formadas com $^{(IV)}\text{Fe}^{+3}$ em um ambiente rico em Al.

Uma hipótese alternativa, segundo Brod et al.(2001), foi proposta para explicar a deficiência no sítio tetraédrico que envolve a substituição por $^{(IV)}\text{Ti}^{+4}$ ao invés de $^{(IV)}\text{Fe}^{+3}$. Farmer e Boetcher(1981) sugeriram que o Ti^{+4} precede o Fe^{+3} na ordem de preferência para ocupar posições tetraédricas, o Fe^{+3} entraria nesse sítio somente se ainda houvesse alguma carência ou lacuna, no entanto, isso não é suportado pelos dados obtidos por Brod et al.(2001). Procedimentos para recálculo de ferro, invariavelmente, dependem de uma série de pressupostos quanto ao tipo de substituições tetraédricas que prevalecem em cada caso.

O papel da tetraferri-flogopita e da tetraferriannita só pode ser devidamente avaliado se a razão $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ é conhecida, para tanto se executam alguns cálculos para obtê-la. No caso de análises de microsonda, no entanto, o ferro ferroso e o férrico não podem ser distinguidos, e essa proporção deve ser aferida (BROD et al., 2001). Dymek (1983) e Droop (1987) propuseram métodos de recálculo para a estimativa da razão $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$. No entanto, segundo Brod et al.(2001), o procedimento de normalização de Dymek foi concebido para o cálculo de $^{(VI)}\text{Al}$ de biotitas aluminosas, já o método de Droop não é aplicável aos minerais com vacância de cátions e, como sugerido por Mitchell (1995b), pode resultar em Fe^{+3} superestimado.

Estudos de espectroscopia de *Mössbauer* (Araújo, 1996) demonstraram que o Fe^{+3} é o principal cátion de substituição na posição tetraédrica em tetraferri-flogopitas do complexo Catalão. Além disso, estudos da química dos cristais de flogopita do complexo alcalino de Tapira (BRIGATTI et al., 1996) indicam que $\text{Fe}^{+3} \leftrightarrow \text{Al}^{+3}$ é também a principal substituição nessas micas.

A substituição de Fe^{2+} por Mg^{2+} no sítio octaédrico define a série flogopita-annita e é a provável substituição mais comum nas micas trioctaédricas de rochas ígneas silicáticas e de modo geral associado à evolução do magma (BROD et al., 2001). Entretanto, os autores descrevem que em líquidos carbonatíticos, essa relação não é tão direta, McCormick e Le Bas (1996) sugeriram que as razões Fe/Mg de flogopitas cristalizadas nos carbonatitos de Busumbu e Sukulu (Uganda) são controladas pela co-precipitação de magnetita.

Titânio ocorre em altas concentrações nos magmas alcalinos e em flogopitas de leucititos, melilitos e lamproítos que podem ter como característica ser enriquecidos em Ti (MITCHELL; BERGMAN, 1991; MITCHELL, 1995a). Greenwood (1998) relatou até 12,5% de TiO_2 em flogopitas de um dique de lamproíto na ilha de Trindade, no atlântico sul. A solubilidade do Ti na flogopita pode ter sido condicionada por fatores físico-químicos e/ou devido à paragênese. Na ausência de óxidos de Ti, a flogopita é o local preferencial para alocar TiO_2 em rochas ultrapotássicas (EDGAR; ARIMA, 1983). No entanto, se a Ti-magnetita ou perovskita são formadas concomitantes com a flogopita, o titânio irá particionar preferencialmente para os primeiros dois minerais e o teor de TiO_2 na flogopita pode aproximar-se ao de um clinopiroxênio (BROD et al., 2001).

Mn também pode substituir Fe_2 no sítio octaédrico. Lalonde, et al. (1996) descreveram o enriquecimento Mn com Fe/ (Fe +Mg) na mica da intrusão *Mont Saint Hilaire* (Canadá), e sugere que o aumento de Mn está correlacionado de forma positiva com a quantidade de Fe_3 tetraédrico.

A razão Fe/ (Fe + Mg) aumenta com a diferenciação das rochas de silicáticas; flogopita de um piroxenito forneceu a menor razão (0,154) Fe/ (Fe + Mg), enquanto que o valor máximo foi em uma biotita fonolito (0,671). Este é o comportamento esperado para a evolução dominada por processos de cristalização fracionada, e também foi observado na sequência de rochas silicáticas do complexo Tapira (BROD et al., 2001). TiO_2 varia na direção oposta, os maiores teores de Ti observados em Jacupiranga são de uma Mg-biotita e em um mela-gabro (11,2% TiO_2), enquanto o menor teor de Ti foi observada em uma biotita de um sienito k-feldspato (BROD et al., 2001). Gaspar (1989) interpretou os crescentes razões Fe / (Fe + Mg) e decrescentes teores de TiO_2 como resultado da evolução do magma (diminuição da temperatura de cristalização mica), mas ressaltou que isso só é válido se os processos de fracionamento ocorrem em pressão quase constante.

Dentre as substituições comuns no sítio intercamada em coordenação 12, o enriquecimento em Ba tem sido muitas vezes descrito nas flogopitas de carbonatitos e rochas ígneas alcalinas (BROD et al., 2001). Eastonita rica em Ba, em até 5%, ocorrem em flogopita já cristalizada na forma de sobrecrescimentos, em carbonatitos do Arkansas (EUA), tem sido interpretada como um produto das últimas etapas da cristalização na matriz (MCCORMICK; HEATHCOTE, 1987). Flogopitas de um lamprófiro da Ilha de Trindade contém até 7,11% de BaO (GREENWOOD, 1998). Gaspar e Wyllie (1982, 1987) encontraram até 10,3% em BaO nas flogopitas dos carbonatitos Jacupiranga.

5.4.6 MICAS EM KIMBERLITOS DO GRUPO I

As características típicas da composição de micas primárias em kimberlitos do Grupo I não são suficientemente conhecidas, porque estudos anteriores à década de 90 normalmente não fazem distinção entre essas rochas e os kimberlitos do Grupo II. Assim, a tendência evolutiva flogopita-tetraferroflogopita descrita como uma característica comum aos kimberlitos do Grupo II por Mitchell (1995) foi considerada típica para kimberlitos em geral em Mitchell (1986).

Muitas micas em kimberlitos do Grupo I são macrocristais ou megacristais de origem desconhecida e com composições bem caracterizadas como flogopitas aluminosas (10% a 15% de Al_2O_3), com amplo intervalo de TiO_2 (0,5% a 5,5%) e Cr_2O_3 (0,1% a 2,0%) (MITCHELL, 1995).

Poucos estudos sobre a variação composicional de micas primárias, *stricto sensu*, em kimberlitos do Grupo I e II foram produzidos e uma tendência evolutiva característica não foi anteriormente reconhecida (Mitchell, 1995), assim, o referido autor, resume no seu trabalho os dados existentes para micas primárias da matriz da família da flogopita típica dos kimberlitos do Grupo I de *Somerset Island, Colorado-Wyoming*, Sibéria, China, e Guiné. Devido à diversidade de populações de micas, o autor descreveu as ocorrências individuais separadamente antes de resumir as tendências de composição. Assim, foi resumida, a partir de Mitchell (1995), a variação composicional para as micas desses kimberlitos do Grupo I:

- As composições dos elementos maiores e menores de macrocristais de kimberlitos do Grupo I não diferem em valores significativos dos macrocristais/microfenocristais de kimberlitos do Grupo II menos evoluídos. Assim, essas micas são pouco úteis na distinção entre kimberlitos do Grupo I e II;

- Os macrocristais e os núcleos de micas reconhecidas como microfenocristais (e/ou matriz) possuem baixos valores de Al quando comparados com as margens dos cristais e às micas poiquilíticas da matriz;
- Dominante tendência de evolução caracterizada pelo Al enriquecido – no diagrama ternário “Al x Mg x Fe”, as composições dessas micas plotam distantes do limite flogopita/biotita e na direção do campo das flogopitas aluminosas e/ou da composição hipotética da “eastonita”. Esse “trend” ocorre comumente com BaO enriquecido e as micas tardias poiquilíticas são incolores e pertencem à série flogopita-kinoshitalita. As micas tardias ricas em Ba ocorrem com frequente FeO_T empobrecido em relação às micas não evoluídas. O conteúdo de TiO_2 é baixo (<4%) e não demonstram nenhuma tendência sistemática;
- Tendência menos comum de evolução em direção à tetraferroflogopita – essas são micas pobres em Al e cristalizadas como mantos discretos e finos sobre núcleos de micas da matriz ricas em Al. A formação da tetraferroflogopita é rara ou não ocorre na maioria dos kimberlitos do Grupo I e também não ocorre em todas as fácies do corpo. O autor descreve que essa troca abrupta de composição, indica que ocorrem mudanças repentinas e drásticas nas condições redoxes e que essas prevalecem até o final da cristalização e podem ser associadas à adição água de subterrânea ao magma e/ou à rápida perda de dióxido de carbono.

O autor conclui que a distinção entre os kimberlitos do Grupo I e II é feita de modo simples com a comparação das diferentes tendências de evolução das micas da matriz. Embora alguns kimberlitos do Grupo I ocorram com tetraferroflogopita na matriz, a sua presença não pode ser considerada como característica, o desenvolvimento dela parece ser aleatório e é principalmente confinada em mantos finos e discretos sobre flogopitas preexistentes ricas em Al. Já nos kimberlitos do Grupo II, em contraste, a tetraferroflogopita ocorre em várias posições, tanto como margens de micas da matriz zonadas de forma contínua ou como placas de micas poiquilíticas de estágio final (MITCHELL, 1995).

5.4.7 MICAS EM KIMBERLITOS DO GRUPO II

A Figura 5.10 ilustra a principal variação composicional das micas em kimberlitos do Grupo II. Na Figura 5.10 observa-se que os cristais primários sob a forma de microfenocristais e de micas da matriz são membros da série flogopita-

tetraferri-flogopita. Composições que ocorrem perto e paralelas à composição do FeT (Fe^{2+}), são livres de afiliação pois há apenas uma solução sólida secundária em direção à biotita. Soluções sólidas na direção das composições da “eastonita”, siderofilita, tetraferriannita e annita não são expressivas (MITCHELL, 1995).

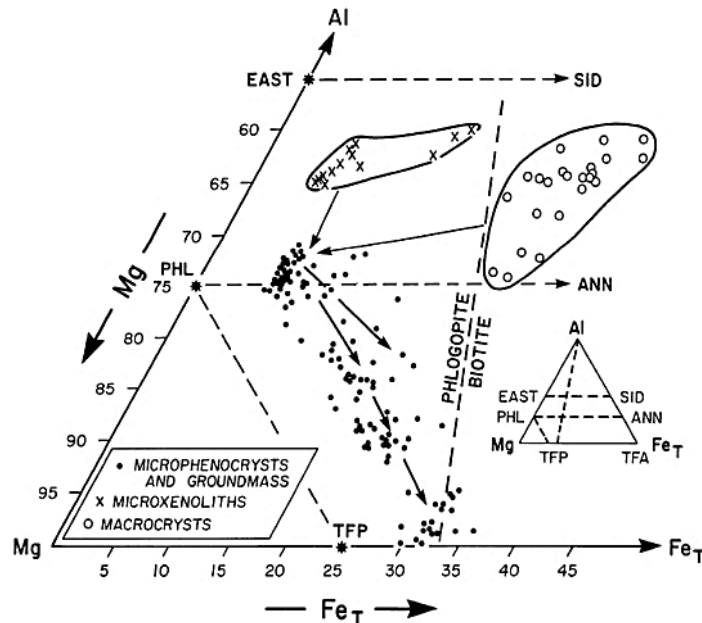


Figura 5.10 - Composições (átomos/22 oxigênios) de micas de kimberlitos do Grupo II plotadas no sistema ternário Al-Mg-FeT. O Fe total é expresso em Fe^{2+} . EAST = "eastonita". SID = siderofilita. PHL = flogopita. ANN = annita. TFP = tetraferri-flogopita. TFA = tetraferriannita. Figura obtida de Mitchell, (1995).

Micas aluminosas ocorrem com frequência rara nos kimberlitos do Grupo II sob a forma de micro xenólitos ou como macrocristais de cor escura. Os primeiros ocorrem como flogopitas aluminosas e os segundos como biotitas aluminosas, que são membros intermediários da solução sólida entre flogopita, eastonita e a siderofilita (MITCHELL, 1995) (cf. Figura 5.10).

Micas de kimberlitos do Grupo II ocorrem com ampla variação no conteúdo de Al, Fe, Ti, Mg e para outros elementos há evidências de menor variação e esses não ocorrem em quantidades significativas na estrutura. Uma consequência disso é que a variação composicional das micas pode ser mais bem demonstrada por diagramas de Al_2O_3 versus TiO_2 ou FeO_T (MITCHELL, 1995).

5.4.7.1 VARIAÇÃO DE Al_2O_3 - TiO_2 EM MICAS DE KIMBERLITOS DO GRUPO II

Por meio das análises de diferentes intrusões, relatadas por Mitchell (1995), ele concluiu que:

- O conteúdo típico de Al_2O_3 varia de 9,0 a 13,0% e de 1,0 a 3,0% para o TiO_2 no núcleo de microfenocristais. Entretanto ele cita que os microfenocristais do dique de *Sydney-on-Vaal* são relativamente mais ricos em TiO_2 (2,4 - 4,9%) e Al_2O_3 (11,2 - 14,2%);

- Intrusões na forma de múltiplos diques com relativa diferença de posição geográfica e idades não apresentaram significativa variação composicional entre as micas;
- Em geral, micas da matriz são muito pobres em Al em relação às micas que são microfenocristais;
- Zonação e tendências de manteamento dos microfenocristais de mica, de modo frequente, compõem minerais com empobrecimento em Al e conteúdos constantes ou decrescentes em Ti;
- As bordas externas dos microfenocristais têm composições similares à maioria das micas da matriz;
- Micas da matriz ricas em Ti (4,5-9,0% TiO_2) foram reconhecidas em rochas muito evoluídas de *Besterskraale Sover North*, na África do Sul;

5.4.7.2 VARIAÇÃO DE Al_2O_3 - FeO_T EM MICAS DE KIMBERLITOS DO GRUPO II

Da mesma forma, ou seja, por meio das análises de diferentes intrusões, relatadas por Mitchell (1995), ele concluiu que:

- As micas dos corpos estudados ocorrem com forte zonação de FeO_T ou FeO . O aumento do teor de Fe é acompanhado do decréscimo de Al, essa diferença pode ser ampla (13,0% até valores $< 1,0\%$ Al_2O_3) ou pequena (13,0 a 8,0% Al_2O_3);
- Alguns microfenocristais exibem zonação normal e inversa do conteúdo de Fe e conseqüente aumento ou decréscimo da concentração de Al. Esses padrões de zonação complexos, da mesma, ocorrem em relação ao conteúdo de Ti e Fe.
- O aumento da intensidade do pleocroísmo vermelho nas bordas dos microfenocristais e partes da matriz reflete o aumento de Fe e redução de Al;
- As tendências de variação da composição dos cristais no sentido da cristalização centro-borda/matriz; resulta em uma matriz com a textura de cristais de micas poiquilíticas com Al_2O_3 muito baixo ($< 2,0\%$). Ressalta ainda a constatação de que valores extremos enriquecidos em Fe não são seguidos por concomitante empobrecimento em MgO , assim o $Mg\#$, até mesmo das micas mais ricas em Fe, permanecem maiores que 0,75. Finaliza com a interpretação de que as micas pobres em Al são as tetraferrihogopitas que exibem somente uma menor solução sólida em direção à biotita;

- Entre as intrusões individuais estudadas, ele verificou que elas diferem em relação à extensão do enriquecimento em Fe atrelado às micas da matriz, e.g. *Swartruggens* (nível 06, 17-25% de FeO_T ; nível 07, de 18-20% FeO_T ; nível 03 e 04 de 14,5-16,0% FeO_T), *SoverMine* (15,0-18,5% FeO_T), e *Saltpeterpan* (15,0-16,0% FeO_T). Todas as intrusões contêm microfenocristais com composição similar, assim interpretou que isso indica que a história de cristalização pós-intrusão de cada ocorrência foi um pouco diferente;
- De modo geral o Al é empobrecido nas bordas dos cristais e na matriz de forma inversa ocorrem as concentrações de Fe que aumentam nessa ordem de cristalização;
- A extensão do enriquecimento em Fe é similar àquele que ocorre nas tetraferroflogopitas pobres em Al, entretanto esse enriquecimento em Fe é seguido pela diminuição do Mg, o que representa uma solução sólida em direção à biotita e a tetraferroflogopita.

5.4.7.3 MACROCRISTAIS X MICROFENOCRISTAIS DE MICAS EM KIMBERLITOS DO GRUPO II

Mitchell (1995) relata que as flogopitas com pleocroísmo fraco, classificadas como macrocristais com base nas texturas, não podem, na maioria dos casos, serem distinguidas dos microfenocristais com base na quantidade de Al, Fe e Ti. Os macrocristais podem ter zonação ou manteamento ausentes, ou são manteados por mica com maior ou menor FeO_T do que os núcleos dos cristais.

Quanto à gênese, os macrocristais podem ser formados ou classificados como grandes micas cognato-primárias ou como xenocristais derivados por fragmentação de xenólitos do manto superior (metassomatizado?). Infelizmente, as composições de muitas micas derivadas do manto (DAWSON; SMITH 1977, DELANEY et al. 1980) e cristalizadas como microfenocristais são similares, e não é possível distinguir de forma indubitável a origem dos macrocristais com base na composição dos elementos maiores e menores. Esta observação sugere que uma parte da população de macrocristais pode na verdade ser xenocristal (MITCHELL, 1995).

5.4.7.4 OUTROS ELEMENTOS MENORES NAS MICAS EM KIMBERLITOS DO GRUPO II

Somente Cr, Ba, F, e raramente Na, ocorrem em quantidades significativas. A quantidade de Ni é uniforme e baixa, ou seja, ocorre com <0,2% e normalmente < 0,1% (MITCHELL, 1995):

- **Cr** pode ocorrer com grande variação de conteúdo nos kimberlitos do Grupo II, por vezes valores maiores que 2% de Cr_2O_3 são obtidos. O conteúdo de

Cr, de modo padrão, diminui com o aumento de Fe e as tetraferri-flogopitas da matriz contêm percentuais muito baixo de Cr. Macrocristais podem ser ricos ($>1.0\%$ Cr_2O_3) ou pobres em Cr ($<0.5\%$ Cr_2O_3). Entretanto, o núcleo dos macrocristais pobres em Cr, com frequência, são manteados por mica rica em Cr ($1.0 - 1.5\%$ Cr_2O_3). Outra observação importante do autor é que cristais adjacentes, ou seja, que coexistiram durante a cristalização, ocorrem com frequente e ampla variação no conteúdo desse elemento. O Cr pode diminuir ou aumentar conforme o Ti aumenta ou diminui;

- **Ba** ocorre nos microfenocristais de micas com quantidade menor que 1% e é comum com $<0,5\%$. Já na matriz é característico o enriquecimento de Ba em relação aos microfenocristais;
- **Na₂O** ocorre com $<0,5\%$ na maioria das micas da matriz e nos microfenocristais. O Na enriquecido pode ser correlacionado de forma positiva com Ba em algumas ocorrências, entretanto na localidade Lace as micas da matriz tem alto Ba mas são pobres em Na;
- **F** ocorre com valores típicos $< 1\%$. Dentre as localidades estudadas, os diques de *Swartruggens* possuem microfenocristais com 0,14% a 0,61% de F e são zonados do centro para a borda dos cristais com decrescente conteúdo de F. As tetraferri-flogopitas da matriz contêm de 0,12% a 0,38% de F. Já as amostras dos kimberlitos do Grupo II de Lace não possuem zoneamento evidente, e.g. microfenocristais individuais coexistentes (lado a lado) ocorrem com zonação crescente ou decrescente do núcleo para as margens (variação entre 0,5 e 1,1% F). Algumas micas da matriz não contém F detectável enquanto outras exibiram uma variação dentro do grão de 0,13 a 1,5% F. Outras micas definidas como microfenocristais, do kimberlito do Grupo II de *Sover Mine* (África do Sul), contém de 0,14 a 0,53% F e possuem zonação decrescente de F do núcleo para borda dos cristais. Já as tetraferri-flogopitas da matriz desta rocha contêm de 0,11 a 0,45% F.

5.4.7.5 MICROXENÓLITOS DE MICAS ALUMINOSAS EM KIMBERLITOS DO GRUPO II

Mitchell (1995) identificou, em *Swartruggens* (África do Sul), algumas micas com gênese diferenciada que classificou como microxenólitos. Essas possuem como principal característica química o Al enriquecido (17,5 - 20,0%) em relação à maioria dos microfenocristais e macrocristais. São flogopitas aluminosas com solução sólida em direção a eastonita. Em relação ao Fe e Ti, as concentrações são variadas para

cada microxenólito (Figura 5.11). Os conteúdos de Cr_2O_3 (0,21 - 3,3%) e TiO_2 (0,1 - 1,2%) ocorrem com ampla variação interna ao cristal e também entre os microxenólitos. Macrocristais individualizados com essas composições, que pudessem ter sido derivados por desagregação dos microxenólitos, não foram encontrados em *Swartruggens*. O autor relata que a relação entre os microxenólitos e a rocha hospedeira não é clara, mas os classifica com uma probabilidade maior de estarem ligados ao magma do kimberlito do Grupo II do que a xenólitos de outros materiais mantélicos, para isso baseou-se em duas hipóteses:

- i. Flogopitas primárias de um manto lherzolítico são relativamente pobres em Al_2O_3 (12,4 – 14,5%; DELANEY et al. 1980). A maioria das micas secundárias de lherzolitos e harzbugitos também possuem relativos baixos conteúdos de Al, com uma única exceção que ocorreu em um grão de mica em harzbugito que possui composição similar a tais microxenólitos;
- ii. Micas de xenólitos tipo MARID contêm somente de 8,0 – 13,0% Al_2O_3 (DAWSON; SMITH 1977).

Assim, o baixo percentual de Al em relação aos microxenólitos foi o fundamento para o autor sustentar uma origem não comum a tais fontes.

Mitchell e Bergman (1991) demonstraram que as flogopitas dos lamproítos chamados de *HallockButte*, *South Table Mountain*, e *Hatcher Mesa* da região de *Leucite Hills* (EUA), possuem paragêneses e composições similares aos microxenólitos de *Swartruggens*. Essas micas formam uma série composicional contínua com os fenocristais de micas de baixo Al, e assim são interpretadas como fenocristais de alta pressão (MITCHELL, 1995).

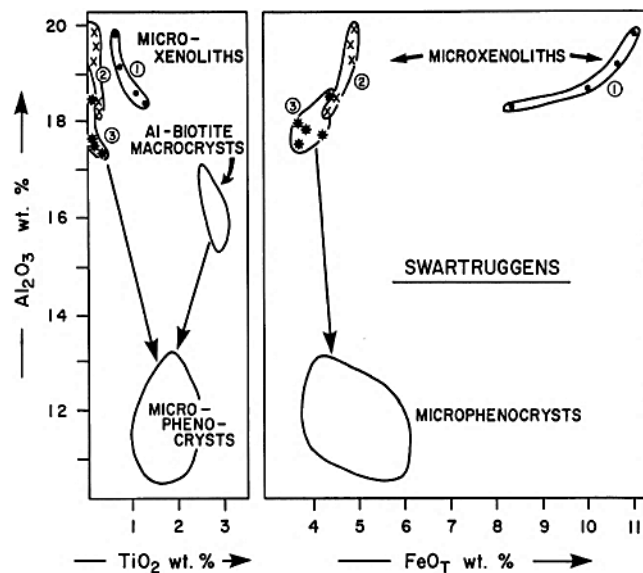


Figura 5.11 - Variação composicional das flogopitas aluminosas de três microxenólitos dos kimberlitos do Grupo II de Swartruggens. Obtida de Mitchell, 1995.

5.4.7.6 MACROCRISTAIS DE BIOTITAS ALUMINOSAS

As variações das composições minerais estudadas, por Mitchell (1995), para os macrocristais de biotitas enriquecidas em Al e também em Fe, constam na Tabela 5.9, já a Figura 5.10 exhibe o campo composicional característico a essas micas, que podem ser consideradas como soluções sólidas entre a flogopita e a siderofilita. Esse autor também cita que ocorre ampla variação na composição intragrão (e.g. para o Ti e Ba) e que os macrocristais são marcadamente enriquecidos em Fe e Al e suavemente em Ti, em relação aos microfenocristais. Já o Cr_2O_3 e o Na_2O ocorrem com valores típicos menores que 0,1% e 0,3% respectivamente. Em muitos casos ocorrem macrocristais envolvidos por micas de cor pálida com composição idêntica aos microfenocristais de flogopitas e raramente por tetraferriphlogopita (SMITH et al., 1978 e MITCHELL, 1995). Mitchell e Meyer (1989a) enfatizaram a constante associação desses macrocristais com os kimberlitos do Grupo II e a ausência de microxenólitos poliminerálicos derivados do manto que contenham mica de composição similar, assim sugeriram que é pouco provável que essas micas tenham a natureza de xenocristais.

Mitchell (1995) descreve que não foi encontrado esse tipo de macrocristal em kimberlitos do Grupo I no cráton Kaapvaal e em outros lugares até então, assim sugeriu que as Al-biotitas contêm afinidade genética com magmas de kimberlitos do Grupo II ou possuem relação com suas regiões de origem.

Tabela 5.9 – Composições que caracterizam os xenocristais de Al- biotitas, obtida de Mitchell, 1995.

Wt %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36.84	36.38	36.94	35.76	35.94	37.15	35.6	35.70	36.75	36.70
TiO ₂	2.47	3.03	3.75	3.09	2.05	4.28	3.2	3.2	5.65	1.81
Al ₂ O ₃	17.08	15.67	15.62	15.27	16.77	14.70	15.3	15.5	14.23	5.97
Cr ₂ O ₃	0.07	0.04	0.04	0.09	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	0.04	n.d.
FeO _T	15.68	17.60	13.38	18.84	17.71	17.16	18.9	21.7	16.11	12.91
MnO	0.15	0.13	0.03	0.25	0.13	0.25	n.a.	n.a.	0.15	n.a.
MgO	12.88	12.27	14.94	10.63	12.39	12.30	10.5	9.9	12.70	16.21
Na ₂ O	0.62	0.65	0.17	0.31	0.26	0.25	0.3	0.1	0.12	0.27
K ₂ O	9.37	9.67	9.85	9.63	9.66	9.62	9.2	9.5	9.82	10.10
BaO	0.39	0.44	0.17	0.16	0.06	0.40	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
NiO	0.06	0.08	0.04	0.05	0.02	0.03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	95.61	95.96	94.93	94.08	94.99	96.18	93.0	95.6	95.57	93.97
Structural formulae based on 22 oxygens										
Si	5.518	5.511	5.521	5.555	5.474	5.589	5.567	5.564	5.533	5.530
Al	3.015	2.798	2.751	2.796	3.010	2.607	2.820	2.847	2.525	2.836
Ti	0.278	0.345	0.421	0.361	0.235	0.484	0.376	0.258	0.640	0.205
Cr	0.008	0.005	0.005	0.011	—	0.005	—	—	—	—
Fe	1.964	2.230	1.672	2.448	2.256	2.159	2.472	2.828	2.029	1.627
Mn	0.019	0.017	0.004	0.033	0.017	0.032	—	—	0.019	—
Mg	2.875	2.771	3.328	2.461	2.813	2.753	2.448	2.299	2.850	3.640
Na	0.180	0.191	0.049	0.093	0.077	0.073	0.091	0.030	0.035	0.079
K	1.790	1.869	1.878	1.908	1.877	1.846	1.835	1.889	1.886	1.941
Ba	0.023	0.026	0.010	0.008	0.004	0.024	—	—	—	—
Ni	0.007	0.009	0.005	0.006	0.002	0.004	—	—	—	—
mg	0.594	0.554	0.666	0.501	0.555	0.561	0.498	0.449	0.584	0.691

^aFeO_T = total Fe calculated as FeO; n.a. = not analyzed; n.d. = not determined. 1–2, Swartruggens; 3–4, Sover Mine; 5, Bellsbank; 6, New Elands (1–6 this work); 7, Saltpeterpan; 8, Montealeo (Smith *et al.* 1978); 9, Postmasburg K35; 10, Newlands (Tainton 1992).

5.4.8 MICAS EM LAMPROÍTOS

Os conteúdos de Al, Ti e Fe foram os principais traçadores utilizados, por Mitchell e Bergman (1991) e Mitchell (1995), para estabelecer o grau de evolução dos magmas a partir da ordem de cristalização das micas, assim caracterizaram e resumiram as variações composicionais das micas em lamproítos:

- Micas da matriz e mantos cristalizados sobre os fenocristais são tipicamente empobrecidos em Cr e Al, enriquecidos em Fe, Ti, Ba, e Na, em relação aos fenocristais. Assim, as primeiras foram consideradas mais evoluídas;
- Micas com alto Al₂O₃ (10,5% a 13,5%), 4% a 10% de TiO₂ e 2% a 4% de FeO_T, tipicamente ocorrem como fenocristais. Essas são consideradas as mais primitivas e podem ter cristalizado antes da erupção do magma;
- Micas com baixo Al₂O₃ (0,5% a 10%) e alto FeO_T (>4%) formam mantos sobre os fenocristais e ocorrem como placas poiquilíticas na matriz, assim foram interpretadas como formadas em temperaturas e pressões baixas, relacionadas aos estágios pós erupção ou intrusão do magma;
- Ocorrem alto conteúdo de F (1% a 7%) e enriquecimento de Na₂O (0,5% a 1,8%) nas micas da matriz, que podem ser consideradas Na-Ti-tetraferroflogopitas.

As tendências de evolução dos lamproítos situam-se entre dois extremos:

- Um com moderado empobrecimento em Al, combinado com o acréscimo de Ti e Fe e decréscimo de Mg, i.e., essa tendência reflete o enriquecimento em Fe^{+2} e indica a evolução a partir de uma Ti-flogopita em direção a Ti—biotita;
- O outro extremo exhibe alta perda de Al associada com o acréscimo de Ti e Fe e conteúdo de Mg constante, i.e., essa tendência reflete o aumento de Fe^{+3} e indica a evolução a partir de uma Ti-flogopita em direção a Ti-tetraferri-flogopita.

A tendência exibida pelas composições das micas em um determinado lamproíto pode estar em qualquer lugar entre estes dois extremos e reflete o ambiente de cristalização local pós-intrusão/erupção no que diz respeito às condições redoxes, conteúdo de água e condições de resfriamento (MITCHELL, 1995).

Flogopitas de lamproítos tem Si e Al insuficientes para preencher os sítios tetraédricos (T) na estrutura da mica, como consequência o Al^{VI} está ausente dos fenocristais e micas da matriz. Essa deficiência de carga é suprida pela entrada de Ti^{4+} , Fe^{3+} ou Mg^{2+} no sítio T. As soluções sólidas que ocorrem principalmente são entre flogopita-biotita, Ti-flogopita com deficiência no sítio octaédrico $[K_2(Mg,Fe)_4Ti \square Si_6Al_2O_{20}(OH)_4]$, e tetraferri-flogopita-tetraferriannita (MITCHELL, 1995).

Micas de kimberlitos do Grupo II podem ser distinguidas dos lamproítos com base no seu baixo conteúdo de Na_2O , tipicamente até 0,5% e alguns casos em torno de 0,7% Na_2O , também se diferencia dos lamproítos pelos valores de $F < 1,0\%$, conforme Mitchell (1995). Além dessas diferenças, o autor define o complexo mantimento e padrão de zoneamento reverso, encontrados nas populações de microfenocristais de kimberlitos do Grupo II, que não ocorrem nas micas de lamproítos como característica distintiva.

5.4.9 MICAS EM MINETES

Mitchell and Bergman (1991) demonstraram que a variação composicional das micas em minetes possui a tendência de evoluir para maiores concentrações em Fe com suave aumento ou constante Al e o conteúdo de Ti tende a aumentar ou diminuir de forma suave em relação ao Al. Muitas das micas são aluminosas e não possuem qualquer deficiência no sítio tetraédrico. A presença de Al^{VI} indica solução sólida entre as moléculas dos membros finais “eastonita” – siderofilita.

Há uma área de sobreposição entre as composições dos fenocristais de minetes não evoluídos e os microfenocristais não evoluídos de kimberlitos do Grupo II e

lamproítos, mas as tendências de evolução divergem a partir das micas não evoluídas. Micas de minetes são sempre ricas em Al quando comparadas as de lamproítos e kimberlitos do Grupo II com conteúdo de Fe equivalente (MITCHELL, 1995). A tendência de evolução das micas em minetes parte de flogopitas em direção a Ti-Al-biotitas e correspondem às soluções sólidas das moléculas de flogopita - biotita e de “eastonita” - siderofilita.

Mitchell (1995) descreve que a distinção entre as micas de kimberlitos do Grupo II e de minetes pode ser facilmente observada por meio das suas tendências de evolução entre Al - Ti e Al – Fe.

5.4.10 MICAS EM LAMPRÓFIROS ULTRAMÁFICOS

Existe uma semelhança petrográfica entre alguns olivina - flogopita lamprófiros e os kimberlitos do Grupo II e, infelizmente, tem havido poucos estudos detalhados sobre a variação composicional de micas em lamprófiros ultramáficos, onde a maioria dos trabalhos tabulam apenas algumas composições aleatórias (MITCHELL, 1995). Rock (1986, 1990) estudou essas rochas e observou: (i) que as micas exibem uma variedade extremamente ampla na composição em relação ao conteúdo de Al, Fe Ti e Ba, entretanto, não identificou tendências de evolução característica; (ii) que as tetraferroflogopitas ocorrem na matriz de alguns exemplos.

Estas rochas são caracterizadas por valores modais muito variáveis de olivina, flogopita, espinélio, perovskita, apatita, monticelita, calcita e melilita ou clinopiroxênio podem ou não ocorrer.

5.4.11 COMPARAÇÃO ENTRE AS MICAS DE KIMBERLITOS DO GRUPO I, II E ROCHAS ASSOCIADAS

A composição das micas e sua evolução em rochas alcalinas dependem de forma intrínseca da afinidade geoquímica do magma. Mitchell (1995a) resumiu alguns tópicos relativos à variação composicional da flogopita em rochas alcalinas potássicas:

- i. Micas ricas em Ti e Ba são características de leucititos e melilititos;
- ii. Micas de kimberlitos do Grupo I sempre têm baixo TiO_2 (<4%) e podem evoluir ao longo de duas tendências diferentes, uma delas é com o aumento de Al_2O_3 e BaO e na outra diminui o teor de Al_2O_3 (no sentido do baixo Ti tetraferroflogopita). A última é geralmente interpretada como de origem secundária;

- iii. Kimberlitos do Grupo II (Orangeito Sul-Africano), também exibem duas tendências distintas, uma envolvendo a substituição $Fe^{+3} \leftrightarrow Al^{+3}$ (flogopita \pm tetraferroflogopita) e a outra entre os membros finais flogopita \pm annita;
- iv. Flogopitas de lamproítos normalmente têm alto Ti, e evolui em direção ao aumento do Ti e do Fe com (Ti-tetraferroflogopita) ou sem (Ti-biotita) teor de Al empobrecido;
- v. Micas de minetes e lamprófiros indicam um comportamento mais variável, mas em minetes, elas são geralmente ricas em Al.

5.5 ILMENITAS

Faz parte dos minerais não silicatados, grupo dos óxidos. A sua composição básica $FeTiO_3$ (ilmenita) forma série com Fe_2O_3 (hematita) e corindo/geiquielita ($MgTiO_3$), com diminuição da malha unitária, enquanto que a série com a pirofanita ($MnTiO_3$) aumenta a malha. A fórmula da ilmenita pode ser representada de forma mais completa como $(Fe, Mg, Mn)TiO_3$, que representa uma extensa solução sólida entre ilmenita e geiquilita (até 70% de moles de $MgTiO_3$) e entre ilmenita e a pirofanita (até 64% de moles de $MnTiO_3$). As ilmenitas de kimberlitos e ultrabásicas possuem composição onde ocorrem os maiores percentuais da molécula da geiquilita, já maiores percentuais da pirofanita ocorrem em rochas ígneas ácidas e em carbonatitos (DEER et al. 1992). A solução sólida com a pirofanita é típica de kimberlitos carbonatados, alguns lamproítos e carbonatitos como um constituinte da matriz (HAGGERTY, 1995). Também são frequentes em quantidades vestigiais os íons trivalentes Al, Cr e V, que substituem o Fe^{3+} (DEER et al. 1992).

Ilmenita magnésiana é um dos minerais mais característicos dos kimberlitos, pois desempenha um papel chave em programas de exploração devido à sua facilidade de concentração combinada com a sua resistência à intempérie física e química. É característico seu intenso brilho metálico em seu fácil reconhecimento. A quantidade de ilmenita presente em kimberlitos varia muito, de quantidades traço até cerca de 10 % (MITCHELL, 1986).

Os seguintes tipos paragenéticos de ilmenita foram relacionados por Mitchell (1986) como:

- i. Grãos individuais de grandes cristais arredondados ou megacristais policristalinos e macrocristais;
- ii. Lamelas de intercrescimentos com clinopiroxênio e menos comumente ortopiroxênio;

- iii. Matriz euédrica a anédrica primária de ilmenita;
- iv. Inclusões arredondadas a subédricas em olivina e/ou macrocristais de flogopita;
- v. Intercrescimentos com matriz de espinélio e perovskita;
- vi. Intercrescimentos com espinélio (redução sub-solidus);
- vii. Intercrescimentos com ilmenita (exsolução);
- viii. Intercrescimentos com rutilo (produto da quebra da armalcolita);
- ix. Múltiplos sobrecrescimentos concêntricos sobre macrocristais de olivina arredondada (kimberlito de Mukorob, Namíbia);
- x. Ilmenita também é encontrada como inclusões anédricas em megacristais de granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, flogopita e zircão;
- xi. Ilmenitas magnesianas ocorrem também em lherzolitos metassomatizados, eclogitos e em xenólitos da série MARID.

5.5.1 TENDÊNCIA DE ENRIQUECIMENTO EM MG

Tipicamente, o enriquecimento de magnésio está confinado a um revestimento estreito (100-500 μm) em cima de um núcleo relativamente uniforme. Normalmente o manto não é simétrico e os cristais são fraturados ao redor do zoneamento (MITCHELL, 1986). Haggerty et al. (1979) atribuíram a tendência de enriquecimento de magnésio magmático a reação com o líquido provocada por uma redução da pressão total e a consequente redução de fugacidade oxigénio (f_{O_2}) verificada pela diminuição da Fe_2O_3 em direção às bordas dos megacristais. A Figura 5.12 apresenta a relação entre a tendência de enriquecimento de magnésio versus as linhas isóbaras f_{O_2} no sistema de ilmenita-geiquielita-hematita a 1300°C, demonstra também que o enriquecimento de Mg é inicialmente correlacionado com a diminuição da f_{O_2} e que subseqüentemente a f_{O_2} pode aumentar ligeiramente (MITCHELL, 1986).

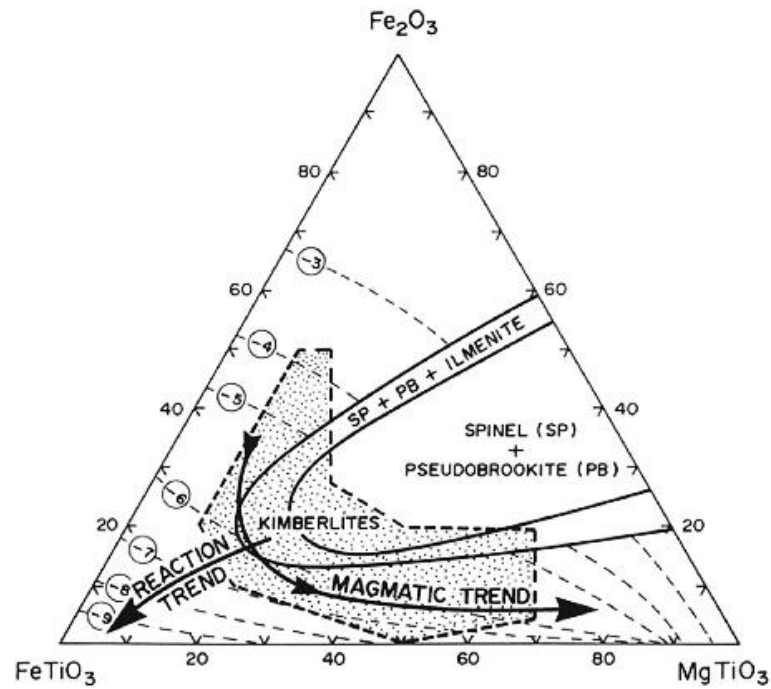


Figura 5.12 - Relações de fase no sistema $MgTiO_3$ - $FeTiO_3$ - Fe_2O_3 a $1300^\circ C$. Campo pontilhado = composições de megacristais de ilm.. As linhas sólidas com setas indicam a reação de Haggerty et al. (1979) e tendências magmáticas correspondentes ao enriquecimento em magnésio e manganês (*reaction trend*). As linhas tracejadas são contornos da fugacidade de oxigênio. Figura de Mitchell (1986).

5.5.2 VARIAÇÕES COMPOSIÇÕES DAS ILMENITAS NOS KIMBERLITOS E OUTRAS ROCHAS

Mitchell (1986, 1995) montou diagramas com os campos composicionais de ilmenitas de kimberlitos de várias ocorrências do mundo nos sistemas geiquielita/ilmenita/hematita e geiquielita/ilmenita/pirofanita onde mostrou campos de ilmenitas de rochas kimberlíticas (Grupo I e II), basaltos alcalinos, alnöitos e outros. Os diagramas e campos composicionais foram utilizados no item 6.1.4.

6 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS QUÍMICA MINERAL

A utilização dos dados química mineral permite a classificação dos minerais indicadores de kimberlitos (MIK) em agrupamentos dos seus membros finais, por exemplo, granada e piroxênio (DAWSON; STEPHENS, 1975; STEPHENS; DAWSON, 1977) e assim auxilia as interpretações petrogenéticas e metalogenéticas. Gráficos ilustrativos com diferentes elementos, obtidos na bibliografia, permitem comparações da química dos grãos MIK com os resultados ou campos pré-estabelecidos para composições minerais de diferentes litologias do manto e/ou para a química de minerais de inclusões em diamante.

Devido à ausência de material rochoso apto a uma boa análise de rocha total e a tentativa sem sucesso de analisar os minerais direto na lâmina delgada metalizada (% de fechamento das análises muito baixo), a interpretação foi feita a partir dos resultados da química dos minerais concentrados a partir de rocha alterada e fixados em seções polidas.

A variação composicional e as substituições comuns para minerais ígneos e metamórficos são traçadores das condições físicas de processos ígneos e metamórficos (principalmente da pressão e da temperatura, mas também do estado de oxidação, etc.). Muitos minerais são excelentes monitores dessas condições devido à sua química variada que acompanha as mudanças físico-químicas dos sistemas geológicos. As alterações das condições físicas, geralmente, resultam em alterações nas composições dos minerais de acordo com uma variedade de reações de troca da solução sólida.

No caso dessa dissertação as habilidades adicionais incluem o uso de planilhas eletrônicas para a obtenção de resultados quantitativos e uso de gráficos apropriados para representar variações composicionais em famílias de minerais. Também foi trabalhada: a variação de composição dos grupos de minerais constituintes da rocha (Alfeu-I); as soluções sólidas dos minerais; o local de ocupação dos principais elementos, determinado pelos modelos empregados; representação gráfica das fórmulas minerais calculadas, a composição e o significado de certas variedades dos minerais constituintes. O foco principal desse trabalho foi avaliar as possíveis afinidades litoquímicas do Alfeu-I e também para verificar tendências de dispersão sugestivas de uma fonte potencialmente diamantífera.

6.1 QUÍMICA MINERAL APLICADA - CÁLCULOS DAS FÓRMULAS DOS MINERAIS, GRÁFICOS DE CLASSIFICAÇÃO E INTERPRETAÇÕES

As análises químicas de minerais são exibidas na maioria das vezes em unidades de massa, ou seja, percentagens em peso na forma de óxidos para os elementos especificados. Apesar do pouco peso que está envolvido nas mais modernas análises química, as percentagens em peso são apresentadas por razões históricas, haja vista que os químicos realizavam suas análises por meio de técnicas gravimétricas. As análises são dadas em termos de óxidos dos elementos embora o oxigênio não seja normalmente determinado, assim se assume que cada mineral é eletricamente neutro, isto é, as cargas positivas dos cátions são equilibradas por uma quantidade certa de ânions de oxigênio (Regra de Pauling). Infelizmente, as unidades de massa não são as mais convenientes para muitos problemas, pois elas confundem relações que podem ser mais claras ou inequívocas quando se adotam unidades em medidas de proporções atômicas para as composições de minerais.

O reestabelecimento da fórmula química padrão dos minerais a partir de análises químicas é um exercício: (a) de conversão de unidades de quantidade e (b) de normalização das somas.

6.1.1 PIROXÊNIOS

A fim de colocar restrições às composições dos piroxênios, que estão tipicamente associados a intrusões de kimberlitos, foram identificados orto e clinopiroxênios que geralmente ocorrem em xenólitos do manto submetidos às altas pressões.

Os grãos minerais analisados foram selecionados a partir dos concentrados de peneira e bateia de rocha alterada do Alfeu-I, coletadas *in situ*, e totalizaram 30 grãos de piroxênio com características de MIK. Esses foram identificados, por meio de lupa binocular, com os seguintes nomes prévios conforme Tabela 6.1.

Tabela 6.1 - Identificação mineral preliminar dos 30 grãos selecionados.

Seção polida	Grãos	Identificação Preliminar
Analisada na UFMG	02	Cr - diopsídio
	05	Augita
	04	Olivinas
Analisada na UFRGS	10	Piroxênio escuro
	01	Cr - diopsídio
	04	Piroxênio verde amarelado transparente
	04	Olivinas
Total	30	Grãos

As análises químicas dos grãos de piroxênio (três análises/grão) foram feitas na borda, porção intermediária e no centro desses cristais e estão reportadas na Tabela 7.5.

Para calcular a fórmula estrutural e identificar os minerais, foi selecionada e checada, dentre alguns modelos de planilhas disponíveis na *internet* em formato Excel, a planilha de Giles Droop - *Pyroxene FU Calculations*, obtida em:

- http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html.

Os cálculos de construção da planilha e gráficos foram conferidos e adaptados de acordo com os métodos de Morimoto et al.(1988), de forma que foi possível avaliar a qualidade dos dados por meio do fechamento e ocupação dos sítios das fórmulas minerais.

Tabela 6.2 – Resultados analíticos dos piroxênios em óxidos (%). Também consta classificação dos minerais, conforme planilha Microsoft Excel de Giles Droop. São três análises/grão.

