



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

Química Mineral e Geotermobarometria de Xenólitos Mantélicos do Kimberlito Canastra-01

Giulianna Vieira da Costa

Dissertação de Mestrado N°239

Orientador: Prof. José Carlos Gaspar

Brasília
2008

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

Química Mineral e Geotermobarometria de Xenólitos Mantélicos do Kimberlito Canastra-01

Giulianna Vieira da Costa

Dissertação de Mestrado N°239

Comissão Examinadora

José Carlos Gaspar (UnB)

José Affonso Brod (UnB) – Examinador Interno

Renato de Moraes (USP) – Examinador Externo

Dedico este trabalho à minha Família.

Ao Grupo De Beers pela disponibilização das amostras de xenólitos e aos relatórios internos do kimberlito Canastra-01.

Ao Prof. Dr. José Carlos Gaspar pela orientação na tese e ao Prof. Dr. Renato de Moraes pela ajuda na obtenção de resultados geotemobarométricos. Agradeço também a Andrei Girnis pela ajuda na correção dos dados de P e T da tabela PTEXL3, a Samuel Borges Barbosa pela ajuda na confecção dos arquivos para classificação de granadas, Thales e Tádzio Carloni Gaspar pela criação dos diagramas P-T, contendo as geotermas.

Ao Instituto de Geociências da USP pelo uso da microsonda eletrônica e à Aline T. M. Coelho-Silva, que auxiliou nas análises. A Saulo Carreiro por também ajudar a realizar as análises de microsonda eletrônica na UnB.

Também quero agradecer a SGS Geosol por me permitir tempo dedicado fora da empresa e, assim poder terminar esta dissertação.

Ao apoio dos amigos e familiares.

O kimberlito Canastra-01 é uma intrusão na borda sul do Cráton São Francisco reportado como mineralizado. Essa intrusão consiste de dois *pipes* adjacentes, situados a NW e SE do Córrego da Cachoeira, Minas Gerais. Xenólitos mantélicos foram amostrados pelo Canastra-01 e são constituídos por granada clinopiroxenito, eclogito, anfibólio websteritos, (contendo granada e espinélio), granada lherzolitos, granada e espinélio harzburgitos e dunito. A caracterização química de seus minerais constituintes foi realizada por meio de microsonda eletrônica e a determinação das condições de temperatura e pressão calculadas através de vários geotermobarômetros.

A textura dos granada lherzolitos e granada harzburgitos é porfiroclástica com matriz em mosaico e são constituídos, respectivamente, por: granada $\text{Prp}_{73,0} \text{Alm}_{13,9} \text{Grs}_{3,7}$ e $\text{Prp}_{73,0} \text{Alm}_{13,3} \text{Grs}_{4,9}$, augita, contendo membro final jadeíta, nos granada lherzolitos, bronzita, enstatita e olivina com $\text{Fo}_{89,2}$ a $90,9$ e $\text{Fo}_{90,0}$ a $91,2$. Os espinélio harzburgitos têm textura granoblástica, augita, enstatita, olivina com Fo entre $91,1$ e $92,2$ e espinélio de composição aproximada $(\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,31}) (\text{Cr}_{0,70} \text{Al}_{1,3})\text{O}_{32}$. As relações *Ni versus Fo* mostram que o teor de Ni independe do conteúdo de Fo nos granada lherzolitos e espinélio harzburgitos e que, há uma correlação negativa entre eles nos granada harzburgitos, indicando serem restitos de fusão parcial. Os dunitos, de composição $\text{Fo}_{89,3}$ a $91,1$, estão associados ao processo de fusão parcial dos peridotitos, onde a correlação *Ni versus Fo* é negativa. Desta forma conclui-se que os dunitos também são restitos da fusão parcial de peridotitos.

Os websteritos têm textura granoblástica grossa e seus minerais constituintes são: diopsídio, bronzita, pargasita a Mg-Al sadanagaíta nos websteritos que contêm granada e espinélio e Mg-hornblenda no anfibólio websterito; espinélio com composição aproximada de $(\text{Mg}_{0,55} \text{Fe}_{0,45})\text{Al}_2\text{O}_{32}$ e as granadas com composição média de $\text{Prp}_{45,7} \text{Alm}_{37,5} \text{Grs}_{1,0}$. As temperaturas de equilíbrio calculadas para os websteritos variam de 600 °C a 989°C. Sua origem pode estar associada a cumulos magmáticos, que se formaram ou se reequilibraram em condições de *P* e *T* da fácies granada e da fácies espinélio.