Análises		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	ZnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Px-01	Cr-augita	52,29	0,31	4,79	1,75	2,29	0,15	0,02	16,34	18,87	1,65	0,01	98,46
Px-02	Cr-augita	52,20	0,27	4,68	1,77	2,44	0,07	0,02	16,63	18,86	1,64	0,00	98,58
Px-03	Cr-augita	52,27	0,29	4,75	1,78	2,42	0,05	0,00	16,55	18,95	1,55	0,00	98,60
Px-04	Cr-augita	51,94	1,04	4,67	1,23	2,70	0,10	0,04	16,27	19,46	1,33	0,00	98,78
Px-05	Cr-augita	51,82	1,06	4,75	1,25	2,58	0,08	0,00	16,33	19,32	1,46	0,00	98,64
Px-06	Cr-augita	52,12	1,00	4,83	1,24	2,63	0,06	0,04	16,27	19,56	1,45	0,00	99,20
Px-07	Augita	52,60	0,87	4,15	0,03	9,03	0,15	0,05	12,69	16,70	2,66	0,02	98,94
Px-08	Augita	52,83	0,90	4,25	0,00	9,09	0,14	0,05	12,73	16,78	2,59	0,01	99,35
Px-09	Augita	52,58	0,87	4,11	0,01	8,82	0,14	0,00	12,53	16,63	2,57	0,00	98,26
Px-10	Onfacita	51,25	1,14	6,32	0,00	9,96	0,11	0,00	10,68	15,79	3,05	0,02	98,31
Px-11	Onfacita	51,49	1,13	6,37	0,02	9,92	0,17	0,00	10,88	15,57	3,21	0,02	98,78
Px-12	Onfacita	51,48	1,07	6,37	0,00	9,70	0,16	0,03	10,92	15,55	3,26	0,00	98,55
Px-13	Augita	53,03	0,72	3,21	0,02	8,83	0,17	0,04	14,96	15,77	2,11	0,01	98,86
Px-14	Augita	53,03	0,71	3,16	0,01	8,67	0,15	0,00	14,76	15,90	2,01	0,01	98,42
Px-15	Augita	52,76	0,71	3,15	0,01	8,35	0,16	0,00	14,53	15,87	2,08	0,00	97,62
Px-16	Onfacita	50,70	1,07	5,57	0,02	9,45	0,18	0,04	11,89	15,24	2,94	0,01	97,12
Px-17	Onfacita	50,91	1,10	5,64	0,01	9,73	0,11	0,02	11,97	15,29	2,93	0,01	97,72
Px-18	Onfacita	52,16	1,08	5,74	0,01	9,53	0,09	0,03	12,11	15,28	2,99	0,02	99,04
Px-19	Onfacita	51,92	1,07	5,97	0,00	10,29	0,12	0,00	10,13	15,76	3,27	0,00	98,52
Px-20	Onfacita	51,80	1,11	6,00	0,00	9,93	0,15	0,01	10,19	15,64	3,27	0,00	98,09
Px-21	Onfacita	51,67	1,08	5,91	0,00	10,11	0,17	0,00	10,23	15,76	3,29	0,01	98,23
Px-22	Augita	52,68	0,57	6,29	0,09	7,61	0,14	0,00	15,93	13,64	2,29	0,00	99,24
Px-23	Augita	53,22	0,64	6,12	0,10	7,52	0,16	0,00	15,95	13,65	2,29	0,00	99,66
Px-24	Augita	53,03	0,63	6,17	0,08	7,36	0,00	0,00	15,80	13,64	2,32	0,00	99,03
Px-25	Augita	52,17	0,54	8,03	0,09	8,35	0,14	0,00	13,16	13,95	2,81	0,00	99,25
Px-26	Augita	52,39	0,60	8,13	0,09	8,17	0,17	0,00	13,04	14,18	2,78	0,00	99,57
Px-27	Onfacita	52,31	0,57	8,03	0,09	8,31	0,15	0,00	13,09	14,07	2,87	0,00	99,49
Px-28	Augita	53,41	0,57	6,06	0,14	7,49	0,20	0,00	16,03	13,36	2,20	0,00	99,46
Px-29	Augita	53,30	0,55	6,00	0,13	7,57	0,15	0,00	16,27	13,40	2,14	0,00	99,52
Px-30	Augita	53,04	0,52	5,99	0,14	7,48	0,14	0,00	16,29	13,30	2,20	0,00	99,10

Análises		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	ZnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Px-31	Augita	53,15	0,64	6,44	0,13	8,28	0,15	0,00	15,71	12,63	2,31	0,00	99,44
Px-32	Augita	53,50	0,68	6,39	0,10	8,30	0,14	0,00	15,85	12,68	2,38	0,00	100,02
Px-33	Augita	52,74	0,62	6,43	0,12	7,90	0,17	0,00	15,45	12,51	2,25	0,00	98,18
Px-34	Enstatita	55,38	0,09	3,44	0,80	4,51	0,14	0,00	34,39	0,85	0,15	0,01	99,74
Px-35	Enstatita	55,35	0,09	3,36	0,86	4,51	0,10	0,03	34,58	0,87	0,11	0,00	99,86
Px-36	Enstatita	55,21	0,08	3,44	0,81	4,55	0,08	0,00	34,27	0,83	0,16	0,00	99,44
Px-37	Enstatita	55,36	0,05	3,19	0,84	4,49	0,11	0,00	34,71	0,87	0,10	0,00	99,73
Px-38	Enstatita	55,45	0,06	3,24	0,84	4,47	0,10	0,01	34,64	0,90	0,11	0,02	99,83
Px-39	Enstatita	55,68	0,03	3,25	0,86	4,51	0,13	0,02	34,93	0,83	0,07	0,00	100,30
Px-40	Enstatita	55,50	0,42	4,42	0,39	5,71	0,13	0,02	32,22	0,76	0,15	0,08	99,81
Px-41	Enstatita	54,77	0,10	3,45	0,36	5,96	0,12	0,00	34,01	0,66	0,13	0,00	99,56
Px-42	Enstatita	55,29	0,13	3,42	0,41	5,82	0,13	0,03	33,71	0,71	0,11	0,00	99,76
Px-43	Enstatita	54,20	0,19	3,44	0,74	7,50	0,10	0,02	32,75	0,69	0,07	0,01	99,70
Px-44	Enstatita	54,97	0,17	3,45	0,74	7,37	0,11	0,03	33,24	0,72	0,10	0,00	100,90
Px-45	Enstatita	54,10	0,16	3,54	0,75	7,37	0,07	0,00	32,49	0,78	0,08	0,02	99,35
Px-46	Enstatita	55,34	0,00	3,40	0,92	4,95	0,00	0,00	34,53	0,87	0,15	0,00	100,16
Px-47	Enstatita	55,35	0,14	3,29	0,92	5,04	0,00	0,00	34,31	0,88	0,15	0,00	100,08
Px-48	Enstatita	55,70	0,00	3,26	0,93	4,94	0,00	0,00	34,02	0,86	0,17	0,00	99,88
Px-49	Enstatita	55,37	0,13	3,36	0,79	5,41	0,14	0,00	33,90	0,79	0,15	0,00	100,05
Px-50	Enstatita	55,51	0,14	3,33	0,78	5,45	0,00	0,00	34,13	0,77	0,16	0,00	100,26
Px-51	Enstatita	55,98	0,11	3,32	0,79	5,49	0,13	0,00	34,14	0,76	0,15	0,00	100,87
Px-52	Enstatita	54,44	0,19	3,22	0,60	6,84	0,13	0,00	32,82	0,76	0,10	0,00	99,09
Px-53	Enstatita	55,14	0,14	3,25	0,59	7,19	0,15	0,00	33,08	0,81	0,12	0,00	100,47
Px-54	Enstatita	55,12	0,15	3,20	0,57	6,90	0,14	0,00	32,88	0,81	0,00	0,00	99,78
Px-55	Enstatita	55,12	0,18	3,02	0,64	6,19	0,14	0,00	33,71	0,59	0,00	0,00	99,60
Px-56	Enstatita	55,01	0,23	3,15	0,68	6,34	0,14	0,00	33,58	0,67	0,10	0,00	99,90
Px-57	Enstatita	55,37	0,16	3,01	0,66	6,46	0,14	0,00	33,77	0,63	0,11	0,00	100,32
Px-58	Cr-augita	51,92	0,55	5,18	1,63	3,07	0,00	0,00	15,72	19,35	1,99	0,00	99,41
Px-59	Cr-augita	51,53	0,53	5,21	1,60	3,18	0,00	0,00	15,41	19,37	2,03	0,00	98,84
Px-60	Cr-augita	52,40	0,53	5,09	1,61	3,14	0,00	0,00	15,68	19,43	2,08	0,00	99,95
Px-61	Onfacita	50,99	1,20	6,24	0,00	11,19	0,16	0,00	10,40	16,28	3,44	0,00	99,88
Px-62	Onfacita	51,71	1,19	6,40	0,00	10,97	0,18	0,00	10,51	16,28	3,51	0,00	100,75
Px-63	Onfacita	51,56	1,16	6,26	0,00	11,05	0,19	0,00	10,45	16,26	3,57	0,00	100,51
Px-64	Onfacita	50,91	1,26	6,63	0,00	10,52	0,16	0,00	11,02	16,28	3,22	0,00	100,01
Px-65	Onfacita	51,45	1,19	6,58	0,00	10,41	0,14	0,00	11,12	16,24	3,17	0,00	100,32
Px-66	Onfacita	50,88	1,33	6,62	0,00	10,70	0,00	0,00	10,88	16,25	3,23	0,00	99,89
Px-67	Onfacita	50,71	1,26	6,47	0,00	10,80	0,00	0,00	10,42	16,51	3,44	0,00	99,62
Px-68	Onfacita	51,21	1,23	6,40	0,00	10,92	0,15	0,00	10,41	16,48	3,48	0,00	100,29
Px-69	Onfacita	50,72	1,26	6,33	0,00	10,96	0,15	0,00	10,44	16,38	3,52	0,00	99,76
Px-70	Augita	51,95	0,99	4,50	0,00	9,70	0,18	0,00	12,78	16,89	2,81	0,00	99,80
Px-71	Onfacita	51,09	1,01	4,56	0,00	9,70	0,16	0,00	12,44	16,92	2,96	0,00	98,85
Px-72	Onfacita	52,09	1,00	4,57	0,00	9,70	0,00	0,00	12,45	16,98	2,87	0,00	99,67
Px-73	Onfacita	52,17	1,11	5,50	0,00	11,24	0,00	0,00	10,38	16,34	3,70	0,00	100,44
Px-74	Onfacita	51,85	1,06	5,63	0,00	11,35	0,19	0,00	10,45	16,20	3,52	0,00	100,26
Px-75	Onfacita	52,16	1,02	5,63	0,00	11,32	0,00	0,00	10,62	16,06	3,55	0,00	100,37
Px-76	Onfacita	50,87	1,13	5,78	0,00	10,87	0,15	0,00	10,79	16,30	3,38	0,00	99,26
Px-77	Onfacita	51,25	1,14	5,70	0,00	10,96	0,18	0,00	10,72	16,25	3,39	0,00	99,58
Px-78	Onfacita	51,63	1,15	5,65	0,00	10,61	0,14	0,00	10,83	16,22	3,44	0,00	99,66
Px-79	Onfacita	51,31	1,21	6,08	0,00	10,30	0,18	0,00	11,44	16,19	3,31	0,00	100,02
Px-80	Onfacita	50,93	1,16	6,06	0,00	10,54	0,16	0,00	11,60	16,10	3,25	0,00	99,78
Px-81	Onfacita	51,60	1,22	6,00	0,00	10,32	0,15	0,00	11,47	16,01	3,30	0,00	100,08
Px-82	Onfacita	50,73	1,20	6,50	0,00	11,28	0,15	0,00	10,20	16,35	3,52	0,00	99,93

Análises		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	ZnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Px-83	Onfacita	50,80	1,26	6,52	0,00	11,14	0,16	0,00	10,11	16,40	3,49	0,00	99,87
Px-84	Onfacita	51,77	1,24	6,43	0,00	11,22	0,16	0,00	10,17	16,38	3,50	0,00	100,88
Px-85	Onfacita	50,19	1,27	6,48	0,00	11,62	0,17	0,00	9,38	16,56	3,75	0,00	99,43
Px-86	Onfacita	50,51	1,21	6,45	0,00	11,41	0,14	0,00	9,47	16,42	3,68	0,00	99,31
Px-87	Onfacita	51,20	1,16	6,45	0,00	11,77	0,15	0,00	9,63	16,42	3,83	0,00	100,61
Px-88	Onfacita	50,24	1,16	6,36	0,00	11,12	0,00	0,00	10,51	16,14	3,50	0,00	99,02
Px-89	Onfacita	51,23	1,20	6,36	0,00	11,15	0,18	0,00	10,41	16,12	3,47	0,00	100,13
Px-90	Onfacita	51,62	1,12	6,29	0,00	11,04	0,15	0,00	10,43	16,08	3,51	0,00	100,24

A partir dos valores calculados para os 30 grãos minerais (90 análises), os piroxênios foram classificados no gráfico Q x J de acordo com as premissas de Morimoto et al. (1988) (Figura 6.1).

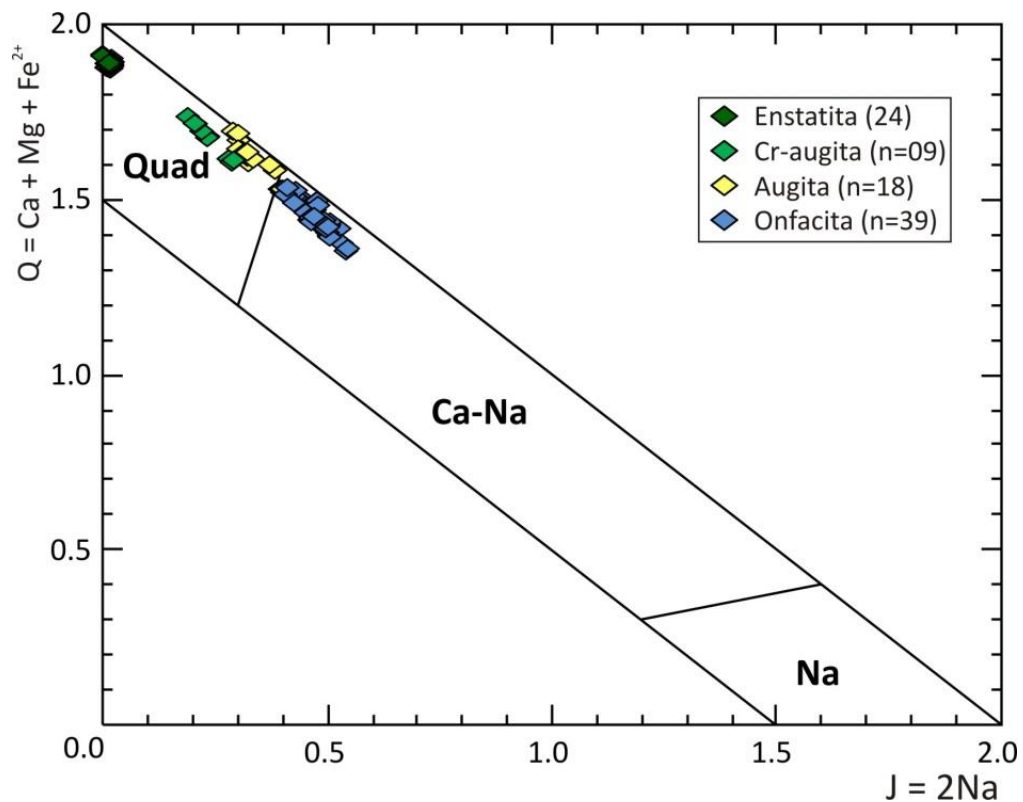


Figura 6.1 – Classificação Q x J, em átomos por unidade de fórmula (a.p.f.u), onde 51 análises (17 grãos) minerais são Quad e 39 análises (13 grãos) minerais são Ca-Na. Modificada de Morimoto et al. (1988).

É possível identificar com base nos elementos da Figura 6.1 que os piroxênios Quad (n=51) possuem a seguinte variação composicional:

- i. 24 análises (08 grãos) são enstatitas que possuem praticamente 0% de sódio;
- ii. 27 análises (09 grãos de augitas) possuem tendências e composições diferenciadas entre as Cr-augitas e augitas. As Cr-augitas possuem agrupamento distinto das augitas. As últimas definem tendência em direção ao limite com o campo Ca-Na. Alguns resultados ocorrem muito próximos ao limite composicional com o campo Ca-Na e são relacionados à solução sólida

onfacita-augita (Figura 6.2 e Figura 6.3; ver análises 25, 26, 27 e 70, 71, 72 na Tabela 6.2).

Os piroxênios do campo Ca-Na totalizam 39 análises (13 grãos de onfacitas) e formam agrupamento composicional desde muito próximo ao limite composicional com o campo Quad até amostras que são mais ricas em Na e pobres em Ca - Mg - Fe².

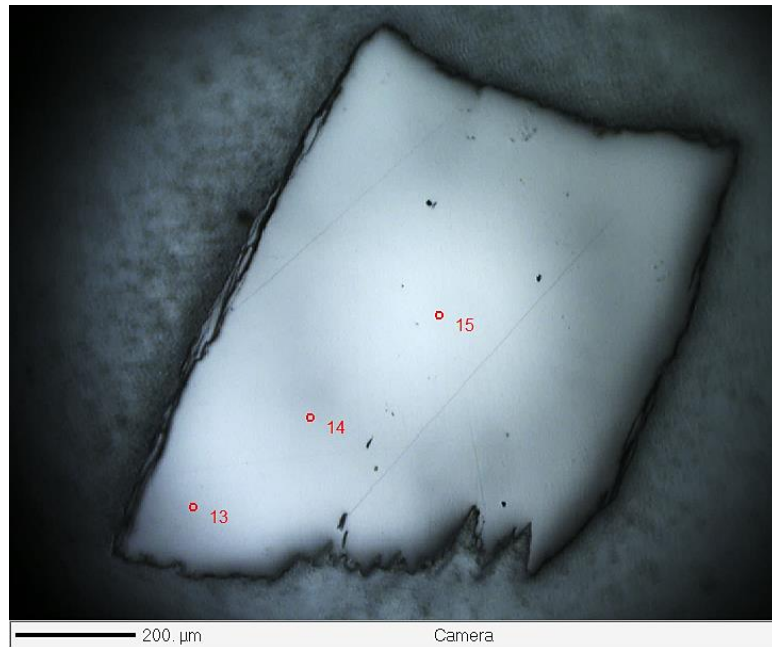


Figura 6.2 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida na microsonda do mineral separado como olivina no laboratório, mas possui composição de onfacita (ponto 15) e augita (pontos 13 e 14). Pontos 13, 14 e 15 correspondem às análises 25, 26 e 27 na Tabela 6.2.

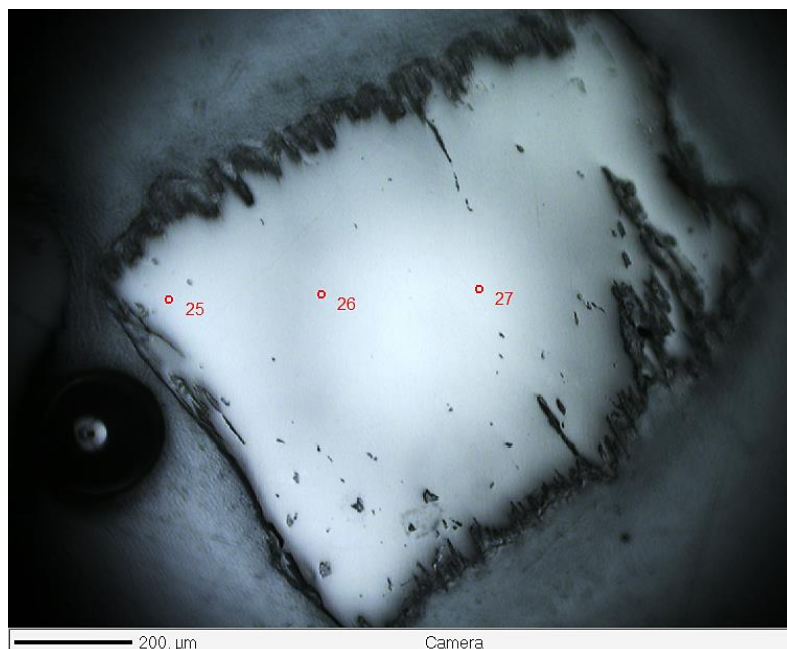


Figura 6.3 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida na microsonda do mineral separado como cpx no laboratório e que possui composição de onfacita (pontos 26 e 27) – augita (ponto 25). Pontos 25, 26, 27 correspondem às análises 70, 71, 72 na Tabela 6.2.

NOMENCLATURA ADOTADA PARA OS PIROXÊNIOS ANALISADOS

Para amplos intervalos de composição de uma dada espécie mineral, como no caso da augita, um ou mais modificadores são utilizados para especificar de forma mais clara a composição (e.g. augita subcálcica, augita rica em Fe). Os 30 grãos analisados foram classificados de acordo com nomenclatura e recomendações de Morimoto et al. (1988), o modificador cromo foi adicionado aos piroxênios que contém mais de 0,01 cátions de Cr por unidade de fórmula (aproximadamente 0,4% Cr), assim temos cromo augitas, augitas, onfacitas e enstatitas.

Para a classificação dos piroxênios do quadrilátero Ca-Mg-Fe (Quad) se seguiu Morimoto et al. (1988), que os definiu com base na simetria e quantidades atômicas relativas dos minerais de $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wo), $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En) e $\text{Fe}_{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs). As composições das 51 análises Quad foram normalizadas para $\text{Ca}+\text{Mg}+\Sigma\text{Fe}=100$, com $\Sigma\text{Fe}=\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn}^{2+}$, e dispostas no diagrama ternário (Wo x En x Fs) da Figura 6.4.

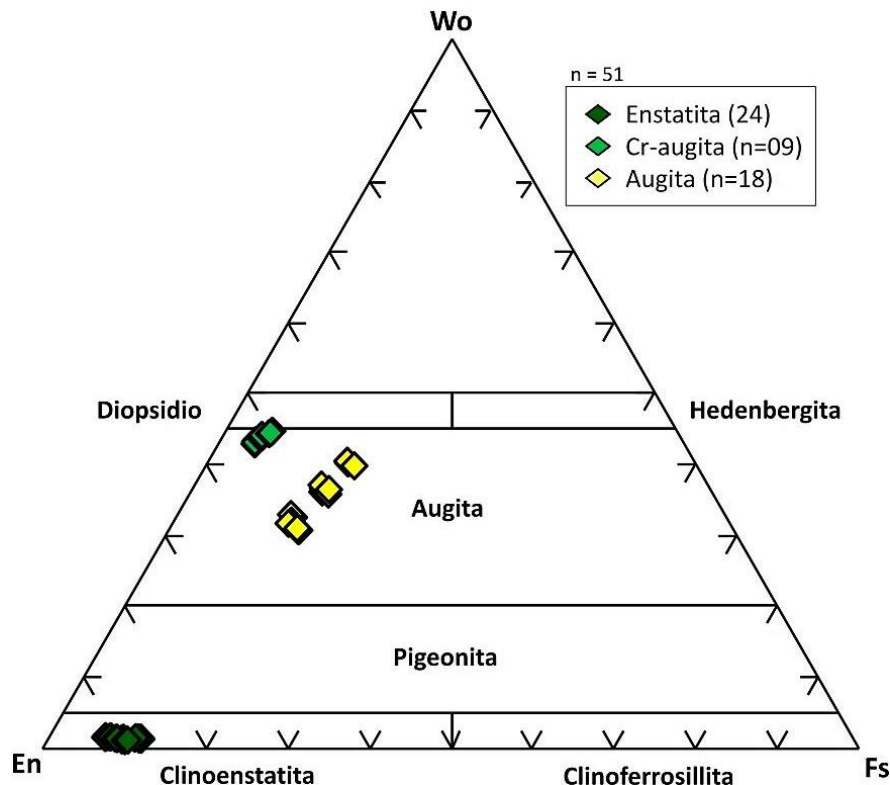


Figura 6.4 - As 51 análises/17 grãos (Quad) empregadas no diagrama ternário (Wo x En x Fs) de classificação dos termos Ca-Mg-Fe (a.p.f.u). Modelo de diagrama modificado de Morimoto et al. (1988).

Na Figura 6.4, as amostras ocorrem com pelo menos três agrupamentos composicionais e as seguintes observações foram feitas:

- i. O primeiro agrupamento é constituído por cromo augitas (>1,27% de Cr) que são limítrofes às composições do diopsídio (cromo-diopsídio);

- ii. O segundo agrupamento são augitas magnesianas e menos cálcicas que o primeiro agrupamento;
- iii. E o terceiro agrupamento corresponde às enstatitas.

Da mesma forma adotou-se Morimoto et al.(1988) para classificar os piroxênios Ca-Na (Grupo D na Tabela 5.3). Dentre os termos sódicos somente a jadeíta e a aegirina são empregados no diagrama de classificação para piroxênios sódicos e cálcico-sódicos (cf. Figura 6.5), visto que esses ocorrem comumente na Terra e formam amplas soluções sólidas com os piroxênios Quad, especialmente com a série diopsídio-hedenbergita e augita. Suas composições incluem mais de 90% do componente $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Jd) ou $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ (Ae). Jadeíta e aegirina são classificadas no diagrama Quad - Jd - Ae (cf. Figura 6.5) junto com os piroxênios cálcico-sódicos (aegirina-augita e onfacita), de forma que todos os componentes, Quad (Q = Wo+ En +Fs), Jd e Ae, são normalizados (a.p.f.u). As composições das 39 análises (13 grãos) Ca-Na foram normalizadas e dispostas no diagrama ternário (Q x Jd x Ae) na Figura 6.5.

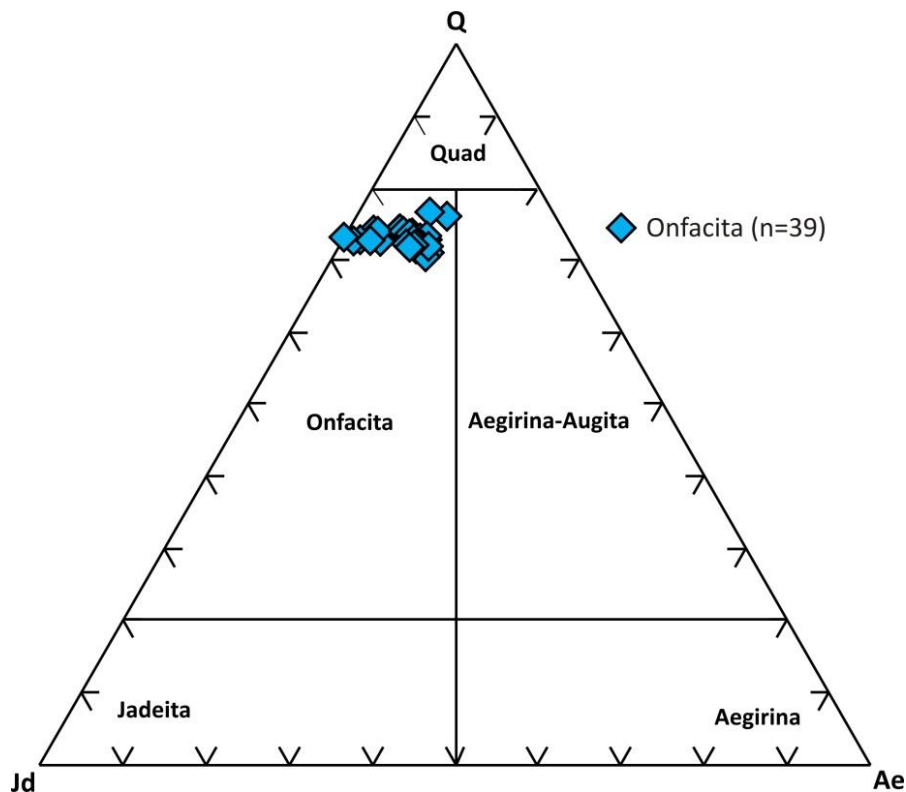


Figura 6.5 - Diagrama ternário de classificação para piroxênios Ca-Na e Na onde os 13 grãos minerais ou 39 análises do campo Ca-Na (cf. Figura 6.1) foram classificadas. Quad (Q = Wo + En + Fs), Jd e Ae normalizados (a.p.f.u). Modificada de Morimoto et al. (1988).

Todas as 39 análises Ca-Na posicionaram-se no campo composicional da onfacita e próximas ao campo Quad, ou seja, são ricas em Ca-Mg-Fe, em relação a membros sódicos (Jd e Ae), e mais ricas em Al (Jd - $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) em relação membro aegirina ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), onde predomina o Fe^{3+} .

As composições e/ou alocações dos íons são função das condições de P-T-X (pressão, temperatura e composição) do sistema durante a cristalização, e.g., as composições dos membros finais jadeíta (Na-Al) e cosmocloro (Na-Cr) tendem a ser favorecidos pela alta P e são típicos de cpx derivados do manto (QUIRT, 2004). De igual modo, as proporções de membros finais de cpx's ricos em Fe, tais como hedenbergita (Fe-Ca) e aegirina (Fe-Na), tendem a ser favorecidas por menores P ou condições crustais. Assim, a posição superior esquerda no campo das onfacitas, onde estão às amostras de cpx Ca-Na (*cf.* Figura 6.5) do Alfeu-I, pode indicar composições estáveis a maiores pressões para esses minerais.

NUMERO DE MAGNÉSIO

O número de magnésio, simbolizado por Mg#, corresponde à razão $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ em átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), e foi calculado para as 90 análises (conforme Tabela 6.3). A variação do Mg# entre as zonas de borda, zona intermediária e zona de núcleo dos cristais, é de no máximo 05% para todos os piroxênios e a moda é 02%.

Altos valores de Mg# (>0,88; SILVEIRA, 2006) indicam origem mantélica para os cpx. Dentre os cpx analisados, Tabela 6.3, nota-se que há uma população de Cr-augitas com alto Mg# (0,91 a 0,99) e uma população de onfacitas e augitas com valores mais baixos, Mg# entre 0,70 e 0,84, portanto, há pelo menos duas fontes distintas, uma mantélica e uma com características mais crustais de composições eclogíticas.

Tabela 6.3 – Número de magnésio ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$) para as 90 análises, nomes aceitos para os 30 grãos analisados e termo composicional. São 03 análises por grão.

Análises	Mg#	Termo	Minerais	Análises	Mg#	Termo	Minerais	Análises	Mg#	Termo	Minerais
Px-01	0,95	Quad	Cr-augita	Px-31	0,77	Quad	augita	Px-61	0,74	Ca-Na	onfacita
Px-02	0,96	Quad	Cr-augita	Px-32	0,77	Quad	augita	Px-62	0,73	Ca-Na	onfacita
Px-03	0,94	Quad	Cr-augita	Px-33	0,78	Quad	augita	Px-63	0,74	Ca-Na	onfacita
Px-04	0,91	Quad	Cr-augita	Px-34	0,95	Quad	enstatita	Px-64	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-05	0,93	Quad	Cr-augita	Px-35	0,96	Quad	enstatita	Px-65	0,74	Ca-Na	onfacita
Px-06	0,93	Quad	Cr-augita	Px-36	0,95	Quad	enstatita	Px-66	0,74	Ca-Na	onfacita
Px-07	0,76	Quad	augita	Px-37	0,96	Quad	enstatita	Px-67	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-08	0,75	Quad	augita	Px-38	0,96	Quad	enstatita	Px-68	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-09	0,74	Quad	augita	Px-39	0,96	Quad	enstatita	Px-69	0,76	Ca-Na	onfacita
Px-10	0,69	Ca-Na	onfacita	Px-40	0,91	Quad	enstatita	Px-70	0,81	Quad	augita
Px-11	0,71	Ca-Na	onfacita	Px-41	0,95	Quad	enstatita	Px-71	0,84	Ca-Na	onfacita
Px-12	0,71	Ca-Na	onfacita	Px-42	0,93	Quad	enstatita	Px-72	0,79	Ca-Na	onfacita

Análises	Mg#	Termo	Minerais	Análises	Mg#	Termo	Minerais	Análises	Mg#	Termo	Minerais
Px-13	0,79	Quad	augita	Px-43	0,92	Quad	enstatita	Px-73	0,73	Ca-Na	onfacita
Px-14	0,77	Quad	augita	Px-44	0,92	Quad	enstatita	Px-74	0,73	Ca-Na	onfacita
Px-15	0,77	Quad	augita	Px-45	0,91	Quad	enstatita	Px-75	0,72	Ca-Na	onfacita
Px-16	0,75	Ca-Na	onfacita	Px-46	0,96	Quad	enstatita	Px-76	0,76	Ca-Na	onfacita
Px-17	0,75	Ca-Na	onfacita	Px-47	0,95	Quad	enstatita	Px-77	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-18	0,73	Ca-Na	onfacita	Px-48	0,94	Quad	enstatita	Px-78	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-19	0,65	Ca-Na	onfacita	Px-49	0,94	Quad	enstatita	Px-79	0,78	Ca-Na	onfacita
Px-20	0,66	Ca-Na	onfacita	Px-50	0,94	Quad	enstatita	Px-80	0,79	Ca-Na	onfacita
Px-21	0,67	Ca-Na	onfacita	Px-51	0,93	Quad	enstatita	Px-81	0,76	Ca-Na	onfacita
Px-22	0,81	Quad	augita	Px-52	0,92	Quad	enstatita	Px-82	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-23	0,79	Quad	augita	Px-53	0,92	Quad	enstatita	Px-83	0,73	Ca-Na	onfacita
Px-24	0,79	Quad	augita	Px-54	0,90	Quad	enstatita	Px-84	0,71	Ca-Na	onfacita
Px-25	0,74	Quad	augita	Px-55	0,92	Quad	enstatita	Px-85	0,75	Ca-Na	onfacita
Px-26	0,74	Quad	augita	Px-56	0,93	Quad	enstatita	Px-86	0,73	Ca-Na	onfacita
Px-27	0,74	Ca-Na	onfacita	Px-57	0,93	Quad	enstatita	Px-87	0,74	Ca-Na	onfacita
Px-28	0,79	Quad	augita	Px-58	0,98	Quad	Cr-augita	Px-88	0,77	Ca-Na	onfacita
Px-29	0,79	Quad	augita	Px-59	0,99	Quad	Cr-augita	Px-89	0,73	Ca-Na	onfacita
Px-30	0,80	Quad	augita	Px-60	0,98	Quad	Cr-augita	Px-90	0,72	Ca-Na	onfacita

Gráficos binários com dados de química mineral são comumente usados para avaliar o grau de natureza kimberlítica de grãos de cpx, em particular os grãos peridotíticos. Os 22 grãos (13 onfacitas e 09 augitas) ou 66 análises de cpx foram dispostas na Figura 6.6, de Ramsay e Tompkins (1994), que permite indicar a composição das fontes matéricas e posição geotectônica do vulcanismo para clinopiroxênios:

- 09 análises (03 grãos) de Cr-augitas são indicadas como formadas em manto de espinélio lherzolito e de granada peridotito sob ambiente sem comportamento cratônico ('*off - craton*'). Possuem conteúdo de CaO entre 18,8% - 19,6%, de Cr₂O₃ entre 1,23% - 1,78%, Mg# entre 0,91 - 0,99 e formam agrupamento que dispõe-se no limiar do campo das augitas/diopsídios na Figura 6.4;
- 18 análises (06 grãos) de augita ocorrem no campo dos piroxênios derivados dos eclogitos, dos clinopiroxênios cognatos e megacristais de Ramsay e Tompkins (1994) ou do campo dos eclogitos, piroxenitos e megacristais de Silveira (2006). A maioria dos valores de Cr₂O₃ são ≤ 0,14% (moda = 0,1%), os valores de Al₂O₃ ocorrem em grande intervalo percentual entre 3,15% - 6,44% e moda entre 6,0% - 6,5%, conforme Figura 6.6. O Mg# varia entre 0,74 - 0,81;
- 39 análises (13 grãos) de onfacitas ocorrem também agrupadas no campo dos eclogitos, piroxenitos e megacristais de Silveira (2006). O Al₂O₃ ocorre entre 4,5% - 8,13%, o Na₂O entre 2,8% - 3,8% e o Mg# entre 0,65 - 0,84. Dois grãos (análises Px-25, 26 e 27; Px-70, 71 e 72) que ocorrem fora da moda em relação ao Al₂O₃(%), são diferenciados também por apresentarem solução sólida

onfacita - augita. Um deles possui valor abaixo da moda para o Al_2O_3 ($\approx 4,5\%$, análises Px-25, 26 e 27) e o outro valor acima ($\approx 8,0\%$, análises Px-70, 71 e 72). Um deles com o Mg# mais elevado (0,79 – 0,84), corresponde ao grão Com Al_2O_3 de $\approx 8,0\%$.

Se considerarmos os valores de Mg# $>0,88$, a partir do qual SILVEIRA (2006) indica os cpx que podem ser considerados como indicadores de kimberlitos ou rochas relacionadas, somente as Cr-augitas (03 grãos) no Alfeu-I possuem essa característica. Os 03 grãos, identificados como de origem peridotítica e como indicadores de kimberlitos (Mg# $>0,88$), ocorrem no campo fora do cráton (cf. Figura 6.6). A maioria dos Cr-diopsídios descritos na literatura como inclusões em diamantes, ocorrem no campo do granada peridotito, no interior do *cráton* (SILVEIRA, 2006). Dos 22 grãos de clinopiroxênio analisados no Alfeu-I, nenhum possui a composição Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 deste campo. Entretanto, QUIRT (2004) cita que diamantes tem sido recuperados em terrenos não cratônicos, onde modelos de alta pressão e relacionados a subducção para formação desses diamantes tem sido propostos (e.g., Barron et al., 2001). Dados de química mineral para os cpx de muitos agrupamentos de rochas de alta pressão incluem kimberlito, complexos ultramáficos eclogíticos e serpentinito (e.g., Sobolev et al., 1975; Llu et al., 1998; Tsujimori e Liou, 2004), esses exibem conteúdos muito elevados de Cr (até 12%) e Na (até 0,55 moles) (QUIRT, 2004).

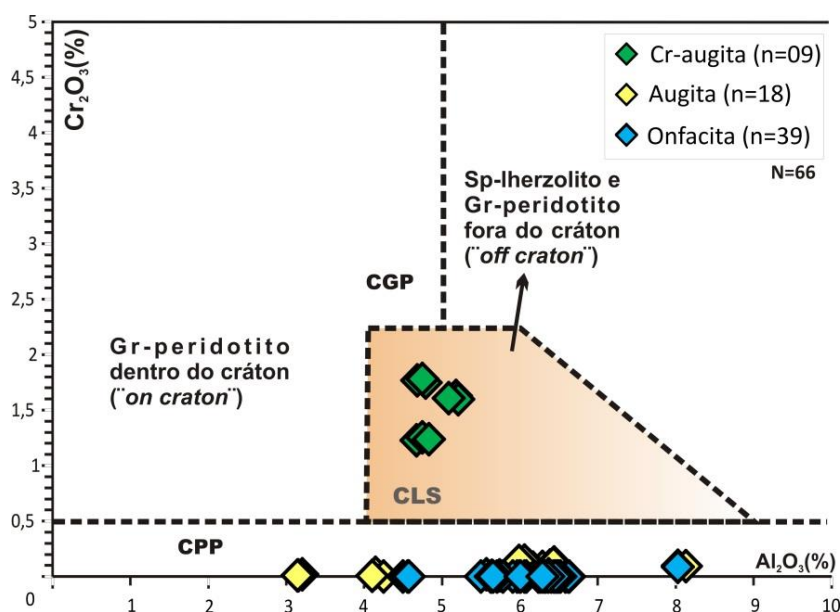


Figura 6.6 - Diagrama Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 para todos os cpx analisados. **CGP**: é o campo de cpx derivados de manto granada peridotito "*on-cráton*". **CLS**: clinopiroxênios derivados de espinélio Iherzolito e de granada peridotitos "*off-cráton*". **CPP**: clinopiroxênios derivados de eclogitos, piroxenitos e megacristais. (Gr=granada, Sp=espinélio). Modificada de Ramsay e Tompkins (1994) e Silveira (2006).

As variações na composição química dos clinopiroxênios ocorrem de um grão para outro e podem ser interpretadas como o reflexo das heterogeneidades da fonte dos magmas.

Os resultados dos cpx do Alfeu-I foram comparados aos das diatremas de Lages/SC, de Barabino et al. (2007), e aos campos composicionais empregados por esses autores na Figura 6.7. As análises das cromo augitas estão sobrepostas ao campo dos clinopiroxênios de Sp-, Sp+Grt e Grt- peridotitos de basaltos alcalinos (03 grãos) e sobre e ou limítrofe ao Campo Premier kimberlites (Cráton Kaapvaal, África do Sul) (01 grão). Já as populações dos grãos de cpx augita e onfacita são classificadas no campo que pertence aos eclogitos e aos megacristais pobres em cromo.

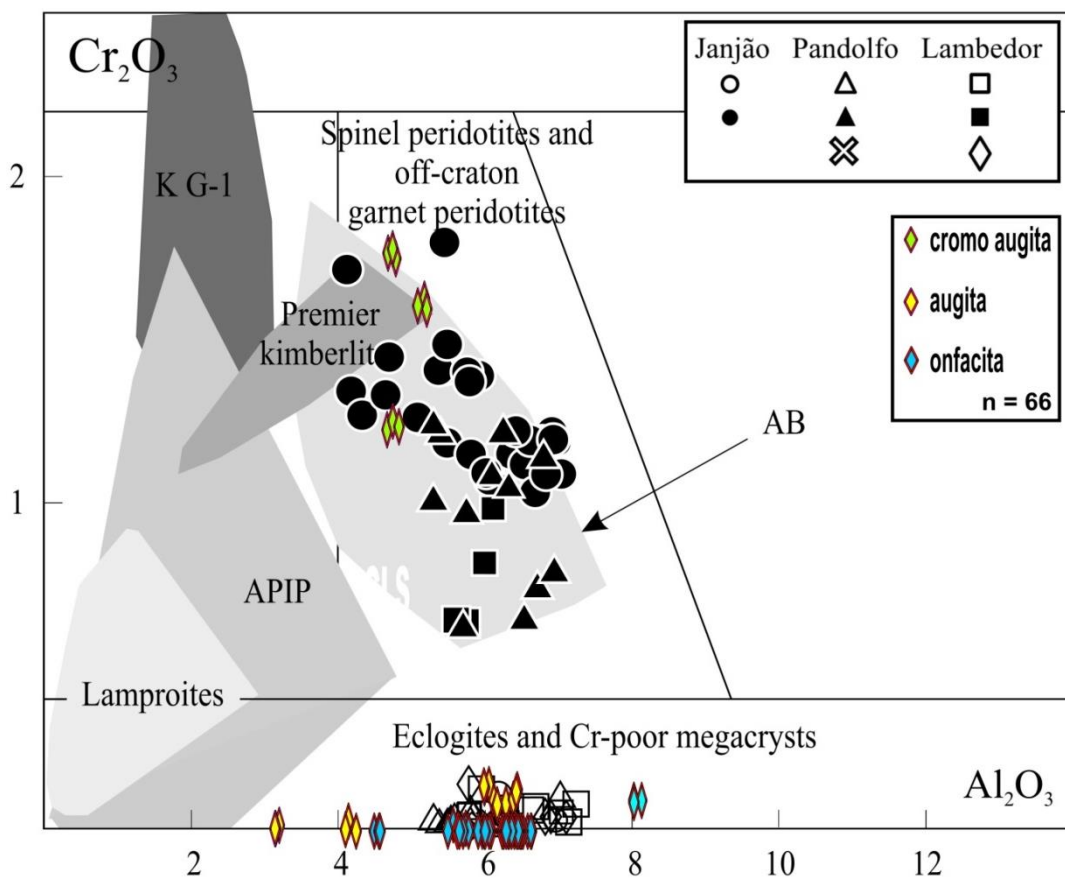


Figura 6.7 - Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 para os cpx do Alfeu-I comparados aos cpx das diatremas Janjão, Pandolfo e Lamberdor. **Campo Premier kimberlites (Cráton Kaapvaal, África do Sul)** = cpx de xenólitos espinélio peridotitos; **AB** = cpx de Sp-, Sp+Grt e Grt- peridotitos de basaltos alcalinos; **APiP** = nódulos peridotíticos de pipes do Alto Paranaíba; **Lamproitos** = de Mitchell e Bergman (1991); **K G-I** = cpx de kimberlitos do Grupo I da Província kimberlítica de Gibeon (Namíbia). Modificada de Barabino et al. (2007).

O gráfico Ti x Al (a.p.f.u) da Figura 6.8 distingue diferentes fontes para os cpx, baseado em dados químicos de algumas regiões. Nesse, para os cpx do Alfeu-I, observa-se uma forte assinatura associada às lavas da Província Romana e uma menor proporção de grãos relacionados aos minetes, esses dois campos de rochas da Figura 6.8 correspondem ao grupo dos Lamprófiros Calcialcalinos de Rock (1991) e

são associadas à série shoshonítica. Essa correlação deve-se aos altos de conteúdos de Al, que por sua vez refletem uma maior alcalinidade das fontes (peridotítica e eclogítica) do Alfeu-I.

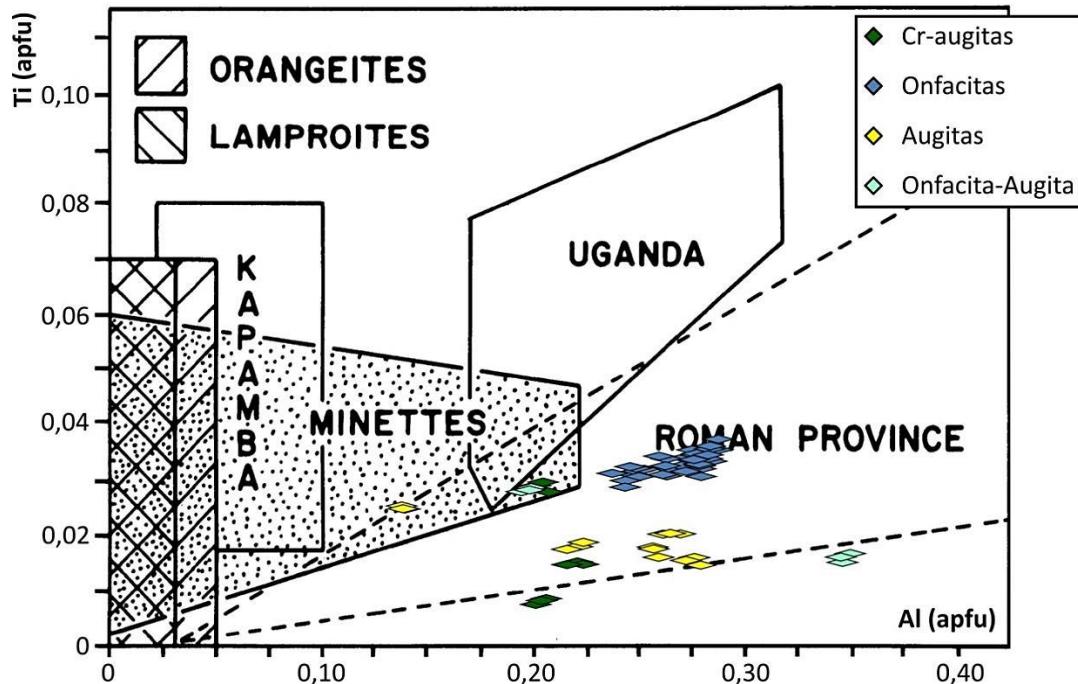


Figura 6.8 — Campos composicionais do Al x Ti para os cpx do Alfeu-I comparados aos campos de cpx de kimberlitos do Grupo II (orangeitos), de diversos lamproitos, de Kapamba lamproitos, de lavas da Província Romana e de kamafugitos de Uganda. Figura modificada de Mitchell (1995).

A avaliação dos dados de xenocristais e xenólitos de kimberlitos projetados em diagrama binário com valores de $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ (a.p.f.u) vs. Na_2O (% em peso) pode vir a ser uma forma muito útil de filtragem adicional de Cr-diopsídios de fontes não kimberlíticas (CRABTREE et al. 2003). Como os cpx peridotíticos derivados do manto são um pouco subcálcicos e relativamente ricos em Cr e os cpx eclogíticos (particularmente os de inclusões em diamantes) são distintamente sódicos, gráficos de CaO versus Cr_2O_3 e de Na_2O versus $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ (cf. Figura 6.9 e Figura 6.10) são empregados para definir estes campos (QUIRT, 2004).

Na Figura 6.9, apenas as Cr-augitas possuem composições compatíveis com as de cpx de inclusões em diamantes, do campo proposto por Fipke et al. (1989).

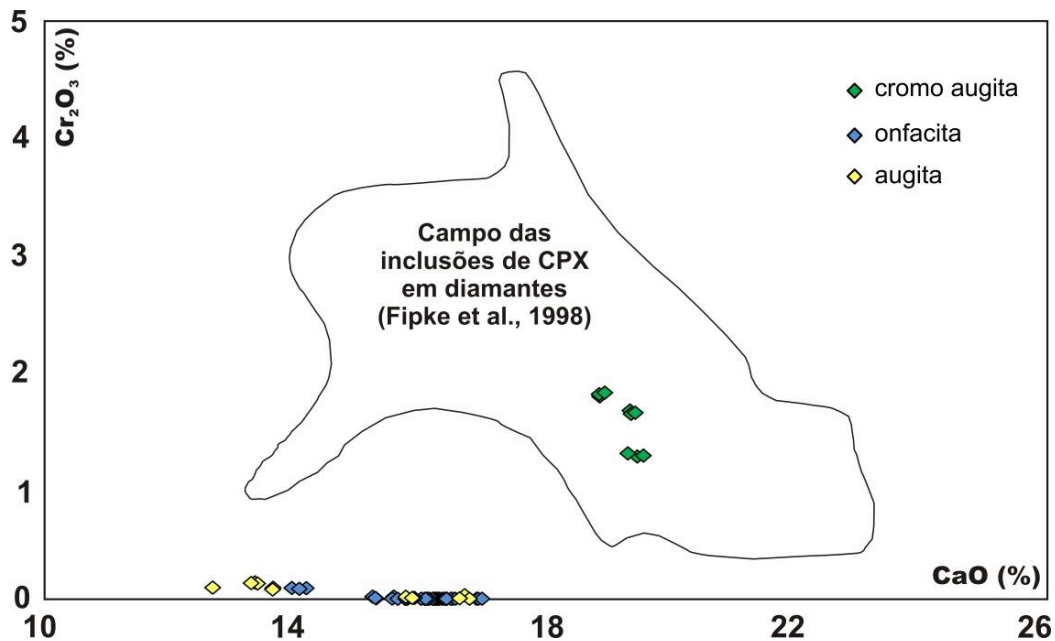


Figura 6.9 - Dados químicos CaO versus Cr₂O₃ para os cpx do Alfeu-I. Figura modificada de QUIRT (2004).

Para o limite do polígono que isola a população de cpx com composições comuns aos kimberlitos, destacado na Figura 6.10, ocorrem Cr-augitas, augitas e onfacitas do Alfeu-I. É importante destacar que este campo é preliminar e pode estar sujeito à modificação à medida que dados adicionais se tornem disponíveis (CRABTREE et al. 2003).

Crabtree et al. (2003) descreveu que uma das características interessantes deste diagrama é que tanto os efeitos da pressão quanto da temperatura podem desempenhar um papel na distribuição da tendência observada. As implicações da temperatura dependerão em grande parte de uma série de pressupostos fundamentais, tais como a necessidade do clinopiroxênio coexistir com o ortopiroxênio, a fim de observar a reação de troca entre Ca e Mg entre essas duas fases. O controle dos cpx que coexistem com o opx dentre os grãos analisados, não temos no Alfeu-I, haja vista que a interpretação foi feita a partir dos resultados da química dos minerais concentrados a partir de rocha alterada e fixados em seções polidas. Entretanto, segundo Crabtree et al. (2003), o aumento da temperatura (a uma pressão constante) deve produzir uma tendência neste diagrama que prossegue da direita para a esquerda com o aumento do Mg e diminuição do Ca, de forma que se assume que o clinopiroxênio está em equilíbrio com ortopiroxênio. Os grãos de Cr-augitas e augitas do Alfeu-I indicam as mais altas temperaturas nessa tendência descrita e a partir do gráfico da Figura 6.10 podemos inferir ao menos três populações com temperaturas de equilíbrio diferentes:

- i. Uma eclogítica, onfacitas mais augitas;
- ii. Outra peridotítica associada a Cr-augita;

- iii. Ainda fica caracterizada uma população de augitas de mais alto Mg que também podem ser peridotíticas.

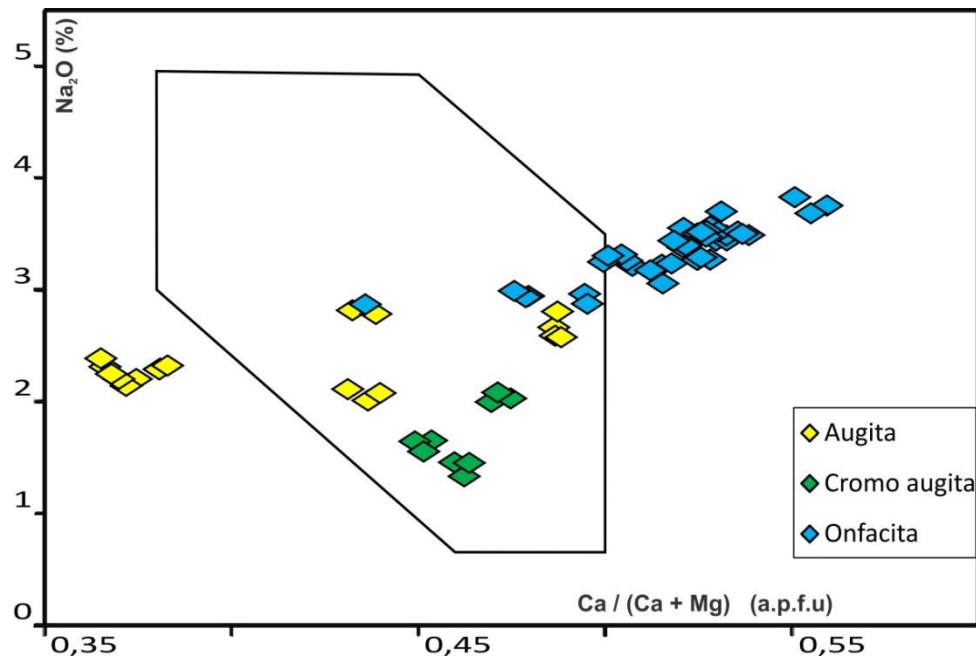


Figura 6.10 - Dados químicos de Na_2O versus $\text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg})$ dos cpx comparados ao campo de composições de cpx (Cr-diopsídio) de xenólitos e xenocristais kimberlíticos, segundo Cabtree et al., 2003. Figura modificada de CRABTREE et al. (2003).

O papel da pressão sobre a entrada de sódio na estrutura do diopsídio foi examinado para sistemas simplificados lherzolíticos (WALTER; PRESNALL, 1994) e o estudo demonstrou que com o aumento da pressão, a solubilidade do jadeíta na estrutura do clinopiroxênio também aumenta. O aumento da pressão, portanto, é observado como uma tendência que se origina de baixo para cima neste diagrama (aumento da concentração de Na_2O) (CRABTREE et al. 2003). Os grãos de onfacitas do Alfeu-I marcam as composições de altas pressões dessa tendência descrita (Figura 6.10).

É importante salientar que provavelmente tenhamos no Alfeu-I ao menos duas paragêneses distintas que não estão em equilíbrio: uma eclogítica (augita mais onfacita); e outra peridotítica associada a Cr-augita. Ainda fica caracterizada uma população augitas de mais alto Mg que podem ser peridotíticas também. Assim seria recomendável analisar os dados de evolução de pressão e temperatura em separado. Nesse caso, poderíamos ter em relação ao eclogito uma paragênese inicial com onfacita que passa para augita (Figura 6.2 e Figura 6.3) por solução sólida (ocorrem dois grãos com essa variação interna) devido à diminuição de pressão, entretanto essa se opõe ao aumento de temperatura marcada pelo aumento do Mg. Já a população de 03 grãos de Cr-augitas peridotíticas é muito restrita para avaliar qualquer evolução de P-T.

Quirt (2004) construiu diagramas ternários para demonstrar e consolidar a utilidade dos cpx como minerais discriminadores de fontes associadas aos kimberlitos. Proporções atômicas, dos cátions Fe x Cr x Na e Fe x Cr x Ca, foram distribuídas em diagrama conforme Figura 6.12. Essas distribuições demonstram o controle da composição dos membros finais jadeíta-cosmoclóro (Na-Cr-Al) sobre cpx kimberlítico derivados do manto em relação aos grãos crustais mais ricos em Fe derivados de tilitos glaciais do escudo canadense. Esta série de gráficos demonstra que existem tendências discordantes entre Fe-Cr e Fe-Na que podem ser empregados para discriminar entre os grãos “derivados do manto mais profundo” e grãos “mais crustais” (QUIRT, 2004). Assim, o autor montou gráficos de quatro dimensões (tetraedros) para uma melhor visualização das tendências de composição acima, por exemplo, Cr-Na-Ca-Fe e Cr-Na-Ca-Al. Estes dados podem ser representados espacialmente em bipirâmide trigonal com base ternária Cr-Na-Ca e Fe e Al nos ápices (Figura 6.11). Este par de espaços de dados tetraédricos é mais bem ilustrado em gráfico estilo *Piper* ternário (QUIRT, 2004).

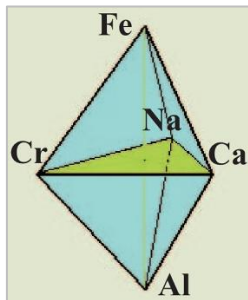


Figura 6.11 - Imagem tridimensional que ilustra dois tetraedros de dados Cr-Fe-Na-Ca e Cr-Na-Ca-Al no espaço. Obtida de QUIRT (2004).

Verifica-se Figura 6.12 (A e B) que os grãos de Cr-augita ocorrem nos campos kimberlíticos dos dois gráficos, entretanto há uma divergência quanto aos campos dos grãos de onfacita, que possuem características similares as crustais. Na Figura 6.12 (A) ocorrem em ambos os campos (cpx kimberlítico e cpx 'crustal'), já na Figura 6.12 (B) ocorrem somente no campo de cpx 'crustal'. Essa discrepância, provavelmente, se deve ao alto sódio das onfacitas do Alfeu-I, que marca as altas pressões dos grãos eclogíticos e desloca os grãos para o lado vértice do Na, pois compete com o Fe^{2+} nas posições M2 na estrutura dos cpx.

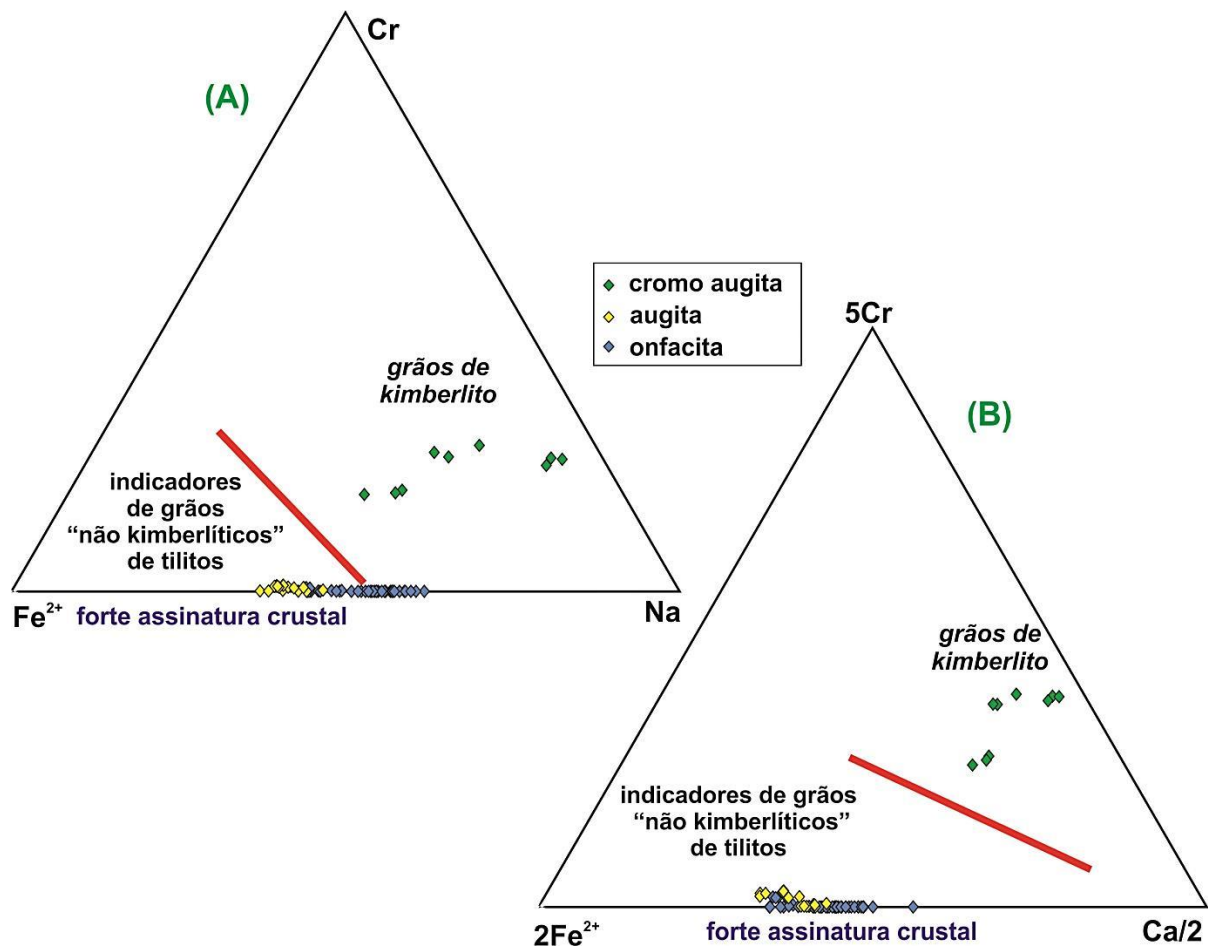


Figura 6.12 – Gráficos ternários de distribuição de cátions com linhas separadoras empíricas entre cpx kimberlíticos e cpx 'crustais'. Modificados de QUIRT (2004).

Para consolidar a classificação dos cpx como discriminadores de fontes associadas aos kimberlitos, QUIRT (2004), desenvolveu também outros diagramas que demonstram a separação entre os campos peridotíticos, para cpx derivados do manto e associados aos kimberlitos, e os cpx predominantemente crustais, encontrados em tilitos do escudo canadense e eclogíticos. Os cpx peridotíticos exibem tendências a maiores conteúdos de Cr e Na e menores teores de Fe e Ca. Os grãos eclogíticos-DI (DI = inclusos em diamante) ocorrem em agrupamentos distintos e compactos (maior Na, menor Ca e muito baixo Cr), realçados por elipse vermelha na Figura 6.13, e mostram diferenças distintas em relação à composição dos grãos eclogíticos não-DI, que exibem características químicas similares àsquelas dos cpx crustais (maior Fe, Ca, menor Cr, Na). Na Figura 6.13 (A e B), mais uma vez fica clara a presença de ao menos duas fontes de cpx no Alfeu-I: (i) peridotítica; (ii) eclogítica. Também podemos relacionar os grãos eclogíticos do Alfeu-I aos eclogíticos-DI, localizados exatamente no campo da elipse vermelha.

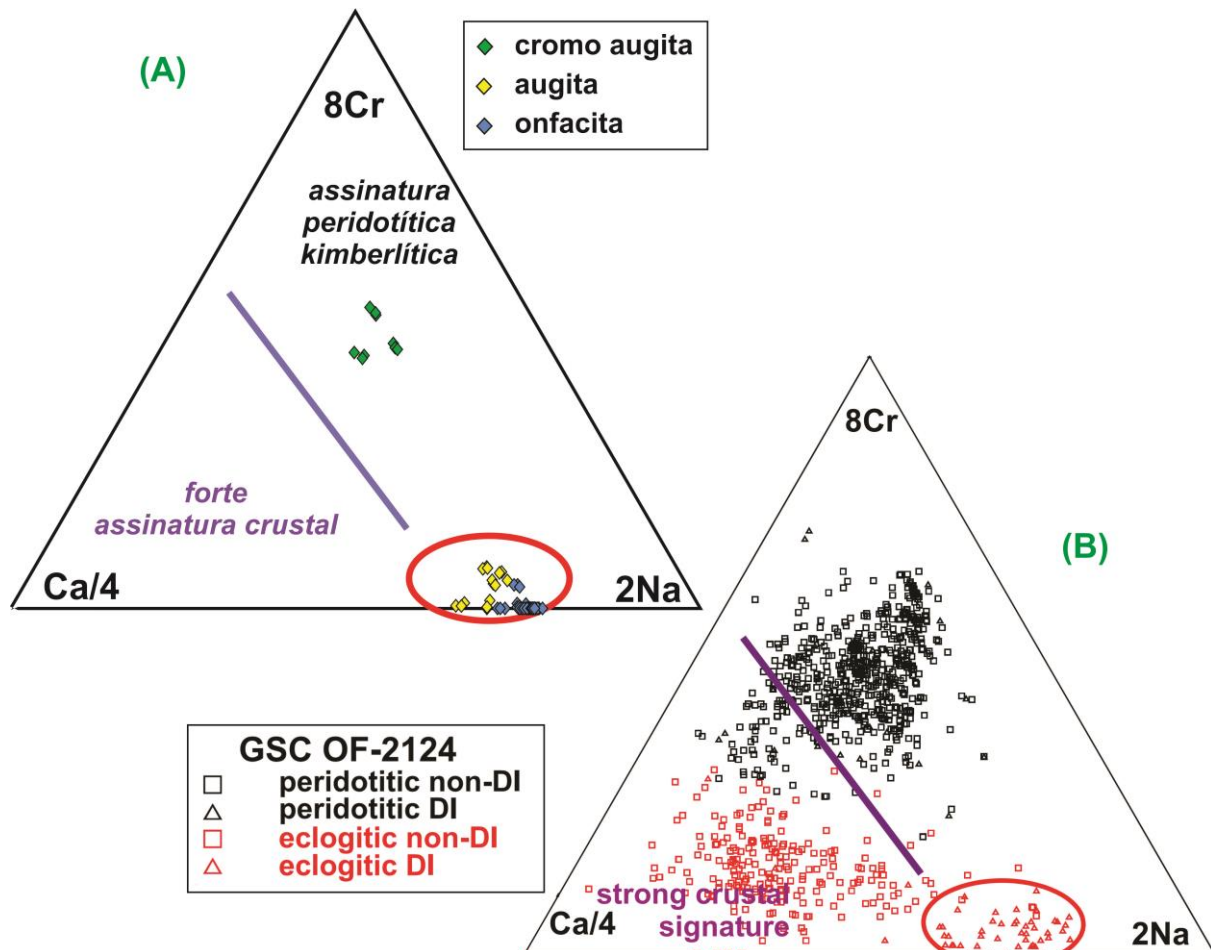


Figura 6.13 – Gráfico ternário que ilustra os campos com forte assinatura crustal e com assinatura mantélica peridotítica/kimberlítica. (A) Dados do Alfeu-I; (B) Dados de Fipke et al., (1989). Modificada de Quirt (2004).

ORTOPIROXÊNIOS (OPX)

Foram calculadas as fórmulas para 24 análises ou 08 grãos de opx que confirmaram a composição da enstatita (Tabela 6.2, Figura 6.1 e Figura 6.4).

Ramsay e Tompkins (1994) elaboraram gráfico com campos de classificação que indicam associações de rochas fonte (peridotitos, piroxenitos e eclogitos) a partir dos dados de química mineral dos ortopiroxênios com paragêneses conhecidas (Figura 6.14). As 24 análises de enstatitas do Alfeu-I foram classificadas de acordo com os parâmetros desse gráfico (Tabela 6.4), assim foi possível associá-las as seguintes composições: vinte análises indicam ortopiroxênios de origem espinélio lherzolito (OSP) e 04 análises ocorrem no campo dos ortopiroxênios de xenólitos eclogíticos/piroxeníticos (OEC). Os ortopiroxênios OEC possuem os menores valores de Mg#, entre 0,90 e 0,92, já os OSP possuem Mg# entre 0,91 e 0,96. É importante notar que a análise Px-40 ocorre desagrupada da tendência geral (Figura 6.14), devido ao maior e isolado valor de Al₂O₃ (4,42%, Tabela 6.2,) dentre todos opx analisados. Entretanto, possui razão MgO/MgO+FeO quase igual a suas análises complementares

(Px-41 e Px-42) no mesmo grão. Nesse ponto analisado (Px-40) também ocorrem os maiores valores de TiO_2 (0,42%) e de K_2O (0,08%), dentre todos os opx, e o mesmo grão, possui os três menores valores de Cr_2O_3 (0,36 a 0,41%) (Px-40, Px-41 e Px-42) dentre todos os opx. O alto Al_2O_3 e TiO_2 , na análise Px-40, podem indicar altas pressões, juntamente com uma possível alocação de K_2O .

Tabela 6.4 – Parâmetros (%) empregados na Figura 6.14 para as 24 análises (8 grãos) e o campo com sigla da rocha fonte.

Análises	$100^*(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$	$100^*(\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}))$	Fonte	Análise	$100^*(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$	$100^*(\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}))$	Fonte
Px-34	6,219413093	88,4	OSP	Px-46	6,139549	87,45521	OSP
Px-35	6,072157685	88,48	OSP	Px-47	5,946135	87,19678	OSP
Px-36	6,228605582	88,27	OSP	Px-48	5,859287	87,32521	OSP
Px-37	5,767285601	88,54	OSP	Px-49	6,062992	86,23261	OSP
Px-38	5,847025087	88,56	OSP	Px-50	6,00089	86,222	OSP
Px-39	5,83026493	88,56	OSP	Px-51	5,925447	86,14914	OSP
Px-40	7,965478721	84,95	OSP	Px-52	5,913731	82,763	OSP
Px-41	6,304546284	85,08	OSP	Px-53	5,894974	82,13897	OEC
Px-42	6,193137627	85,28	OSP	Px-54	5,796899	82,6614	OSP
Px-43	6,351139404	81,36	OEC	Px-55	5,483913	84,47531	OSP
Px-44	6,281493879	81,86	OEC	Px-56	5,73382	84,11562	OSP
Px-45	6,53837622	81,5	OEC	Px-57	5,439019	83,93533	OSP

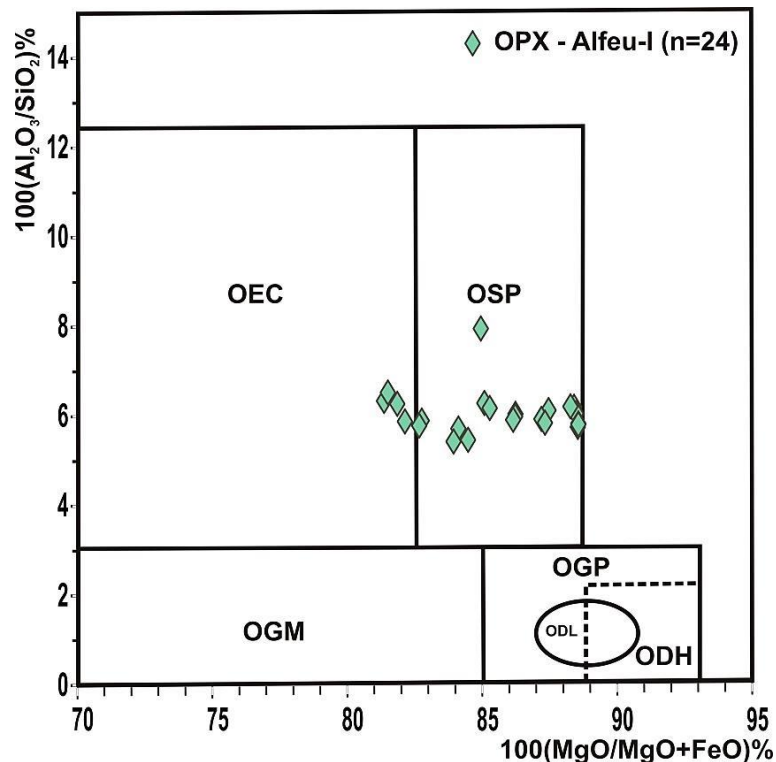


Figura 6.14 – Diagrama $100(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)\%$ v.s. $100(\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO})\%$ que discrimina campos de diferentes composições de rocha fonte para química de ortopiroxênios: **ODH** – opx de harzburgitos diamantíferos; **ODL** – opx de lherzolitos diamantíferos; **OEC** – opx de xenólitos eclogíticos/piroxeníticos; **OGP** – opx de granada peridotitos de localidades cratônicas; **OGM** – opx de granada peridotitos e megacristais de localidades cratônicas; **OSP** – opx de espinélio lherzolitos. Modificada de Ramsay e Tompkins (1994).

No diagrama de CaO vs Cr₂O₃ (Figura 6.15) as composições dos opx do Alfeu-I são comparadas com as de espinélios lherzolitos anidros não metassomatizados e granada lherzolitos, este último subdividido em ambiente cratônico (de idade Arqueana) e não cratônico. As amostras do Alfeu-I ocorrem em três agrupamentos na Figura 6.15:

- i. Um grão/três análises Px-40, Px-41 e Px-42, ocorrem na área de sobreposição entre os campos dos sp-lherzolitos (com 8% - 17% de cpx) e o dos gt-lherzolitos cratônicos. A análise Px-40 é a de maior valor de Al₂O₃, que foi associado a altas pressões. Existe correlação negativa entre o Al₂O₃ e o Cr₂O₃, que nesse grão lherzólítico reflete a substituição do Al³⁺ por Cr³⁺ na posição do cátion M1, por isso as três análises são mais pobres em cromo. Todas as três análises também ocorrem no campo dos ortopiroxênios de espinélio lherzolitos na Figura 6.14 de Ramsay e Tompkins (1994);
- ii. Um grão/três análises (Px-52, Px-53, Px-54) ocorrem em posição intermediária no interior do campo dos sp-lherzolitos (com 8% - 17% de cpx). Já na Figura 6.14, duas (Px-52, Px-54) dessas 03 análises também ocorrem no campo dos ortopiroxênios de espinélio lherzolitos e uma (Px-53) ocorre no campo ortopiroxênios de xenólitos eclogíticos/piroxeníticos;
- iii. O restante forma um agrupamento linear crescente que inicia no campo dos sp-lherzolitos (com 8% - 17% de cpx) passa por campo não definido e termina no campo dos gt-lherzolitos não cratônicos;

Todas essas transições verificadas na Figura 6.15 para os opx do Alfeu-I estão principalmente relacionadas às concentrações de Cr₂O₃ (%).

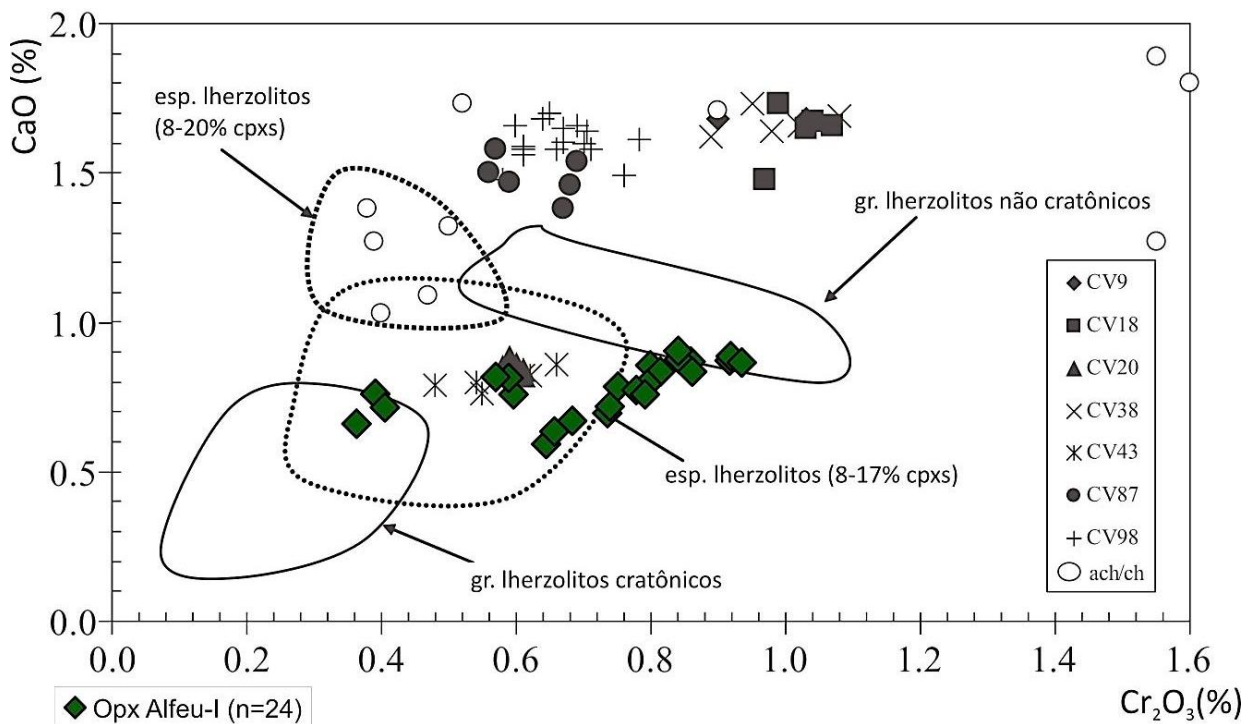


Figura 6.15 – Diagrama CaO (%) v.s. Cr₂O₃(%) para opx, onde estão plotadas amostras de opx de lherzolitos do Alfeu-I e de Cabo Verde. O campo sp-lherzolitos férteis com 17% - 20% de cpx é baseado nos dados da província vulcânica de Veneto (BECCALUVA et al., 2001a) e São Carlos (GALER ; O'NIONS, 1989). O campo de sp-lherzolitos férteis com 8% - 17% de cpx da Antártida (COLTORTI et al., 2004), Escócia (PRAEGEL, 1981; UPTON et al., 1999), SE da Austrália (YAXLEY et al., 1998), Eifel (STOSCH & SECK, 1980), Sardenia (BECCALUVA et al., 2001b), Ilhas Canárias (WULFF-PEDERSEN et al., 1996) e Hawaii (SEN et al., 1993). O campo de gt-lherzolitos cratônicos, com 5%–8% de cpx, é baseado nos dados de *Somerset Island* (kimberlitos do Canadá) (SCHMIDBERGER & FRANCIS, 1999), Cráton Siberiano (O'REILLY & GRIFFIN, 1996) e Cráton Kaapvaal (BONADIMAN et al., 1999; SALTZER et al., 2000). O campo do gt-lherzolito não cratônico, com cpx >8%, é baseado em dados de maciços básico ultrabásico da província alcalina Vitim (GLASER et al., 1999; IONOV, 2004), China (XU et al., 2000), Patagônia (KEMPTON et al., 1999) e Rússia (MALKOVETS et al., 2003). Grãos de enstatita em acondritos e condritos (ach/ch) são de Mittlefehldt et al. (1996) e McCoy et al. (1997). Figura modificada de Bonadiman et al. (2005).

A partir de dados composicionais da bibliografia mundial, Gibson et al. (2008) delimitaram os campos composicionais (%Al₂O₃x%CaO) da Figura 6.16 para opx, também estão distribuídas nessa figura as análises de fases minerais de uma suíte de 16 xenólitos granada peridotito extraídos há 118 Ma por um kimberlito do Grupo II, localizado no *cluster* de *Finsch*, no terreno ocidental do Cráton Kaapvaal (África do Sul). Esses xenólitos foram extraídos do manto um pouco antes de um grande evento metassomático que causou enriquecimento generalizado do manto litosférico do Cráton Kaapvaal e destacam-se conteúdos muito baixos de Al₂O₃ dos opx presentes em inclusões de diamantes e em harzburgitos do kimberlito de *Finsch*. As amostras do Alfeu-I distribuíram-se nesse diagrama associadas:

- i. Ao campo de uma fonte litosférica continental proterozoica a fanerozoica de composições granada (Gt) e espinélio (Sp) lherzolitos;
- ii. A uma área de transição não definida;
- iii. Ao campo espinélio harzburgito;

- iv. E uma análise com alto Al_2O_3 (Px-40) ocorre na área de sobreposição entre o campo de fonte litosférica continental proterozoica a fanerozoica e o campo Sp-harzburgito e lherzolitos abissal (litosfera oceânica).

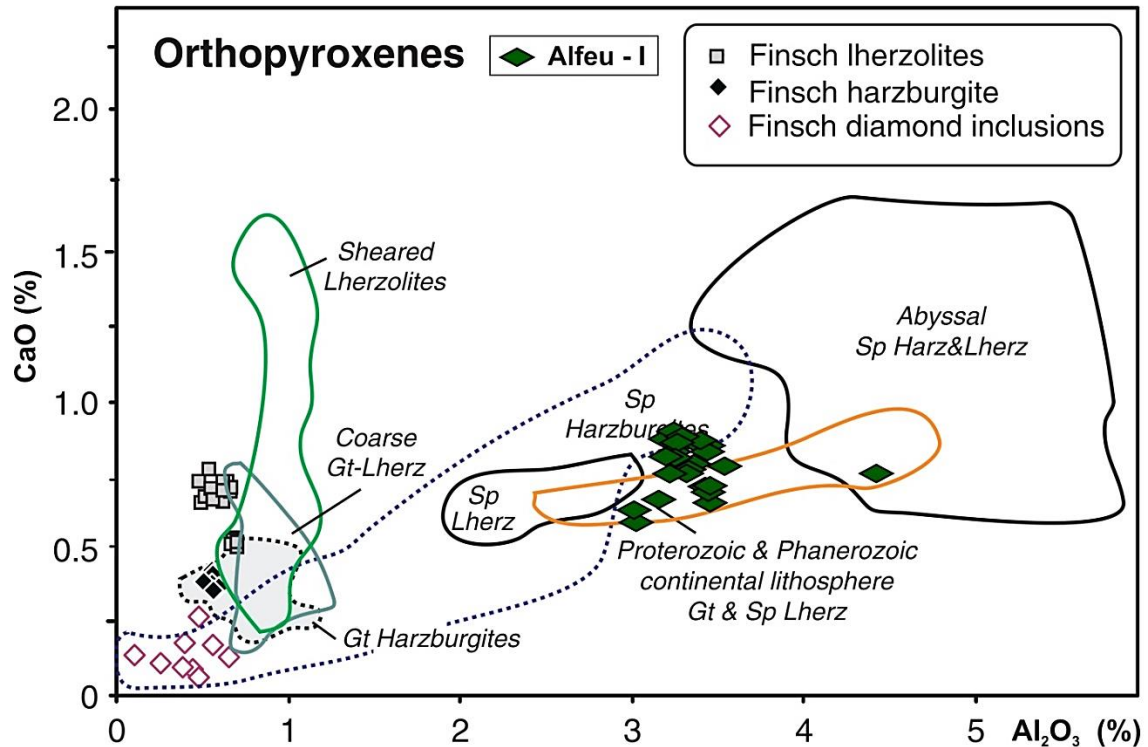


Figura 6.16 – Variação de Al_2O_3 e CaO em ortopiroxênios de xenólitos mantélicos mundiais e de peridotitos abissais (litosfera oceânica). As fontes de dados para os campos composicionais são de: Gibson et al. (2008); Hervig et al. (1980); Cox et al. (1987); Boyd et al. (1993); Ionov et al. (1993); Bernstein et al. (1998, 2006); Brunelli et al. (2006); Simon et al. (2007). Figura modificada de Gibson et al. (2008). (n=24.).

6.1.2 MICAS

A química das micas de rochas alcalinas com frequência é empregada para discriminar entre os diferentes tipos de rochas dessa associação e seus respectivos ambientes tectônicos (e.g., MITCHELL e BERGMAN, 1991; MITCHELL 1995b). Nesse contexto, uma motivação singular para o estudo da flogopita é seu uso na sistemática de química mineral para rochas ultrapotássicas, especialmente com vista a identificar kimberlitos e lamproítos (BROD *et al.* 2001). As micas podem abranger uma ampla gama de composição e em grande parte se sobrepõem aos campos de micas de vários tipos de rochas alcalinas ultrapotássicas, especialmente em relação ao conteúdo de Ti e Al, assim o uso da composição e evolução da flogopita para discriminar diferentes tipos de rochas alcalinas deve ser feita com cautela (BROD *et al.* 2001).

Na Tabela 6.5 são apresentados os resultados de 15 análises de mica na microsonda eletrônica, essas correspondem a 05 grãos coletados a partir de concentrados de bateia da rocha alterada do Alfeu-I. Como a água e os halogênios não foram determinados na análise de microsonda, o procedimento recomendado e

adotado nesse trabalho para calcular a fórmula dos minerais, conforme Rieder *et al.* (1998), é assumir um grupo idealizado de ânion, assim a fórmula foi baseada em 22 oxigênios.

Tabela 6.5 – Resultados das análises das micas do Alfeu-I. *Os valores de H₂O foram obtidos a partir de cálculos estequiométricos que utilizam os valores F, Cl e 22 oxigênios, de acordo com Rieder *et al.* (1998).

An.(%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O*	Total
01	36,28	7,26	13,36	16,57	0,44	0,05	10,53	0,01	0,85	9,56	0,02	3,92	98,83
02	35,83	7,36	12,53	15,27	0,00	0,06	9,00	0,04	0,82	9,03	0,01	3,75	93,70
03	37,36	7,57	13,35	16,65	0,00	0,10	10,21	0,02	0,60	9,21	0,00	3,96	99,03
04	35,53	7,62	13,42	15,86	1,03	0,10	10,64	0,00	0,90	9,71	0,02	3,91	98,73
05	35,85	7,63	12,79	14,90	0,04	0,07	9,51	0,02	1,76	9,15	0,01	3,82	95,55
06	36,56	7,85	13,81	15,94	0,18	0,08	10,75	0,00	0,57	9,73	0,01	3,97	99,45
07	38,21	8,05	13,72	15,39	0,00	0,06	10,73	0,02	0,67	9,62	0,00	4,05	100,51
08	37,75	10,67	12,68	13,58	0,17	0,02	8,77	0,06	1,07	8,81	0,01	3,96	97,54
09	35,48	7,50	12,98	14,67	0,79	0,13	10,53	0,02	1,49	9,27	0,00	3,85	96,71
10	39,50	7,68	13,32	11,81	0,00	0,05	12,25	0,10	0,65	9,03	0,02	4,06	98,45
11	37,24	7,51	13,12	11,90	0,00	0,03	12,27	0,16	0,84	9,13	0,01	3,93	96,14
12	36,54	7,42	12,99	11,83	0,00	0,05	11,85	0,12	0,80	8,91	0,00	3,85	94,38
13	36,50	7,61	13,82	16,73	0,16	0,09	10,58	0,01	0,52	9,64	0,01	3,97	99,62
14	36,03	7,56	13,64	16,19	0,11	0,02	10,51	0,01	0,65	9,43	0,00	3,91	98,07
15	38,48	7,86	13,30	14,90	0,00	0,05	8,89	0,04	0,39	8,73	0,00	3,93	96,56

Os 05 grãos constituem micas trioctaédricas ferromagnesianas, onde um grão é a flogopita [KMg₃AlSi₃O₁₀(OH, F)₂], que pode formar solução sólida com os membros finais ricos em ferro, ou seja, annita [KFe₃AlSi₃O₁₀(OH)₂], tetraferroflogopita [KMg₃FeSi₃O₁₀(OH)₂] e siderofilita [KFe₂Al₂Si₂O₁₀(OH)₂] e os outros 04 grãos possuem composições do campo da biotita, que normalmente é um membro intermediário nessa complexa solução sólida (REGUIR *et al.*, 2009) (Figura 6.17). No diagrama da Figura 6.17 se visualizam as composições dos membros finais e intermediários para as micas e também os campos composicionais, obtidos em Mitchell (1995), para kimberlitos e rochas associadas. Todas as quinze análises de micas do Alfeu-I, tanto da flogopita quanto das biotitas, estão posicionadas na área das composições dos macrocristais mantélicos e minetes. Mitchell (1995) caracterizou esses macrocristais como biotitas aluminosas cristalizadas em magmas de kimberlitos do Grupo II ou que possuem relação com suas regiões de origem.

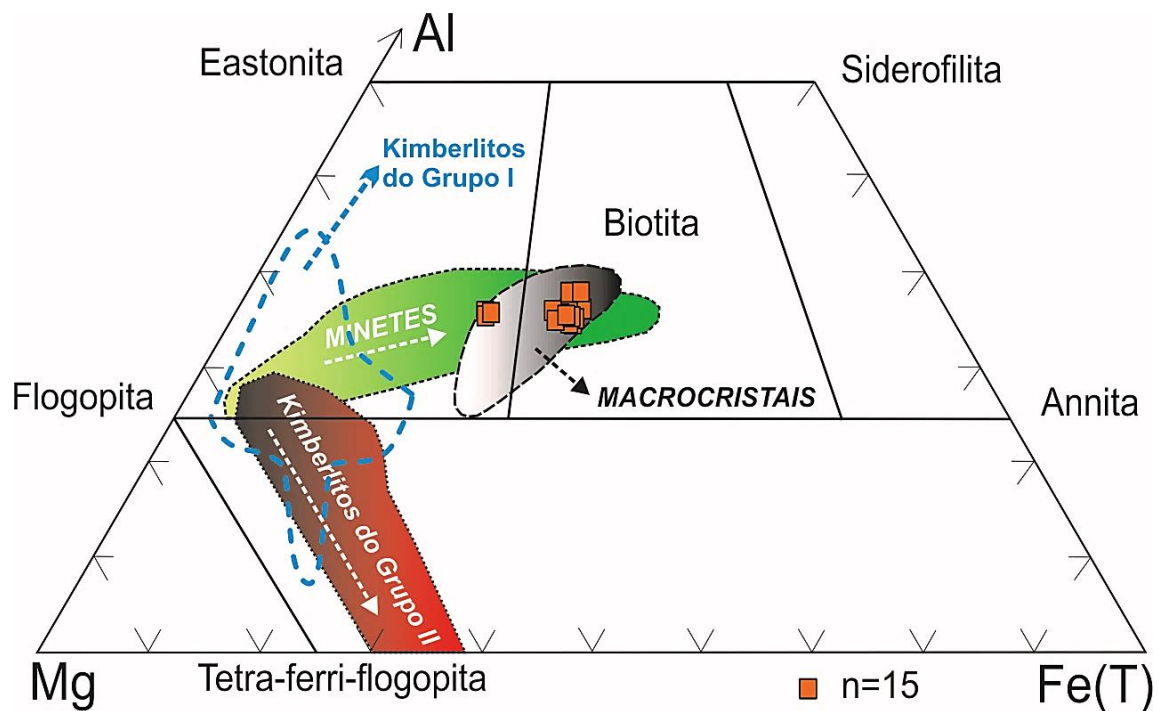


Figura 6.17 – Classificação nos termos das composições do Al, do Fe_T e do Mg (a.p.f.u) Valores em proporções atômicas baseada em 22 átomos de oxigênio. Campos composicionais extraídos e adaptados a partir Mitchell (1995).

As micas de kimberlitos ocorrem com ampla variação no conteúdo de Al, Fe, Ti e Mg, já para outros elementos há evidências de menor variação e não ocorrem em quantidades significativas na estrutura, como consequência a variação composicional das micas pode ser mais bem demonstrada por diagramas de Al_2O_3 versus TiO_2 ou FeO_T (MITCHELL, 1995). É notável que esses 05 grãos do Alfeu-I, tanto as biotitas quanto a flogopita, são extremamente enriquecidos em TiO_2 , com valores médios de 7,6%, e somente em uma análise se obteve valor de 10,67% TiO_2 (cf. Tabela 6.5). Esses valores influem diretamente nos campos de classificação das micas nos consagrados gráficos $Al_2O_3 \times TiO_2$ (Figura 6.18 e Figura 6.19).

Na Figura 6.18 as micas do Alfeu-I estão em posição transicional entre lamproítos e minetes. Já na Figura 6.19 observa-se compatibilidade dos teores de $Al_2O_3 \times TiO_2$ do Alfeu-I com os lamproítos mediterrâneos, com os lamprófiros ultramáficos de *Torngat* e também há similaridade com os dados da diatrema de *Majhagwan* (rocha com composições transicionais entre kimberlitos do Grupo I e II e lamproíto = majhagwanito de CHALAPATHI RAO, 2005), onde duas análises desse corpo ocorrem com valores de $Al_2O_3 \times TiO_2$ muito próximos aos do Alfeu-I. Entretanto, os valores de FeO_T de *Majhagwan* (de 05 análises) são bem inferiores (4,5% a 5,53%) aos do Alfeu-I (11,81% a 16,96%).

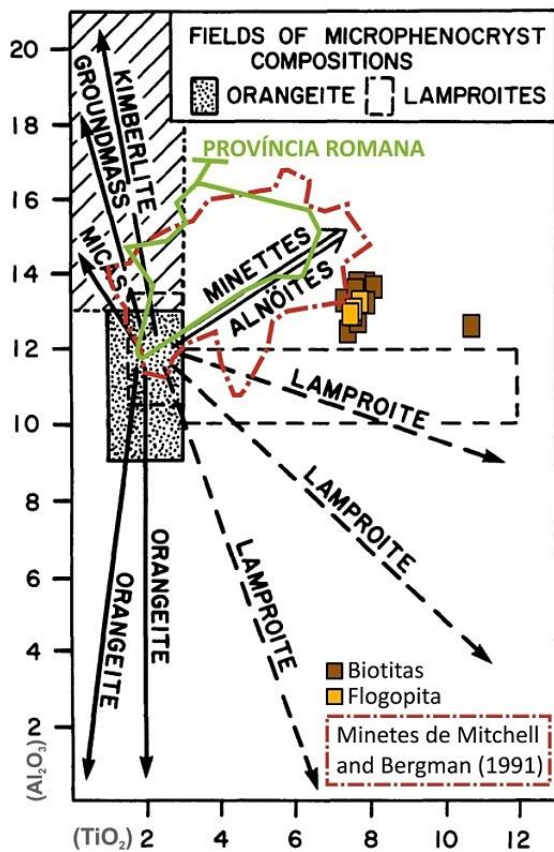


Figura 6.18 – Análises do Alfeu-I em gráfico de tendências de evolução composicional (Al_2O_3 versus TiO_2) de micas. Os campos de dados dos minettes e da Província Romana foram traçados a partir de análises de Mitchell and Bergman (1991). Figura modificada de Mitchell (1995).

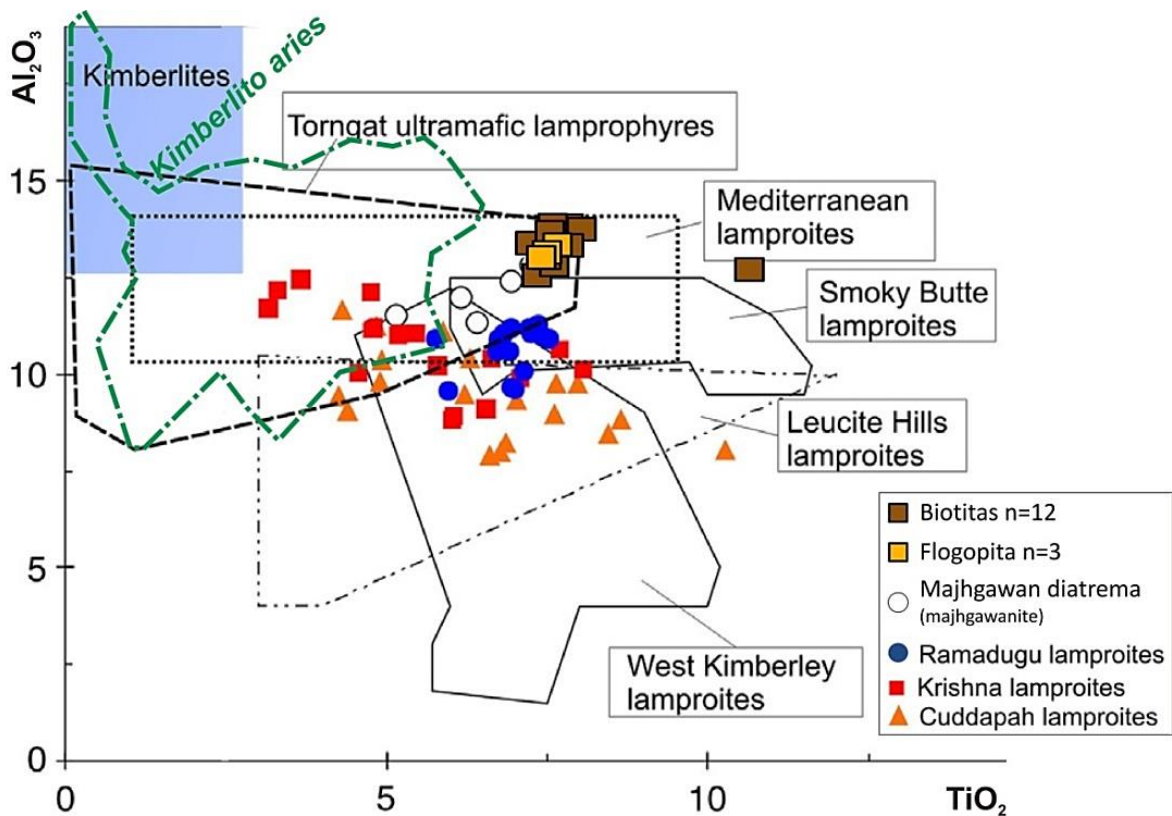


Figura 6.19 – Dados composicionais de Al_2O_3 x TiO_2 para as micas do Alfeu-I comparadas ao (s): dados para os lamproitos de *Krishna*, *Majhgawan* e *Cuddapah*, que são de Paul et al. (2007), Chalapathi Rao (2005) e Chalapathi Rao et al. (2010), respectivamente; campo das micas do lamprófiro ultramáfico de *Torngat*, de Tappe et al. (2004); kimberlito Aries, de Downes et al. (2006); campos de *Leucite Hills*, *West Kimberley*, *Smoky Butte* e lamproitos Mediterrâneos, obtidos de Chalapathi Rao et al. (2010) e de Fritschle et al. (2013), respectivamente. Figura modificada de Chalapathi Rao et al. (2014).

É importante destacar que a área delimitada para o kimberlito Aries na Figura 6.19 ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$), representa todas as micas discriminadas entre biotitas e flogopitas e suas variações genéticas nesse kimberlito conforme legenda da Figura 6.20 ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}$). Na Figura 6.20, os valores de $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}_T$ do kimberlito Aries são muito semelhantes aos do Alfeu-I, principalmente os macrocristais de biotita 1, os macrocristais de flogopita e os xenocristais de flogopita-biotita de xenólitos ultramáficos.

O gráfico $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}_T$, de Mitchell (1995), demonstra a compatibilidade da flogopita com o campo dos minetes e com as lavas da Província Romana, já as biotitas possuem análises mais próximas ao campo dos minetes (Figura 6.21).

No gráfico $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}_T$ da Figura 6.22, as amostras do Alfeu-I exibem afinidade com os lamproítos mediterrâneos, lamprófiros ultramáficos de *Torngat* e lamproítos de *Krishna* (Figura 6.22).