Os minerais constituintes do granada clinopiroxenito e do eclogito são granada de composição aproximada de piropo-almandina e de clinopiroxênio augita e onfacita, respectivamente. A temperatura média calculada para o granada clinopiroxenito é de 1255 °C e para o eclogito é de 980 °C, que permite inferir que essas rochas tiveram sua origem associada a cumulos e/ou metamorfismo de crosta oceânica.

As condições de equilíbrio de P e T dos xenólitos estão espalhadas entre as geotermas aproximadas de 40 a 60 mW/m², onde os granada lherzolitos estão dentro do campo de estabilidade do diamante. Esses dados permitem inferir que, antes da orogênese Brasiliana, as geotermas do cráton variavam em torno de 40 mW/m², e com esta orogênese, as geotermas subiram para, aproximadamente, 60 mW/m². Pelo menos parte dos xenólitos e os diamantes presentes no kimberlitos Canastra-01 são derivados de relictos tectônicos em sua borda sudoeste do Cráton São Francisco e na Faixa Brasília.

Canastra-01 kimberlite is located in the southern portion of São Francisco Craton and is known as diamondiferous. This intrusion comprises two adjacent pipes, located in NW and SE of Córrego da Cachoeira, Minas Gerais State, Brazil. Mantle xenoliths were sampled and comprise: garnet clinopyroxenite, eclogite, amphibole websterites (with or without garnet and spinel), garnet lherzolites, garnet and spinel harzburgites, and dunite. The chemical characterization of their minerals was analyzed by electron microprobe and the *PT* equilibrium conditions were calculated by various geothermobarometers.

Garnet lherzolites and garnet harzburgites are porphyroclastic with an olivine mosaic groundmass and containing: garnet $\text{Prp}_{73,0} \text{Alm}_{13,9} \text{Grs}_{3,7}$ and $\text{Prp}_{73,0} \text{Alm}_{13,3} \text{Grs}_{4,9}$, augite clinopyroxene, with jadeite end member in the garnet lherzolites, bronzite and enstatite and olivine with $\text{Fo}_{89,2}$ to $90,9$ and $\text{Fo}_{90,0}$ to $91,2$. Spinel harzburgites have granoblastic texture, augite, enstatite, olivine with $\text{Fo}_{91,1}$ e $92,2$ and spinel with an approximate composition $(\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,31}) (\text{Cr}_{0,70} \text{Al}_{1,3})\text{O}_{32}$. Ni *versus* Fo shows that the Ni content is independent of Fo content in the garnet lherzolites and spinel harzburgites and that there is a negative in the garnet harzburgites, indicating an origin of partial melting. For the last rock type, dunitites contain only olivine, with Fo content between $89,3$ and $91,1$, are related to a final process of peridotite partial melting, as shown by the negative Ni *versus* Fo correlation.

Websterites textures are coarse granuloblastic and the main minerals are: diopside, bronzite, pargasite to Mg-Al sadanagaite in the garnet and spinel types and Mg-hornblende in the amphibole only websterite; spinel with approximate composition of $(\text{Mg}_{0,55} \text{Fe}_{0,45})\text{Al}_2\text{O}_{32}$ and garnets with an average composition of $\text{Prp}_{45,7} \text{Alm}_{37,5} \text{Grs}_{1,0}$. Calculated temperatures are from $600\text{ }^\circ\text{C}$ to $989\text{ }^\circ\text{C}$. Their origin could be related to igneous cumulates formed or reequilibrated in *PT* conditions of garnet facies, and spinel facies.

Mineral compositions of garnet clinopyroxenite and eclogite are pyrope-almandine garnet and augite in garnet clinopyroxenite and onfacite in eclogite. The average calculated temperature of garnet clinopyroxenite is $1255\text{ }^\circ\text{C}$ and of the eclogite is $980\text{ }^\circ\text{C}$. Both have an origin related to cumulate or oceanic slab metamorphism.

The *PT* arrays are spread in approximate geotherms from 40 to 60 mW/m^2 , garnet lherzolites are within the diamond stability field. We propose that a geotherm of around 40 mW/m^2 was present before the Brasiliano orogen. During the orogen, the geotherm increased to about 60 mW/m^2 . Part of the xenoliths and diamonds from Canastra-01 kimberlite are derived from

tectonic relicts underlain the southwestern border of São Francisco Craton and the Brasília Mobile Belt.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vii
ÍNDICE.....	ix
Capítulo 1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	2
1.2. Métodos.....	2
Capítulo 2. XENÓLITOS E GEOLOGIA DO MANTO.....	4
2.1. Kimberlitos e seus xenólitos.....	4
2.1.1. Xenólitos mantélicos em regiões cratônicas e não cratônicas.....	10
2.2. Composição do manto superior.....	15
Capítulo 3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	18
3.1. Faixa Brasília.....	19
3.2. O manto sob o cráton São Francisco.....	19
3.3. Origem do magmatismo.....	20
3.3.1. Idade.....	20
3.3.2. Dados isotópicos.....	21
3.3.3. Fonte e geração do magma.....	22
3.4. Outros xenólitos brasileiros.....	23
Capítulo 4. PETROGRAFIA.....	29
4.1. Granada lherzolito.....	29