De acordo com as correlações descritas acima, as análises das micas do Alfeu-I possuem características compartilhadas entre quatro tipos de magmas/rochas, assim, adotando-se classificações equivalentes em acordo com Rock (1991), pode-se associá-las as composições de: (i) kimberlitos (Grupo I e II de ROCK, 1991); (ii) lamproíto; (iii) lamprófiro Tonrgat (corresponde aos Lamprófiros Ultramáficos de ROCK, 1991); (iv) minete e magmas da Província romana (correspondem aos Lamprófiros Calcicalinos de ROCK, 1991, associados à série shoshonítica). Em relação aos gráficos podemos resumir essas associações da seguinte forma:

- i. $\text{Al} \times \text{Fe}_T \times \text{Mg}$ - semelhança principal com os com os macrocristais de biotita, caracterizados por Mitchell (1995) nos kimberlitos do Grupo II, e minetes (Figura 6.17);
- ii. $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$ – demonstra correlação com lamproítos, também com o lamprófiro de *Torngat* e com os minetes (Figura 6.18 e Figura 6.19);
- iii. $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}_T$ - afinidade com os macrocristais de biotita e flogopitas do kimberlito de Aries, que divide características mineraloquímicas entre kimberlito do Grupo II e lamproítos e possui assinatura isotópica Sr–Nd do Grupo I (DOWNES et al., 2006), seguido dos lamproítos de Krishna, lamprófiros ultramáficos de *Torngat*, lamproítos mediterrâneos, minetes e magmas da Província Romana (Figura 6.20, Figura 6.21 e Figura 6.22).

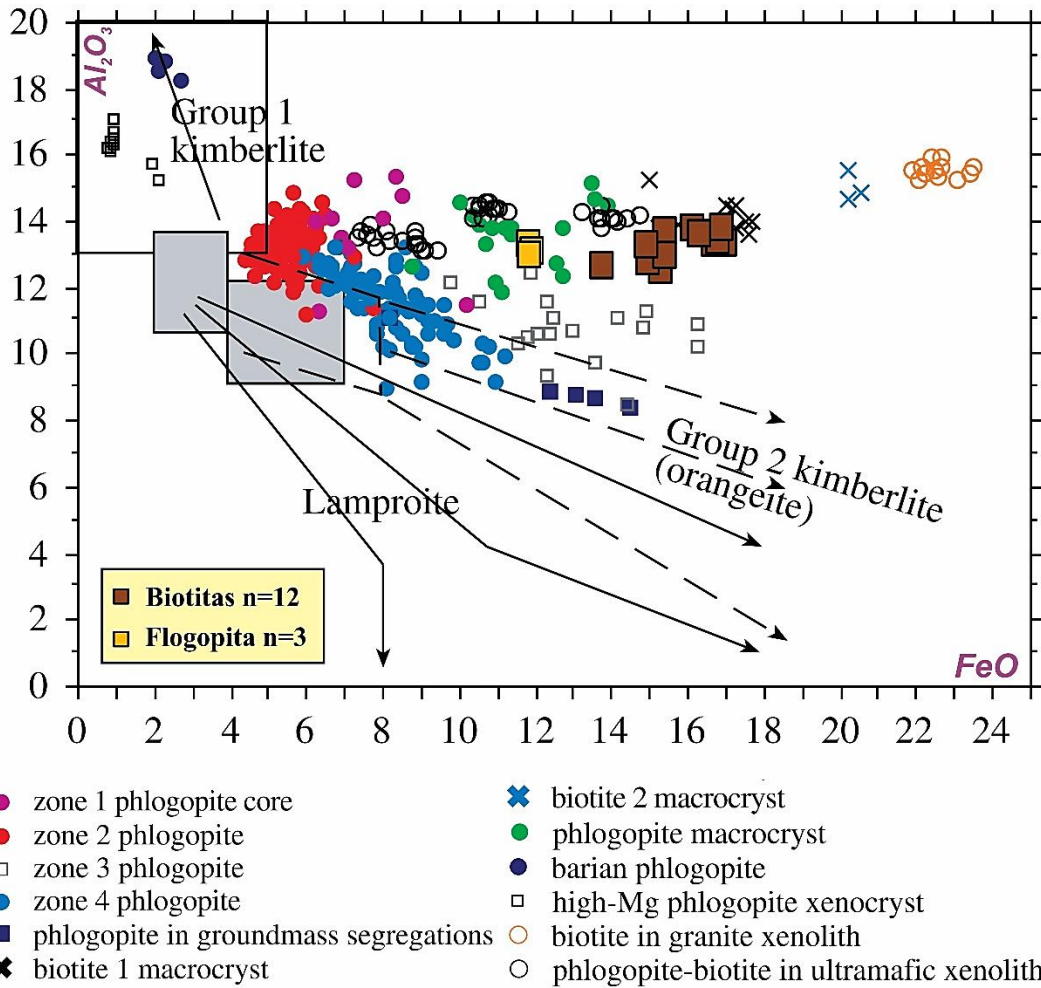


Figura 6.20 – Diagrama Al_2O_3 x FeO onde se compara as micas do Alfeu-I com as flogopitas-biotitas do kimberlito de Aries e seus xenólitos. Campos sombreados com cinza claros e linhas contínuas = composições para fenocristais e tendências de evolução para micas da matriz de lamproítos. Figura modificada de Downes et al. (2006).

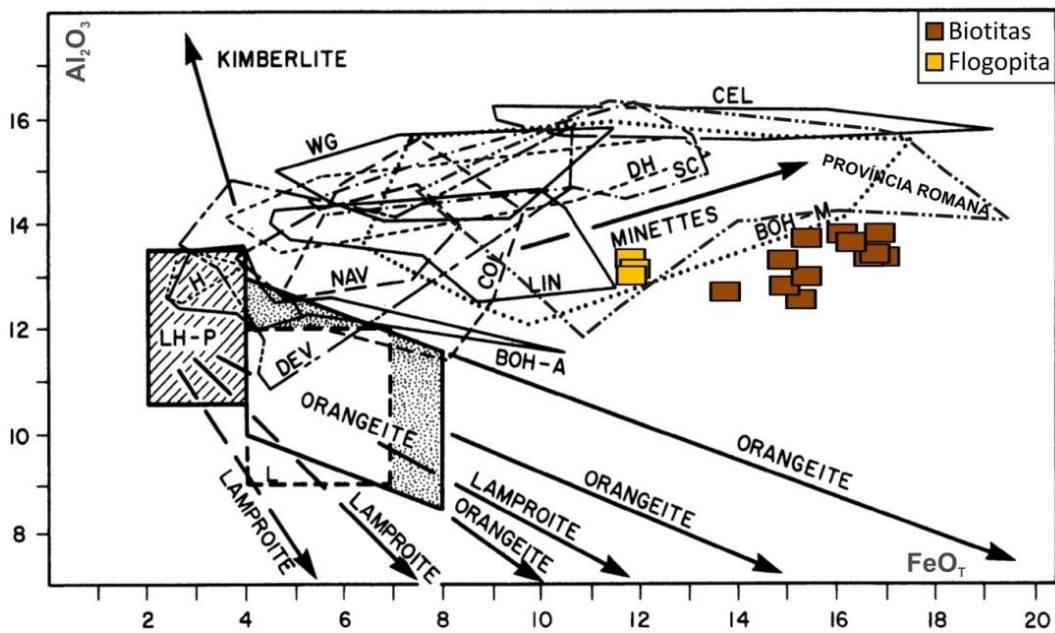


Figura 6.21 - Dados variação Al_2O_3 versus $FeOT$ das micas do Alfeu-I comparadas as de outras rochas. Minettes - WG = Wattle Gill, Inglaterra; CEL = Celebes, Indonésia; DH = Dale Head, Inglaterra; SC = Shaws Cove, Canadá; NAV = Navajo, E.U.A.; COL = Colima, México; LIN = Linhaisai, Indonésia; DEV = Devonshire, Inglaterra; H = Holmead Farm, Inglaterra; BOH-A = minetes alcalinos, Bohemia; BOH-M = outros minetes, Bohemia. Dados de Mitchell and Bergman (1991). LH-P = campo de fenocristais do lamproíto Leucite Hills. Figura modificada de Mitchell (1995).

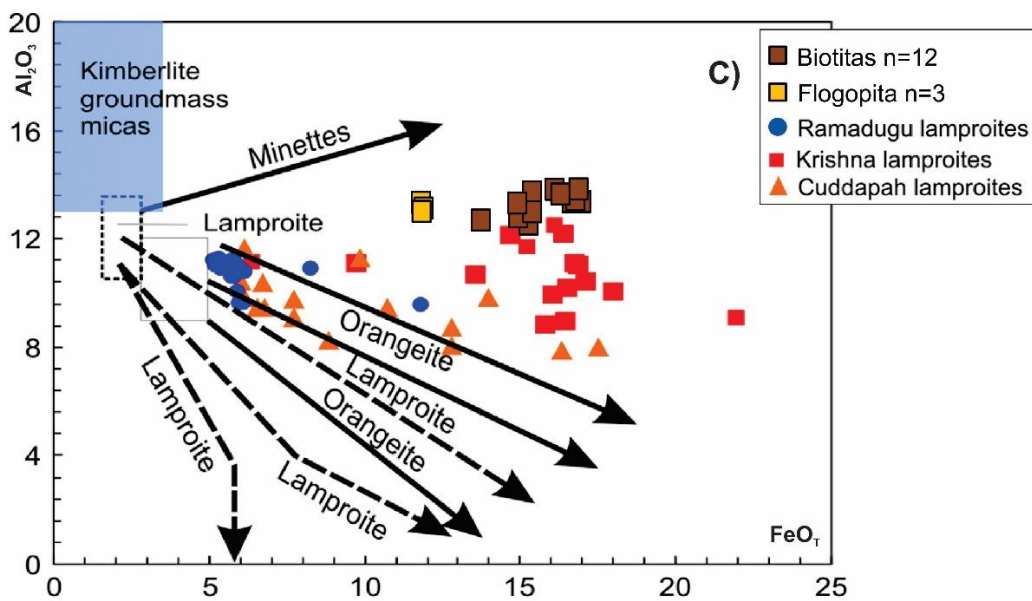
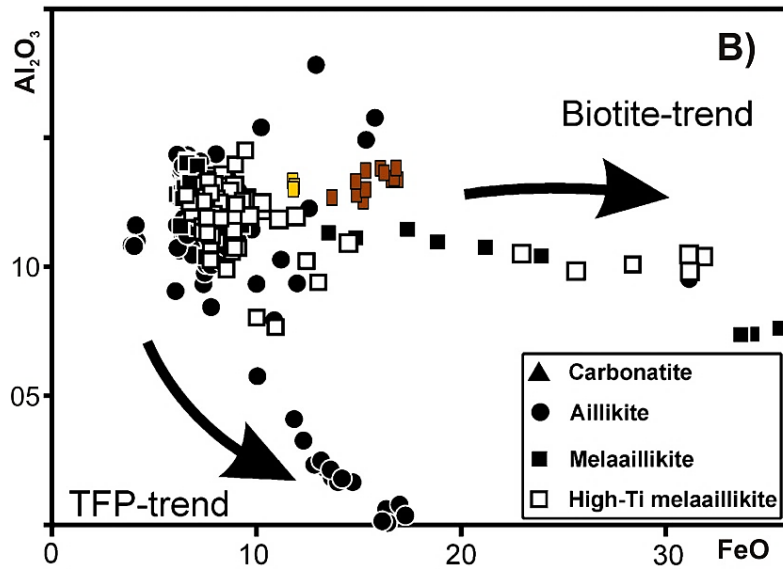
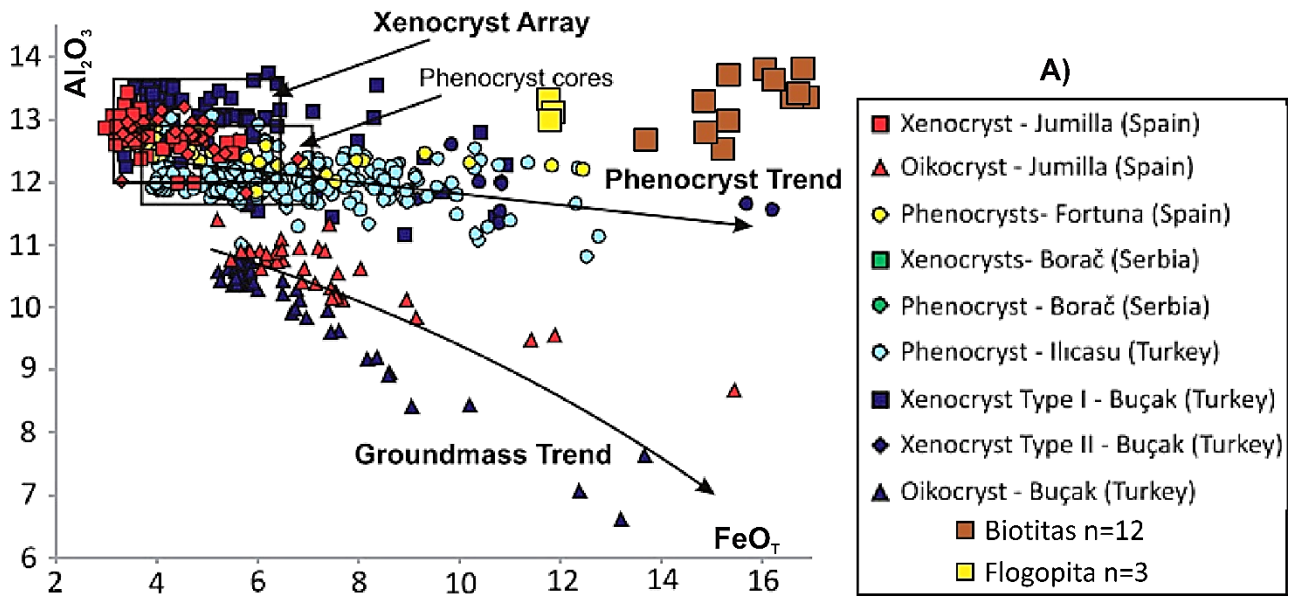


Figura 6.22 – Variação (%) dos elementos maiores Al_2O_3 versus FeO_T do Alfeu-I comparados às micas dos lamproitos mediterrâneos (A), lamprófiros ultramáficos de *Tornjat* (B) e lamproitos de *Krishna* (C). Figuras A, B e C obtidas de Fritschle et al. (2013), Tappe et al. (2004) e Chalapathi Rao et al. (2014), respectivamente.

Haja vista que a rocha está muito intemperizada, principalmente a matriz, a avaliação das análises das micas do Alfeu-I possui limitações devido ao método de triagem desses por meio de concentrados em peneira e bateia de rocha alterada e também devido ao restrito número de grãos analisados, o que limita tanto o controle do contexto textural/genético dos grãos quanto às composições das micas, que são modificadas facilmente pelo intemperismo e assim a população de grãos maiores resiste mais. Entretanto, esse fator “limitante” também joga a favor, na medida em que esse método de seleção dos grãos pode ter restringido essas micas principalmente a uma população de macrocristais, haja vista o elevado grau de alteração da matriz e o elevado percentual de macrocristais verificados na rocha. Aliado a esses fatores, a variação composicional dos elementos maiores das micas do Alfeu-I sobrepõem campos de composições, $Al_2O_3 \times TiO_2$ e $Al_2O_3 \times FeO_T$, que não definem um tipo específico entre as rochas da associação, já os macrocristais de biotita e flogopita nos gráficos demonstrados (Figura 6.17 e Figura 6.20) possuem a correlação mais forte.

Há outra forte evidência dos grãos de biotitas e a flogopita do Alfeu-I serem macrocristais de Mitchell (1995) e de Downes et al. (2006), fundamentada no número de magnésio desses grãos (cf. Tabela 6.6) e nos dados da Figura 6.23 e da Figura 6.24. Nessas figuras se compara as composições ($\%Cr_2O_3 \times Mg\#$ e $\%Al_2O_3$ vs. $\%FeO$, respectivamente) das micas do Alfeu-I aos dados das micas do kimberlito Aries e aos dados de flogopita–biotita alto Ti de xenólitos mantélicos do fácies espinélio do mundo todo. Nessas figuras também ficam ilustradas as semelhanças das micas do Alfeu-I com os macrocristais de biotita e flogopita. Os macrocristais são associados à fonte mantélica de kimberlitos do Grupo II de Mitchell (1995) e do kimberlito Aries, com características transicionais, de Downes (2006) e podem representar fenocristais cognatos ao magma kimberlítico ou xenocristais de fragmentos derivados das rochas do manto superior (MITCHELL, 1986).

Se considerarmos as variações composicionais já relacionadas e o fator crítico da alteração intempérica que diminui a proporção relativa de MgO, podemos pensar que nos gráficos - $Al \times Fe_T \times Mg$; $Al_2O_3 \times TiO_2$; e $Al_2O_3 \times FeO_T$ - as proporções relativas de Fe_T e Al_2O_3 diminuiriam e as composições das cinco micas do Alfeu-I se aproximariam ainda mais das composições dos kimberlitos do Grupo II e lamproitos.

Os pressupostos percorridos e fundamentados, aliados aos dados de petrografia, representam e consolidam a teoria de que esses grãos de micas são macrocristais mantélicos, cognatos ou xenólitos, relacionados aos kimberlitos do Grupo II e ao kimberlito transicional de Aries.

Tabela 6.6 – Cálculo do Mg# [$100 \cdot (\text{MgO}/\text{MgO} + \text{Fe})$] das micas do Alfeu-I em a.p.f.u. Destaque para o único grão de flogopita com valores em negrito. São 03 análises por grão.

Análises	Mg#	Mg (apfu)	Fe (apfu)	Cr ₂ O ₃ (%)
01	52,52	2,37	2,14	0,02
02	51,23	2,12	2,02	0,01
03	52,21	2,26	2,07	0,00
04	53,07	2,41	2,13	0,02
05	53,16	2,20	1,94	0,01
06	54,33	2,39	2,01	0,01
07	55,42	2,32	1,87	0,00
08	53,22	1,94	1,71	0,01
09	54,96	2,42	1,99	0,00
10	64,90	2,64	1,43	0,02
11	64,77	2,75	1,50	0,01
12	64,10	2,71	1,52	0,00
13	52,77	2,35	2,11	0,01
14	53,49	2,38	2,07	0,00
15	51,54	1,98	1,86	0,00
Min	51,23			
Máx	64,90			

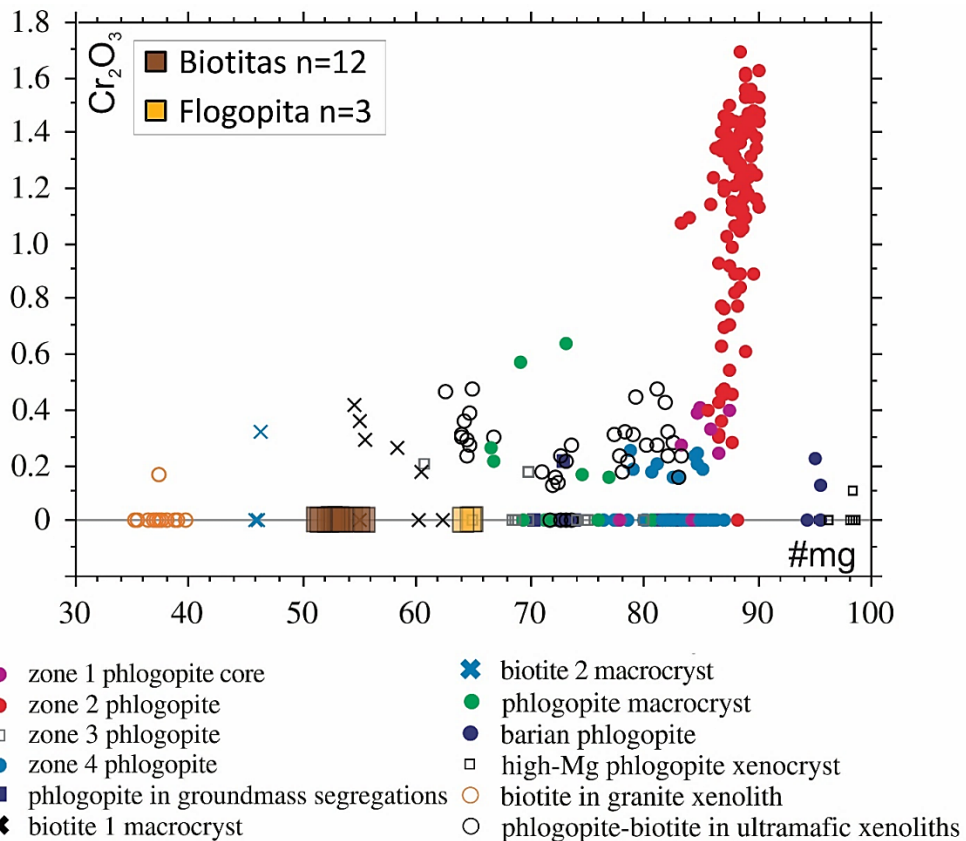


Figura 6.23 - Diagrama Cr₂O₃ (%) x Mg# das micas do Alfeu-I comparadas as do kimberlito de Aries. Modificada de Downes et al. (2006).

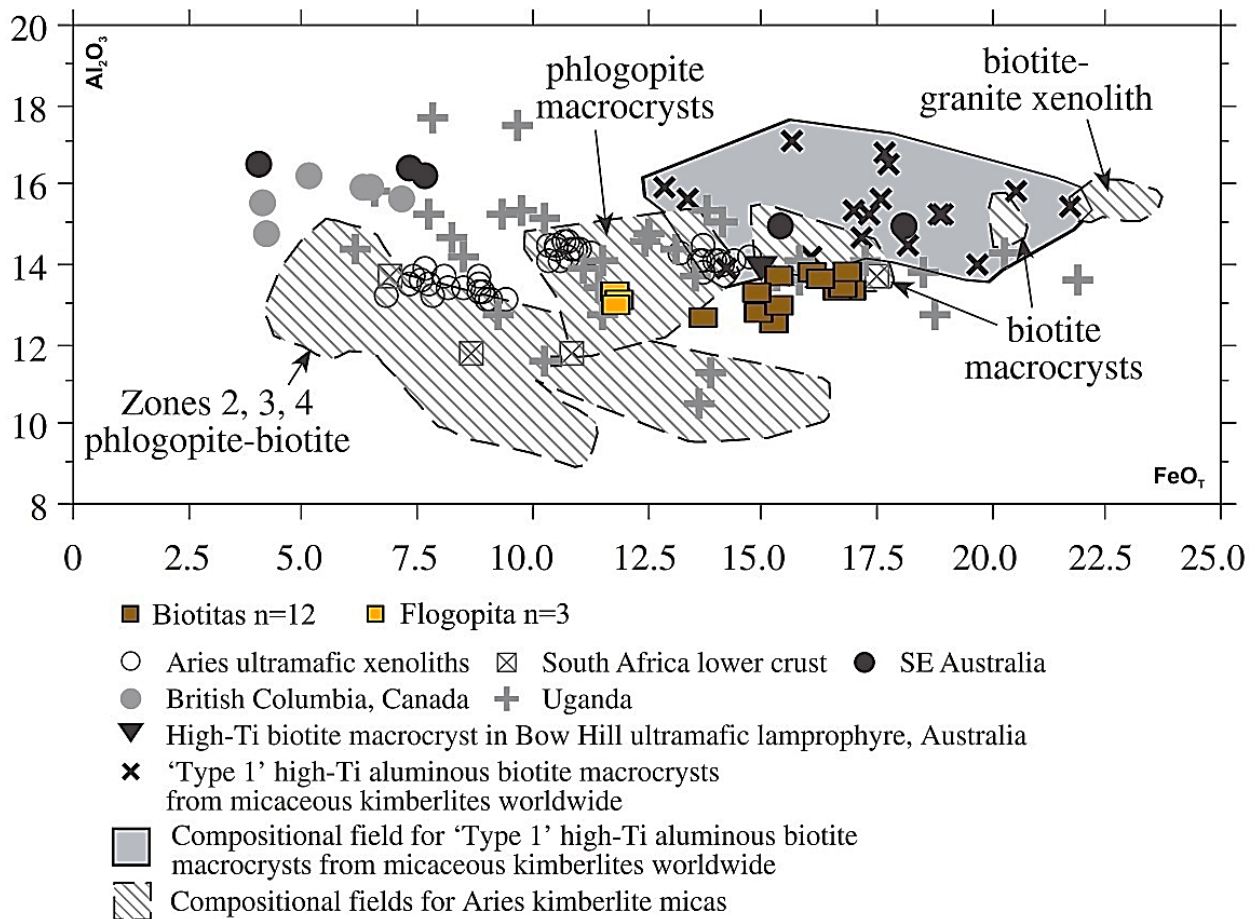


Figura 6.24 – Dados de Al_2O_3 (%) vs. FeO (%) para as micas do kimberlito Alfeu-I comparadas aos dados das micas do kimberlito Aries e aos dados de flogopita-biotita alto Ti de xenólitos mantélicos do fácies espinélio mundiais. O campo composicional dos macrocristais 'Type 1' high-Ti aluminous biotite de kimberlitos micáceos do mundo todo também é mostrado (LLOYD & BAILEY, 1975; SMITH et al., 1978; GRIFFIN et al., 1979, 1984; WASS, 1979; CANIL & SCARFE, 1989; FIELDING & JAQUES, 1989; LLOYD et al., 1991, 1999, 2002; MITCHELL, 1995; WIESE et al., 1996). Tipos de rochas: *British Columbia* - lherzolito, dunito, wehrlito; África do Sul - granada granulito da crosta inferior, granada websterito; SE Austrália - lherzolito, wehrlito, xenólitos de anfibólio ou apatita; Uganda - piroxenito, wehrlito. Figura modificada de Downes et al. (2006).

6.1.3 GRANADAS

Muita atenção tem sido voltada para a granada, pois ela ocorre em uma variedade de tipos de rochas como eclogitos e peridotitos, que são predominantes na maioria dos tipos de xenólitos do manto superior em kimberlitos e, assim, consideradas como as composições que dominam no manto superior (SCHULZE, 2003). A granada que ocorre nas rochas de afinidade kimberlítica é a piropo, caracterizada por alto conteúdo de MgO (>13% MgO) e valores de Cr_2O_3 entre 0,5% e 15,0%. Piropos com valores de $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 2\%$ são denominados Cr-piropos. Esse tipo de granada é extremamente raro em rochas supracrustais, e sua principal fonte é de origem peridotítica, bem como kimberlítica e lamproítica (DEER et al., 1997).

Estudos de inclusões minerais em diamantes e de assembleias minerais de xenólitos hospedeiros de diamante revelaram que a formação de diamante na litosfera subcratônica mundial foi associada a dois tipos de rochas: granada peridotitos, no qual

predominam harzburgitos sobre lherzolitos; e eclogitos (GURNEY, 1993). As composições utilizadas para avaliar o potencial diamantífero em kimberlitos são as de piropos com baixo-Ca (subcálcico) que constituem os granadas-harzburgitos livre de Cr-diopsídio e os eclogitos do Grupo I (GURNEY, 1984; GURNEY; MOORE, 1993; FIPKE et al., 1989; MCCANDLESS; GURNEY, 1989). Esse tipo de granada corresponde a 85% das inclusões encontradas em diamantes e originam-se em condições barométricas favoráveis à formação do diamante (HAGGERTY, 1995; GRÜTTER et al., 2004).

A ausência de diopsídio e o baixo teor de cálcio na granada em harzburgitos devem-se ao fato de que esta rocha é empobrecida em cálcio, relativa ao protólito fértil. Segundo Gurney (1984), Brey et al. (1990), Pereira (2007) e Gibson et al. (2008), essa subsaturação em Ca sugere que a granada subcálcica não está em equilíbrio com o cpx, assim é comum não estar presente em lherzolito. Cr-piropos de granada harzburgitos subcálcicos podem ser diferenciadas das granadas provenientes de outras fontes (e.g. wehrlítica e lherzolítica) por meio do gráfico CaO x Cr₂O₃ (e.g. Figura 6.31 e Figura 6.32).

Os resultados das análises de microsonda eletrônica das granadas do Alfeu-I constam na Tabela 6.7.

Tabela 6.7 – Resultados das análises de microsonda eletrônica (três pontos por grão e todo o ferro é FeO) de granadas amostradas (n=96) no Alfeu-01, separadas por diferentes variedades de cor.

Granada Laranja Clara (n=18)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Grt-1	42,45	0,23	24,05	0,15	8,76	0,31	20,85	4,43	101,24
Grt-2	42,14	0,26	23,61	0,16	8,55	0,35	21,24	4,27	100,59
Grt-3	41,91	0,33	23,30	0,39	7,33	0,40	21,26	4,56	99,47
Grt-4	42,08	0,26	23,54	0,42	7,71	0,35	21,56	4,49	100,41
Grt-5	41,79	0,27	23,40	0,18	11,15	0,37	18,92	4,05	100,13
Grt-6	41,44	0,28	23,28	0,17	11,43	0,36	18,81	4,06	99,83
Grt-7	41,08	0,17	23,55	0,35	11,51	0,40	18,50	4,78	100,32
Grt-8	41,55	0,23	23,26	0,29	10,96	0,41	18,05	4,74	99,50
Grt-9	42,20	0,23	23,31	0,33	9,22	0,37	19,81	4,11	99,58
Grt-10	41,66	0,25	23,30	0,29	9,40	0,39	19,87	4,05	99,20
Grt-11	41,54	0,28	23,08	0,09	9,69	0,31	19,57	4,53	99,09
Grt-12	41,14	0,27	23,01	0,09	9,69	0,35	19,22	4,58	98,36
Grt-13	42,02	0,32	23,37	0,51	9,57	0,24	20,13	4,21	100,37
Grt-14	41,63	0,31	22,92	0,57	9,42	0,24	19,48	4,20	98,76
Grt-15	41,13	0,23	23,08	0,50	9,85	0,44	19,95	3,96	99,14
Grt-16	41,90	0,28	23,28	0,48	10,55	0,36	19,80	4,06	100,70
Grt-17	41,73	0,35	23,30	0,55	10,18	0,27	20,14	4,26	100,77
Grt-18	42,04	0,34	23,08	0,51	10,23	0,30	19,74	4,15	100,38

Granada Laranja Escura (n=20)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Grt-19	40,90	0,53	22,48	0,02	15,66	0,38	15,46	4,59	100,02
Grt-20	40,44	0,53	22,49	0,01	15,91	0,41	15,64	4,59	100,02
Grt-21	40,11	0,62	22,34	0,00	17,30	0,36	14,23	4,93	99,88
Grt-22	39,93	0,59	21,78	0,01	16,62	0,46	13,88	4,99	98,26
Grt-23	40,65	0,64	22,39	0,01	16,97	0,39	14,71	4,87	100,63
Grt-24	40,53	0,60	22,24	0,01	16,85	0,36	14,72	4,80	100,11
Grt-25	40,59	0,63	21,99	0,02	17,10	0,43	14,52	4,79	100,06
Grt-26	40,16	0,63	22,10	0,02	17,02	0,45	14,24	4,78	99,38
Grt-27	39,87	0,67	22,39	0,00	17,65	0,44	14,76	4,85	100,62
Grt-28	39,49	0,75	22,22	0,01	17,55	0,47	14,69	4,83	100,01
Grt-29	40,41	0,59	22,53	0,00	17,33	0,40	14,43	4,93	100,60
Grt-30	39,87	0,55	22,24	0,01	17,81	0,42	14,78	4,78	100,46
Grt-31	41,55	0,30	23,13	0,53	9,93	0,31	20,09	4,16	100,01
Grt-32	41,47	0,36	23,40	0,52	9,71	0,23	20,08	4,13	99,90
Grt-33	39,81	0,66	21,83	0,01	16,52	0,38	13,63	5,01	97,85
Grt-34	40,13	0,59	22,07	0,00	17,01	0,45	14,13	4,90	99,28
Grt-35	40,55	0,60	22,28	0,00	16,58	0,49	14,32	5,01	99,83
Grt-36	40,64	0,63	22,34	0,01	17,01	0,49	14,29	4,95	100,35
Grt-37	40,27	0,72	22,15	0,02	17,05	0,38	14,71	4,94	100,25
Grt-38	40,94	0,67	22,47	0,00	16,95	0,44	14,74	4,90	101,10
Granadas Róseas (n = 20)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Grt-39	42,06	0,18	22,64	1,96	7,15	0,36	22,03	4,23	100,61
Grt-40	42,72	0,20	22,75	1,89	6,89	0,36	22,08	3,94	100,81
Grt-41	42,16	0,27	22,63	1,38	7,35	0,34	20,84	4,93	99,89
Grt-42	42,49	0,29	22,72	1,35	7,33	0,33	20,55	4,86	99,91
Grt-43	41,99	0,13	22,52	1,59	7,13	0,37	20,39	4,99	99,12
Grt-44	41,73	0,12	22,72	1,55	7,30	0,41	20,46	4,98	99,27
Grt-45	41,68	0,22	22,69	1,42	8,72	0,32	20,55	4,65	100,26
Grt-46	41,41	0,22	22,63	1,36	8,06	0,35	20,01	4,78	98,80
Grt-47	41,58	0,19	22,37	2,09	7,09	0,30	20,86	5,02	99,49
Grt-48	42,36	0,17	22,25	2,16	7,35	0,34	20,84	5,08	100,55
Grt-49	42,49	0,19	22,78	1,87	7,19	0,41	21,27	5,00	101,21
Grt-50	42,08	0,20	22,35	1,82	6,87	0,36	20,67	5,09	99,45
Grt-51	42,37	0,11	22,61	2,05	6,08	0,36	21,07	5,23	99,88
Grt-52	41,91	0,15	22,65	2,10	6,54	0,35	21,47	5,07	100,23
Grt-53	41,82	0,13	22,81	1,96	6,98	0,35	21,13	5,44	100,62
Grt-54	42,39	0,15	22,82	1,97	6,88	0,33	20,93	5,47	100,94
Grt-55	41,48	0,33	21,74	2,98	6,46	0,31	21,75	5,32	100,37
Grt-56	41,69	0,33	21,48	2,75	6,40	0,33	21,28	5,31	99,57
Grt-57	42,16	0,09	22,70	1,97	5,85	0,33	21,40	5,18	99,69
Grt-58	42,26	0,11	22,17	2,54	5,95	0,29	21,34	5,46	100,11
Granadas Lilás Clara (n = 20)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Grt-59	42,10	0,15	21,69	2,66	5,73	0,32	21,21	5,16	99,01
Grt-60	42,14	0,13	21,63	2,97	5,93	0,35	21,25	5,24	99,62
Grt-61	42,01	0,21	21,51	3,49	6,25	0,32	21,33	5,45	100,57
Grt-62	42,20	0,19	21,22	3,37	6,17	0,25	21,21	5,39	99,98
Grt-63	41,48	0,13	21,94	2,07	6,91	0,40	20,39	5,40	98,72
Grt-64	41,79	0,06	22,45	2,06	6,82	0,42	21,06	5,44	100,10
Grt-65	41,97	0,32	20,95	3,77	6,06	0,33	21,14	5,73	100,27
Grt-66	42,20	0,33	20,99	3,82	6,49	0,29	21,23	5,57	100,92
Grt-67	41,87	0,14	21,54	2,98	6,00	0,20	20,81	5,64	99,17
Grt-68	41,94	0,15	21,61	3,16	6,00	0,34	21,15	5,67	100,02

Grt-69	42,38	0,17	21,41	3,58	6,27	0,31	21,40	5,55	101,07
Grt-70	41,98	0,17	21,26	3,50	6,50	0,26	21,12	5,46	100,26
Grt-71	41,76	0,12	21,56	3,12	6,86	0,30	20,98	5,55	100,25
Grt-72	42,30	0,12	21,46	3,15	6,91	0,32	20,88	5,48	100,62
Grt-73	41,77	0,05	22,20	2,53	6,95	0,32	20,94	5,60	100,35
Grt-74	42,34	0,07	22,41	2,32	6,92	0,37	20,55	5,62	100,61
Grt-75	42,33	0,10	22,66	2,16	5,94	0,36	20,98	5,37	99,89
Grt-76	42,04	0,12	22,37	2,28	5,90	0,29	21,27	5,42	99,69
Grt-77	42,12	0,22	21,31	3,64	6,33	0,34	20,68	5,65	100,28
Grt-78	42,05	0,28	21,27	3,63	6,09	0,35	21,01	5,55	100,23
Granadas Lilás Escura (n = 18)									
	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Cr₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Grt-79	42,22	0,31	20,13	5,00	5,78	0,31	20,58	6,02	100,34
Grt-80	41,98	0,37	20,01	4,97	5,92	0,27	20,83	6,07	100,42
Grt-81	42,21	0,16	20,89	4,05	5,73	0,31	21,26	5,67	100,28
Grt-82	42,23	0,14	21,00	3,97	5,63	0,35	21,24	5,64	100,20
Grt-83	42,27	0,23	21,53	3,50	5,63	0,20	22,12	5,14	100,63
Grt-84	42,62	0,26	22,25	2,93	5,46	0,27	22,25	5,04	101,07
Grt-85	42,16	0,18	21,36	3,29	5,76	0,27	21,06	5,45	99,53
Grt-86	41,81	0,13	21,13	3,41	5,99	0,32	21,08	5,36	99,21
Grt-87	41,94	0,22	20,82	3,84	5,70	0,28	20,67	5,65	99,11
Grt-88	42,05	0,22	20,88	3,90	5,56	0,32	21,08	5,65	99,65
Grt-89	41,86	0,17	21,76	3,08	5,73	0,31	20,78	5,52	99,21
Grt-90	41,62	0,21	21,44	3,01	5,96	0,33	20,61	5,46	98,63
Grt-91	41,93	0,13	21,60	3,20	5,75	0,30	20,86	5,57	99,33
Grt-92	41,70	0,16	21,13	3,86	5,78	0,33	20,70	5,81	99,48
Grt-93	42,08	0,18	21,03	3,49	6,03	0,27	21,07	5,49	99,65
Grt-94	41,81	0,22	20,98	3,55	5,87	0,25	20,87	5,57	99,12
Grt-95	42,05	0,21	20,51	4,38	6,21	0,40	20,40	6,10	100,27
Grt-96	41,83	0,22	20,59	4,13	6,14	0,26	20,30	6,14	99,61

Com o emprego de planilha de recalculo formulada por Giles Droop no *software* Microsoft Excel (disponível em http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html), verificou-se que em todas as granadas analisadas no Alfeu-I predomina (>50%) a molécula do piropo, todas são piropos com alto MgO (13,65% a 22,25%).

No diagrama triangular da Figura 6.25, visualiza-se as composições das granadas piropos do Alfeu-I de acordo com percentual de ocupação das moléculas na solução sólida Piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) - Almandina ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$) - Grossulária ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$). Também se verifica nessa figura uma tabela com as respectivas granadas, separadas por populações de cores com suas médias de ocupação das moléculas, que refletem um nítido controle composicional associado às cores. Esses piropos possuem variações significativas no percentual de ocupação entre as moléculas de Piropo-Almandina-Grossulária que determinam diferentes fontes detalhadas a seguir.

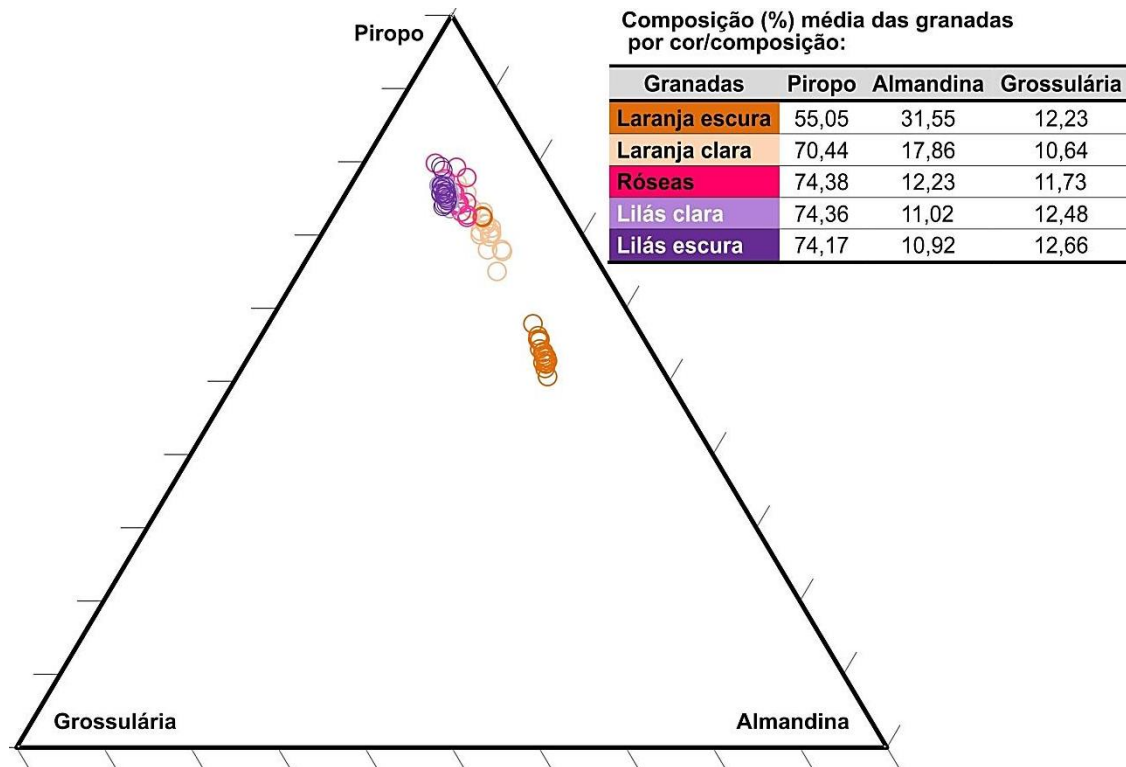


Figura 6.25 – Diagrama com a composição das moléculas das granadas recalculadas para 100% (a.p.f.u). Granada laranja escura (n=20); laranja clara (n=18), róseas (n = 20); lilás clara (n = 20);lilás escura (n = 18).

Schulze (2003), com base na análise estatística da química de 2.073 granadas de xenólitos do manto em kimberlitos, juntamente com análises de 624 granadas de rochas da crosta terrestre, montou esquema de classificação para granadas, amplamente aceito e que evoluiu a partir de consagrados trabalhos: Dawson e Stevens (1975); Boyd e Gurney (1982); Griffin et al. (1999); Grütter et al. (1999); Pokhilenko et al. (1999). Assim, como base, adotou-se Schulze (2003) para iniciar a classificação das granadas nesse trabalho.

O gráfico da Figura 6.26, distingue as fontes mantélicas das crustais com base nos valores de CaO, MgO e FeO_T, já o fluxograma da Figura 6.27, exemplifica o esquema de classificação empregado por Schulze (2003) e os limites do gráfico. Verifica-se na Figura 6.26 que todas as granadas do Alfeu-I possuem composições mantélicas e uma tendência de concentrações em termos de Mg# que confirmam a mesma variação composicional da Figura 6.25 relacionada às cores macrocristalinas dos grãos analisados.

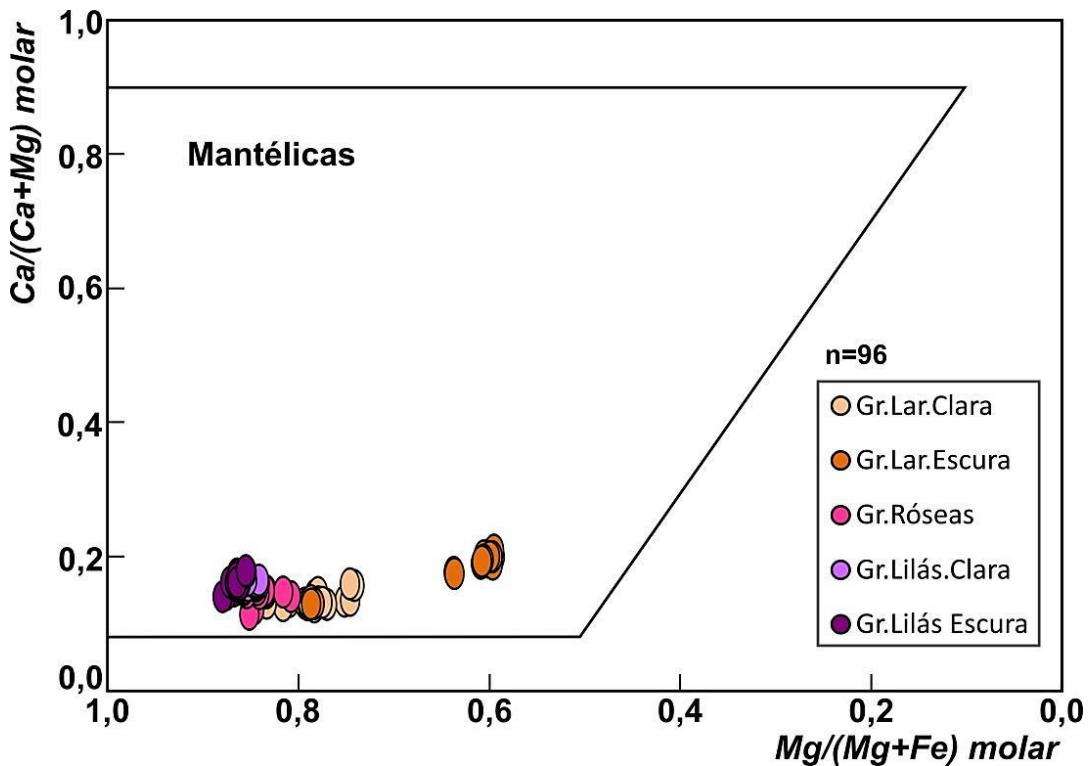


Figura 6.26 - Distinção entre granadas derivadas do manto e as de rochas da crosta terrestre, em termos razões de Mg / (Mg + Fe) e Ca / (Ca + Mg) (a.p.f.u). Campo das granadas derivadas do manto são de análises de peridotitos (Iherzolitos e harzburgitos), eclogitos, alkremitos e megacristais pobres em Cr. Modificada de Schulze (2003).

CRUSTAIS vs. MANTÉLICAS:

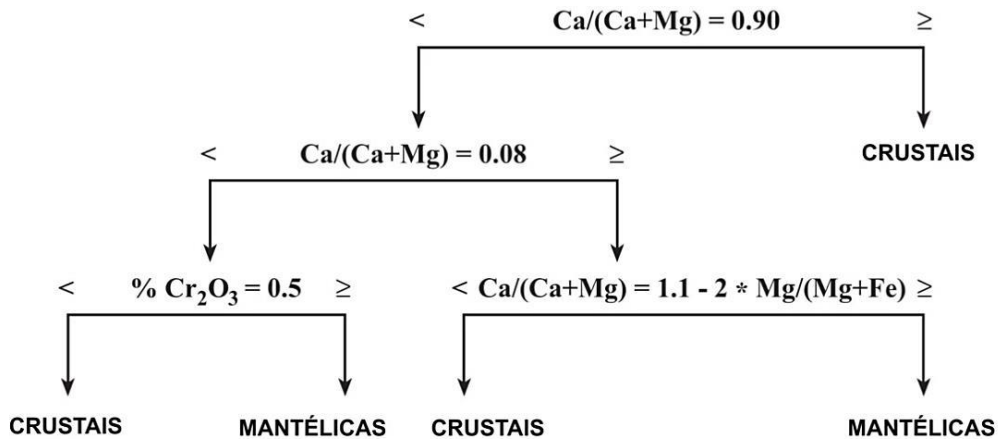


Figura 6.27 - Fluxograma de Schulze (2003) que classifica as granadas entre fontes mantélicas e crustais.

Seguindo a classificação de Schulze (2003) para granadas mantélicas, exemplificada no fluxograma da Figura 6.28, verificou-se que todas as granadas do Alfeu-I podem ser separadas em mantélicas:

- **Eclogíticas** - todas 38 análises de granadas laranja clara e escura;
- **Peridotíticas** – todas 56 análises de granadas róseas e lilás clara e escura.

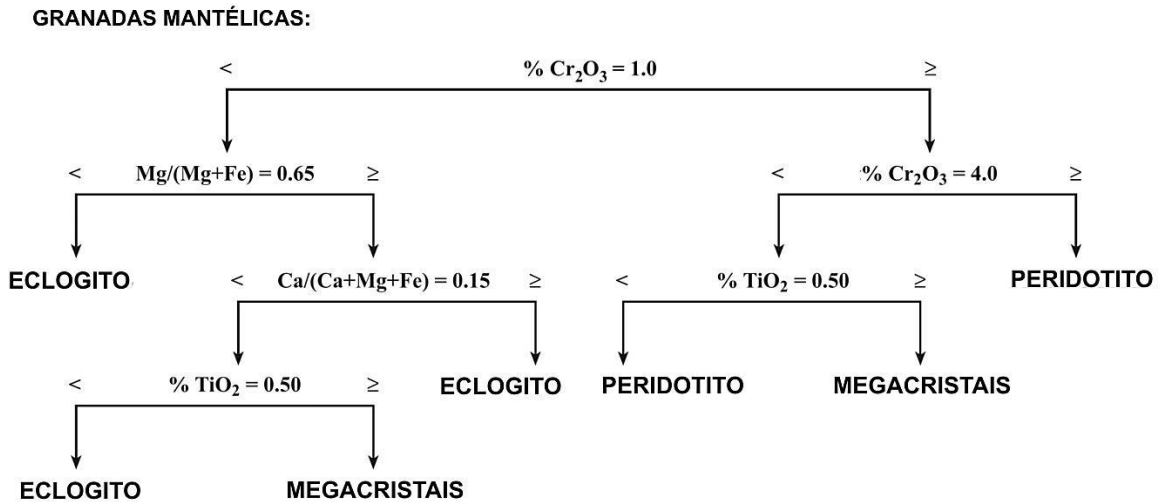


Figura 6.28 - Fluxograma de Schulze (2003) que classifica as granadas entre fontes mantélicas eclogíticas, peridotíticas e os megacristais.

Eclogitos do manto são essencialmente rochas bimineralicas (granada – clinopiroxênio) que podem conter uma grande variedade de minerais acessórios primários, tais como o rutilo, cianita, corindo, diamante, grafita, coesita, sanidina, ortopiroxênio, ilmenita, apatita, zircão, flogopita, titanita, espinélio, anfibólio e sulfetos. Suas granadas e clinopiroxênios variam amplamente de composição e existem poucos esquemas de classificações paragenéticas ou químicas que permitam uma subdivisão significativa deste grupo (SCHULZE, 2003). Esse autor usou as designações A, B, C e G, com base nos teores de Ca, Fe e Mg das granadas, apenas para dividir essa grande gama de composição em campos menores, mas arbitrários (sem significância petrológica particular), a fim de facilitar a discussão de várias populações de eclogito (Figura 6.29). Por exemplo, eclogitos portadores de diamante podem ser descritos como pertencentes principalmente ao Grupo B, com exemplos do grupo A menos abundantes e ocorrências no Grupo C. Já as variedades do grupo G (grospidito) são extremamente raras. Assim, as granadas eclogíticas do Alfeu-I foram classificadas de acordo com esses campos da Figura 6.29, que também define campos distintos para as granadas formadas em eclogitos. Como não foi analisado o sódio, que também subdivide os eclogitos, esse foi o único gráfico empregado para caracterizar as subpopulações de eclogitos.

Na Figura 6.29 as granadas eclogíticas do Alfeu-I ocorrem no campo A (n = 22: todas 18 análises da cor laranja clara mais 04 laranja escura) e no campo B (n = 16 análises da cor laranja escura). As granadas do campo B podem ser relacionadas à eclogitos portadores de diamante, segundo SCHULZE (2003).

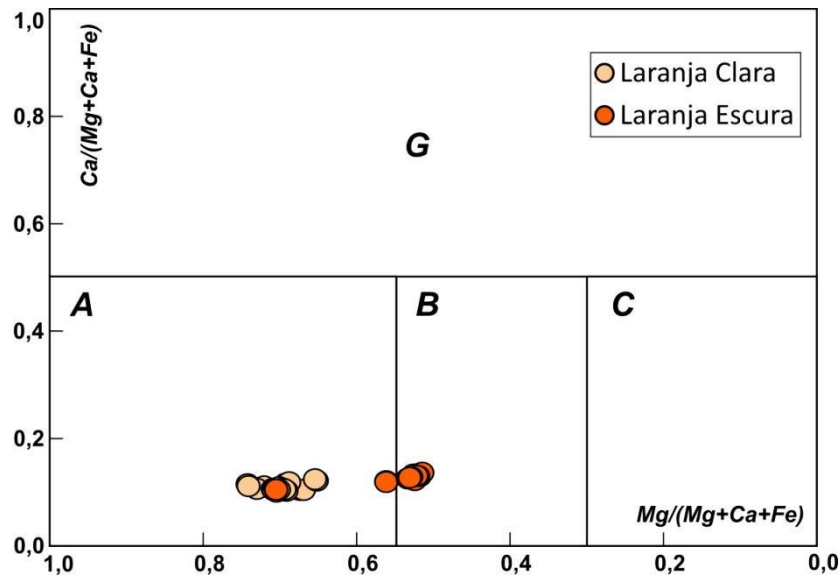


Figura 6.29 – Razões $Mg/(Mg+Ca+Fe) \times Ca/(Ca+Mg+Fe)$, em a.p.f.u., utilizada para subdividir as composições de granada eclogítica. Campo G (granadas de "Grospiditos") e aquelas com menores teores de cálcio (<50), subdivididas entre os grupos A, B e C. Modificada de SCHULZE (2003).

As granadas peridotíticas podem ser subdivididas entre as composições harzburgítica, lherzolítica e wehrlítica, baseada na presença ou ausência de orto e clinopiroxênio modais. Harzburgitos contém opx e não possuem cpx modal, wehrlitos contém cpx, mas não têm opx modal e lherzolitos contém cpx e opx modais (SCHULZE, 2003).

Continuando esquema de classificação de Schulze (2003), baseado nos seus teores de Ca e Cr (fluxograma da Figura 6.30), foi possível classificar os dados de química mineral das granadas peridotíticas do Alfeu-I. Embora o diagrama proposto por ele não seja determinante (Figura 7.31), os teores de Ca e Cr das granadas podem indicar a paragênese peridotítica associada.

GRANADAS PERIDOTÍTICAS:

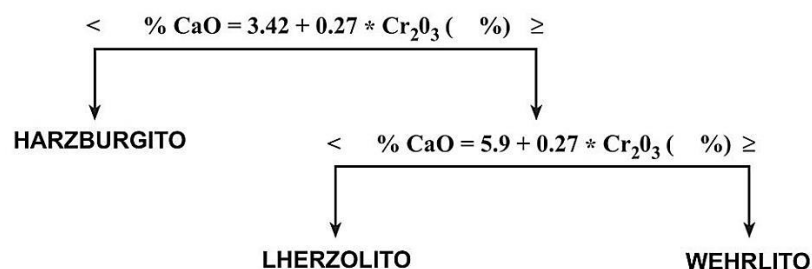


Figura 6.30 – Fluxograma de Schulze (2003) que classifica as granadas entre harzburgito, lherzolitos e wehrlitos.

Em acordo com o fluxograma da Figura 6.30 e com o diagrama da Figura 7.31, foi possível associar as granadas peridotíticas do Alfeu -I a fontes de composição

lherzolítica. Dentre essas granadas percebe-se um enriquecimento maior de Cr_2O_3 e um pouco menor de CaO na medida em que escurece as cores das mesmas (róseas < lilás clara < lilás escura), conforme Figura 7.31.

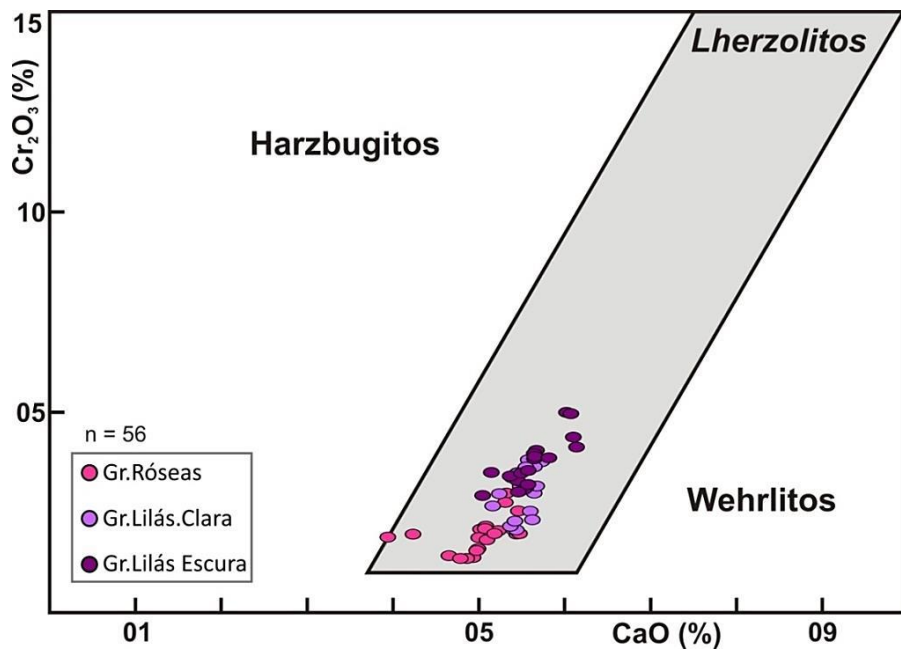


Figura 6.31 - Variação de CaO e Cr_2O_3 que classifica as granadas do Alfeu segundo os campos para peridotitos (lherzolitos, harzburgitos e wehrlitos). Granadas de lherzolitos ocorrem predominantemente na área sombreada dentro do polígono, figura modificada de SCHULZE (2003).

Grütter e Menzies (2003) empregaram o teor de MnO em granadas peridotíticas para diferenciar as composições associadas a grafita ($\text{MnO} > 0,37 \text{ wt\%}$) ou diamante ($\text{MnO} \leq 0,37 \text{ wt\%}$). O conteúdo de MnO varia entre 0,20 % e 0,42 % nas granadas peridotíticas (lherzolíticas) do Alfeu-I, a maioria dos valores é $< 0,37\%$ ($n = 53$ análises) e uma minoria ($n = 05$ análises) com $> 0,37\%$ de MnO , o que pode indicar grosseiramente uma região cratônica de kimberlitos diamantíferos, segundo os referidos autores.

Outra referência bem aceita para classificação da química de granadas, que também utiliza como base os dados estatísticos, é Grütter et al. (2004). O trabalho desses autores também é embasado na nomenclatura e classificações de Dawson e Stephens (1975). Grütter et al. (2004) utilizaram as composições de granadas e minerais associados que ocorrem em 4500 xenólitos e microxenólitos derivados do manto, de granulitos da crosta inferior e como inclusões em cerca de 600 diamantes. Eles continuam, atualizam e formalizam limiares de classificação de uma forma robusta em um sistema de classificação simples para granadas de concentrados, que foi concebido especificamente para as exigências dos exploradores de diamante. Os principais

campos composicionais, onde se distribuem as granadas do Alfeu-I neste sistema de classificação (conforme Figura 6.32), obedecem algumas variáveis descritas em Grütter et al. (2004) e resumidas conforme segue:

- **Lherzolítica (G9)** - [$\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 1,0$ até $< 20,0\%$; e $\text{Mg\#} \geq 0,70$ até $< 0,90$ ($\text{Mg\#} = \text{MgO}/40,3)/(\text{MgO}/40,3 + \text{FeOT}/71,85)$];
- **Piroxenítica, websterítica e eclogítica (G4 e G5)** - [(**G4** ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1,0$; e $\text{Mg\#} \geq 0,3$ até $< 0,7$)) e (**G5** ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 1,0$ até $< 4,0\%$; e $\text{Mg\#} \geq 0,3$ até $< 0,9$))];
- **Megacristais de baixo Cromo (G1)** – ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 4,0$ (%); $\text{Mg\#} \geq 0,65$ até $< 0,85$; $\text{TiO}_2(\%) \geq 2,13 - 2,1 * \text{Mg\#}$; $\text{TiO}_2(\%) < 4,0$).

Na Figura 6.32, as granadas do Alfeu-I ocorrem dois agrupamentos composicionais:

- (i) Granadas róseas, lilás claras e escuras = ocorrem nos campos sobrepostos G1/G5/G9;
- (ii) Granadas laranjas claras e escuras = ocorrem nos campos sobrepostos G4/G1.

As granadas róseas, lilás claras e escuras do Alfeu-I, que ocorrem nos campos G1/G5/G9, não satisfazem as condições ou o algoritmo descritos acima para os campos G1 e G5, entretanto elas se encaixam na classificação G9 - lherzolítica. Já as granadas laranjas claras e escuras do Alfeu-I, que plotaram nos campos G4/G1 (Figura 6.32), satisfazem as condições de Grütter et al. (2004) do campo G4 (granadas piroxenítica, websterítica e eclogítica) e não satisfazem para o G1.

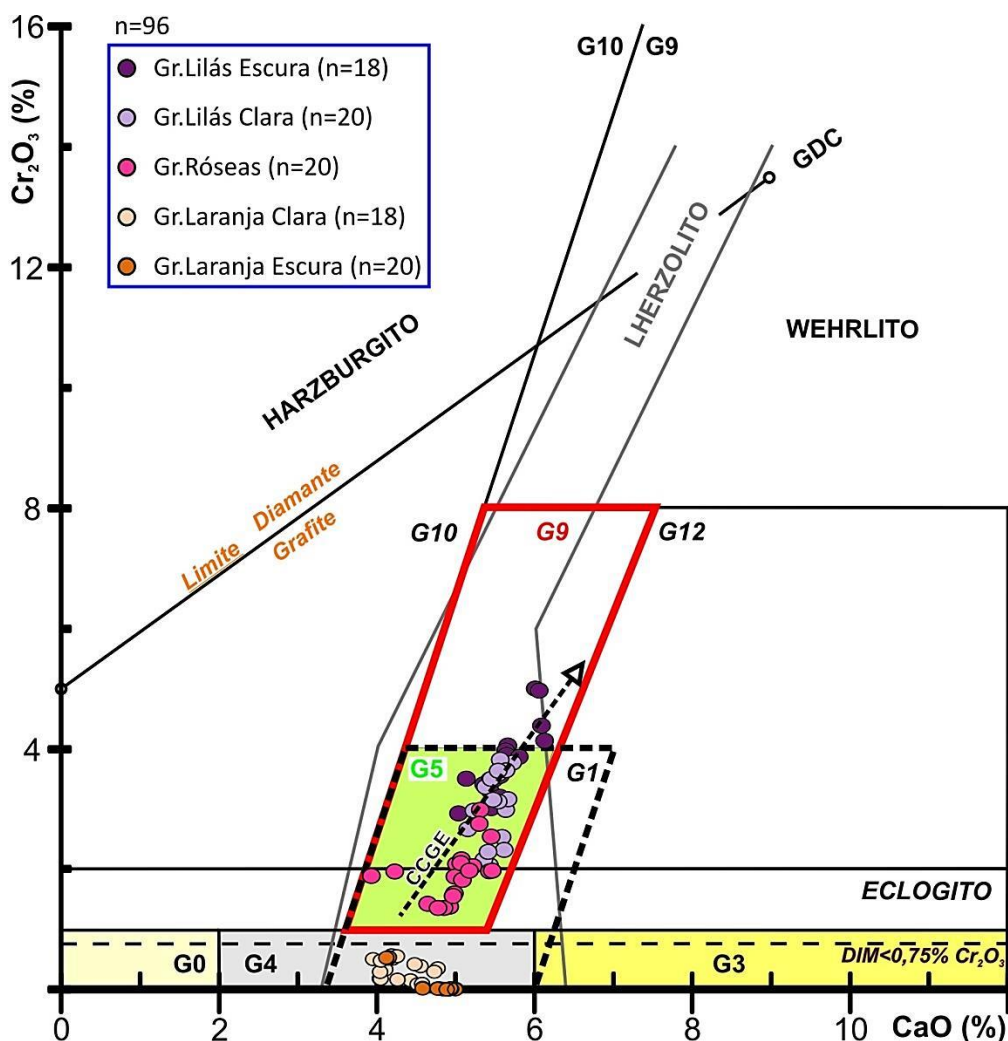


Figura 6.32 - Granadas piropo do kimberlito Alfeu-I classificadas em diagrama com campos composicionais de Cr_2O_3 (%) x CaO (%), onde se identifica as possíveis origens de rocha fonte para granadas piropo: lherzolitos, wehrlitos, harzburgitos, piroxenitos, eclogitos e websteritos. O campo dos eclogitos é comumente reportado com $<2\%$ de Cr_2O_3 , mas a vasta maioria das granadas eclogíticas inclusas em diamante (DIM) contém $<0,75\%$ de Cr_2O_3 (COOKENBOO & GRÜTTER, 2007). Limite grafite-diamante de Grütter et al. (2006). CCGE = tendência de granadas do fácies espinélio-granada peridotitos (cromita-clinopiroxênio - granada - equilíbrio) do kimberlito Jericho (KOPYLOVA et al., 2000), obtida de Barabino et al. (2007). Os campos de classificação são de Grütter, 2004. Figura modificada e adaptada a partir de Sobolev et al. (1973), Grütter et al. (2004), Grütter et al. (2006) e de Cookenboo & Grütter (2007).

A Figura 6.32 também ilustra uma distribuição linear que ocorre desde as granadas G5 até o limite com o campo G12, o que pode também indicar que essas granadas do Alfeu-I são pertencentes ao grupo lherzolítico com tendência CCGE, a mesma descrita e caracterizada pela primeira vez para as granadas de xenólitos espinélio-granada peridotitos do kimberlito diamantífero do Grupo I - Jericho. Esse kimberlito intruiu o cráton Slave (Canadá) no período Triássico Médio (HEAMAN et al., 1997).

Essa tendência CCGE, bem caracterizada nas granadas dos Alfeu-I, é considerada rara por possuir correlação positiva significativamente menos enriquecida em Cr, na medida em que aumenta o CaO, do que as tendências lherzolíticas comuns encontradas nos concentrados de granada na maioria dos kimberlitos. É encontrada

somente em xenólitos espinélio - granada peridotíticos, ao contrário da maioria absoluta de composições de granada que plotam ao longo da tendência lherzolítica que são de peridotito com falta de espinélio (KOPYLOVA et al., 2000). Tida por muitos autores como uma tendência rara, entretanto ela foi verificada também nos kimberlitos de *Ranch Lake kimberlite* (COOKENBOO, 1996), *Drybones Bay* (CARBNO e CANIL, 2002) e *Buffalo Hills* (HOOD e MCCANDLESS, 2004), posicionados no cráton *Slave* e também possuem granadas derivadas de espinélio + granada peridotitos. Além desses três kimberlitos no Canadá, ocorre uma disposição semelhante à tendência CCGE para xenólitos espinélio-granada do kimberlito Thaba Putsoa (África do Sul. SMITH and BOYD, 1992), em um lamprófito no platô do Colorado (EUA) (EHRENBERG, 1982; SMITH et al., 1991), *pipes* dos kimberlitos Galange (I–IV) no sudoeste da Angola (EGOROV et al., 2007), nos kimberlitos off-cráton de Fazenda Largo (Piauí, ver KAMINSKY et al., 2009), nas diatremas Janjão e Pandolfo em Lages/SC (BARABINO et al., 2007).

Após esta descrição, os autores investigaram as origens dessa tendência na composição da granada e sugeriram que se originaria do equilíbrio de granada com uma assembleia do manto que inclui cromita e clinopiroxênio. A presença espinélio é um pré-requisito necessário para desenvolver a tendência CCGE, mas outras condições devem ser cumpridas para atingir o equilíbrio granada – espinélio. Dentre os controles explanados para a tendência CCGE em Kopylova et al. (2000), os autores descreveram que:

- a. Tem que ocorrer cpx modal suficiente e granada rica em Ca no manto raso para gerar essas composições;
- b. Também é caracterizado por harzbugito com cpx ricos em Ca e com ausência de granada subcálcica (G10) e presença de granada lherzolítica saturada em Ca em todas as profundidades do manto amostrado;
- c. Peridotitos saturados em Ca e Cr, aparentemente, não podem ser produzidos por um único evento de fusão parcial do manto primitivo e é possível que requeiram processos de refertilização de manto empobrecido. A extensiva zonação dos minerais peridotíticos do manto em Jericho (Kopylova et al., 1999) e no platô do Colorado (Smith and Ehrenberg, 1984; Smith et al., 1991) pode ser assinatura de tal refertilização secundária;
- d. A tendência CCGE na composição da granada reflete a presença de rochas relativamente férteis em profundidades relativamente rasas e temperaturas mais baixas.

Se formos comparar os controles descritos acima com as condições no Alfeu-I, se pode concluir que há evidências semelhantes no Alfeu-I, ou seja: presença de cpx; todas granadas são saturadas em Ca; ausência de granada harzburgítica; presença de espinélio, verificado na petrografia; presença de mais de um evento de fusão parcial do manto primitivo, ou seja, acreção Dom Feliciano e refertilização pelo magmatismo intraplaca toleítico e alcalino cretáceo; e a presença da mesma tendência nas granadas das diatremas Janjão e Pandolfo em Lages/SC (BARABINO et al., 2007), com certa proximidade do Alfeu-I, o que indica uma afinidade mantélica para as fontes.

Ficou em aberto a classificação das granadas laranjas claras e escuras, se são: G4 (piroxenítica ou websterítica ou eclogítica), em acordo com classificação de Grütter et al., (2004); ou somente eclogíticas em acordo com classificação SCHULZE (2003). Na Figura 6.33 é possível discriminar as granadas laranjas claras e escuras segundo os campos composicionais ilustrados por Ramsay e Tompkins (1994) para granadas com $Cr_2O_3 < 2,0\%$:

- GE1 (granadas de eclogitos ou piroxenitos) – ocorrem quase todas granadas laranjas escuras (n=14/18), que são as que possuem os menores valores de Cr_2O_3 ;
- GE2 (granadas de lherzolitos ou piroxenitos) – ocorrem todas as granadas laranjas claras (n=20) e 04 análises de granada laranja escura.

Dentre as consagradas classificações (SCHULZE, 2003 e GRÜTTER et al., 2004) para concentrados de granadas, ficou claro que há duas fontes no Alfeu-I: uma lherzolítica (provável fácies espinélio) e outra eclogítica. Entretanto é notável que há uma diferença entre as granadas eclogíticas, marcada por agrupamentos diferenciados entre as granadas laranjas claras e escuras em todos os gráficos. Dessa forma, a classificação de Ramsay e Tompkins (1994) versus SCHULZE (2003) e GRÜTTER et al. (2004) indica que para as granadas laranjas claras e escuras que podemos ter duas populações: i - eclogítica (granadas laranja escuro); ii - piroxenítica (todas granadas laranja claro).

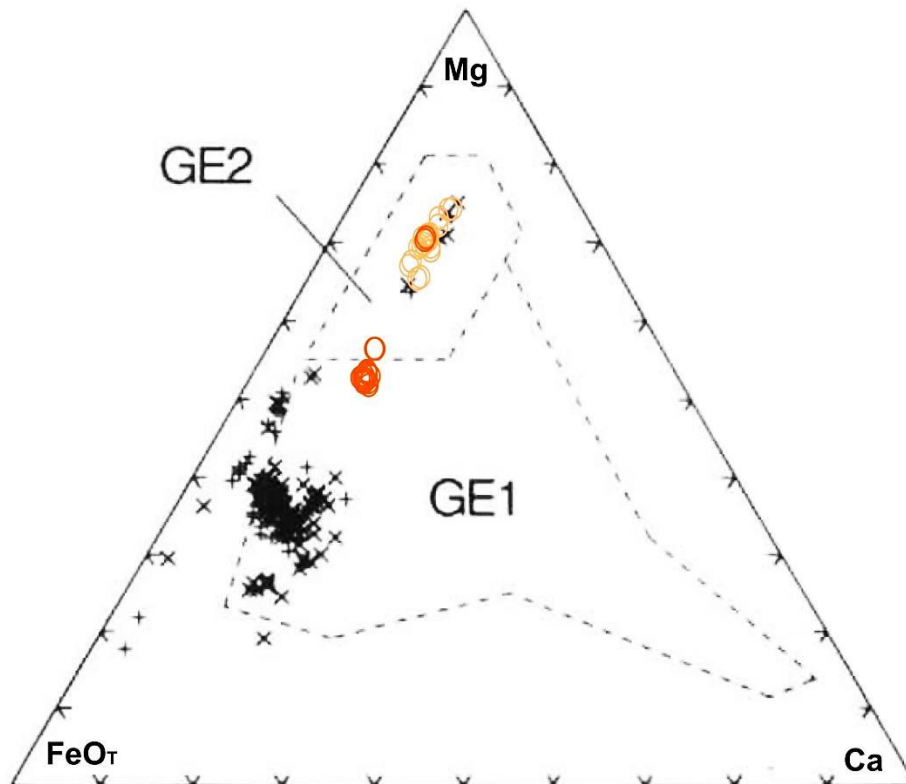


Figura 6.33 – Diagrama ternário MgO x CaO x FeO_T (molar), modificado de Ramsay and Tompkins (1994), para granadas do Alfeu-I com Cr₂O₃ < 1,0%. GE1 = granadas de eclogitos ou piroxenitos; GE2 = granadas de lherzolitos ou piroxenitos ou megacristais; X = granadas de concentrados minerais do *pipe* de Boa Esperança (Minas Gerais); + = granadas de concentrados minerais do *pipe* de Cana Verde (Minas Gerais). N=20 círculos laranja claro; N=18 círculos laranja escuro.

Grütter et al. (2006), formulou um modelo empírico simples que pode ser usado para aferir valores de pressão para granadas harzburgíticas e lherzolíticas derivadas de kimberlitos (Figura 6.34). O modelo dos autores adotou uma geoterma padrão de 38 mW/m², utilizada como matriz para os modelos gráficos Cr₂O₃/CaO, com baixa dependência negativa da temperatura e consistente com granadas saturadas em cromo em assembleias de harzburgitos e lherzolitos cratônicos. Na Figura 6.34, as amostras do Alfeu-I ficaram caracterizadas por pressões mantélicas máximas de ≈27 kbar. A principal restrição do modelo é que ele é adequado para ambiente tectônico com comportamento cratônico, já a química dos minerais do Alfeu-I apontam para uma geoterma não cratônica na região estudada.

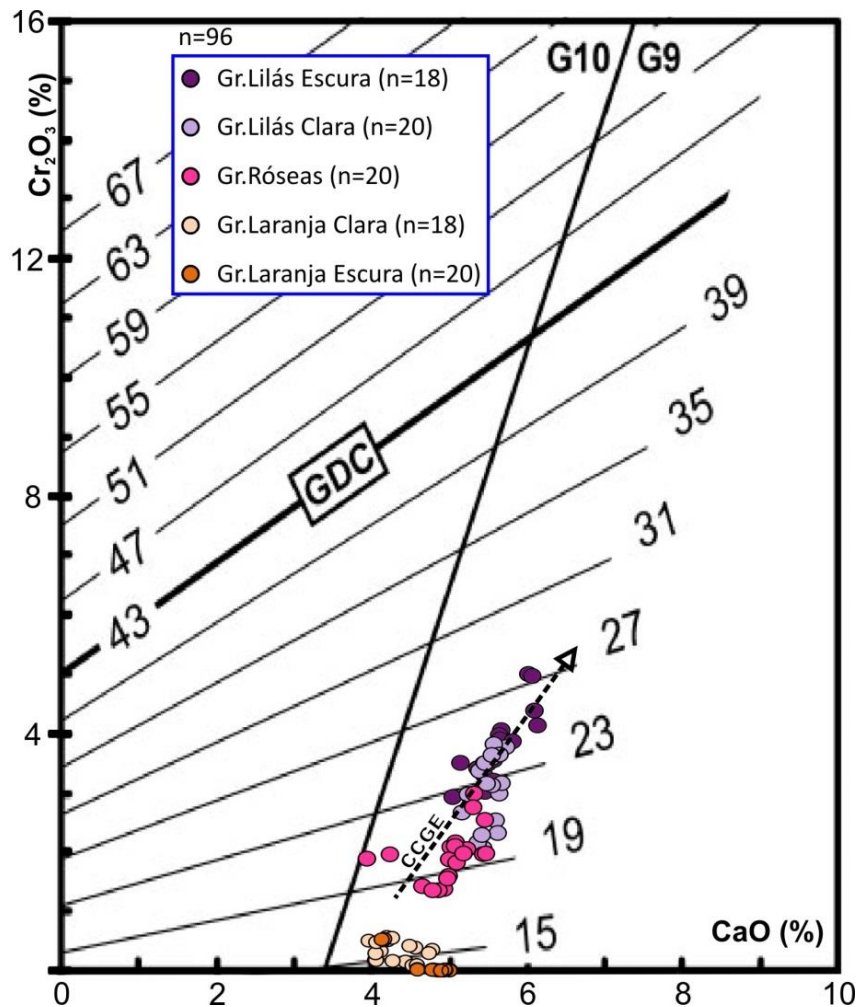


Figura 6.34 - Diagrama Cr_2O_3 v.s. CaO para granadas peridotíticas derivadas do manto com isóbaras superimpostas (em kbar) de acordo com a formulação de Grütter et al. (2006). GDC = limite diamante/grafite.

6.1.4 ILMENITAS

Os minerais do grupo dos óxidos que ocorrem no Alfeu-I são a ilmenita e a cromita. Nesse trabalho somente obtivemos análises de microsonda da ilmenita. As composições desse mineral foram verificadas segundo a fórmula condicional no Microsoft Excel [SE (Peso% - desvio padrão% > limite de detecção%; = Peso%; = zero)] para zerar os resultados incompatíveis com as variáveis. Todos os óxidos verificados e suas variações podem ser visualizados na Tabela 6.8. A razão ferro férrico/ferroso foi calculada, a partir das análises de microsonda, de acordo com o método de Droop (1987), para fins de emprego em gráficos e diagramas.

Tabela 6.8 – Variação composicional em óxido (%) das ilmenitas do Alfeu-I. São três análises por grão (n_T=43), com exceção do último (n=43) que só possui uma análise. FeO_T = ferro total como FeO.

Análise	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Ti ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO _T	NiO	ZnO	ZrO	Soma
1.	4,49	0,75	0,00	0,00	48,69	0,00	0,25	45,99	0,00	0,00	0,00	100,17
2.	4,33	0,71	0,00	0,00	48,29	0,00	0,26	46,02	0,00	0,00	0,00	99,61
3.	4,34	0,75	0,00	0,00	48,42	0,00	0,00	46,18	0,00	0,00	0,00	99,69
4.	5,36	0,54	0,00	0,00	54,29	0,00	0,33	37,72	0,00	0,00	0,00	98,25
5.	8,97	0,53	0,00	0,00	51,29	0,00	0,43	38,65	0,00	0,00	0,00	99,87
6.	2,28	0,55	0,00	0,00	54,87	0,00	0,50	38,78	0,00	0,00	0,00	96,97
7.	4,96	0,83	0,00	0,00	49,00	0,00	0,19	45,34	0,00	0,00	0,00	100,31
8.	4,74	0,80	0,00	0,00	48,72	0,00	0,24	45,41	0,00	0,00	0,00	99,91
9.	4,84	0,79	0,00	0,00	48,52	0,00	0,19	45,83	0,00	0,00	0,00	100,18
10.	4,49	0,76	0,00	0,00	48,26	0,00	0,29	46,32	0,00	0,00	0,00	100,12
11.	4,28	0,75	0,00	0,00	47,52	0,00	0,27	46,46	0,00	0,00	0,00	99,28
12.	4,34	0,74	0,00	0,00	48,62	0,00	0,25	46,85	0,00	0,00	0,00	100,80
13.	5,69	0,52	0,00	0,00	50,28	0,00	0,27	43,63	0,00	0,00	0,00	100,40
14.	5,13	0,47	0,00	0,00	49,85	0,00	0,32	44,86	0,00	0,00	0,00	100,62
15.	5,11	0,51	0,00	0,00	49,98	0,00	0,32	44,61	0,00	0,00	0,00	100,54
16.	4,94	0,69	0,00	0,00	49,08	0,00	0,30	45,02	0,00	0,00	0,00	100,03
17.	6,15	0,65	0,00	0,00	50,43	0,00	1,39	40,97	0,00	0,00	0,00	99,59
18.	4,00	0,70	0,00	0,00	50,30	0,00	0,37	45,00	0,00	0,00	0,00	100,37
19.	4,10	0,75	0,00	0,00	49,21	0,00	0,23	46,66	0,00	0,00	0,00	100,95
20.	4,13	0,74	0,00	0,00	49,12	0,00	0,29	46,97	0,00	0,00	0,00	101,25
21.	4,18	0,65	0,00	0,00	48,58	0,00	0,25	46,58	0,00	0,00	0,00	100,24
22.	4,04	0,59	0,00	0,00	48,65	0,00	0,29	46,90	0,00	0,00	0,00	100,47
23.	3,90	0,58	0,00	0,00	48,60	0,00	0,21	47,17	0,00	0,00	0,00	100,45
24.	3,94	0,59	0,00	0,00	48,30	0,00	0,27	47,22	0,00	0,00	0,00	100,32
25.	3,21	0,51	0,00	0,00	48,71	0,00	0,34	46,12	0,00	0,00	0,00	98,89
26.	3,08	0,58	0,00	0,00	48,36	0,00	0,27	47,87	0,00	0,00	0,00	100,16
27.	3,18	0,56	0,00	0,00	47,66	0,00	0,27	47,81	0,00	0,00	0,00	99,48
28.	0,56	0,84	0,00	0,00	55,36	0,00	3,76	31,96	0,00	0,00	0,00	92,48
29.	2,00	0,81	0,00	0,00	54,95	0,00	7,73	28,61	0,00	0,00	0,00	94,10
30.	0,80	0,80	0,00	0,00	55,11	0,00	3,40	32,88	0,00	0,00	0,00	92,99
31.	4,12	0,59	0,00	0,00	49,14	0,00	0,22	47,19	0,00	0,00	0,00	101,25
32.	4,22	0,66	0,00	0,00	48,17	0,00	0,27	47,09	0,00	0,00	0,00	100,41
33.	4,18	0,65	0,00	0,00	48,39	0,00	0,25	47,16	0,00	0,00	0,00	100,63
34.	4,10	0,71	0,00	0,00	47,83	0,00	0,27	46,49	0,00	0,00	0,00	99,40
35.	4,23	0,70	0,00	0,00	48,76	0,00	0,28	47,19	0,00	0,00	0,00	101,16
36.	4,36	0,69	0,00	0,00	48,27	0,00	0,34	46,69	0,00	0,00	0,00	100,35
37.	3,06	0,50	0,00	0,02	47,47	0,00	0,00	49,13	0,00	0,00	0,00	100,17
38.	3,13	0,51	0,04	0,01	47,96	0,00	0,00	49,18	0,00	0,00	0,00	100,83
39.	3,01	0,54	0,05	0,00	47,64	0,00	0,00	48,70	0,00	0,00	0,00	99,92
40.	4,32	0,74	0,00	0,00	48,38	0,00	0,22	46,17	0,00	0,00	0,00	99,83
41.	4,41	0,67	0,00	0,00	48,96	0,00	0,21	45,96	0,00	0,00	0,00	100,20
42.	4,43	0,74	0,00	0,00	49,19	0,00	0,24	46,38	0,00	0,00	0,00	100,97
43.	3,54	0,62	0,00	0,00	47,62	0,00	0,26	48,39	0,00	0,00	0,00	100,43
Mínimo	0,56	0,47	0,00	0,00	47,47	0,00	0,00	28,61	0,00	0,00	0,00	92,48
Máximo	8,97	0,84	0,05	0,02	55,36	0,00	7,73	49,18	0,00	0,00	0,00	101,25

A ilmenita é um dos minerais indicadores mais utilizados para identificação de kimberlitos e rochas relacionadas. Trata-se de um membro comum da suíte de megacristais e seus elementos maiores TiO_2 , MgO , MnO , Cr_2O_3 , FeO e Fe_2O_3 são aplicados na distinção das ilmenitas de origem kimberlítica e rochas associadas (WYATT et al., 2004), assim como daquelas não kimberlíticas. A ilmenita é relativamente comum como macrocristal no Alfeu-I, são na maioria ilmenitas magnesianas ou picroilmenitas, com teores muito baixos a médios de MgO (0,56% a 8,96%). Quatro análises (nº. 17, 28, 29 e 30) de ilmenitas ocorrem com altos teores de MnO (1,39% a 7,73%) e outras três análises (nº. 04, 05 e 06), com leve enriquecimento em MnO , mas com concentrações de FeO , Fe_2O_3 e TiO_2 similares às manganíferas. Segundo Fipke et al. (1995) ilmenitas kimberlíticas são tipicamente dominadas por variedades ricas em Mg ($4\% <\text{MgO}< 15\%$), enquanto ilmenitas crustais possuem comumente valores restritos e menores que 4% de MgO .

Os termos do sistema $\text{FeTiO}_3 \leftrightarrow \text{MgTiO}_3 \leftrightarrow \text{MnTiO}_3$ (cf. Figura 6.35) expõem que as ilmenitas do Alfeu-I possuem características químicas diferenciadas, pois ocorrem em diferentes campos:

- Uma única análise (nº. 05) se destaca por possuir o valor mais elevado de MgO (8,97%) e ocorre no campo clássico para ilmenitas da matriz e megacristais de kimberlitos de Mitchell (1986 e 1995);
- Um agrupamento de análises de picroilmenitas com baixo a médio Mg ocorre com o mesmo alinhamento do campo de Mitchell (1986 e 1995), entretanto são mais pobres em Mg e ricas em Fe^{2+} do que essas, o que as desloca para o vértice FeTiO_3 ;
- Outras três análises (nº. 17, 28 e 30, manganíferas) ocorrem no campo de tendência característica das ilmenitas do kimberlito *Premier* (campo R, limitado por linhas tracejadas), sendo que duas dessas também compartilham com o campo de composições da matriz de kimberlitos (MK) e estão ao lado de análise de ilmenita mais rica em Mg do kimberlito do Grupo II de Lace;
- Uma análise manganífera, a mais rica em MnTiO_3 (nº. 29), ocorre ao lado da análise de outra ilmenita rica em Mg do kimberlito do Grupo II de Lace;
- A maior parte das ilmenitas descritas acima também plotam no campo para lamprófiros, granitos, basaltos e carbonatitos de Mitchell (1978).

Também nos termos de sistema $\text{FeTiO}_3 \leftrightarrow \text{MgTiO}_3 \leftrightarrow \text{MnTiO}_3$ da Figura 6.35, as composições de quatro análises (nº. 17, 28, 29 e 30) do Alfeu-I, que são as mesmas já referidas com altos teores de MnO (1,39% a 7,73%), caracterizam tendência de

enriquecimento em Mn observada em algumas ocorrências de kimberlito (e.g. WYATT, 1979). Esta tendência pode ser contínua ou fragmentada e sua origem não é totalmente compreendida (MITCHELL, 1986 e CHAKHMOURADIAN; MITCHELL, 1999).

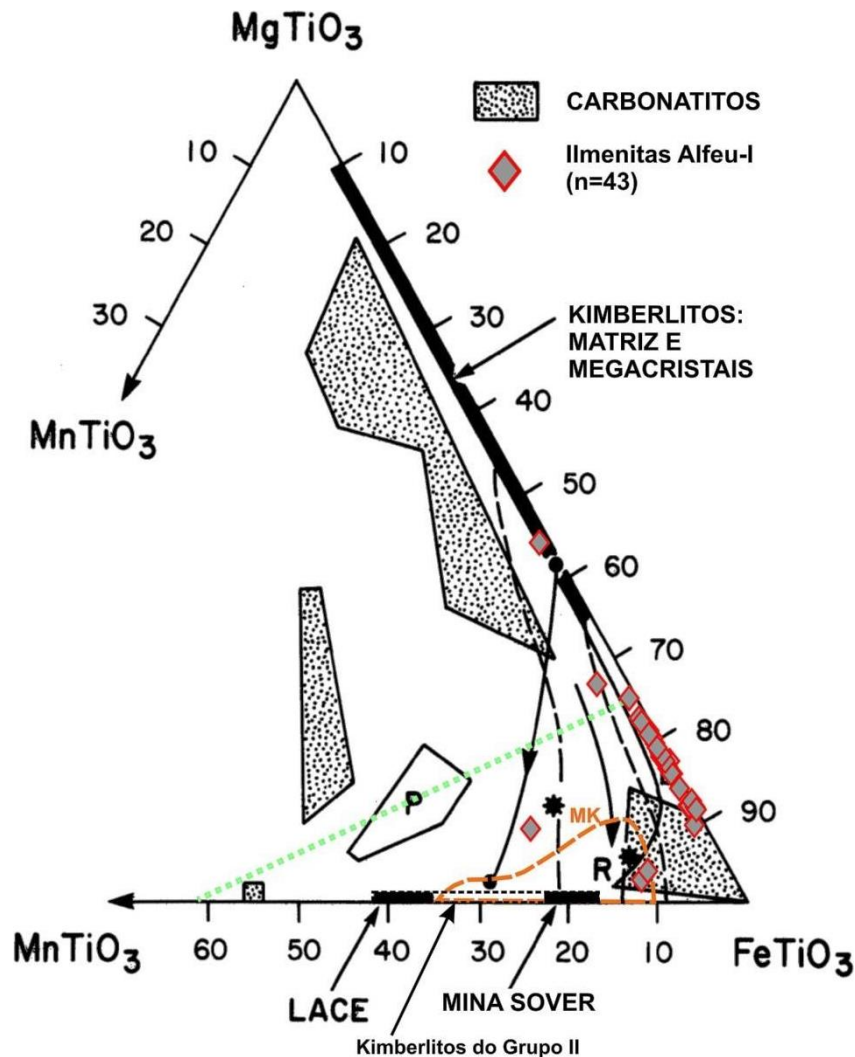


Figura 6.35 - Sistema ternário geiquelita ($MgTiO_3$) x $FeTiO_3$ (ilmenita) x pirofanita ($MnTiO_3$) com composições (a.p.f.u) das ilmenitas do Alfeu-I versus: as dos kimberlitos do Grupo II, delimitadas pelo campo tracejado em preto, mina Sover e Lace (*= Ilmenitas ricas em Mg de Lace); as ilmenitas de kimberlitos e carbonatitos; as do campo P de ilmenitas do dique de kimberlito calcítico Premier; as do campo R, limitado por linhas tracejadas, dos kimberlitos Premier; as ilmenitas da matriz de kimberlitos (MK) delimitadas pela linha tracejada laranja; e as dos pontos unidos pela linha com seta é núcleo rico em Mg e margem rica em Mn de uma ilmenita do dique de kimberlito calcítico Premier. O campo inferior direito delimitado pela linha verde pontilhada é para lamprófiros, granitos, basaltos e carbonatitos, adaptado de Mitchell (1978). Figura modificada de Mitchell (1995), Chakhmouradian e Mitchell (1999) e Chakhmouradian et al. (2009).

Já os termos de sistema $Fe_2^{3+}O_3 \leftrightarrow MgTiO_3 \leftrightarrow Fe^{2+}TiO_3$ (cf. Figura 6.36 a e b) confirmam que as ilmenitas do Alfeu-I possuem características químicas diferenciadas, pois também ocorrem em diferentes campos:

- Dos Kimberlito do Grupo II (O) - ocorrem duas análises (nº. 28 e 30) no interior desse campo e outras duas análises (nº. 06 e 29) muito próximas. As análises de número 28, 29 e 30, são de um grão de ilmenita com altos teores de MnO

(3,76%, 7,73% e 3,40% respectivamente) e a análise 06 possui leve enriquecimento em Mn (>0,4%; DAVIES and DAVIES, 2015). Entretanto, a soma dos óxidos analisados dessas quatro amostras é baixa (92,5% a 97%) e a soma dos cátions de cada uma dessas análises é <4 para o cálculo do Fe_2^{+3} (DROOP, 1987). Assim, todo o ferro é considerado como Fe^{2+} e, portanto são deslocadas para o vértice do Fe^{2+} . Os baixos percentuais de fechamento na microsonda dessas quatro amostras possuem a mesma variação (93% a 97%) de somatório de óxidos totais encontrado para as Mn - ilmenitas de Juína, onde Kaminsky e Belousova (2009) indicaram a possível presença de outros elementos para essa falta;

- Lamproitos (L) - pelo menos 07 análises plotaram nesse campo;
- Kimberlitos - a maior parte das análises plotou no campo característico para kimberlitos de Mitchell (1986), para a época se entendia kimberlitos como um grupo único, ou seja, Grupos I e II;
- Uma pequena parte das ilmenitas plota nos campos sobrepostos A (granitos e basaltos) e B (carbonatitos) de Mitchell (1986). Esses dois (A e B) também se sobrepõem aos campos dos kimberlito do Grupo II (O) e lamproitos (L);
- Já nos campos da figura (7.35 b), as ilmenitas do Alfeu-I ocorrem em sua maioria no campo ISP, que indica um manto caracterizado por composição de megacristais de ilmenitas equilibradas com espinélio peridotitos, geralmente “*off-craton*”. Entretanto, uma série de análises ocorre na transição ISP/IGP e no interior do campo IGP, que indica também um manto caracterizado por composição de megacristais de ilmenita equilibradas com granadas peridotitos, geralmente “*on-craton*”;
- Algumas análises não ocorrem nos campos discriminados nas figuras (a) e (b).

O alinhamento das ilmenitas do Alfeu-I do centro do diagrama da figura 7.35 em direção ao vértice $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ (campo dos kimberlito do Grupo II e lamproitos) já foi referenciado como tendência de reação de ilmenitas em kimberlitos (HAGGERTY et al., 1979). Os autores consideraram essa tendência de reação dos kimberlitos como originada de reações de interação das ilmenitas com uma matriz enriquecida em carbonato nos kimberlitos e que há uma relação inequívoca com interações de fase final CO-CO₂ e maiores valores de MnO. Estas ilmenitas ricas em Mn foram interpretadas como indicativas de horizontes marcadores que identificam o evento de fluidificação de erupções de kimberlito por Haggerty et al. (1979). Apesar das quatro amostras (nº. 06, 28, 29 e 30), que possuem baixo fechamento, não poderem

caracterizar de forma definitiva o campo em que ocorrem devido ao recálculo do Fe^{3+} e respectivo deslocamento para o vértice do Fe^{2+} , o restante das amostras do Alfeu-I, mais próximas ao vértice $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$, indicam essa tendência de reação de kimberlitos de Haggerty et al. (1979).

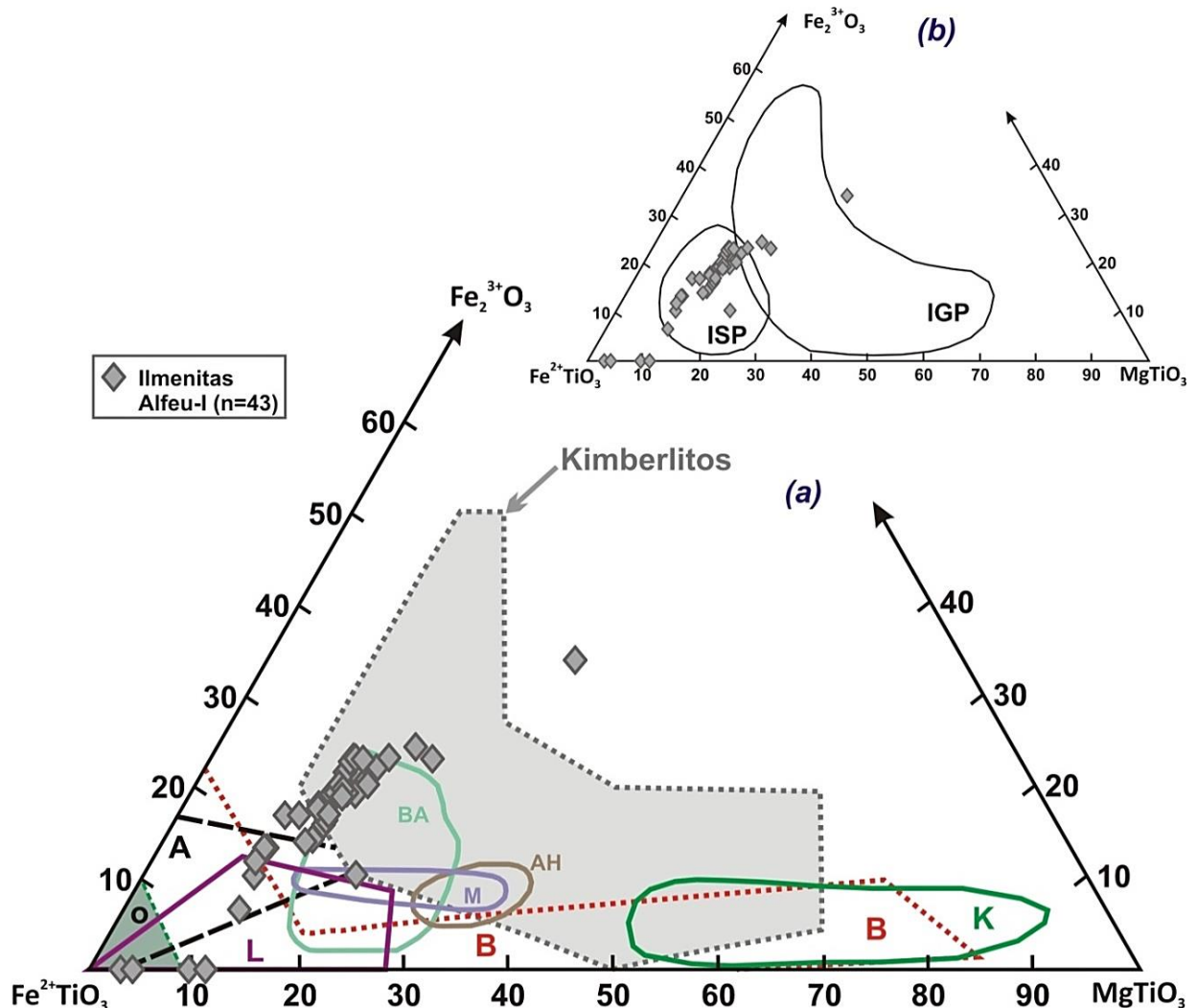


Figura 6.36 – Campos composicionais [figuras (a) e (b)] para ilmenitas em sistema trigonal que representa solução sólida $\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3 \leftrightarrow \text{MgTiO}_3 \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ (mol %). (a) Ilmenitas do Alfeu-I comparadas com os campos: BA = basaltos alcalinos; M = alnóitos Malaita; AH = basanitos de Ahaggar; A = granitos e basaltos; B = carbonatitos; e Kimberlitos do Grupo I e II (todos adaptados de MITCHELL, 1986). Os campos: O = kimberlito do Grupo II; L = lamproítos; e K = ilmenitas da matriz de kimberlitos, são adaptados de Mitchell (1995). (b) Ilmenitas do Alfeu-I comparadas com os campos de Ramsay & Tompkins (1994): IGP – megacristais de ilmenita de localidades com granadas peridotitos bem representados, geralmente “on-crátón”; ISP – megacristais de ilmenitas de localidades com espinélio peridotitos bem representados, geralmente “off-crátón”.

Mesmo que uma extrusão amostra rochas diamantíferas na sua ascensão, é bastante claro que as condições dentro da rota de ascensão do magma podem estar fora do campo de estabilidade do diamante o que forneceria uma cinética da reação para converter o diamante em grafite ou, mais frequentemente, para o CO_2 . Em condições de maior atividade de oxigênio no magma, a transformação para CO_2 ocorre mais rápida e o efeito dessa reabsorção no teor de diamante de uma intrusão pode ser grande. Segundo modelo desenvolvido na África do Sul, as composições da ilmenita

forneem algumas medidas dessas condições de fO_2 (fugacidade de oxigênio no magma) do magma, onde ilmenitas com baixas razões Fe^{+3}/Fe^{+2} são associadas a condições redutoras e a maiores conteúdos de diamante do que aquelas com altas razões Fe^{+3}/Fe^{+2} . Em ilmenitas de kimberlitos, o alto Fe^{+3} é associado a baixo MgO; já o Cr^{3+} elevado pode ser encontrado em qualquer associação, mas é apenas um fator positivo para o diamante quando ocorre com elevado Mg (GURNEY, 1993). Toda essa associação química também aponta para o baixo potencial diamantífero da intrusão Alfeu-I (conforme Figura 6.36, Figura 6.47 e Figura 6.48), já que suas ilmenitas possuem valores consideráveis de Fe^{3+} e baixo Mg e Cr. As composições enriquecidas em Fe^{+3} podem indicar uma origem metassomática e/ou indicar o aumento da fO_2 , já que o Fe^{+3} tende a entrar na estrutura.

Apesar das ilmenitas kimberlíticas serem tipicamente dominadas por variedades ricas em Mg (4% a 15% MgO), enquanto ilmenitas crustais possuem comumente valores restritos e menores que 4% de MgO (FIPKE et al., 1995), existem ilmenitas manganíferas (>0,4% MnO) que fogem a essa regra. Como essas ocorrem no Alfeu-I, foram resumidas algumas principais características relacionadas a esse tipo:

- i. Ilmenitas com baixo magnésio (0,11% a 0,14% MgO) e com MnO entre 0,64% e 0,75% foram relatadas pela primeira vez como uma inclusão em três diamantes "brasileiros" por Meyer e Svisero (1975). Dessa forma, "contrastam marcadamente" com ilmenitas típicas kimberlíticas. Essas amostras junto com uma série de Mn-ilmenitas com baixo Mg foram encontradas como inclusões em diamantes aluvionares (KAMINSKY et al., 2001; KAMINSKY; BELOUSOVA, 2009). Algumas dessas Mn-ilmenitas estavam associadas, dentro do diamante hospedeiro, com ferropériclásio, granada marjorita e Ca-Ti-perovskita e concluíram que essas pertencem a uma associação super profunda (manto inferior e zona de transição) (KAMINSKY; BELOUSOVA, 2009);
- ii. Apesar de não ser um MIK padrão, as Mn-ilmenitas foram recomendadas a serem incluídas na lista de minerais indicadores de diamante por Tompkins e Haggerty (1985) e Kaminsky et al. (2001);
- iii. McCallum (1989) notou sua abundância relativa em várias localidades de kimberlitos amplamente separadas, principalmente diamantíferas, o que endossa seu valor em exploração;
- iv. As Mn-ilmenitas dos kimberlitos de Pandrea (Brasil) e de Guanaimo (Venezuela), que são megacristais anédricos e homogêneos internamente,

são considerados como originados no manto inferior ou zona de transição. São fases minerais primárias com distribuição de elementos traço, normalizados a condrito, similares às de Mn-ilmenitas inclusas em diamante, o que confirma que essas são geneticamente relacionadas (KAMINSKY; BELOUSOVA, 2009).

- v. Davies e Davies (2015) estudaram Mn-ilmenitas de tilitos com MIK em áreas de bacias com fontes kimberlíticas do Canadá e verificaram que são quimicamente similares as Mn-ilmenitas encontradas em diamantes de aluvião de Guanaimo, Venezuela, e as de inclusões em diamantes relatadas por Kaminsky et al. (2000, 2001 & 2006), Meyer e McCallum (1986), Sobolev et al. (1999) e Jaques et al. (1989). Mn-ilmenitas inclusas em diamantes possuem MnO entre 0,42% e 11,46% e MgO de 0,0% a 1,36% (DAVIES; DAVIES, 2015).

Dentre as Mn-ilmenitas do Alfeu-I, as análises de números 04, 05, 06, 17, 28, 29 e 30 (Tabela 6.9) se assemelham a essas descrições, entretanto somente as análises 28 e 30 coincidem com variação composicional associada à kimberlitos diamantíferos, ou seja, possuem enriquecimento relativo em MnO e baixo MgO. Como todos os três grãos possuem superfície irregular, alternância de cores cinza claro a escuro e linhas pretas de fraturas ou quebras de relevo, o que indica processos posteriores de reequilíbrio químico (Figura 6.37, Figura 6.38 e Figura 6.39), pode-se caracterizar esses três grãos como oriundos de fonte diferente dos demais, ou seja, provavelmente são precoces em relação a todos os outros grãos que são isotrópicos e limpos e que possivelmente estão em equilíbrio com as fases finais. Assim, as Mn-ilmenitas do Alfeu-I podem ter sua química diferenciada associada a reações tardi-magmáticas e/ou a processos metassomáticos.

Tabela 6.9 - Composições dos 03 grãos com enriquecimento de Mn. Três análises/grão

Análise	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Ti ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO _T	NiO	ZnO	ZrO	Soma
4.	5,36	0,54	0,00	0,00	54,29	0,00	0,33	37,72	0,00	0,00	0,00	98,25
5.	8,97	0,53	0,00	0,00	51,29	0,00	0,43	38,65	0,00	0,00	0,00	99,87
6.	2,28	0,55	0,00	0,00	54,87	0,00	0,50	38,78	0,00	0,00	0,00	96,97
16.	4,94	0,69	0,00	0,00	49,08	0,00	0,30	45,02	0,00	0,00	0,00	100,03
17.	6,15	0,65	0,00	0,00	50,43	0,00	1,39	40,97	0,00	0,00	0,00	99,59
18.	4,00	0,70	0,00	0,00	50,30	0,00	0,37	45,00	0,00	0,00	0,00	100,37
28.	0,56	0,84	0,00	0,00	55,36	0,00	3,76	31,96	0,00	0,00	0,00	92,48
29.	2,00	0,81	0,00	0,00	54,95	0,00	7,73	28,61	0,00	0,00	0,00	94,10
30.	0,80	0,80	0,00	0,00	55,11	0,00	3,40	32,88	0,00	0,00	0,00	92,99

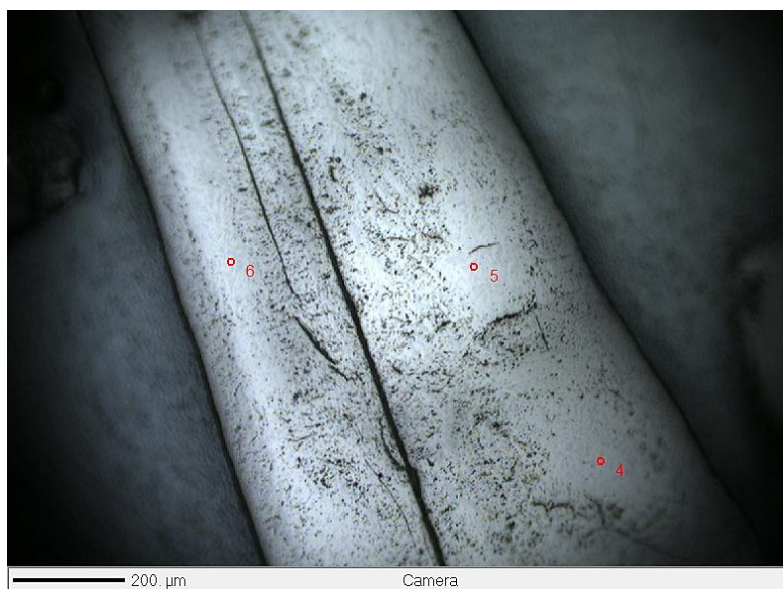


Figura 6.37 – Imagem do microscópio óptico de luz refletida de Mn-ilmenita referente às análises 04, 05, 06 levemente enriquecidas em Mn. Ver Tabela 6.9.



Figura 6.38 - - Imagem do microscópio óptico de luz refletida de grão de Mn-ilmenita que possui o ponto 17 ou análise 17 com Mn enriquecido. Ver Tabela 6.9.



Figura 6.39 - – Imagem do microscópio óptico de luz refletida de Mn-ilmenita com altos valores de Mn nas três análises (28, 29, 30). Ver Tabela 6.9.

Diferente dessas Mn-ilmenitas metassomáticas e/ou com reações tardi-magmáticas, características atribuídas as Mn-ilmenitas do Alfeu-I, os megacristais de Mn-ilmenitas da área de Juina são minerais primários, com uma estrutura interna homogênea obtida em condições estáveis de crescimento, com distribuição de elementos traços que confirmam que elas são diferentes das Mn-ilmenitas secundárias, também possuem paragênese relacionada ao diamante e são formadas em condições muito profundas do manto inferior e/ou zona de transição (KAMINSKY ; BELOUSOVA, 2009). No gráfico da Figura 6.40 percebe-se uma nítida diferença composicional para os elementos MgO x MnO entre as Mg e Mn-ilmenitas do Alfeu-I e as Mn-ilmenitas de Juina. As Mn-ilmenitas do Alfeu-I são mais ricas em MgO e possuem maiores valores de MnO (3,76; 7,73; e 3,40%) referentes a um grão (Tabela 6.9). Apesar dos valores de MnO (0,33%; 0,43%; e 0,50%) das três análises (nº. 04, 05 e 06; Tabela 6.9), que são indicadas pelas amostras com setas pretas (Figura 6.40), não serem considerados altos, essas apresentam ligeiro enriquecimento em MnO e afinidade com as Mn-ilmenitas referente às concentrações de FeO e TiO₂, conforme agrupamentos nas Figura 6.41. Além dessa semelhança química, essas três análises são de um mesmo grão que apresenta as mesmas texturas das outras Mn-ilmenitas (conforme Figura 6.37, Figura 6.38 e Figura 6.39), essas informações podem indicar desequilíbrio e/ou diferenças químicas intragrão e em relação às demais ilmenitas que possuem superfícies lisas e sem alternâncias texturais significativas.

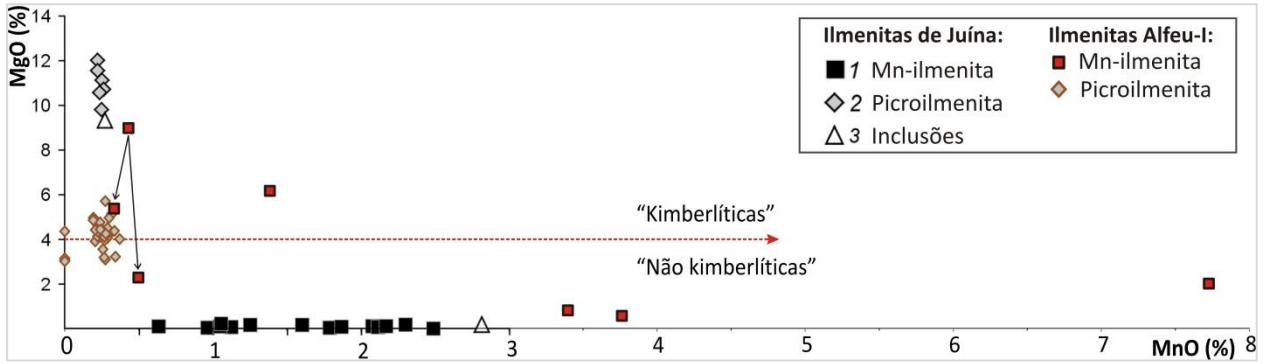


Figura 6.40 - Gráfico MgO x MnO das ilmenitas do Alfeu-I e de Juína (modificado de KAMINSKY e BELOUSOVA, 2009).

As Mn-ilmenitas e picroilmenitas do Alfeu-I formam agrupamentos diferenciados em relação aos teores de FeO e TiO₂ na Figura 6.41 (A,B), onde as Mn-ilmenitas apresentam semelhanças com as composições de inclusões em diamantes e com os megacristais manganesianos do kimberlito Pandrea (Brasil), entretanto tendem a ser mais ricas em MnO e MgO (Figura 6.41 A e B).

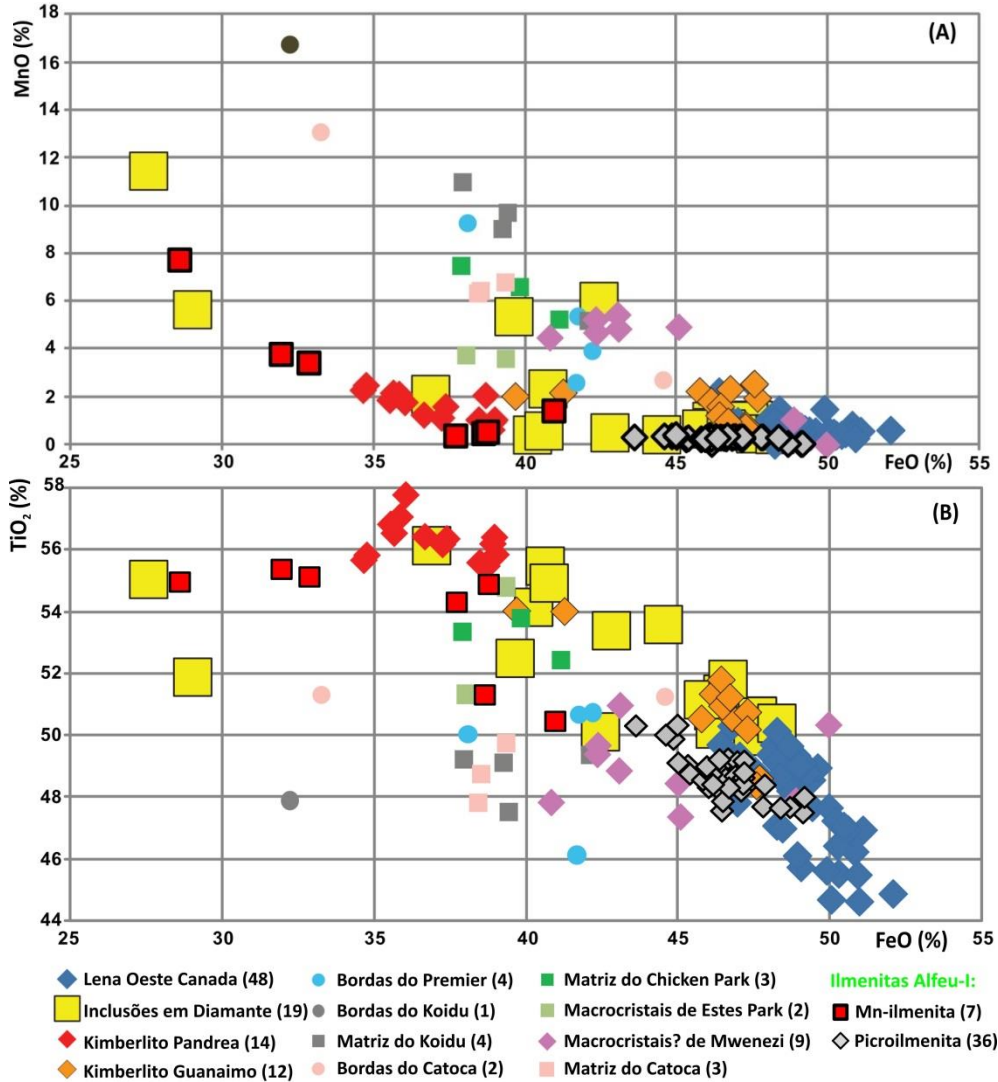


Figura 6.41 - Gráficos FeO x MnO (A) e FeO x TiO₂ (B) das ilmenitas do Alfeu-I e de ocorrências mundiais de Mn-ilmenitas (figuras adaptadas e modificados de Davies e Davies, 2015).

Para confirmar a variação composicional intragrão das Mn-ilmenitas, relacionadas na Tabela 6.9, foram efetuadas análises pontuais e mapas no MEV em dois grãos. No primeiro grão analisado no MEV, que corresponde ao da Figura 6.37 e às respectivas análises de microsonda de n^{os}. 04, 05 e 06, verificou-se nítida zonação de Mg e Mn. O Mg ocorre com maiores valores nas porções corroídas e mais escuras do grão (análises MEV n^o. Ilm. 02, 08, 09 e 10 cf. Tabela 6.10) e o Mn ocorre enriquecido nos mesmos pontos, menos o ponto Ilm. 02 (cf. Tabela 6.10), e nas bordas do cristal (Figura 6.43). O Mn não foi lido nas análises Ilm. 02, 03 e 06 (Figura 6.42 e Tabela 6.10). As análises Ilm. 09 e Ilm. 10, localizadas em zona escura linear no grão (quebra de relevo ou fratura), possuem os maiores valores de Mn e Mg. Nas porções mais limpas (Ilm. 01, 04, 05, 06 e 07) o Mg ocorre com 2,1% - 2,49% e o Mn com 0,65% - 1,06% e 0,0 % na análise Ilm. 06, assim indica composições mais homogêneas com baixo Mg e com leve enriquecimento em Mn (>0,4%). As análises anômalas para Mg e Mn possuem correlação positiva, são empobrecidas em TiO₂ na mesma proporção, são muito mais pobres em FeO que as outras análises (Tabela 6.10) e, por estarem em porções escuras com aspecto de corrosão e/ou em fraturas, indicam ser decorrentes de um mesmo processo secundário associado a reações de reequilíbrio.

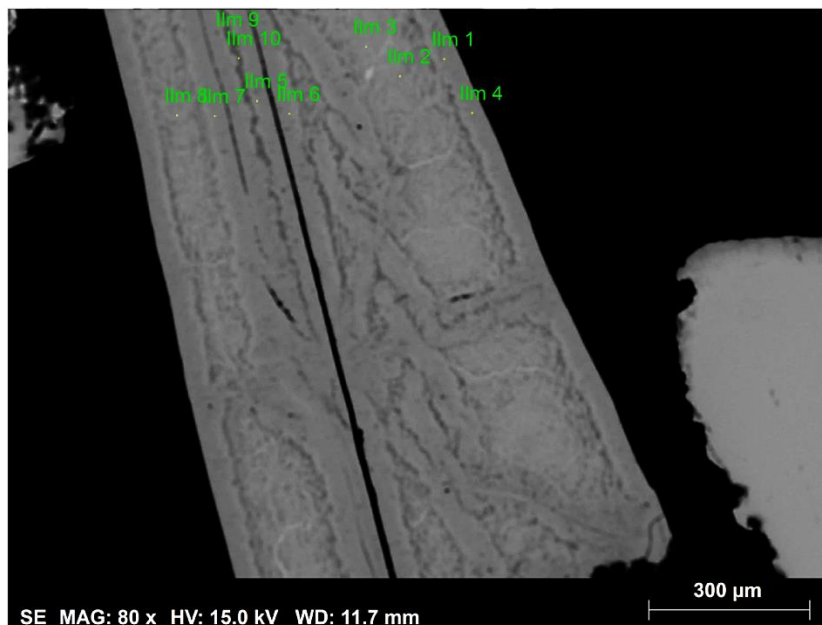


Figura 6.42 – Imagem de *backscattering* com posição das análises MEV no grão da Figura 6.37.

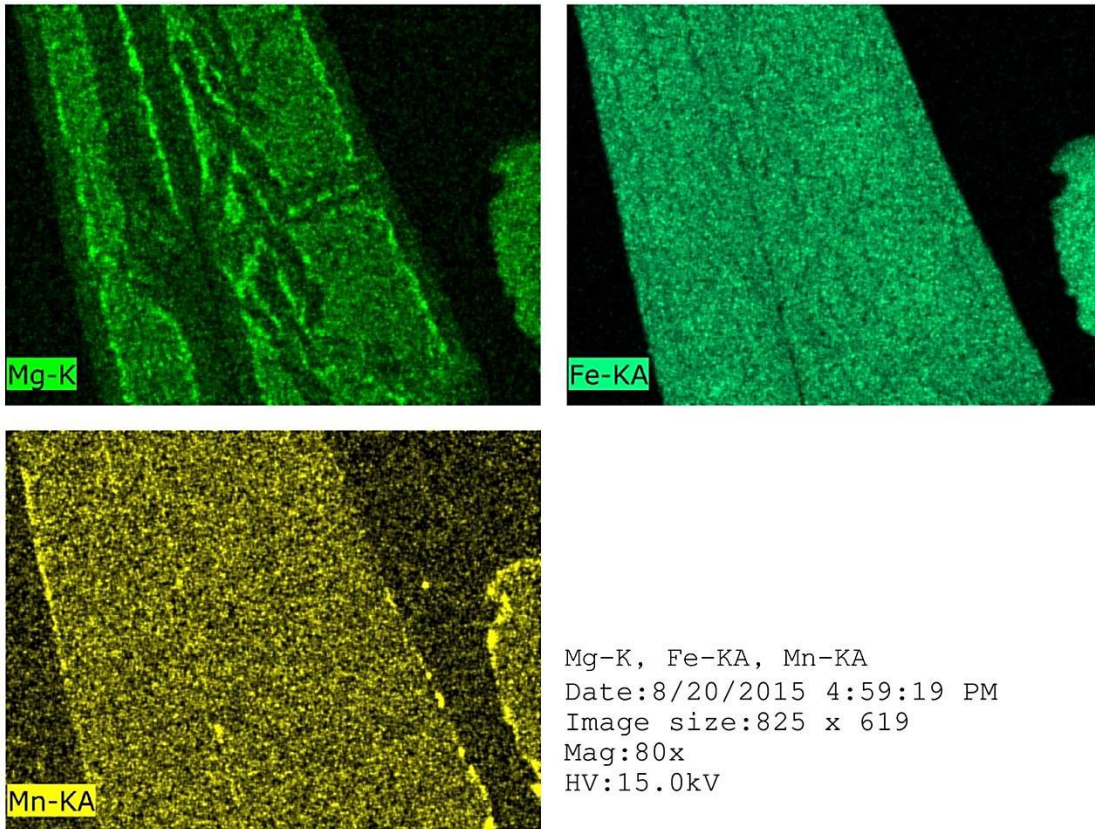


Figura 6.43 - Mapa do MEV para os elementos Mg, Fe e Mn do grão de Mn-ilmenita da Figura 6.37.

Tabela 6.10 – Resultados analíticos (n=11) do MEV para o grão de Mn-ilmenita da Figura 6.37.

Spectrum: Ilm 1

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.98	33.73	61.30		0.00	0.00	0.00	3.41
Mg	12	K-series	1.31	1.42	1.70	MgO	2.36	2.17	0.09	0.09
Ti	22	K-series	34.18	37.23	22.61	TiO ₂	62.11	57.03	1.01	1.01
Mn	25	K-series	0.72	0.79	0.42	MnO	1.02	0.93	0.05	0.05
Fe	26	K-series	24.63	26.83	13.97	FeO	34.51	31.69	0.75	0.75
Total:			91.83	100.00	100.00					

Spectrum: Ilm 2

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	31.66	33.97	60.31		0.00	0.00	0.00	3.47
Mg	12	K-series	4.48	4.81	5.62	MgO	7.98	7.43	0.26	0.26
Ti	22	K-series	32.39	34.76	20.62	TiO ₂	57.98	54.04	0.96	0.96
Fe	26	K-series	24.66	26.46	13.46	FeO	34.04	31.72	0.75	0.75
Total:			93.20	100.00	100.00					

Spectrum: Ilm 3

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.59	33.28	60.71		0.00	0.00	0.00	3.36
Mg	12	K-series	1.85	2.01	2.41	MgO	3.33	3.06	0.12	0.12
Ti	22	K-series	32.30	35.13	21.42	TiO ₂	58.61	53.89	0.96	0.96
Fe	26	K-series	27.20	29.58	15.46	FeO	38.06	34.99	0.82	0.82
Total:			91.94	100.00	100.00					

Spectrum: Ilm 4

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	31.19	33.84	61.37		0.00	0.00	3.43
Mg	12	K-series	1.38	1.50	1.79	MgO	2.49	2.29	0.10
Ti	22	K-series	34.59	37.52	22.74	TiO2	62.60	57.70	1.02
Mn	25	K-series	0.75	0.82	0.43	MnO	1.06	0.97	0.05
Fe	26	K-series	24.26	26.32	13.67	FeO	33.85	31.20	0.74
Total:			92.17	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 5

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.68	33.78	61.38		0.00	0.00	3.36
Mg	12	K-series	1.20	1.32	1.58	MgO	2.19	1.99	0.09
Ti	22	K-series	34.04	37.47	22.76	TiO2	62.52	56.79	1.01
Mn	25	K-series	0.57	0.62	0.33	MnO	0.81	0.73	0.04
Fe	26	K-series	24.35	26.81	13.96	FeO	34.49	31.33	0.74
Total:			90.83	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 6

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.28	33.77	61.41		0.00	0.00	3.32
Mg	12	K-series	1.08	1.21	1.45	MgO	2.01	1.80	0.08
Ti	22	K-series	33.69	37.56	22.83	TiO2	62.67	56.20	1.00
Fe	26	K-series	24.62	27.46	14.31	FeO	35.32	31.68	0.75
Total:			89.68	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 7

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.81	33.89	61.46		0.00	0.00	3.38
Mg	12	K-series	1.24	1.36	1.62	MgO	2.25	2.05	0.09
Ti	22	K-series	34.39	37.84	22.93	TiO2	63.13	57.38	1.02
Mn	25	K-series	0.54	0.60	0.32	MnO	0.77	0.70	0.04
Fe	26	K-series	23.91	26.31	13.67	FeO	33.85	30.76	0.73
Total:			90.89	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 8

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.53	33.55	60.70		0.00	0.00	3.34
Mg	12	K-series	2.43	2.67	3.18	MgO	4.43	4.04	0.15
Ti	22	K-series	32.22	35.41	21.40	TiO2	59.07	53.75	0.95
Mn	25	K-series	0.46	0.51	0.27	MnO	0.65	0.59	0.04
Fe	26	K-series	25.35	27.86	14.44	FeO	35.85	32.62	0.77
Total:			91.00	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 9

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	33.36	35.60	59.93		0.00	0.00	3.66
Mg	12	K-series	9.21	9.83	10.89	MgO	16.30	15.27	0.51
Ti	22	K-series	33.09	35.30	19.86	TiO2	58.90	55.20	0.98
Mn	25	K-series	3.03	3.24	1.59	MnO	4.18	3.92	0.11
Fe	26	K-series	15.02	16.03	7.73	FeO	20.62	19.33	0.47
Total:			93.72	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 10

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Comp. C Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	33.81	35.71	59.80		0.00	0.00	3.71
Mg	12	K-series	9.92	10.48	11.55	MgO	17.38	16.45	0.55
Ti	22	K-series	33.16	35.03	19.60	TiO2	58.44	55.33	0.98
Mn	25	K-series	3.86	4.08	1.99	MnO	5.27	4.99	0.14
Fe	26	K-series	13.92	14.70	7.05	FeO	18.91	17.90	0.43
Total:			94.68	100.00	100.00				

No segundo grão analisado no MEV, que corresponde ao da Figura 6.38 e às respectivas análises de microsonda (n^{os}. 16, 17, 18), também se verificou nítida zonação de Mg e Mn (Figura 6.44). O Mg ocorre com zonação de aspecto mosqueado (Figura 6.44), já o Mn ocorre enriquecido nas bordas do cristal (análises Ilm. 15 a 20) (Figura 6.45). Para os pontos analisados em que o Mn ocorre com valores muito altos, ele acaba ocupando o lugar do FeO (Tabela 6.11), já o Mg nesses pontos ocorre sem grandes oscilações e com leve enriquecimento.

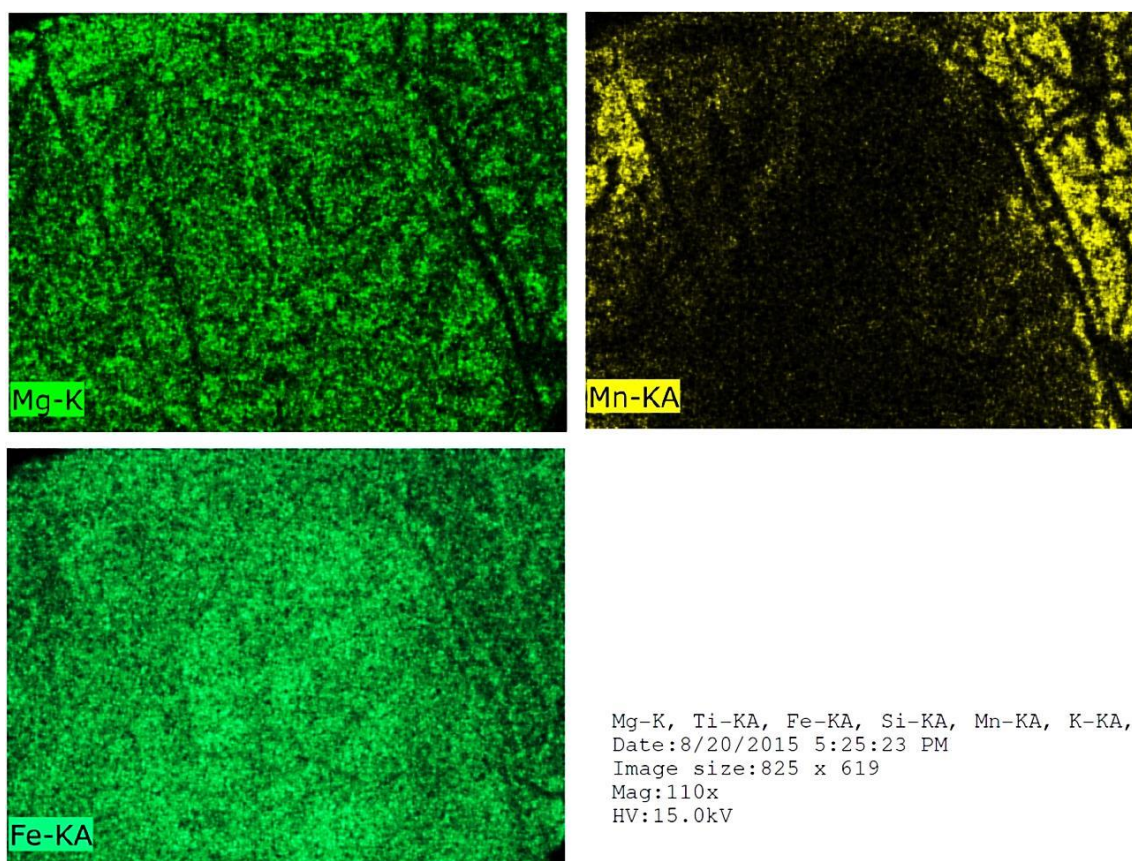


Figura 6.44 - Mapa do MEV para os elementos Mg, Fe, Mn do grão de Mn-ilmenita da Figura 6.38.

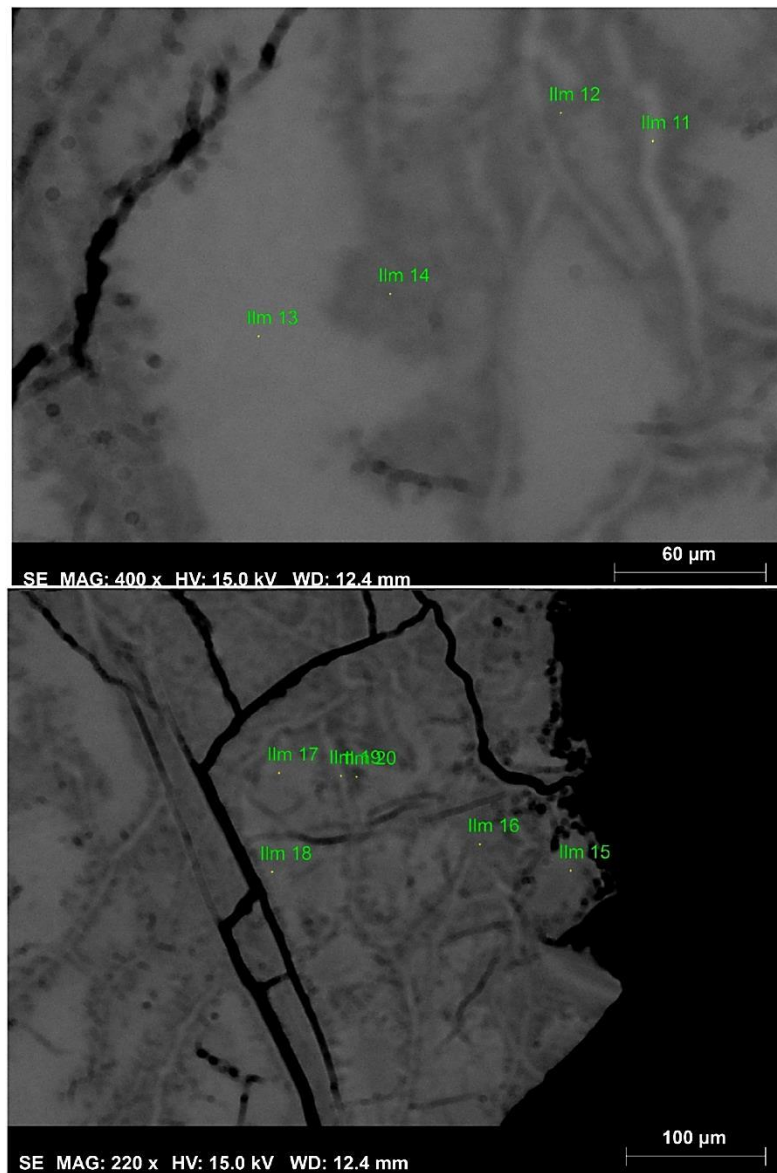


Figura 6.45 – Imagem de *backscattering* com posição das análises MEV no grão da Figura 6.38.

Tabela 6.11 - Resultados analíticos (n=10) do MEV para o grão de Mn-Ilmenita da Figura 6.38.

Spectrum: Ilm 11

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	29.82	32.39	60.44		0.00	0.00	3.27
Mg	12	K-series	0.58	0.63	0.77	MgO	1.04	0.96	0.06
Ti	22	K-series	30.83	33.48	20.88	TiO2	55.85	51.43	0.91
Fe	26	K-series	30.86	33.51	17.92	FeO	43.11	39.70	0.93
Total:			92.08	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 12

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	31.32	33.43	60.21		0.00	0.00	3.43
Mg	12	K-series	3.17	3.39	4.02	MgO	5.62	5.26	0.19
Al	13	K-series	0.50	0.53	0.57	Al2O3	1.01	0.94	0.05
Ti	22	K-series	31.34	33.45	20.14	TiO2	55.81	52.29	0.93
Fe	26	K-series	27.36	29.20	15.07	FeO	37.57	35.19	0.83
Total:			93.69	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 13

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.62	32.63	59.57		0.00	0.00	3.36
Mg	12	K-series	3.06	3.26	3.91	MgO	5.40	5.07	0.19
Al	13	K-series	0.48	0.51	0.55	Al2O3	0.96	0.91	0.05
Ti	22	K-series	29.03	30.93	18.87	TiO2	51.60	48.43	0.86
Fe	26	K-series	30.66	32.67	17.09	FeO	42.03	39.44	0.92
Total:			93.85	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 14

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.65	33.44	60.44		0.00	0.00	3.36
Mg	12	K-series	2.90	3.16	3.76	MgO	5.24	4.80	0.18
Ti	22	K-series	31.68	34.57	20.88	TiO2	57.67	52.85	0.94
Fe	26	K-series	26.43	28.83	14.93	FeO	37.09	34.00	0.80
Total:			91.65	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 15

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	31.27	33.17	59.65		0.00	0.00	3.45
Mg	12	K-series	4.31	4.57	5.41	MgO	7.58	7.15	0.25
Ti	22	K-series	30.28	32.12	19.30	TiO2	53.59	50.52	0.90
Mn	25	K-series	11.72	12.43	6.51	MnO	16.05	15.13	0.37
Fe	26	K-series	16.69	17.70	9.12	FeO	22.77	21.47	0.51
Total:			94.27	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 16

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.29	33.33	60.88		0.00	0.00	3.32
Mg	12	K-series	1.47	1.62	1.95	MgO	2.69	2.44	0.10
Ti	22	K-series	32.39	35.64	21.75	TiO2	59.45	54.03	0.96
Mn	25	K-series	3.53	3.88	2.06	MnO	5.01	4.55	0.13
Fe	26	K-series	23.20	25.53	13.36	FeO	32.85	29.85	0.70
Total:			90.88	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 17

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.91	33.06	59.85		0.00	0.00	3.39
Mg	12	K-series	3.15	3.37	4.01	MgO	5.58	5.22	0.19
Al	13	K-series	0.49	0.53	0.56	Al2O3	0.99	0.93	0.05
Ti	22	K-series	30.03	32.11	19.43	TiO2	53.57	50.09	0.89
Mn	25	K-series	10.23	10.94	5.77	MnO	14.13	13.22	0.32
Fe	26	K-series	18.70	20.00	10.37	FeO	25.73	24.06	0.57
Total:			93.51	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 18

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.83	32.94	59.70		0.00	0.00	3.38
Mg	12	K-series	3.24	3.47	4.14	MgO	5.75	5.38	0.20
Al	13	K-series	0.48	0.51	0.55	Al2O3	0.97	0.91	0.05
Ti	22	K-series	29.56	31.59	19.13	TiO2	52.69	49.32	0.88
Mn	25	K-series	13.51	14.44	7.62	MnO	18.64	17.45	0.42
Fe	26	K-series	15.96	17.06	8.86	FeO	21.94	20.54	0.49
Total:			93.59	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 19

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.08	32.85	60.77		0.00	0.00	3.30
Mg	12	K-series	0.77	0.84	1.02	MgO	1.40	1.28	0.07
Ti	22	K-series	31.90	34.84	21.53	TiO ₂	58.12	53.22	0.94
Fe	26	K-series	28.81	31.47	16.67	FeO	40.48	37.07	0.87
Total:			91.56	100.00	100.00				

Spectrum: Ilm 20

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	30.12	33.30	60.92		0.00	0.00	3.30
Mg	12	K-series	1.33	1.47	1.77	MgO	2.43	2.20	0.10
Ti	22	K-series	32.31	35.72	21.84	TiO ₂	59.60	53.90	0.96
Mn	25	K-series	0.68	0.76	0.40	MnO	0.98	0.88	0.05
Fe	26	K-series	26.01	28.75	15.07	FeO	36.99	33.46	0.79
Total:			90.45	100.00	100.00				

A descoberta de bordas enriquecidas em MnO em alguns megacristais de Mg-ilmenita estudadas por Mitchell (1986), representam a "tendência de enriquecimento em manganês" de Haggerty et al. (1979). Esta tendência é claramente diferente da Mn-ilmenita primária e representa uma tentativa dos megacristais em se equilibrar com estágio final de fluidos ricos em carbonato da matriz (HAGGERTY et al., 1979). No Alfeu-I o enriquecimento em manganês está associado a grãos com feições de aspecto corroído, ou seja, superfície irregular, alternância de cores cinza claro a escuro e a porções escuras lineares que indicam fraturas e quebras de relevo. Essas feições indicam desequilíbrio e/ou diferenças químicas decorrentes de processo secundário associado a reações de reequilíbrio intragrão. Além dos aspectos texturais, as análises mais anômalas para Mn geralmente possuem correlação positiva com o Mg, são empobrecidas em TiO₂ e FeO que as outras análises (Tabela 6.10 e Tabela 6.11). Assim, podemos caracterizar esses três grãos como provenientes de fonte diferente dos demais, ou seja, provavelmente são precoces em relação aos grãos isótopos e limpos que possivelmente estão em equilíbrio com as fases finais.

A partir dos dados descritos e ilustrados conclui-se que no Alfeu-I há pelo menos duas fontes ou gêneses diferentes de ilmenitas:

- i. Uma fonte de macrocristais mantélicos (xenocristais) que corresponde as Mn-ilmenitas;
- ii. E outra relacionada às picroilmenitas com baixo a médio MgO e que não possuem feições texturais de desequilíbrio químico, assim podem ser co-magmáticas ou menos provável, devido ao alto grau de intemperismo de toda

rocha, são cristais preservados/protegidos, das reações metassomáticas e ou tardi-magmáticas no interior de xenólitos.

O trabalho de Wyatt et al. (2004) focou na diferenciação das ilmenitas de fontes kimberlíticas e não kimberlíticas a partir de dados mundiais de química mineral, produzidos até então. Utilizou campos composicionais e linhas de referência, em gráfico com relação MgO - TiO₂, que delimitam fontes derivadas de kimberlitos (Grupo I e II). Na Figura 6.46, além dos consagrados campos composicionais “não kimberlíticos e kimberlíticos”, estão dispostos os dados de ilmenitas do oeste africano e os campos composicionais traçados a partir dos dados do Alfeu-I desse trabalho assim como os dados do Alfeu-I exibidos em Chaves et al. (2014). Segundo a Figura 6.46 verifica-se uma nítida tendência a composições transicionais e não kimberlíticas nas ilmenitas do Alfeu-I. Assim como os dados do Alfeu-I, as ilmenitas do oeste africano também exibem uma grande população de análises que plotam na zona transicional e não kimberlítica.

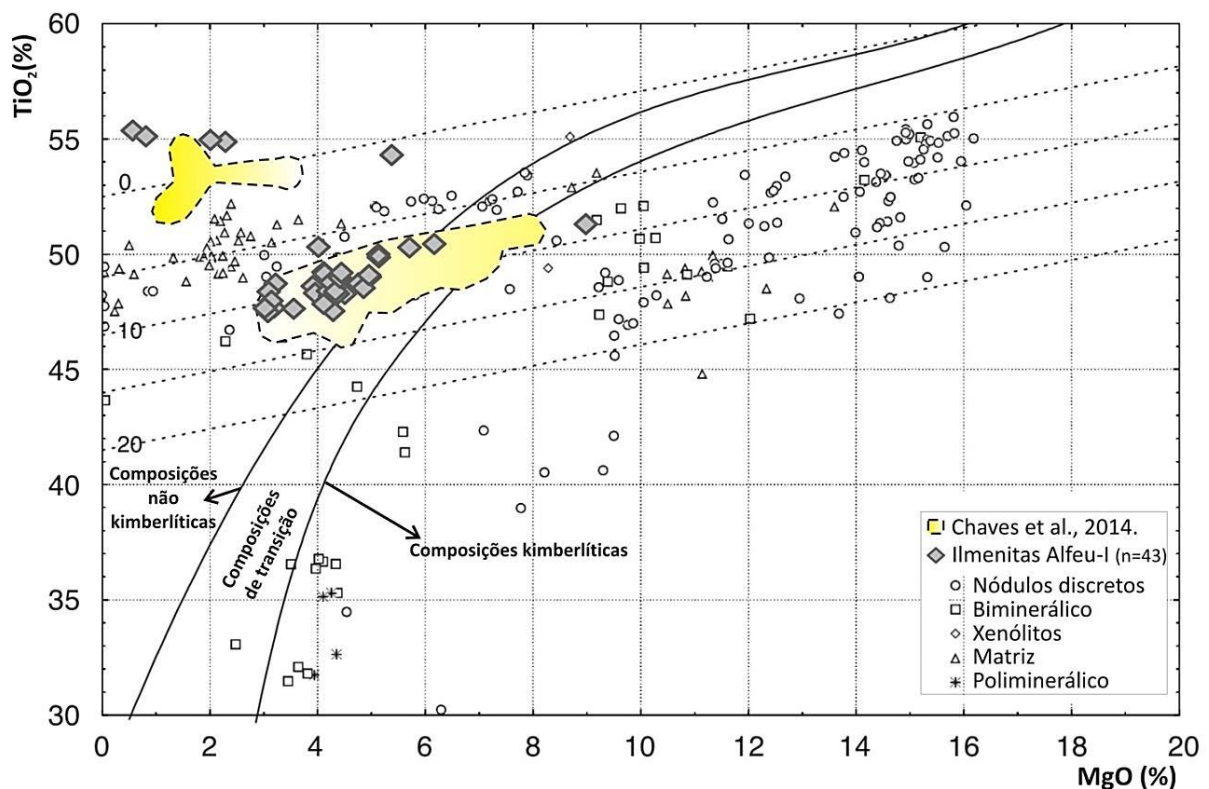


Figura 6.46 – Gráfico de MgO versus TiO₂ com as composições de ilmenitas do Alfeu-I (este trabalho e Chaves et al. 2014) e do oeste Africano (Serra Leoa e Libéria). A linha preta a direita representa o limite do campo para ilmenitas kimberlíticas posicionadas a direita. As linhas tracejadas representam o percentual de Fe₂O₃. Figura adaptada de Wyatt et al. (2004).

Apesar da associação de pelo menos um megacristal de Mn-ilmenita com possível fonte diamantífera, as Mg-ilmenitas do Alfeu-I não são relacionadas às composições que indicam a preservação de diamantes devido ao seu baixo percentual de Mg e Cr e

por serem enriquecidas em Fe^{3+} . O elevado grau de oxidação das ilmenitas do Alfeu-I, que indica a baixa preservação de diamantes, também pode ser verificado na Figura 6.47 e Figura 6.48. Quase todos os dados obtidos, excetuada a análise n°.05 na Figura 6.47, encontram-se no campo da parábola que corresponde ao ambiente oxidante e de baixa preservação (Figura 6.47 e Figura 6.48), onde ocorrem processos de reabsorção do diamante, que pode ser devido a uma ascensão lenta na crosta ou à baixa espessura da raiz mantélica (Chaves et al. 2014). Estas relações de preservação do diamante podem ter somente caráter qualitativo, uma vez que mesmo condições oxidantes, localmente, ainda possam ocorrer à preservação do mineral (GURNEY; ZWEISTRA, 1995).

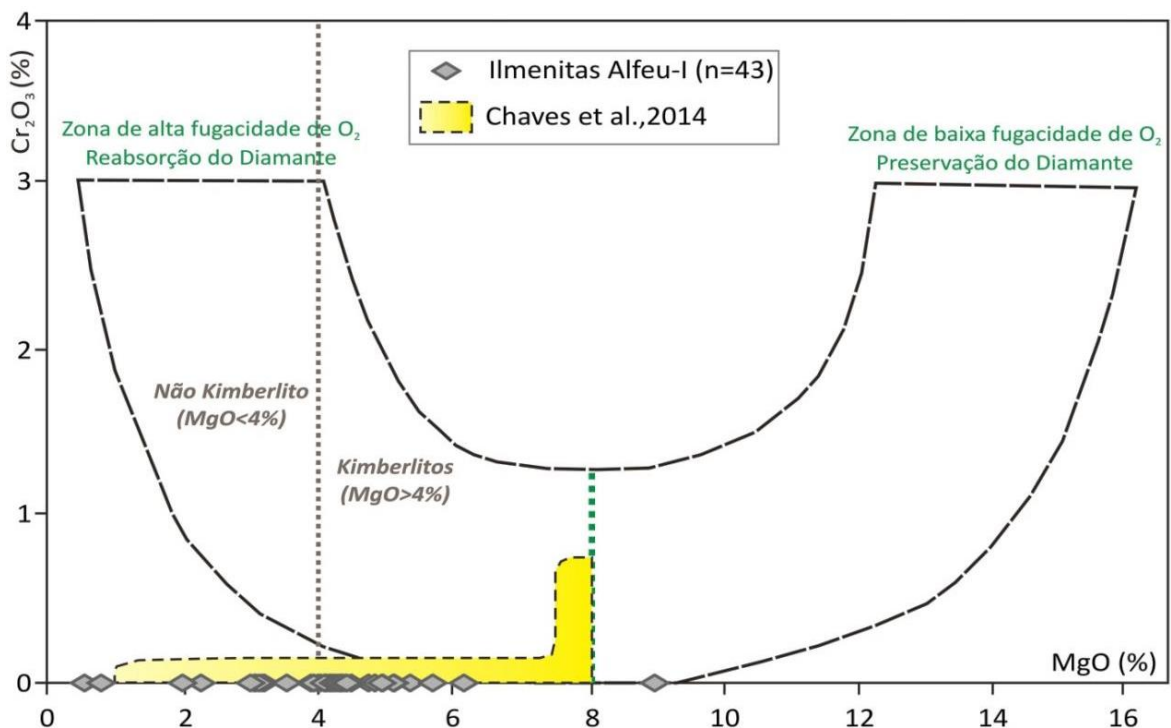


Figura 6.47 - Diagrama $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ de avaliação das condições de preservação e reabsorção de diamantes em ilmenitas (modificado de Haggerty, 1975 e Gurney e Moore, 1991).

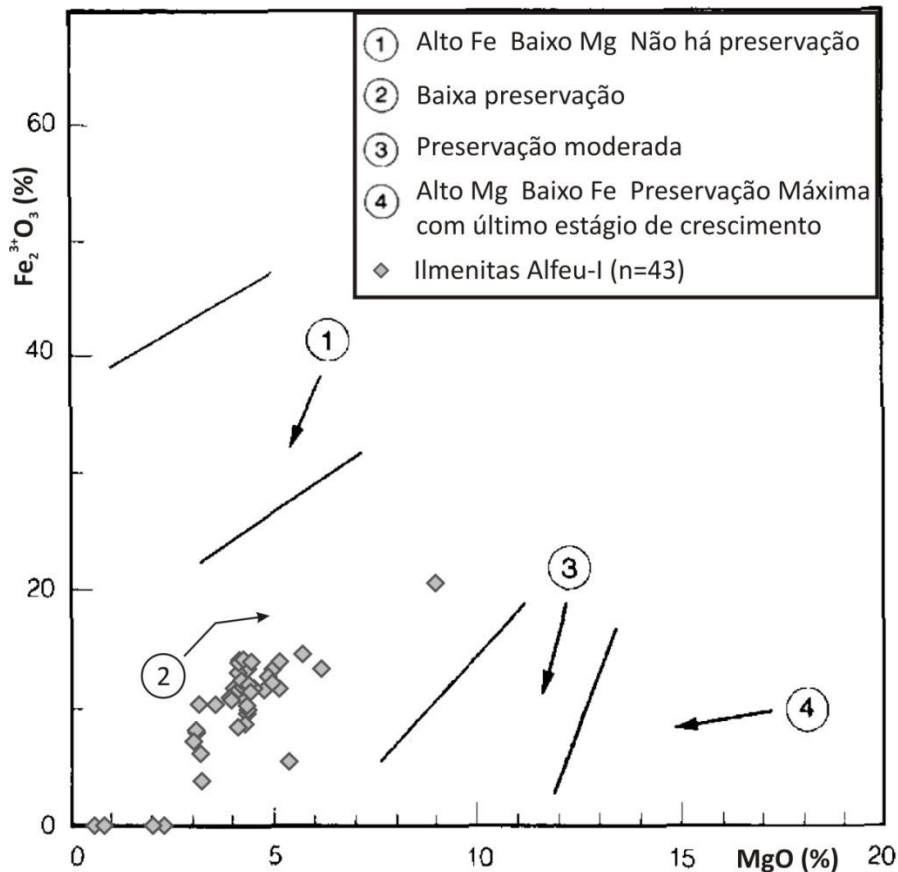


Figura 6.48 – Gráfico MgO x $\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3$, modificado de Gurney e Zweistra (1995), onde é indicado o potencial diamantífero a partir dos dados de ilmenitas.

Esse elevado grau de oxidação pode ser relacionado a uma menor espessura da raiz mantélica indicada pela maioria das composições dos megacristais de ilmenitas que são relacionadas com espinélio peridotitos, geralmente “*off-craton*” (cf. Figura 6.36 b).

Resumindo, as ilmenitas do Alfeu-I segundo a: Figura 6.35 – possuem composições transicionais predominantes entre kimberlitos do Grupo I e II; Figura 6.36 – (a) possuem composições transicionais predominantes entre kimberlitos do Grupo I e II – (b) são associadas a fontes de megacristais de ilmenitas de localidades com espinélio peridotitos bem representados, geralmente “*off-craton*” e ocorrem poucas composições de megacristais de ilmenita de localidades com granadas peridotitos bem representados, geralmente “*on-craton*”; Figura 6.40 e Figura 6.47 - predominam composições kimberlíticas ($\text{MgO} > 4\%$) em relação as não kimberlíticas ($\text{MgO} < 4\%$); Figura 6.46 – predominam composições não kimberlíticas a transicionais.

6.1.5 OLIVINAS

Assim como os outros minerais, a interpretação foi feita a partir dos resultados da química dos minerais concentrados a partir de peneiramento e bateia de rocha alterada *in situ* e fixados em seções polidas. Foram confirmadas na microsonda eletrônica as

composições de três grãos como olivinas. Essas foram verificadas segundo a fórmula condicional no Microsoft Excel [SE (Peso% - desvio padrão % > limite de detecção%; = Peso%; = zero)] para zerar os resultados incompatíveis com as variáveis. Todos os óxidos verificados, sua variação, o índice (%) da molécula de forsterita (Fo) e do Mg# [100*(Mg/(Mg+Fe_T))] e os valores em átomos por fórmula podem ser visualizados na Tabela 6.12.

Tabela 6.12 - Variação composicional em óxido das olivinas do Alfeu-I. São três análises por grão (n_T=09). FeO_T = ferro total como FeO; #Mg (a.p.f.u); índice (%) da molécula de forsterita em átomos por fórmula (a.p.f.u).

Análises	01	02	03	04	05	06	07	08	09
SiO ₂	41,35	40,97	41,08	39,90	40,61	41,05	41,10	41,48	41,42
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO _T	9,49	9,55	9,48	9,56	9,63	9,61	9,43	9,57	9,45
MnO	0,13	0,00	0,00	0,16	0,16	0,16	0,15	0,00	0,00
MgO	48,86	48,63	48,56	48,68	48,49	48,70	48,78	48,50	48,41
NiO	0,37	0,37	0,36	0,40	0,38	0,37	0,39	0,38	0,36
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,20	99,52	99,48	98,70	99,27	99,89	99,85	99,93	99,64
Análises (apfu)									
Si	2,02	2,00	2,01	1,95	1,98	2,00	2,01	2,02	2,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,78	1,77	1,77	1,77	1,76	1,77	1,77	1,76	1,76
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	90,18	90,08	90,13	90,08	89,97	90,04	90,21	90,03	90,13
Fo (%)	90,05	90,08	90,13	89,93	89,82	89,89	90,07	90,03	90,13

De uma forma geral, a olivina nos kimberlitos ocorre sob forma de duas populações que são distinguidas com base na morfologia e tamanho do grão (BRETT et al, 2009 *apud* CLEMENT et al, 1977; SKINNER; CLEMENT, 1979). Uma delas é de grãos de olivina anédricos, relativamente grandes (0,5 mm a 05 mm) e são referidos como macrocristais (CLEMENT, 1982). A segunda população é caracterizada por grãos de olivina euédrica a subédricas de granulação média a fina (<0,5 mm) e são comumente designadas como fenocristais (BRETT et al, 2009). Os macrocristais são considerados xenocristais, enquanto os fenocristais são assumidos como cristalizados a partir do magma kimberlítico (JERRAM et al., 2009; FIELD et al., 2009). Brett et al (2009) sugere que todas olivinas no interior do kimberlito tem origem a partir da desagregação de xenólitos mantélicos peridotíticos, ou seja, são xenocristais. Essa conclusão, segundo

Brett et al (2009), limita a estimativa de composições primitivas da fusão kimberlítica, a extensão da dissolução de ortopiroxênio e a modificação da fusão na ascensão do kimberlito.

Em geral, olivinas em kimberlitos variam pouco nas composições de forsteritas ricas em Mg (Fo_{93}) até termos com alguma contribuição de Fe (Fo_{86}) (JAGO; MITCHELL, 1985).

Mitchell (1986) delimitou um campo de composições de análises de olivinas de kimberlitos (Figura 6.49), onde as olivinas do Alfeu-I se dispõem no respectivo campo e também sobre o principal agrupamento de composições de olivinas analisadas nos kimberlitos da província kimberlítica de Alberta – Canadá (obtidas de Eccles et al., 2004).

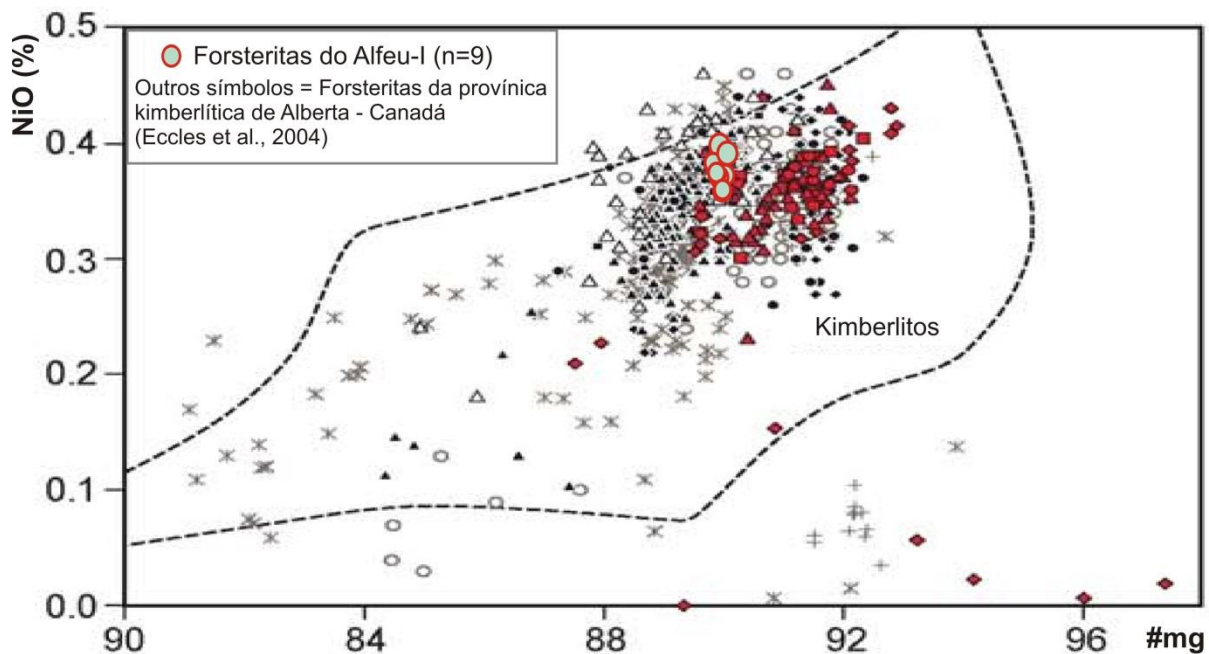


Figura 6.49 - NiO versus Fo para olivinas, campo pontilhado para composições de kimberlitos de Mitchell (1986). Figura adaptada de Eccles et al (2004).

Olivina é bem representada como inclusão em diamantes de kimberlitos e lamproítos: caracteristicamente as inclusões são altamente ricas em forsterita magnésiana ($Fo_{90.2\%-96.6\%}$) e com quantidades significativas de níquel (0,20%-0,49% de NiO) (FIPKE et al., 1995, p. 65). A Figura 6.50 ilustra o limite composicional característico dessas inclusões. Entretanto, Fipke et al. (1995) descrevem que esse intervalo composicional não é exclusivo dessas inclusões, ou seja, olivinas de outras rochas não diamantíferas, incluídos os kimberlitos e lamproítos não diamantíferos, têm sido comparadas com as composições de inclusões em diamantes e não apresentam considerável diferença. As 09 análises (03 grãos) de olivinas do Alfeu-I ocorrem limítrofe ao campo “diamantífero” ($NiO_{0,20\%-0,49\%}$ versus $Fo_{90.2\%-96.6\%}$) de Fipke et al. (1995), elas sobrepõem principalmente as composições características dos kimberlitos K5, K6 e K14 (província

kimberlítica de Alberta – Canadá) e somente a análise nº. 07 ($\text{NiO}_{0,39\%}$ versus $\text{Fo}_{90,21\%}$) se dispõe no interior desse polígono, conforme Figura 6.50 (valores na Tabela 6.12).

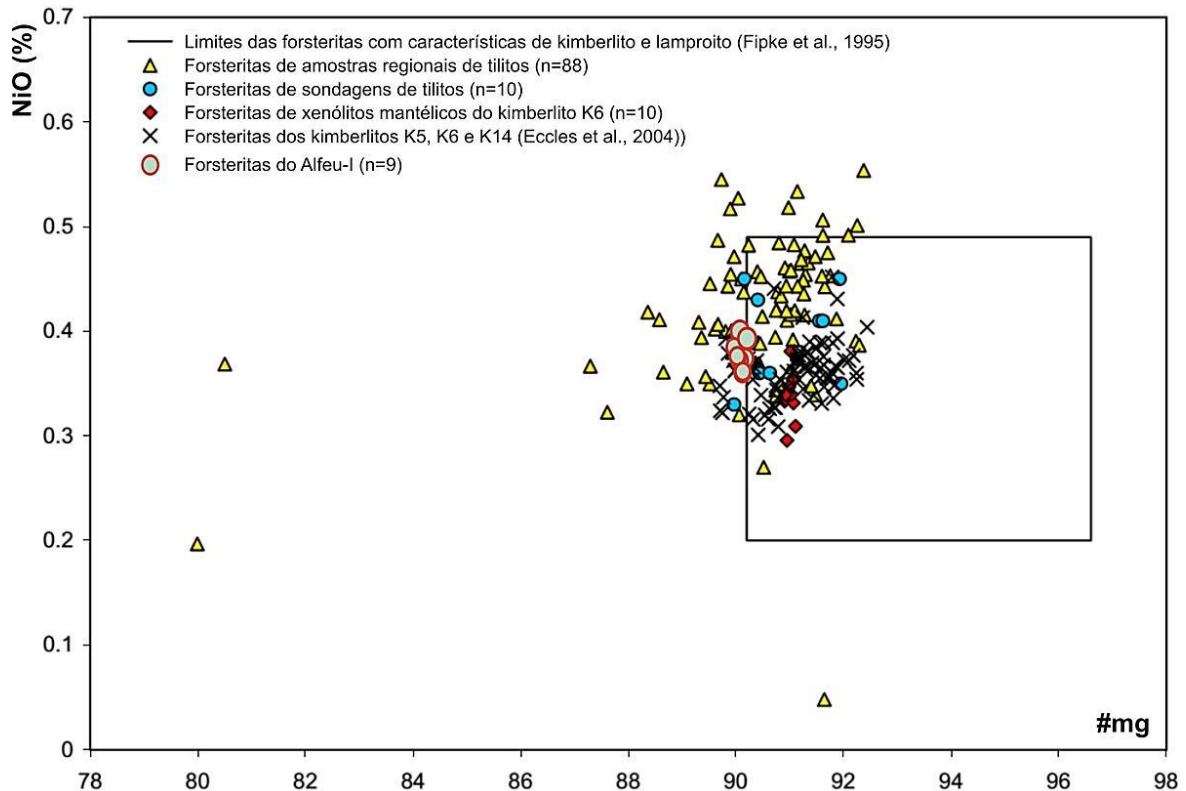


Figura 6.50 - Diagrama mg # x NiO com campo composicional (de Fipke et al., 1995) que delimita as composições de grãos de forsterita de “kimberlitos e lamproitos diamantíferos”. Mg # (a.p.f.u) = $100 \cdot (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_T))$. Modificada de Prior (2007).

Olivinas originadas de xenólitos mantélicos desagregados e fenocristais derivados de fusões mantélicas podem ser distinguidos com base no seu conteúdo de CaO, onde valores $<0,18\%$ são de xenocristais e $>0,18\%$ são considerados como de olivinas derivadas do magmas do kimberlito (BREY; KÖHLER, 1990; THOMPSON; GIBSON, 2000). Todas as olivinas do Alfeu-I possuem $\text{CaO} = 0,0\%$ e de acordo com os autores são todas xenocristais derivados do manto.

Em relação às composições obtidas para as olivinas do Alfeu-I, pode-se afirmar que se enquadram no intervalo composicional encontrado nas rochas kimberlíticas (Figura 6.49 e Figura 6.50) e, segundo seus teores CaO (BREY; KÖHLER, 1990; THOMPSON; GIBSON, 2000), podem ter suas composições associadas aos xenocristais de olivinas encontrados nos kimberlitos. Dentre as rochas do clã:

- Em kimberlitos do Grupo I a olivina é o mais comum e característico mineral, ocorre arredondado, como macrocristal derivado do manto e como microfenocristais euédricos a subédricos, da mesma forma que nos kimberlitos do Grupo II (Mitchell, 1995);

- Kimberlitos do Grupo II evoluídos são relativamente pobres em olivina e os macrocristais podem ser frescos, parcialmente ou completamente serpentinizados e/ou carbonatizados. Também podem ocorrer sobrecrecimentos de até 0,5 mm de largura, com características de composição e ótica distintas ao núcleo da olivina, esses sobrecrecimentos podem ser zonados de forma normal ou inversa em relação aos núcleos. Howarth et al. (2011) associa e indica que a baixa quantidade de macrocristais de olivina nos Kimberlitos do Grupo II Voorspoed e Besterskraal (África do Sul) está ligada a um significativo fracionamento que ocorreu nestes magmas em rota para a superfície. Além disso, apresentaram duas hipóteses alternativas para a evolução dos magmas; a) contaminação em rota para a superfície e b) diferentes graus de fusão parcial na fonte;
- Nos lamproítos, embora a olivina seja um constituinte comum, ela não é nem um constituinte onipresente nem um mineral característico. Os conteúdos de olivina são altamente variáveis e alcançam valores máximos de moda de até 30% a 40% do volume, somente em olivina lamproítos (MITCHELL, 1995).

As olivinas do Alfeu-I podem ser derivadas de xenólitos de peridotitos desagregados na ascensão ou podem ser associadas ao Grupo II dos kimberlitos, por serem raras nas lâminas e concentrados trabalhados e apresentarem opacos inclusos (Foto 4.17), haja vista que essa feição foi descrita por Skinner (1989) em alguns kimberlitos do Grupo II e o opaco caracterizado como cromita.

7 CONCLUSÕES

7.1 QUÍMICA MINERAL

7.1.1 PIROXÊNIOS

Os campos composicionais para cpx kimberlíticos não são amplos o suficiente para determinar com certeza sua associação a esse clã (kimberlitos do Grupo I e II e lamproitos) ou não. Por exemplo, esses minerais, segundo a maior parte literatura, são e foram trabalhados com composições restritas ou generalistas aos diopsídios (e.g. Morris et al., 2002) e não levaram em conta o grande número de ambientes, fontes e processos envolvidos nesse magmatismo e.g.: espinélio e granada peridotitos, eclogitos, clinopiroxênios cognatos, piroxenitos e megacristais.

Foi observado que provavelmente tenhamos no Alfeu-I três paragêneses distintas que não estão em equilíbrio, duas são claras: eclogítica (onfacitas, augitas e a solução sólida onfacita-augita) e outra peridotítica associada a Cr-augita e a possibilidade de uma terceira população de augitas mais ricas em Mg e com comportamento distinto da primeira (Figura 6.10). A solução sólida onfacita-augita pode sugerir que durante o processo de ascensão do magma kimberlítico ele atua como causador do metassomatismo e reequilíbrio dos cpx eclogíticos a novas condições mais rasas ou a ação de um reequilíbrio parcial de uma paragênese eclogítica para novas condições, ou ainda, simplesmente a paragênese eclogítica original em equilíbrio com augitas. As seguintes definições quanto as fonte mantélicas também são indicadas:

- Cr-augitas apresentaram relação com as clássicas composições (diopsídios) kimberlíticas associadas à espinélio e granada peridotitos não cratônicos e indicam associação com rochas kimberlíticas diamantíferas, segundo Figura 6.9 (de Fipke et al., 1989);
- Augitas e onfacitas, por vezes com formação de solução sólida, ocorrem com semelhantes tendências de composições e agrupamentos associados a fontes de eclogitos, piroxenitos e megacristais. Essas rochas são características e associadas a profundidades transicionais crosta/manto, conforme Crabtree et al. (2003) e Quirt (2004) (Figura 6.12 e Figura 6.13), e a fontes diamantíferas segundo Figura 6.13 de Quirt (2004).

Já os opx, 20 análises indicam fontes de origem espinélio lherzolito enquanto 04 análises sugerem xenocristais eclogíticos/piroxeníticos, conforme o gráfico de classificação de rocha fonte para ortopiroxênios da Figura 6.14 de Ramsay e Tompkins

(1994). A solução sólida onfacita-augita poderia estar relacionada a essa transição de composição do grão de opx (eclogíticos/piroxeníticos x espinélio lherzolitos). Já as classificações de possíveis fontes para opx de Bonadiman et al. (2005), indicam que as amostras dos opx do Alfeu I ocorrem segundo três agrupamentos principais (Figura 6.15): (i) formadas predominantemente em manto espinélio lherzolítico; (ii) grande agrupamento de análises que ocorre em campo não especificado e transicional entre os espinélios lherzolitos e granada lherzolitos não cratônicos; (iii) um grão (ou análises Px-40, Px-41 e Px-42) plota na área de sobreposição entre os campos dos espinélio lherzolitos e granada lherzolitos cratônicos. Em uma terceira classificação de Gibson et al. (2008) para opx, as amostras do Alfeu-I se dispõem (Figura 6.16): (i) no campo de uma fonte litosférica continental proterozoica a fanerozoica de composições granada (Gt) e espinélio (Sp) lherzolitos; (ii) em uma área de transição não definida; (iii) no campo espinélio harzburgito; (iv) e uma análise com alto Al_2O_3 (Px-40) ocorre na área de sobreposição entre o campo de fonte litosférica continental proterozoica a fanerozoica e o campo Sp-harzburgito e lherzolitos abissal (litosfera oceânica).

Dessa forma, conclui-se que as composições dos cpx e opx que predominaram nos grãos do Alfeu-I são associadas ao manto (lherzolitos, eclogitos, piroxenitos e megacristais) e a fontes kimberlíticas com forte associação com os espinélios lherzolitos não cratônicos e uma fraca indicação com fontes granada lherzolito e com ambiente cratônico.

Também ficou claro que os piroxênios do *pipe* Alfeu-I são todos enriquecidos em Al. Normalmente, clinopiroxênios do manto peridotítico amostrados por kimberlitos, em ambos os fácies granada e/ou espinélio, possuem baixo Al_2O_3 , mas altos teores de Cr_2O_3 e eles registram uma história complexa de grande empobrecimento por sucessivas extrações de fusão mantélicas (NIXON, 1995; GRIFFIN et al., 1999). Os clinopiroxênios das diatremas de Lages/SC também possuem alto Al_2O_3 e BARABINO et al. (2007) descreve que pode ser devido à herança de um manto fértil e não-refratário, ou seja, rico em "componente basáltico". Da mesma forma que as diatremas de Lages/SC, o *pipe* Alfeu-I possui alto Al_2O_3 possivelmente devido a sua associação temporal ao magmatismo toleítico Serra Geral, que alterou/enriqueceu o manto "local" para composições mais ricas em Al, originadas, principalmente, na profundidade estável para espinélios lherzolitos.

7.1.2 MICAS

Os resultados de análises de microsonda de apenas 05 grãos (15 análises) de mica, obtidas de concentrados de bateia de rocha alterada in situ no *pipe* Alfeu-I, possuem alto Al, Ti e Fe e indicam fonte relacionada aos macrocristais de micas (biotitas aluminosas) dos kimberlitos do Grupo II ou orangeitos de Mitchell (1995) e também caracterizados no kimberlito, com características transicionais entre kimberlitos do Grupo I e II e lamproitos, de Aries (DOWNES, 2006). A diferença entre os macrocristais de micas do Alfeu-I e os relatados são apenas os valores de TiO₂. No Alfeu-I o TiO₂ é maior 7,26% e possui média de 7,61%, já nos orangeitos de Mitchell (1995) os valores de TiO₂ são <5,65% e no kimberlito Aries <6,5%.

Essas composições podem ser consideradas como soluções sólidas entre a flogopita e a siderofilita (MITCHELL, 1995). Kimberlitos do Grupo II Sul-Africano (orangeitos), exibem duas tendências distintas, uma envolvendo a substituição Fe⁺³ e Al⁺³ (flogopita ± tetraferroflogopita) e a outra entre os membros finais flogopita ± annita, a última é semelhante à tendência do *pipe* Alfeu-I.

Mitchell (1995) também descreveu que não foi encontrado esse tipo de macrocristal em kimberlitos do Grupo I no cráton Kaapvaal e em outros lugares até então, assim sugeriu que as Al-biotitas contêm afinidade genética com magmas do Grupo II ou possuem relação com suas regiões de origem. Mitchell e Meyer (1989), enfatizaram a constante associação desses macrocristais com o Grupo II e a ausência de microxenólitos poliminerálicos derivados do manto que contenham mica de composição similar, assim sugeriram que é pouco provável que essas micas tenham a natureza de xenocristais. Entretanto os dados de macrocristais de biotita e flogopitas do kimberlito de Aries, de Downes (2006), contradizem essa ideia.

Outro dado importante são as texturas da petrografia, nas fotomicrografias do *pipe* Alfeu-I é nítido que as micas exibem vértices arredondados, algumas faces e planos de clivagem curvos, alguns cristais exibem *kink bands*, observa-se também a corrosão que confere um aspecto arredondado aos cristais e há formação de subgrãos. Todas essas texturas corroboram para defini-las como macrocristais mantélicos em acordo com Smith *et al.* (2008). Assim, todos os pressupostos percorridos e fundamentos representam e consolidam a teoria de que esses grãos de micas são macrocristais mantélicos, semelhantes aos dos kimberlitos do Grupo II de Mitchell (1995) e aos do kimberlito transicional de Aries.

7.1.3 GRANADAS

As granadas do Alfeu-I foram classificadas em acordo com Ramsay e Tompkins (1994), Schulze (2003) e Grütter et al. (2004), onde todas possuem características de química mantélica e podem ser divididas em:

- Eclogíticas (laranja escura);
- Piroxenítica (granadas laranja claro);
- Peridotíticas lherzolíticas (granadas róseas e lilás clara e escura).

O conteúdo de MnO varia de 0,20 a 0,42 % nas granadas peridotíticas (Róseas e Lilás), a maioria dos valores são < 0,37% (n = 53 análises) e uma minoria (n = 05 análises) com > 0,37% de MnO, o que pode indicar grosseiramente uma região cratônica de kimberlitos diamantíferos segundo Grütter e Menzies (2003), que usou o teor de MnO neste tipo de granada para diferenciar as composições associadas à grafita (MnO > 0,37 %) ou diamante (MnO ≤ 0,37 %).

A tendência CCGE (Figura 6.32), verificada na composição das granadas do Alfeu-I, reflete a presença de rochas relativamente férteis em profundidades relativamente rasas e temperaturas mais baixas (KOPYLOVA et al., 2000). Kopylova et al. (2000) demonstra que a tendência de composições CCGE resulta de granadas em equilíbrio com um manto lherzolítico que inclui Cr-espinélio e clinopiroxênio. Assim, potencialmente, sempre que granada, cromita e clinopiroxênio coexistirem no manto, deve aparecer à tendência CCGE. O exemplo mais próximo onde ocorre essa tendência CCGE é em Lages/SC, onde Barabino et al. (2007), baseado nos dados das granadas das diatremas locais, as define como similares àquelas de peridotitos férteis e indica que possivelmente a fonte mantélica era pouco empobrecida.

7.1.4 ILMENITAS

As características texturais e químicas das ilmenitas estudadas possuem propriedades transicionais ou diferenciadas, verificadas por relações com mais de um tipo de rocha:

- Ocorrem em diferentes campos de classificação principais – kimberlitos do Grupo I e II e lamproitos (ver Figura 6.35 e Figura 6.36 a e b);
- Os três macrocristais de Mn-ilmenitas do Alfeu-I, referente às análises nº. 04, 05, 06, 17 e 28, 29 e 30 (Tabela 6.9), possuem feições de aspecto corroído, ou seja, superfície irregular, alternância de cores cinza claro a escuro e linhas pretas que indicam fraturas e/ou quebras de relevo (Figura 6.37, Figura 6.38 e Figura 6.39). Essas feições indicam desequilíbrio e/ou diferenças químicas decorrentes de

processo secundário associado a reações de reequilíbrio intragrão. Além dos aspectos texturais, as análises mais anômalas para Mn geralmente possuem correlação positiva com o Mg, têm os maiores valores de TiO_2 (análise 17 com pequeno enriquecimento) e menores de FeO_T dentre as 43 análises de ilmenitas (Tabela 7.14). A química e textura dessas três Mn-ilmenitas, associada ao comportamento do conjunto de todas as análises, marcam tendência de enriquecimento em manganês de Haggerty et al. (1979). Os cristais manganíferos dessa tendência são claramente diferentes da Mn-ilmenita primária e representam uma tentativa dos megacristais em se equilibrar com estágio final de fluidos ricos em carbonato da matriz (BOCTOR e MEYER, 1979; HAGGERTY et al., 1979). Assim, as Mn-ilmenitas do Alfeu-I podem ter sua textura e química diferenciada associada a reações tardi-magmáticas e/ou a processos metassomáticos e provavelmente são derivadas de fonte diferente dos demais, ou seja, provavelmente são precoces em relação a todos os outros grãos que são isótopos e limpos e que possivelmente estão em equilíbrio com as fases finais com enriquecimento em carbonato;

- Entre as Mn-ilmenitas, as com os maiores valores de MnO (análises 28, 29 e 30) estão relacionadas ao grão com menores valores gerais de MgO, o que indica composição semelhante ou próxima às ilmenitas cristalizadas em condições de manto profundo, relatadas por Kaminsky e Belousova (2009). Entretanto, falta um detalhamento da química desse grão, ou seja, mais pontos nas diferentes texturas intragrão. Já os outros dois grãos (análises 4, 5, 6 e 16, 17, 18) possuem valores de MgO comuns às picroilmenitas do Alfeu-I;
- Algumas dessas Mn-ilmenitas no Alfeu-I possuem características químicas semelhantes às descritas na literatura para ilmenitas dos lamproítos e kimberlitos do Grupo II. Ocorrem análises semelhantes às do kimberlito do Grupo II de Lace na Figura 6.35 e algumas no campo dos kimberlitos e lamproítos na Figura 6.36 (a).

A partir dos dados descritos e ilustrados conclui-se que no Alfeu-I há pelo menos duas fontes ou gêneses diferentes de ilmenitas:

- Uma fonte de macrocristais mantélicos (xenocristais) que corresponde as Mn-ilmenitas;
- E outra relacionada às picroilmenitas com baixo a médio MgO, baixo Cr_2O_3 e que não possuem feições texturais de desequilíbrio químico, assim podem ser co-magmáticas ou menos provável, devido ao alto grau de intemperismo de toda

rocha, são cristais preservados no interior de xenólitos (que foram desagregados no peneiramento e bateia).

Ainda ocorre uma população de análises com $MgO < 4\%$ e com baixo MnO , que pode ser relacionada a fontes crustais (análises 25, 26, 27, 37, 38, 39 e 43).

Apesar da associação de pelo menos um megacristal (análises 28, 29 e 30) de Mn-ilmenita com possível fonte diamantífera, as Mg-ilmenitas do Alfeu-I não são relacionadas às composições que indicam a preservação de diamantes devido ao seu baixo percentual de Mg e Cr e por serem enriquecidas em Fe^{3+} , o que caracteriza um elevado grau de oxidação e baixa preservação de diamantes (Figura 6.47 e Figura 6.48). Esse elevado grau de oxidação pode ser relacionado a uma menor espessura da raiz mantélica, indicada pela maioria das composições relacionadas ao fácies espinélio peridotito, geralmente “*off-craton*” (cf. Figura 6.36 b). Entretanto, Cruz et al. (2008) descreveram que Mg-ilmenita é claramente um produto de substituição tardia e o grau de substituição dos grãos primários é muito variável, portanto, a ausência de ilmenita magnésiana em um kimberlito não parece ser um argumento convincente para excluir a presença de diamantes. Assim, Cruz et al. (2008) propõem uma nova visão sobre o conceito de ilmenita na exploração de diamantes.

Em resumo as ilmenitas do Alfeu-I possuem características que derivam entre composições transicionais de kimberlitos do Grupo I e II, lamproítos e não kimberlítica ($MgO < 4\%$). São associadas a fontes de macrocristais de ilmenitas de localidades com espinélio peridotitos bem representados, geralmente “*off-craton*” e ocorrem poucas composições de macrocristais de ilmenita de localidades com granadas peridotitos bem representados, geralmente “*on-craton*” (Figura 6.36 b). Esse dado, aliado às granadas do Alfeu-I que indicam fonte espinélio lherzolítica, constituem forte evidência que sugere condições mais rasas de fusão ou enriquecimento metassomático no Alfeu-I, associado à fonte espinélio lherzolítica. Similar ao que ocorre no kimberlito Premier (Figura 6.35), localizado no cráton de *Kaapvaal* (África do Sul), que possui xenólitos de espinélio lherzolitos que indicam condições mais rasas de fusão ou enriquecimento metassomático (GREGOIRE et al., 2005).

7.1.5 OLIVINAS

Os trabalhos atuais abordam a olivina nos kimberlitos como um constituinte que tem origem principal como xenocristal (BRETT et al., 2009; ARNDT et al., 2010; JONES et al., 2014). As rochas mantélicas ou paragêneses comum às olivinas (peridotitos e dunito) possuem o mesmo intervalo de composições de olivinas [do Mg (Fo_{96} a Fo_{87})],

#Mg, Ni e Ca] descritas para as encontradas nos kimberlitos. Assim, foi seguida a definição dos trabalhos atuais, e às composições obtidas para as olivinas do Alfeu-I, que se enquadram nos intervalos composicionais (índice Fo, #Mg, NiO e CaO) encontrados nas rochas kimberlíticas (e.g. Figura 6.49 e Figura 6.50), possuem provável origem derivada de xenólitos de peridotitos desagregados na ascensão. Se forem adotados trabalhos mais antigos (CLEMENT et al, 1977; SKINNER; CLEMENT, 1979; CLEMENT, 1982; MITCHELL, 1995), que classificam uma população de olivinas como cristalizadas a partir do magma kimberlítico, podemos associar as olivinas do Alfeu-I às fontes de kimberlitos evoluídos do Grupo II. Essa associação com o Grupo II se deve as olivinas no Alfeu-I serem raras nas lâminas e concentrados trabalhados e por apresentarem opacos inclusos (Foto 4.17), haja vista que: a escassez de olivina foi descrita em kimberlitos evoluídos do Grupo II, que geralmente não preservam ou possuem rara a olivina, por Mitchell (1995) e Howarth et al. (2011); já a inclusão de opacos foi descrita por Skinner (1989) em kimberlitos do Grupo II.

Quanto às características das fontes mantélicas das olivinas do Alfeu-I, utilizou-se Gaul et al. (2000) para avançar um pouco mais. Os autores calculam e estimam um ambiente paleo geotermal e a profundidade a partir de uma técnica (cálculos) que associa a média de Fo^{oliv} com a profundidade e ambiente tectônico. Assim, a composição restrita das olivinas do Alfeu-I com $NiO_{0,36\%-0,40\%}$ e $Fo_{89,97\%-90,21\%}$, de acordo com Gaul et al. (2000) e O'Reilly e Griffin (2006), pode representar a composição de olivinas estáveis na transição litosfera/astenosfera > 100 km de profundidade em seções fanerozoicas, haja vista também que as rochas encaixantes e o contexto regional do Alfeu-I é dominado por rochas neoproterozoicas e ocorrem *plugs* alcalinos do cretáceo superior próximos à área de estudo. Entretanto, o escudo do RS foi afetado por intenso vulcanismo no cretáceo inferior (Formação Serra Geral) associado a evento tectonotermal de grande escala, o que alterou a constituição do manto litosférico subcontinental, assim são esperados maiores valores de Fo na olivina em profundidades mais rasas.

7.2 FECHAMENTO

A petrografia e mineralogia do Alfeu-I são compatíveis aos kimberlitos do Grupo II, entretanto a química mineral possui algumas diferenças e alguns aspectos transicionais, principalmente entre kimberlitos do Grupo I e II - lamproitos. Entretanto não se pode esquecer que a classificação química dos minerais do fácies diatrema, caso

do Alfeu-I, é muito mais difícil, por que predominam fragmentos lapilli que são rapidamente resfriados e geralmente não cristalizam minerais diagnósticos na matriz.

É demonstrado neste estudo que o *pipe* Alfeu-I compartilha características petrológicas e geoquímicas de pelo menos três tipos de rochas (kimberlitos do Grupo I e II - lamproitos), assim a petrogênese do Alfeu-I é similar a de outros “magmas mantélicos metassomatizados” potássicos sem nenhuma afinidade forte com um clã ou grupo particular (e.g. Majhgawan *pipe* de Chalapathi Rao, 2005). A existência de tais magmas transicionais no espaço e no tempo em diversos crátons foi descrito por Chalapathi Rao (2005). Esse autor também salienta que aspectos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos de rochas máficas potássicas-ultrapotássica precisam ser considerados em harmonia antes de atribuir qualquer nome como a nomenclatura de tais tipos de rochas alcalinas exóticas e raras, e que invariavelmente implicam em uma significância (regional) econômica e tectono-magmática.

BIZZI et al. (2003) descreveu que kimberlitos e outros magmas primitivos com idades entre 109 e 87 Ma foram gerados sob influência da pluma de Tristão da Cunha. Conceição et al (2011), obteve a única idade dessas rochas para a região sul do Brasil a partir do método U-Pb em perovskita, uma idade de 128 ± 5 Ma. Esta idade é muito próxima a dos fluxos basálticos da Bacia do Paraná (~132 Ma) e o autor descreve que o novo dado sugere um manto muito complexo e heterogêneo e a ocorrência de uma grande variação geotérmica sob a América do Sul na região dos fluxos basálticos da Bacia do Paraná. O que pode ter gerado maiores graus de fusão em profundidades mais rasas. Assim, considerando as conclusões da investigação da química mineral que aponta para composições: **(i)** transicionais entre kimberlitos do Grupo I e II - lamproitos; **(ii)** relacionadas a um manto espinélio lherzolítico associado à piroxenitos e eclogitos; **(iii)** enriquecidas em profundidades mais rasas que as comuns para magmas “kimberlíticos”; **(iv)** com pequenas indicações de um manto profundo e remanescente do facie granada lherzolito; concluiu-se que o magmatismo da formação Serra Geral tem estreita relação com o magmatismo alcalino e recente da porção sul brasileira (e.g. Bizzi et al., 2003; Barabino et al., 2007 e Conceição et al., 2011).

7.2.1 RECOMENDAÇÕES

Haja vista que a rocha está muito intemperizada, principalmente a matriz, a avaliação das análises de química mineral do Alfeu-I possui limitações devido ao método de triagem desses por meio de concentrados em peneira (grãos < 5 mm) e bateia de rocha alterada, o que limita tanto o controle do contexto textural/genético dos grãos

quanto às variações composições/fontes, principalmente das micas, ilmenitas, espinélios, piroxênios e granadas, que ocorrem com grãos > 5 mm. Além disso, há a limitação de classificação intrínseca do fácies diatrema (geralmente não cristalizam minerais diagnósticos na matriz) e do elevado intemperismo das rochas. Assim, recomenda-se para os próximos estudos que a análises dos minerais incluam uma tentativa de seleção criteriosa das frações minerais >5mm, essas irão possivelmente abranger todos minerais estudados com exceção da olivina.

8 REFERÊNCIAS

- ADRIÃO, A. B. *Heterogeneidade mantélica na fonte da Província Magmática Paraná: nova evidência de 128 Ma da Província kimberlítica Rosário do Sul, Brasil*. 2015. 45 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2015. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/131915>>. Acesso em: 19 jul. 2016.
- ANDERSON, B.W. *A identificação de gemas*. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico, 1984.
- ANDERSON, D. L. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics*, v.416, p.7-22, 2006.
- ANDERSON, D. L.; BASS, J. D. Transition region of the Earth's upper mantle. *Nature*, v.320, p. 321-328, 1986.
- ANDERSON, D. L.. Composition of the Earth. *Science*, v.243, p.367-370, 1989a.
- ANDERSON, D.L. *Theory of the Earth*. Boston: Blackwell, 1989b.
- ARAÚJO, D. P.; GASPAR, J. C.; GARG, V. K.; SOUZA JR., P. A. Determinação Mössbauer em cristal simples de tetraferroflogopita do complexo carbonatítico Catalão-II: comparação com cálculos estequiométricos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39.,1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v.3, p. 22-25.
- ARIMA, M.; EDGAR, A. D., Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.77, p.288-295, 1981.
- ARNDT, N. T.; GUITREAU, M.; BOULLIER, A. M.; LE ROEX, A. P.; TOMMASI, A.; CORDIER, P.; SOBOLEV, A.V. Olivine, and the origin of kimberlite. *Journal of Petrology*, v.51, p.573–602, 2010.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W. R.; SILVA, L. C. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, v.24. n.5, p.439-442, 1996.
- BAILEY, S .W. Classification and structures of the micas. In: BAILEY, S. W. (Ed.) *Micas*. Blacksburg: Mineralogical Society of America, 1984. p. 1-12. (Reviews in Mineral, v. 13)
- BARABINO, G.; GOMES, C. B.; TRAVERSA, G.. The Lages diatremes: mineral composition and petrological implications.. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, p.473-501, 2007.
- BARRON, B. J.; BARRON, L. M.; DUNCAN, G. *Garnets, diamonds, diatremes and subduction at Bingara, in the New England Orogen of New South Wales, Australia*. In: SYDNEY MINERAL EXPLORATION DISCUSSION GROUP, 2001. Sydney, Australia, 2001. Disponível em: <<http://www.smedg.org.au/nova01.html>>. Acesso em: 24 maio 2004.
- BECCALUVA, L.; BONADIMAN, C.; COLTORTI, M.; SALVINI, L.; SIENA, F. Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichment processes in lithospheric mantle xenoliths from the Veneto Volcanic Province. *Journal of Petrology*, v.42, p.173–187, 2001a.
- BECCALUVA, L.; BIANCHINI, G.; COLTORTI, M.; DEL MORO, A.; SIENA, F.; VACCARO, C. Multistage evolution of the European lithospheric mantle: new evidence from Sardinian peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.142, p. 284–297, 2001b.

BERGMAN, S. C. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrences, mineralogy and geochemistry. In: FITTON, J. G.; UPTON, B. G. J. (Ed.) *Alkaline Igneous rocks*, Oxford: Blackwell, 1987. p.103-119.(Geological Society of London special publication n. 30)

BERNSTEIN, S.; KELEMEN, P. B.; BROOKS, C. K. Depleted spinel harzburgite xenoliths in Tertiary dykes from East Greenland: Restites from high degree melting. *Earth and Planetary Science Letters*, v.154, n.1-4, p.221-235, 1998.

BERNSTEIN, S.; HANGHJ, K.; KELEMEN, P. B.; BROOKS, C. K. Ultra-depleted, shallow cratonic mantle beneath West Greenland: dunitic xenoliths from Ubekendt jland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.152, n.3, p.335-347, 2006.

BINA, C. R. Seismological Constraints upon Mantle Composition. CARLSON, R. W. (Ed.). *The Mantle and Core*. Oxford: Pergamum, 2003. p.39-59. (Treatise on Geochemistry, v.2)

BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30,n.2, p.184-187.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 2003. 674 p. 1 DVD

BONADIMAN C.; BECCALUVA, L.; COLTORTI, M.; SIENA, F. Kimberlite-like metasomatism and 'garnet signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic Oceanic lithosphere? *Journal of Petrology*, v. 46, p.2465–2493, 2005.

BONADIMAN, C.; COLTORTI, M.; D'AMBROSI, F.; SALVINI, L.; STIEFENHOFER, J.; SWEENEY, R. J.; ZANETTI, A. Enrichment processes in garnet-bearing mantle xenoliths from Kimberley pipes (South Africa). In: 24. LHERZOLITE AND OROGENIC PROCESSES CONFERENCE, 24., 1999, Pavia, Italy. *Ofioliti Conference Abstract Volume...* Pavia, Italy, 1999.

BOYD, F. R.; GURNEY, J. J. Low-calcium garnets: keys to craton structure and diamond crystallization. *Year Book.-Carnegie Inst. Wash.*, v.81, p.261–267, 1982.

BOYD, F. R.; NIXON, P.H. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: NIXON, P.H. (Ed.) *Lesotho kimberlites*. s.l.: Cape and Transvaal, 1973. p.254–268.

BOYD, F. R.; PEARSON, D. G.; NIXON, P. H.; MERTZMAN, S. A. Low-calcium garnet harzburgites from Southern Africa - their relations to cráton structure and diamond crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.113, n. 3, p.352-366, 1993.

BRETT, R. C.; RUSSELL, J. K.; MOSS, S. Origin of olivine in kimberlite: phenocryst or imposter? *Lithos*, v.112S, p.201-212, 2009.

BREY, G. P.; KOHLER, T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, v.31, n.6, p.1353-1378, 1990.

BREY, G. P.; KOHLER,T.; NICKEL, K. G. Geothermobarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology*, v. 31, p.1313-1352, 1990.

BRIGATTI, M. F.; MEDICI, L.; SACCANI, E.; VACCARO, C. Crystal-chemistry and petrologic significance of Fe³⁺-rich phlogopite from the Tapira carbonatite complex, Brazil. *American Mineralogist*, v. 81, 913-927, 1996.

BROD, J. A.; GASPAR, J. C. de; ARAÚJO, D. P.; GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; JUNQUEIRA-BROD, T. C. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.19, n.3, p. 265-296, 2001.

BRUNELLI, D.; SEYLER, M.; CIPRIANI, A.; OTTOLINI, L.; BONATTI, E. Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge). *Journal of Petrology*, v.47, n.4, p.745-771, 2006.

CALDASSO, A. L.; SANDER A. Diatrema de Canguçu e rochas alcalinas associadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, SC. *Anais...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. p. 59-60.

CANIL, D.; SCARFE, C. M. Origin of phlogopite in mantle xenoliths from Kostal Lake, Wells Gray Park, British Columbia. *Journal of Petrology*, v.30, p.1159-1179, 1989.

CARBNO, G. B.; CANIL D. Mantle structure beneath the southwest Slave craton, Canada: constraints from garnet geochemistry in the Drybones Bay kimberlite. *J Petrol*, v.43, p.129-142, 2002.

CARLSON, R. W. Isotopic inferences on the chemical structure of the upper mantle. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, 1994. *Proceedings..* São Paulo, 1994. p.99-116.

CARLSON, R.W.. Volume Editor's Introduction. In: CARLSON, R.W. (Ed.) *The Mantle and Core*. Oxford: Pergamum, 2003. (Treatise on Geochemistry, v.2)

CARSWELL, D. A. Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite, and basalt magmatism: a review. *Lithos*, v.13, p.121-138, 1980.

CHALAPATHI RAO, N. V. A petrological and geochemical reappraisal of the Mesoproterozoic diamondiferous Majhgawan pipe of Central India: evidence for transitional kimberlite–orangeite (Group-II kimberlite)–lamproite rock type. *Mineralogy and Petrology*, v. 84, n.1, p.69–106, 2005.

CHALAPATHI RAO, N. V.; KAMDE, G.; KALE, H. G.; DONGRE, A. N. Mesoproterozoic lamproites from the Krishna Valley, eastern Dharwar cráton, southern India: petrogenesis and diamond prospectivity. *Precambrian Research*, v.177, p.103–130, 2010.

CHALAPATHI RAO, N. V.; KUMAR, A.; SAHOO, SAMARENDRA; DONGRE, A. N.; TALUKDAR, D. Petrology and petrogenesis of Mesoproterozoic lamproites from the Ramadugu field, NW margin of the Cuddapah basin, Eastern Dharwar cráton, southern India. *Lithos*, v.196/197, p.150-168, 2014.

CHAKHMOURADIAN, A. R.; BÖHM C. O.; DEMÉNY A.; REGUIR E. P.; HEGNER E.; CREASER, R. A.; HALDEN, N. M.; YANG, P. “Kimberlite” from Wekusko Lake, Manitoba: Actually a diamond-indicator-bearing dolomite carbonatite. *Lithos*, v.112S, p.347-357, 2009.

CHAKHMOURADIAN, A. R.; MITCHELL, R. H. Niobian ilmenite, hydroxylapatite and sulfatian monazite: alternative hosts for incompatible elements in calcite kimberlite from Internatsional'naya, Yakutia. *Canadian Mineralogist*, v.3, p. 1177–1189, 1999.

- CHAVES, M. L. S. C.; ANDRADE, K. W.; AZZI, A. A.; SILVEIRA, F. V. Minerais indicadores kimberlíticos e prospectividade diamantífera da intrusão Alfeu-01 (Canguçu, RS). *Revista Geociências*, São Paulo, v.33, n.4, p.535-548, 2014.
- CHEMALE Jr., F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ M.; DE ROS, L. F. (Ed.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, 2000. p.13-52.
- CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of precambrian to early paleozoic units in southern Brazil and Uruguay: excursion guidebook. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, RS, v.43, p.4-115, 1995.
- CLEMENT, C. R. *A comparative geologic study of some major kimberlite pipes in the northern Cape and Orange Free State*. 1982. 1 v. Tese (Doutorado) - Department of Geology, University of Cape Town, Cape Town, 1982.
- CLEMENT, C. R.; SKINNER, E. M. W. A textural-genetic classification of kimberlitos. *Transactions of Geological Society of South Africa*, v. 38, p. 403-409, 1985.
- CLEMENT, C. R.; SKINNER, E. M. W.; SCOTT SMITH, B. H. Kimberlite re-defined. *J. Geol.*, v. 32, p.223-228, 1984.
- CLEMENT, C. R.; SKINNER, E. M. W.; SCOTT, B. H. Kimberlite redefined. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 2., 1977, Santa Fe, NM. *Expanded Abstracts...* Santa Fe, NM, 1977.
- CLEMENT, C. R. The origin and infilling of kimberlite pipes. In: KIMBERLITE SYMPOSIUM, 2., 1979, Cambridge. *Extended Abstracts...* Cambridge, 1979.
- COLTORTI, M.; BECCALUVA, L.; BONADIMAN, C.; FACCINI, B.; NTAFLLOS, T.; SIENA, F. Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, v.75, p.115–139, 2004.
- CONCEIÇÃO, R. V.; LENZ, C.; PROVENZANO, C. A. S.; SANDER, A.; SILVEIRA, F. V. U-Pb perovskite ages of kimberlites from the Rosário do Sul cluster: Southern Brazil. In: GOLDSCHMIDT 2011 EARTH, LIFE AND FIRE., 2011, Praga. *Goldschmidt Conference Abstracts...* Praga, 2011.
- CONCEIÇÃO, R. V.; MALLMANN, G.; KOESTER, E.; SCHILLING, M.; BERTOTTO, G.W.; RODRIGUEZ VARGAS, A. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidences of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos*, v.82, p.273-287, 2005.
- COOKENBOO, H. O.; GRUTTER, H. Mantle-Derived indicator mineral compositions as applied to diamond exploration. In: DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 5., 2007, Toronto, Canada. *Proceedings of Exploration 07...* Toronto, 2007. p.183-200, 2007.
- COOKENBOO, H. Ranch Lake kimberlite in the Central Slave Craton: the mantle sample. *The Gangué*, Geol. Assoc. of Canada, Miner. Deposits Div., Victoria, Canada, v. 52, p. 12–13, 1996.
- CORDANI, U.G. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim IGA USP*, São Paulo, v.1, p.9-75, 1970.
- COSTA A. F. U. *Teste e modelagem geofísica das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. 1997. 2v. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

COSTA, M. M. D. *Petrografia e geoquímica isotópica de Sm-Nd em xenólitos mantélicos do Kimberlito Canastra-01*. 2012. 125 Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

COX, K. G.; SMITH, M. R.; BESWETHERICK, S. Textural studies of garnet lherzolites: evidence of exsolution origin from high-temperature harzburgites. In: NIXON, P. H. (Ed.) *Mantle xenoliths*. New York: John Wiley, 1987. p.537-550.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. *Projeto Aerogeofísico Rio Grande do Sul: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos*. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções, 2010. Programa Geologia do Brasil (PGB).

CRABTREE, D.; MORRIS, T.; AYER, J.; SAGE, R. The identification of lherzolitic cr-diopsides in kimberlite exploration programs: examples from indicator mineral surveys carried out in the province of Ontario. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 8., 2003. *Long Abstract...* Ontário, 2003.

CROUGH, S.T. Mesozoic hot spot epeirogeny in Eastern North America, *Geology*, v. 9, p. 2-6, 1981.

CROUGH, S. T.; MORGAN, W. J.; HARGRAVES, R. B. Kimberlites: Their relation to mantle hot spots. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 50, p. 260-274, 1980.

DAVIES, A.W.; DAVIES R. Mn-ilmenites associated with standard KIMs, Lena West, NWT, Canadá. Talmora Diamond Inc. In: PDCA CONVENTION, 2015, Toronto. *Poster Toronto*, 2015.

DAWSON, J .B.; HERVIG, R. L.; SMITH, J. V. Fertile iron-rich dunite xenoliths from the Bultfontein kimberlite, South Africa. *Forts. Mineral.*, v. 59, p.303-324, 1981.

DAWSON, J. B. Kimberlites and their xenoliths. New York: Springer-Verlag, 1980.

DAWSON, J. B.; SMITH, J. V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 41, p.309-332, 1977.

DAWSON, J. B.; STEPHENS, W. E. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. *J. Geol.*, v. 83, p.589–607, 1975.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. *An introduction to rock-forming minerals*. Essex: Longman, 1992.

DEER, W. A; HOWIE, R. A; ZUSSMAN, J. *Rock-forming minerals: double-chain silicates*. 2. ed. London: The Geological Society, 1997. v.2B

DELANEY, J. S.; SMITH, J. V.; CARSWELL, D. A.; DAWSON, L. B. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths. II: primary-and secondary-textured micas from peridotite xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.44, p.857-872, 1980.

DOWNES, P. J.; WARTHON, J.-A.; GRIFFIN, B. J. Magmatic Evolution and Ascent History of the Aries Micaceous Kimberlite, Central Kimberley Basin, Western Australia: evidence from zoned phlogopite phenocrysts, and UV laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of phlogopite-biotite. *J. Petrol.*, v.47, p.1751–1783, 2006.

DROOP, G. T. R. A general equation for estimating Fe^{+3} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, v.51, p.431-435, 1987.

- DYAR, M. D. A review of Mossbauer data on trioctahedral micas: evidence for tetrahedral Fe⁺³ and cation ordering. *American Mineralogist*, v.72, p.102-112, 1987.
- DYMEK, R. F. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, v.68, p.880-899, 1983.
- ECCLES, D. R.; HEAMAN, L. M.; LUTH, R. W.; CREASER, R. A. Petrogenesis of the Late Cretaceous northern Alberta kimberlite province. *Lithos*, v.76, p.435–459, 2004.
- EDGAR, A. D.; ARIMA, M. Conditions of phlogopite crystallization in ultrapotassic volcanic rocks. *Mineralogical Magazine*, v. 47, p.11-19, 1983.
- EGGLER, D. H.; MCCALLUM, M. E. A geotherm from megacrysts in the Sloan kimberlite pipes. *Colorado, Carnegie Inst. Washington Yearb.*, n.15,p. 538-541, 1976.
- EGGLER, D. H.; MCCALLUM, M. E.; SMITH, C. B. Megacryst assemblages in kimberlite from Northern Colorado and Southern Wyoming: Petrology, geothermometry-barometry and a real distribution. *SIKC*, v. 2, p.213-226, 1979.
- EGOROV, K. N.; ROMAN'KO, E. F.; PODVYSOTSKY, V. T.; SABLUKOV, S. M.; GARANIN, V. K., D'yakonov, D. B. New data on kimberlite magmatism in southwestern Angola. *Russian Geology and Geophysics*, v.48, p.323-336, 2007.
- EHRENBERG, S. N. *Petrology of potassic volcanic rocks and ultramafic xenoliths from the Navajo volcanic field, New Mexico and Arizona*. 1978. 1v. Tese (Doutorado - University of California, Los Angeles, 1978.
- EHREMBERG, S. N. Rare earth element geochemistry of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from minette of the Colorado Plateau Province. *Earth Plan Sci Lett* , v.57, p.191–210, 1982.
- ENGLAND, P.; HOUSEMAN G. On the geodynamic setting of kimberlite genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v.67, p.109-122, 1984.
- FARMER, G. L.; BOETCHER, A. L. Petrologic and crystal-chemical significance of some deep-seated phlogopites. *American Mineralogist*, v.66, p.1154-1163, 1981.
- FEI, Y., BERTKA C. Phase transitions in the Earth's mantle and mantle mineralogy. In: FEI, Y.; BERTKA, C. M.; MYSEN, B. O. (Ed.) *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation; a tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. Houston: Geochemical Society, 1999. p.189-207. (Geochemical Society Special Publication, v.6)
- FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT R.; COSTA A. F. U.; KOESTER E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAMER, G.; RAMGRAB, G.,E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: parte I- Uma Contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências* , São Paulo, v. 25, p.351–374, 1995a.
- FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT R.; COSTA A. F. U.; KOESTER E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAMER, G.; RAMGRAB, G.,E.; CAMOZZATO, E. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II- Uma Contribuição a partir do registro geofísico. *Revista Brasileira de Geociências* , São Paulo, v. 25, p.375–384, 1995b.
- FERNANDES L. A. D.; TOMMASI, A., PORCHER, C. A. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the DFB: a reappraisal. *J S Am Earth Sci* , v.5, p.77–96, 1992.

FERREIRA, F. ,F; BOTELHO N.; BROD, A. *Ambientes Metalogenéticos e Depósitos Associados: 1ª.parte*. Brasília, DF: ADIMB, 2012. Cursos de aperfeiçoamento em exploração mineral.

FIELD, M.; GERON, T. M.; MOCK, A.; WALTERS, A.; SPARKS, R.S.J. ; JERRAM, D. A. Variations of olivine abundance and grain size in the Snap Lake kimberlite intrusion, Northwest Territories, Canadá: A possible proxy for diamonds. *Lithos*, v.112S, p.23–35, 2009. (Proceedings of the 9th International Kimberlite Conference)

FIELDING, D. C.; JAQUES, A. L. Geology, petrology and geochemistry of the Bow Hill lamprophyre dykes, Western Australia. In: ROSS, J. et al. (Ed.) *Kimberlites and Related Rocks*. Singapura: Blackwell, 1989.v.1, p. 206-219. (Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference. Geological Society of Australia Special Publication 14)

FIPKE, C. E.; GURNEY, J. J.; MOORE, R. O.; NASSICHUK, W. W. The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes. *Geol. Surv. Can., Open File*, 2124, 1989. 1175p.

FIPKE, C. E.; GURNEY, J. J.; MOORE, R. O. Diamond exploration techniques emphasizing indicator mineral geochemistry and Canadian examples. *Geological Survey of Canada Bulletin*, v. 423, p.1-86, 1995.

FODOR, R. V.; MUKASA S. B.; SIAL, A. N. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, v.43, n.4, p.197-217, 1998.

FOLEY, S. F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D. H.; TOSCANI, L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci Rev.*, v.24, p. 81–134, 1987.

FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SOLIANI JR., E.; FACCINI, U. F. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v.3, p.1322-1342.

FRITSCHLE, T.; PRELEVIĆ, D.; FOLEY, S. F.; JACOB, D. E. Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: indications from major and trace elements of phlogopite. *Chemical Geology*, v.353, p.267–279, 2013.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v.123, n.1-3, p.105-117, 1994.

GALER, S. J. G.; O'NIONS, R. K. Chemical and isotopic studies of ultramafic inclusions from the San Carlos Volcanic Field, Arizona: a bearing on their petrogenesis. *Journal of Petrology*, v. 30, p.1033–1064, 1989.

GASPAR, J. C. *Geologie et mineralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Brésil*. 1989. 343 f. Tese (Doutorado em Geologia) - U.E.R. de Sciences Fondamentales et Appliquées, Université d'Orleans, Orleans, 1989.

GASPAR, J. C.; WYLLIE, P. J. Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil. *American Mineralogist*, v.67, p.997-1000, 1982.

GASPAR, J.C.; WYLLIE, P.J., The phlogopites from the Jacupiranga carbonatite intrusions. *Mineralogy and Petrology* , v.36, p.121-134, 1987.

- GAUL, O., F.; GRIFFIN, W.L.; O'REILLY, S.Y.; PEARSON, N.J. Mapping olivine composition in the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v.182, p.223-235, 2000.
- GIBSON, S. A.; MALARKEY, J.; DAY, J. A. Melt depletion and enrichment beneath the Western Kaapvaal Cráton: evidence from finch peridotite xenoliths. *Journal of Petrology*, v.49, n.10, p.1817-1852, 2008.
- GILL, R. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2010. 440 p.
- GLASER, S. M.; FOLEY, S. F.; GUNTHER, D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, v.48, p.263–285, 1999.
- GOMES, M. E. B. *Petrologia do Granito Arroio Moinho (Canguçu,RS)- Geoquímica e Deformação*. Porto Alegre. 209f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- GONZAGA, G. M.; TOMPKINS, L. A. Geologia do Diamante. In: SCHOBENHAUS, C; QUEIROZ, E. T. de; COELHO, C. E. S. (Coord.) *Principais depósitos minerais do Brasil: gemas e rochas ornamentais*. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. v.4 , parte A. p.53 –116.
- GRAVINA, E. G. Caracterização Cristaloquímica de minerais ricos em Titânio: Perovskita Ti - granada da regia de Tapira, MG. Tese (Doutorado em Ciência - Química) - Departamento de Química, UFMG, Belo Horizonte, Minas Gerais, 2009.
- GREENWOOD, J. C. Barian-titanian micas from Ilha da Trindade, South Atlantic. *Mineralogical Magazine*, v.62, p.687-695, 1998.
- GREGOIRE, M.; TINGUELY, C.; BELL, D.R.; ROEX, A.P. Spinel lherzolite xenoliths from the Premier kimberlite (Kaapvaal cráton, South Africa): Nature and evolution of the shallow upper mantle beneath the Bushveld complex. *Lithos*, v. 84, p. 185-205, 2005.
- GRIFFIN, W. L.; CARSWELL, D. A.; NIXON, P. H. (1979). Lower-crustal granulites and eclogites from Lesotho, Southern Africa. In: BOYD, F. R.; MEYER, H. O. A. (Ed.) *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1979. p.59–86. (Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, v. 2)
- GRIFFIN, W. L.; FISHER, N. I.; FRIEDMAN, J.; RYAN, C.G.; O'REILLY, S.Y. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle: I. Compositional systematics and relations to tectonic setting. *J. Petrol.*, v. 40, p.679–704, 1999.
- GRIFFIN, W. L.; WASS, S. Y.; HOLLIS, J. D. Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia: Petrology of a sub-continental crust–mantle transition. *Journal of Petrology*, v. 25. n.1,p. 53–87, 1984.
- GRÜTTER, H. S.; APTER, D .B.; KONG, J. Crust– mantle coupling: evidence from mantle-derived xenocrystic garnets. In: GURNEY, J.J.; GURNEY, J.L.; PASCOE, M.D.; RICHARDSON, S.H. (Ed.), *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town: Red Roof Design, 1999. v.1,p. 307 – 313.
- GRÜTTER H. S.; GURNEY J. J.; MENZIES A. H.; WINTER F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, v.77, p.841-857, 2004.
- GRÜTTER, H.; LATTI, D.; MENZIES, A. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry. *J. Petrol.*, v.47, p. 801-820, 2006.

GRÜTTER, H.; MENZIES A. Mutually consistent classification schemes for mantle-derived garnet and chromite, for use by diamond explorers. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 8., 2003, Toronto. *Long Abstract...* Toronto, Canadá, 2003.

GUPTA, A. K. *Origin of potassium-rich silica-deficient igneous rocks*. India: Springer, 2015. 536p.

GURNEY, J. J. 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: GLOVER, J.E.; HARRIS, P.G. (Ed.) *Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration*. Crawley: University Extension, University of Western Australia, 1984. p.143-166. (Publication n. 8)

GURNEY, J. J. Diamonds. In: ROSS, J.: ROSS, J. (Ed.) *Kimberlites and related rocks*. Sidney: Geological Society of Australia, 1989. p.935-965. (Geol. Soc. Austral Spec. Publ. v.14, n. 2)

GURNEY, J. J.; HELMSTAEDT, H.; MOORE, R.O. A review of the use and application of mantle mineral geochemistry in diamond exploration. *Pure Appl. Chem.*, v.65, p.2423–2442, 1993.

GURNEY, J. J.; JAKOB, W. R. O.; DAWSON, J. B. Megacrysts from the Monastery kimberlite pipe, South Africa. In: In: BOYD, F. R.; MEYER, H. O. A. (Ed.) *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1979. p.222-243. (Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, v. 2)

GURNEY, J. J.; MOORE, R. O. Kimberlite garnet, chromite and ilmenite compositions. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON APPLIED MINERALOGY, 1., 1991, Pretoria. *Paper 21...* Pretoria: Mineralogical Association of South Africa, 1991. p.1-25.

GURNEY, J. J.; ZWEISTRA, P. The interpretation of the major element composition of mantle minerals in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v.53, p. 293-309, 1995.

HAGGERTY, S. E.; HARDIE, R. B.; MCMAHON, R. M. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. In: BOYD, F. R.; MEYER, H. O. A. (Ed.) *The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1979. p.249-256. (Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, v. 2)

HAGGERTY, S. E. Upper mantle mineralogy. *Journal of Geodynamics*, v.20, n.4, p.331-364, 1995.

HARTE, B. Mantle peridotites and processes: the kimberlite sample In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY M.J. (Ed.) *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Cheshire, U K, 1983. p.46-91.

HARTE, B. Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. In: NIXON, P. H. (Ed.) *Mantle xenoliths*. Chichester: John Wiley, 1987. p.625–640.

HARTMANN, L. A. Condições de metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 21, p. 107-113, 1991.

HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; SILVA, L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, v.47, p.829-844, 2000.

HAWKESWORTH, C.; GALLAGHER, L. A.; KIRSTEN, M. S. M.; MANTOVANI, D.W.; PEATE, O.; TURNER, S. P. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an

example from the Paraná-Etendeka province. *Earth and Planetary Science Letters*, v.179, p. 335-349, 1992.

HAWKESWORTH, C. J.; ROGERS, N. W.; VAN CALSTEREN, P. W. C.; MENZIES, M. A.. Mantle enrichment processes. *Nature*, v. 311, p.331-335, 1984.

HAWTHORNE, J. B.. Model of a kimberlite pipe. *Phys. Chern. Earth*, v. 9, p.1-15, 1975.

HEAMAN, L. M.; KJARSGAARD, B.; CREASER, R. A.; COOKENBOO, H.O.; KRETSCHMAR, U. Multiple episodes of kimberlite magmatism in the Slave Province, North America. In: SLAVE-NORTHERN CORDILLERA LITHOSPHERIC EVOLUTION (SNORCLE) TRANSECT AND CORDILLERAN TECTONICS WORKSHOP MEETING, 1997, 7–9 mar, Calgary. *Lithoprobe Report...* Calgary: University of Calgary, 1997. p.14–17.

HERVIG, R. L.; SMITH, J. V.; STEELE, I. M.; DAWSON, J. B. Fertile and barren Al-Cr-spinel harzburgites from the upper mantle: Ion and electron probe analyses of trace elements in olivine and orthopyroxene: Relation to Iherzolites. *Earth and Planetary Science Letters*, v.50, n.1, p.41-58, 1980.

KJARSGAARD, B .A. *Kimberlite diamond deposits. in mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods.*, Toronto: Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, 2007. p.245-272. (Special Publication, 5)

KJARSGAARD, B. A. Volcanology of kimberlite. In: TOSDAL, R. (Ed.). *Diamonds Short Course Notes, Cordilleran Round-Up*. Vancouver, B.C.: s.n., 2003. 20 p.

HOFMANN, A. W. Sampling mantle heterogeneity through ocean basalts: isotopes and trace elements. p.61-101. In: CARLSON, R. W. (Ed.) *The mantle and core*. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. p.61-101. (Treatise on Geochemistry, v.2)

HOOD, C.T.S.; MCCANDLESS, T. E. Systematic variations in xenocryst mineral composition at the province scale, Buffalo Hills kimberlites, Alberta, Canadá. *J Petrol*, v.77, p. 733–747, 2004.

HOWARTH, G. H.; SKINNER, E. M. W.; PREVEC, S. A. Petrology of the hypabyssal kimberlite of the Kroonstad group II kimberlite (orangeite) cluster, South Africa: evolution of the magma within the cluster. *Lithos*, v.125, p.795-808, 2011.

HUNEN J. V.; MILLER M. S. Collisional processes and links to episodic changes in subduction zones. *Elements*, v.11, p.119-124, 2015.

IONOV, D. A.; ASHCHEPKOV, I. V.; STOSCH, H. G.; WITT-EICKSCHEN, G.; SECK, H. A. Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal Region: the nature of the garnet-spinel peridotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology*, v.34, n.6, p.1141-1175, 1993.

IONOV, D. Chemical variations in peridotite xenoliths from Vitim, Siberia: inferences from REE, and Hf behaviour in garnet facies upper mantle. *Journal of Petrology*, v.45, p.343–367, 2004.

JAGO, B.C. *Mineralogy and Petrology of the Ham Kimberlite, Somerset Island, Northwest Territories, Canada*. 1982. 235f Thesis (Doutorado) - Lakehead University, Thunder Bay, Canada, 1982.

JAGO, B.C., MITCHELL, R.H. Mineralogy and petrology of the Ham kimberlite, Somerset Island, N.W.T., Canada. *Can. Mineral*, v. 23, p. 619-634, 1985.

JAQUES, A.L.; HALL, A. E.; SHERATON, J. W.; SMITH, C.B.; SUN, S. S.; DREW, R. M.; FOUODOULIS, C.; ELLINGSEN, K. Composition of crystalline inclusions and C isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds. *4th IKC GSA SP*, n.14, v. 2, p.966-989, 1989.

JEANLOZ, J.; KNITTLE, E. Density and composition of the lower mantle. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, v. 328, p. 377-389, 1989.

JERRAM, D. A.; MOCK, A.; DAVIS, G. R.; FIELD, M.; BROWN, R. J. 3D crystal size distributions: A case study on quantifying olivine populations in kimberlites. *Lithos*, v.112S, p.223–235, 2009. (Proceedings of the 9th International Kimberlite Conference)

JONES, T. J.; RUSSELL, J. K.; PORRITT, L. A.; BROWN, R. J. Morphology and surface features of olivine in kimberlite: implications for ascent processes. *Solid Earth*, v.5, p.313-326, 2014.

KAMINSKY, F. V.; BELOUSOVA, E. A. Manganoan ilmenite as kimberlite/diamond indicator mineral. *Russ. Geol. Geophys.*, v.50, p.1212–1220, 2009.

KAMINSKY, F. V.; SABLUKOV, S. M.; SABLUKOVA, L. I.; ZAKHARCHENKO, O. D. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.28, p.288-303, 2009.

KAMINSKY, F. V.; ZAKHARCHENKO, O. D.; DAVIES, R., GRIFFIN, W. L.; KHACHATRYANBLINOVA, G. K.; SHIRYAEV, A. A. Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.140, n.6, p.734–753, 2001.

KAMINSKY, F. V.; ZAKHARCHENKO, O. D.; GRIFFIN, W. L.; CHANNER D. M. de R.; KHACHATRYAN-BLINOVA, G. K. Diamond from the Guanaimo area, Venezuela. *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p.1347-1370, 2000.

KAMINSKY, F. V.; ZAKHARCHENKO, O. D.; KHACHATRYAN, G. K.; GRIFFIN, W. L.; CHANNER, D. M. de R. Diamond from the Los Coquitos area, VE. *Canadian Min.*, v.44, p.323-340, 2006.

KEMPTON, P. D.; LOPEZ-ESCOBAR, L.; HAWKESWORTH, C. J.; PEARSON, D. J.; WRIGHT, D. W. ; WARE, A. J. Spinel þgarnet lherzolite xenoliths from Pali Aike, Part 1: Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry. In: GURNEY, J. J.; GURNEY, J. L.; PASCOE, M. D.; RICHARDSON, S. H. (Ed.) *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town: Red Roof Design,1999. p.403–414.

KNIJNIK, D B. *Caracterização geoquímica e estrutural do granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozóico em zona de transcorrência, região de Quitéria, Rio Grande do Sul*. 2011. 80f. Dissertação (Mestrado) – Universidade federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

KOPYLOVA, M.G.; RUSSELL, J.K.; COOKENBOO, H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implication for the thermal state of the mantle beneath the Slave Craton, northern Canada. *J Petrol*, v.40, p.79–104, 1999.

KOPYLOVA, M.G.; RUSSELL, J.K.; STANLEY, C.; COOKENBOO, H. Garnet from Cr- and Ca-saturated mantle: implications for diamonds exploration. *J Geoch Expl.*, v.68, p.183–199, 2000.

LALONDE, A. E.; RAN COURT, D. G.; CHAO, G. Y. Fe-bearing trioctahedral micas from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada. *Mineralogical Magazine*, v.60, p.447-460, 1996.

LE MAITRE, R. W. *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A., KELLER, J.; LAMEYRE, M.; LEBAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SØRENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A. R.; ZANETTIN, B. (Ed.) *A classification of igneous rocks and a glossary of terms. recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford Blackwell Scientific Publications, 1989.

LE ROEX, A. P. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. *Nature*, v.324, p.243–245, 1986.

LIOU, J.G.; TSUJIMORI, T., The fate of subducted continental crust: Evidence from recycled UHP–UHT minerals. *Elements*, v.9, p.248–250, 2013.

LIU, X.; ZHOU, H.; MA, Z.; CHANG, L. Chrome-rich clinopyroxene in orthopyroxenite from Maowu, Dabie Mountains, central China: a second record and its implications for petrogenesis. *The Island Arc*, v.7, n.1-2, p135, 1998

LLOYD, F. E.; BAILEY, D. K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.9, p.389-416, 1975.

LLOYD, F. E.; HUNTINGDON, A. T.; DAVIES, G. R.; NIXON, P. H. Phanerozoic volcanism of SW Uganda: a case for regional K and LILE enrichment beneath a domed *rifted* continental plate. In: KAMPUNZU, A. B.; LUBALA, R. T. (Ed.) *Magmatism in extensional structural settings*. Berlin: Springer-Verlag, 1991. p.23–72.

LLOYD, F. E.; WOOLLEY, A. R.; STOPPA, F.; EBY, G. N. Rift Valley magmatism: is there evidence for laterally variable alkali clinopyroxenite mantle? *Geolines*, v. 9, p.76–83, 1999.

LLOYD, F. E.; WOOLLEY, A. R.; STOPPA, F.; EBY, G. N. Phlogopite–biotite parageneses from the K–mafic–carbonatite effusive magmatic association of Katwe–Kikorongo, SW Uganda. *Mineralogy and Petrology*, v.74, p.299–322, 2002.

MACIEL, L.A.C.; PIRES, K.C.J.; QUADROS, T.F.P.; SANDER, A., 2010. Província kimberlítica de Rosário do Sul, oeste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil: considerações sobre o contexto geológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45. Belém. *Anais*. Belém: SBG, 2010.

MALKOVETS, V.; TAYLOR, L.; GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y.; PEARSON, N. J.; POKHILENKO, N.; VERIKEV, E.; GOLOVIN, N. ; LITASOV, K. D. Crátonic condition beneath Arkhangelsk, Russia: garnet peridotites from the Grib kimberlite. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 8., 2003. Vancouver. *Proceedings...* Vancouver, BC: Red Roof Design, 2003. p.1–5.

MASQUELIN, H. C. *Análisis estructural de las zonas de cizalla en los Migmatitos de Punta del Este – Uruguay*. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4, 10-13 dez. 1989, Porto Alegre. *Atas*. Porto Alegre: SBG - Núcleo RS/SC/PR, 1989.

MASQUELIN, H. C.; FERNANDES L.A.D.; LENZ C.; PORCHER C.C.; Mcnaughton N.J. The Cerro Olivo complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in eastern Uruguay. *Int. Geol. Rev.*, v.54, p.1161–1183, 2012.

MCCALLUM, M. E. Oxide minerals in the Chicken Park kimberlite, northern Colorado. ROSS, J.: ROSS, J. (Ed.) *Kimberlites and related rocks*. Sidney: Geological Society of Australia, 1989. p.242-263. (Geol. Soc. Austral Spec. Publ. v.14, n. 1)

- MCCANDLESS, T. E.; GURNEY, J. J. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. In: ROSS, J. (Ed.), *Kimberlites and related rocks. Geological Society of Australia Special Publication*, v. 14, n.2, p.827–832, 1989.
- MCCORMICK, G. R.; HEATHCOTE, R. C. Mineral chemistry and petrogenesis of carbonatite intrusions, Oerry and Conway Counties, Arkansas. *American Mineralogist*, v.72, p. 59-66, 1987.
- MCCORMICK, G.R.; Le BAS, M.J. Phlogopite crystallization in carbonatitic magmas from Uganda. *Canadian Mineralogist*, v. 34, p.469-478, 1996.
- MCCOY, T. J.; KEIL, K.; CLAYTON, R. N.; MAYEDA, T. K.; BOGARD, D. D.; GARRISON, D. H.; WIELER, R. A petrologic and isotopic study of lodranites: evidence for early formation as partial melt residues from heterogeneous precursors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p.623–637, 1997.
- MCDONOUGH, W.F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 1–18. 1990.
- MENZIES, M. A.; HAWKESWORTH, C. J. *Mantle metassomatism*. London: Academic Press, 1987a. 422 p.
- MENZIES, M. A.; HAWKESWORTH, C. J. Upper mantle processes and composition. In: NIXON, P. H. (Ed.) *Mantle xenoliths*. Chichester: John Wiley, 1987b. p.725–738.
- MEYER, H. O. A.; MCCALLUM, M. E. Mineral inclusions in diamonds from the Sloan kimberlites, Colorado. *Journal of Geology*, v. 94, p.600-612, 1986.
- MEYER, H. O. A.; SVISERO, D. P. Mineral inclusions in brazilian diamonds. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 9, p.785–795, 1975.
- MITCHELL, R. H. Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, Sao Paulo, Brazil. *Am. Mineral.*, v. 63, p.544-547, 1978.
- MITCHELL, R. H. A review of the mineralogy of lamproites. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, n.88, p. 411-437, 1985.
- MITCHELL, R. H.; BERGMAN, S. C. *Petrology of lamproites*. New York: Plenum, 1991.
- MITCHELL, R. H. Compositional variation of micas in kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophyres. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 6., 1995. *Extended Abstracts...* Novosibirsk, 1995. p.390-392.
- MITCHELL, R. H. *Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology*. New York: Plenum, 1986.
- MITCHELL, R. H. *Kimberlites, orangeites and related rocks*. New York: Plenum, 1995.
- MITCHELL, R. H., MEYER, H. O. A. Mineralogy of micaceous kimberlites from the New Elands and Star Mines. Orange Free State. South Africa. In: ROSS, J. ROSS, J. (Ed.), *Kimberlites and related rocks*. Sidney: Geological Society of Australia, 1989. p.83-96. (Geol. Soc. Austral Spec. Publ. n. 14, v.1)
- MITTFEHLDT, D. W.; LINDSTROM, M. M.; BOGARD, D. D.; GARRISON, D. H.; FIELD, S. W. Acapulco and Lodran-like achondrites: petrology, geochemistry, chronology and origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.60, p.867–882, 1996.

- MONTELLI, R.; NOLET, G.; MASTERS, G.; DAHLEN, F. A.; HUMG, S.-H. Global P and PP traveltimes tomography: rays versus waves. *Geophys. J. int.*, v.158, p. 637-654, 2004.
- MOORE, A. E. Olivine: A monitor of magma evolutionary paths in kimberlites and olivine melilitites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 99, p.238-248, 1988.
- MOORE R. O; GURNEY J. J. Garnet megacrysts from Group II kimberlites. In: SOUTHERN AFRICA INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5.,1991, Araxá. Brazil. *Extended Abstracts...* Araxá, MG: CPRM, 1991. p. 98-300. (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Spec. Publ., n. 2191)
- MORIMOTO, N.; FABRIES, J. A.; FERGUSON, A. K.; GINZBURG, I. V.; ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, v.52, p.535-550, 1988.
- MORRIS, T. F.; SAGE, R. P.; AYER, J. A.; CRABTREE, D. C.. A study of clinopyroxene composition: Implications for kimberlite exploration. *Geochemistry, Exploration, Environment, Analysis*, v.2, n.4, p.321-331, 2002.
- NICKEL, E. H. Solid solutions in mineral nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, v. 30, p.231-234, 1992.
- NIXON, P. H. A review of mantle xenoliths and their role in diamond exploration. *J. Geodynamics*. v. 20, n. 4, p. 305-329, 1995.
- NIXON, P.H., BOYD, F. R. The discrete nodule association in kimberlites from Northern Lesotho. *Lesotho Kimberlites*, p.67-75. 1973.
- NIXON, P. H. (Ed.) *Mantle xenoliths*. Chichester: John Wiley & Sons, 1987.
- NIXON, P. H.; ROGERS, N. W.; GIBSON, I. L.; OREY, A. Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.9, p.285-309, 1981.
- O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis Ridge and Rio Grande rise hotspot system – implications for African and South America plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, Richmond., v.95, n. B11, p.17475-17502, 1990.
- O'REILLY, S. Y.; GRIFFIN, W. L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: geophysical implications, *Tectonophysics*, v. 416, p.289–309, 2006.
- O'REILLY, S. Y.; GRIFFIN, W. L. 4-D lithospheric mapping: a review of the methodology with examples. *Tectonophysics*, v.262, p.3–18, 1996.
- PAUL, D. K.; CROCKET, J. H.; REDDY, T. A. K.; PANT, N. C. Petrology and geochemistry including Platinum Group element abundances of the Mesoproterozoic ultramafic (lamproite) rocks of Krishna district, southern India: implications for source rock characteristics and petrogenesis. *Journal of the Geological Society of India*, v.69, p.577–596, 2007.
- PEARSON, D. G.; CANIL, D.; SHIREY, S. B. *Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds*, pp.171-275. In: CARLSON, R.W. (Ed.) *The mantle and core*. Oxford: Elsevier; Pergamon, 2003. (Treatise on Geochemistry, v.2).
- PEREIRA, R. S. *Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes*. 2007. 200 f. Tese (Doutorado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

PHILIPP R. P. Geologia dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas. RS: uma contribuição ao reconhecimento estratigráfico do Setor Oriental do Escudo Sul Riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, v.24, n.33, p.71-128, 1991.

PHILIPP, R. P.; H. MASSONNE; CAMPOS, R. S. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 8-24, 2013.

PHILIPP, R. P; MACHADO, R. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n.3, p.257-268, 2001.

PILOT, J.; WERNER, C-D; HAUBRICH, F.; BAUMANN, N. Palaeozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, v.393, p.676-679, 1998.

PINTO, V. M.; HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; WILDNER, W. Zircon U-Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. *Chem Geol*, v. 281, p.93-102, 2011.

PIRES, K. C. J.; SANDER, A.; MACIEL, L. A. C.; DANNI, J. C. M.; WUSTROW, J. H. C., 2010. Província kimberlítica de Rosário do Sul, oeste do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil: considerações sobre a petrografia das rochas potássicas ultramáficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 2010.

POKHILENKO, N. P.; SOBOLEV, N.;V.; KULIGIN, S.;S.; SHIMIZU, N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of evolution of Siberian Craton lithospheric mantle. In: GURNEY, J. J.; GURNEY, J. L.; PASCOE, M. D.; RICHARDSON, S. H. (Ed.) *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*, Red Roof Design, Cape Town, v.2, p.689–698. 1999.

PRAEGEL, N. O. Origin of ultramafic inclusions and megacrysts in a monchiquite dyke at Strap, Inverness-shire, Scotland. *Lithos*, v.14, p.305–321, 1981.

PRIOR, G. J. Chemistry and mineralogy of kimberlite-indicator mineral grains from a till survey of the Sawn Lake area (NTS 84B/13), southern Buffalo Head Hills, Alberta. *Alberta Geological Survey, Geo-Note* 2007-01, Alberta, 2007.

PROVENZANO, C. A. S.; SILVEIRA, F. V.; SANDER, A.; CASTRO, J. H. W. Kimberlitos e/ou rochas relacionadas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45. Belém. *Anais...* Belém: SBG, 2010 a. p.119, 2010 a.

PROVENZANO, C. A. S.; SILVEIRA, F. V.; SANDER, A.; CASTRO, J. H. W. Kimberlitos e/ou rochas relacionadas no Rio Grande do Sul. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 5, Tibagi. *Anais...* Tibagi: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010b.

PUTNIS, A. *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

QUIRT, D.H. Cr-diopside (clinopyroxene) as a kimberlite indicator mineral for diamond exploration in glaciated terrains. In: SUMMARY of Investigations. *Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep.* 2004-4.2, v.2, Paper A-10, 14p. 2004.

RAMSAY, R. R.; TOMPKINS, L. A. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperança and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In: MEYER, H. O. A.; LEONARDOS, O. H. (Ed.) *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference* 1994. Rio de Janeiro: CPRM, 1994. P. 329-345. (CPRM Special Publication 1/B).

REGUIR, E. P.; CHAKHMOURADIAN, A. R.; HALDEN, N. M.; MALKOVETS, V. G.; YANG, P. Major- and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator. *Lithos*, v.112, p.372–384, 2009.

RIEDER, M. G.; CAVAZZINI, Y. S.; D'YAKONOV, V. A.; FRANK-KAMENETSKII, G.; GOTTARDI, S.; GUGGENHEIM, P. V.; KOVAL, G.; MÜLLER, A. M. R.; NEIVA, E. W.; RADOSLOVICH, J.-L.; ROBERT, F. P.; SASSI, H.; TAKEDA, Z. WEISS; WONES, D. R. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, v. 36, p.905-912, 1998.

RINGWOOD, A. E. The constitution of the mantle – I. Thermodynamics of the olivine spinel transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.13, p.303-321, 1958a.

RINGWOOD, A. E. The constitution of the mantle – II. Further data on the olivine spinel transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.15, p.18-29, 1958b.

RINGWOOD, A. E. The constitution of the mantle – III. Consequences of the olivine spinel transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.15, p.195-212, 1958c.

RINGWOOD, A. E. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York: McGraw-Hill, 1975.

RINGWOOD, A. E. *Constitution and evolution of the mantle*. Spec. Publ. Geol. Soc. Australia, n.14, p.457-485, 1989.

RINGWOOD, A. E.; KESSON, S. E.; HIBBERSON, W.; WARE, N. Origin of kimberlites and related magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, v.113, p. 521–538, 1992.

ROCK, N. M. S. *Lamprophyres*. Edinburgh: Blackie & Son, 1991.

ROCK, N. M. S. The nature and origin of lamprophyres: Alnöites and allied rocks (ultramafic lamprophyres). *Journal of Petrology*, v.27, p.193-227, 1986.

ROCK, N. M. S. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: FITTON, J.G.; UPTON, B. G. J. (Ed.). *Alkaline Igneous Rocks*. Blackwell: Oxford, 1987. (Geological Society of London Special Publication 30).

SANDER, A.; SILVEIRA, F. V.; PROVENZANO, C. A. S.; CASTRO, J. H. W. Ocorrência de kimberlito no Escudo Sul-Riograndense; caso da intrusão kimberlítica Alfeu I – Região de Canguçu – RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 2010a. p.121.

SANDER, A.; BOTTARI, L. A.; PROVENZANO, C. A. S.; SILVEIRA, F. V.; CASTRO, J. H. W. UM NOVO CORPO KIMBERLÍTICO NO ESCUDO SUL RIO-GRANDENSE: PETROGRAFIA PRELIMINAR. In: 5º SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE BRASIL, 5., 2010, Tibagi, PR. *Anais ...* Tibagi: SBG, 2010b.

SANTOS, E. L.; MACIEL, L. A. C.; REISCHEL, J. L. *Kimberlitos da região de Rosário do Sul, RS*. s.l.: s. n., 2005. 31 p. (Relatório Interno)

SCHULZE, D. J. A classification scheme for mantle-derived garnet in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, v.71, p.195–213, 2003.

SCOTT, B. H. Kimberlite and lamproite dykes from Holsteinsborg, West Greenland. *Meddelelser Gronland Geosci.*, v.4, p.3-24, 1981.

SCOTT SMITH, B.H.; SKINNER, E. M. W. A new look at Prairie Creek Arkansas. *TIKC*, v.1, p.255-283, 1984a.

SCOTT SMITH, B. H.; SKINNER, E. M. W. Diamondiferous lamproites, *J. Geol.*, v. 92, p.433-438, 1984b.

SEN, G.; FREY, F. A.; LEEMAN, W. P.; SHIMIZU, N. Evolution of the lithosphere beneath Oahu, Hawaii: rare earth element abundances in mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, v.119, p.53–69, 1993.

SENGÖR, A. M. C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Science Review*, v.27, n.1-2, p. 1-201, 1990.

SIMON, N. S. C.; CARLSON, R. W.; PEARSON, D. G.; DAVIES, G. R. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle. *Journal of Petrology*, v.48, n.3, p.589-625, 2007.

SILVA, S. *Petrografia e química mineral das intrusões Indaiá I e Indaiá II, oeste do estado de Minas Gerais*. 2008. 113f. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SILVA, L. C. da; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. SHRIMP U/Pb Zircon dating of neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, V.41, p.531-551, 1999.

SILVEIRA, F. V. *Magmatismo cenozoico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil*. Tese (Doutorado em Geodinâmica)-Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.

SKINNER, E. M. W.; CLEMENT, C. R. Mineralogical classification of southern African kimberlites. In: BOYD, F.R.; MEYER, H.O.A. (Ed.) *Proceedings of 2nd International Kimberlite Conference*. Washington D.C.: AGU, p.129–139, 1979.

SKINNER, E. M. W. 1989. Contrasting group I and II kimberlite petrology: Towards a genetic model for kimberlites. In Ross et al. (1989) q.v., Vol. I, pp. 528-544.

SKINNER E. M. W., VILJOEN, K. S., CLARK, T. C., SMITH C. B. 1994. The petrography, tectonic setting and emplacement ages of kimberlites in the south western border region of the Kaapvaal craton, Prieska area. In Meyer and Leonardos (1994) q.v., Vol. I, pp. 80-97.

SKOLOTNEV S. G.; BEL'TENEV, V. E.; LEPEKHINA, E. N.; IPAT'eva, I. S. Younger and older zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic and their geotectonic implications. *Geotectonics*, v.44, p.462-492, 2010.

SMITH, B. H. S.; NOWICKI, T. E.; RUSSEL, J. K.; WEBB, K. J.; HETMAN, C. M.; HARDER, M.; MITCHELL, R. H. Kimberlites: descriptive geological and classification. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 9., 2008, Frankfurt, Germany. Extended Abstract... Disponível em: <<http://www.scottsmithpetrology.com/publications/files/113-SCOTTSMITH-NOWICKI-RUSSELL-WEBB-HETMAN-HARDER-MITCHELL-2008.pdf>>. Acesso em: 16 set. 2012.

SMITH, C.B. 1983. Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for sources of African Cretaceous kimberlite, *Nature* 304, 51-54.

SMITH, D., BOYD, F.R. Compositional zonation in garnets in peridotite xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.112, p.134–147, 1992.

SMITH, D.; EHRENBERG, S.N., Zoned minerals in garnet peridotite nodules from the Colorado Plateau: implications for mantle metasomatism and kinetics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.86, p.274–285, 1984.

- SMITH, D.; GRIFFIN, W. L.; RYAN, C. G.; SIE, S. H. Trace-element zonation in garnets from the Thumb: heating and melt infiltration below the Colorado Plateau. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 107, 60–79, 1991.
- SMITH, J. V.; BRENNE SHOLTZ, R.; DAWSON, J. B. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths: I. Micaceous kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.42, p.959–971, 1978.
- SOBOLEV, N. V., LAVRENT'EV, Y. G., POKHILENKO, N. P. & USOVA, L. V. (1973). Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*40, 39–52.
- SOBOLEV, N.V.; YEFIMOVA, E. S.; KOPTIL, V. I. 1999. Mineral inclusions in diamonds in the Northeast of the Yakutian Diamondiferous Province. 7th Int. Kim. Conf. 2, p.816-822.
- SOBOLEV, V. S.; SOBOLEV, N. V.; LAVRENT'EV, Y. G. Chrome-rich clinopyroxenes from the kimberlites of Yakutia. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlung*, v.123, n.2, p.213-218, 1975.
- STEPHENS, W. E.; DAWSON, J. B. Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths, *J. Geol.*, v. 85, p.433-449, 1977.
- STIXRUDE, L.; HEMLEY, R. J.; FEI, Y.; MAO, H. K. Thermoelasticity of silicate perovskite and magnesiowüstite stratification of the Earth's mantle. *Science*, v. 257, p.1099-1101, 1992.
- STOSCH, H. G.; SECK, H. A. Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Eifer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.44, p.457–470, 1980.
- STRECKEISEN, A. 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, v. 7, p. 331–335.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v.12, n.1, p.1-33, 1976.
- SVISERO D.P., FELITTI W., ALMEIDA J.S. 1981. Geologia da mina de diamantes de Romaria, município de Romaria, M.G. *Mineração e Metalurgia RJ* 44 (425): 4:14.
- TAINTON. K. M. 1992. The petrogenesis of group-2 kimberlites and lamproites from the northern Cape Province. South Africa. Ph.D. thesis. University of Cambridge. UK.
- TAPPE, S.; JENNER, G. A.; FOLEY, S. F.; HEAMAN, L.; BESSERER, D.; KJARSGAARD, B. A.; RYAN, B. Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, v.76, p.491–518, 2004.
- TACKLEY, P.J. 2000. Mantle Convection and Plate Tectonics: Toward an Integrated Physical and Chemical Theory. *Science* 288: 2002-2007.
- THOMPSON, R. N.; GIBSON, S. A. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, n.407, p.502–506, 2000.
- TOMPKINS, L. A.; HAGGERTY, S. E. Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, n.3, p.245–263, 1985.
- TSUJIMORI, T.; LIOU, J.G. Coexisting chromian omphacite and diopside in ultramafic schist from the Chugoku Mountains, SW Japan: The Cr effect on the omphacite-diopside immiscibility gap. *Amer. Mineral.*, v.89, p.7-14, 2004.

UPTON, B. G. J.; HINTON, R. W.; ASPEN, P.; FINCH, A. ; VALLEY, J. W. Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland. *Journal of Petrology* , v.40, p.935–956, 1999.

VLACK, S.R.F. e Del LAMA, E.A. (2002) Idades Th-U-Pb de monazita e geotermobarometria de rochas metapelíticas de alto grau do sistema orogênico Itabuna-Salvador-Curuçá, BA, Brasil: um estudo em microsonda eletrônica. *Geologia USP: Série Científica* 2: 9-22.

WALTER, M. J.; PRESNALL, D. C. Melting Behaviour of simplified Iherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O from 7 to 35 kbar. *Journal of Petrology*, v.35, p.329-359, 1994.

WASS, S. Y. Fractional crystallization in the mantle of late-stage kimberlitic liquids: evidence in xenoliths from the Kiama area, NSW, Australia. In: BOYD, F. R. & MEYER, H. O. A. (Ed.) *The Mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1979. p.366–373. (*Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, v.2*)

WIESE, R. G.; EDGAR, A. D.; BARNETT, R. L. Textural and compositional variations in phlogopite and biotite in kimberlite from Fayette County, Pennsylvania: a documentation of possible evolution of kimberlite magma. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abh*, v.170. n.2, p. 111–126, 1996.

WILDNER, W.; FERREIRA, R. V.; SCHOBENHAUS, C. *Geoparque Fernando de Noronha - PE: proposta*. Porto Alegre: CPRM, 2011. Projeto Geoparques.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. da C.; IGLESIAS, C. M. da F. *Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul* : Escala 1:750.000. Porto Alegre: CPRM, 2008. 1 DVD. Programa Geologia do Brasil; Mapas geológicos Estaduais.

WILSON, L., HEAD, J.W. An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*, v.447, p. 53–57, 2007.

WILSON M. *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. London: Unwin Hyman, 1989.

WOOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A. D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., ROCK, N. M. S. & SCOTT-SMITH, B. H. (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, 175–186.

WULFF-PEDERSEN, E.; NEUMANN, E.-R.; JENSEN, B.-B. The upper mantle under La Palma, Canary Islands: formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.125, p.113–139, 1996.

WYATT, B.A. 1979. Manganoan ilmenite from the Premier kimberlite. *Kimberlite Symposium II*, Cambridge (Extended Abstracts).

WYATT, B. A.; MIKE, B.; ANCKAR, E.; GRUTTER, H. Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos*, v.77, p.819-840, 2004.

XU, X.; O'REILLY, S. Y.; GRIFFIN, W. L.; ZHOU, X. Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: an LAM-ICPMS trace element study. *Journal of Petrology*, v. 41, 111–148, 2000.

YAXLEY, G. M.; GREEN, D. H.; KAMENETSKY, V. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australia lithosphere. *Journal of Petrology*, v. 39, p.1917–1930, 1998.