4.2. Granada harzburgito.....	31
4.3. Espinélio harzburgito.....	32
4.4. Anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito.....	33
4.5. Dunito.....	36
4.6. Granada clinopiroxenito.....	36
4.7. Eclogito.....	37
4.8. Alteração dos xenólitos.....	38
Capítulo 5. QUÍMICA MINERAL.....	39
5.1. Introdução.....	39
5.2. Granada.....	39
5.2.1. Granada do granada lherzolito.....	44
5.2.2. Granada do granada harzburgito.....	46
5.2.3. Granada do anfibólio granada websterito.....	48
5.2.4. Granada do granada clinopiroxenito.....	50
5.2.5. Granada do eclogito.....	52
5.3. Clinopiroxênio.....	54
5.3.1. Clinopiroxênio do granada lherzolito.....	55
5.3.2. Clinopiroxênio do anfibólio granada websterito e espinélio anfibólio websterito.....	57
5.3.3. Clinopiroxênio do anfibólio websterito.....	62
5.3.4. Clinopiroxênio do granada clinopiroxenito.....	64
5.3.5. Clinopiroxênio do eclogito.....	66

5.4. Ortopiroxênio.....	68
5.4.1. Ortopiroxênio do granada lherzolito.....	68
5.4.2. Ortopiroxênio do granada e espinélio harzburgito.....	70
5.4.3. Ortopiroxênio do anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito.....	74
5.5. Olivina.....	80
5.5.1. Olivina do granada lherzolito.....	80
5.5.2. Olivina do granada e espinélio harzburgito.....	82
5.5.3. Olivina do dunito.....	85
5.6. Espinélio.....	87
5.6.1. Espinélio do espinélio harzburgito.....	87
5.6.2. Espinélio do anfibólio espinélio websterito.....	90
5.7. Anfibólio.....	92
5.7.1. Anfibólio do anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito.....	92
Capítulo 6. DISCUSSÃO DA QUÍMICA MINERAL.....	102
6.1. Granada lherzolito, granada harzburgito, espinélio harzburgito e dunito.....	102
6.1.1. Lherzolito e harzburgito.....	102
6.1.2. Dunito.....	102
6.2. Anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito.....	104
6.3. Eclogito <i>versus</i> granada clinopiroxenito.....	104
Capítulo 7. GEOTERMOBAROMETRIA.....	110

7.1. Dados geotermobarométricos obtidos por granadas do Canastra-01	122
7.2. Xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV.....	123
Capítulo 8. AMBIENTE TECTÔNICO E GÊNESE DO DIAMANTE.....	129
Capítulo 9. CONCLUSÕES.....	130
Capítulo 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	132
ANEXO I: FIGURAS DOS PERFIS E PONTOS DE ANÁLISE NOS MINERAIS E DIAGRAMAS DE ZONAÇÃO	
ANEXO II: TABELAS DOS RESULTADOS ANALÍTICOS DE QUÍMICA MINERAL	
ANEXO III: CLASSIFICAÇÃO DE GRANADAS, SEGUNDO SCHULZE (2003)	
ANEXO IV: CLASSIFICAÇÃO DE GRANADAS, SEGUNDO GRÜTTER <i>ET AL.</i> (2004)	

INTRODUÇÃO

As intrusões kimberlíticas são, geralmente, responsáveis pelo transporte de diamantes que se formaram em peridotitos e eclogitos. Essas rochas, xenólitos nessas intrusões, são a principal fonte primária de estudo das condições de profundidade, composição, pressão e temperatura do manto litosférico, informações que são utilizadas para a determinação do potencial diamantífero de uma região.

O kimberlito Canastra 01 é uma das intrusões na porção sul do Cráton São Francisco reportado como mineralizado (Figura 1). Essa intrusão consiste de dois *pipes* adjacentes, situados a NW e SE do Córrego da Cachoeira, Minas- 1 - Gerais. O tamanho dos *pipes* NW e SE é de 0,8 e 1,0 hectare, respectivamente. (Winter, 1997).

Os xenólitos desse corpo podem fornecer dados para a interpretação das condições mantélicas do campo de estabilidade do diamante, e são constituídos por eclogitos e peridotitos.

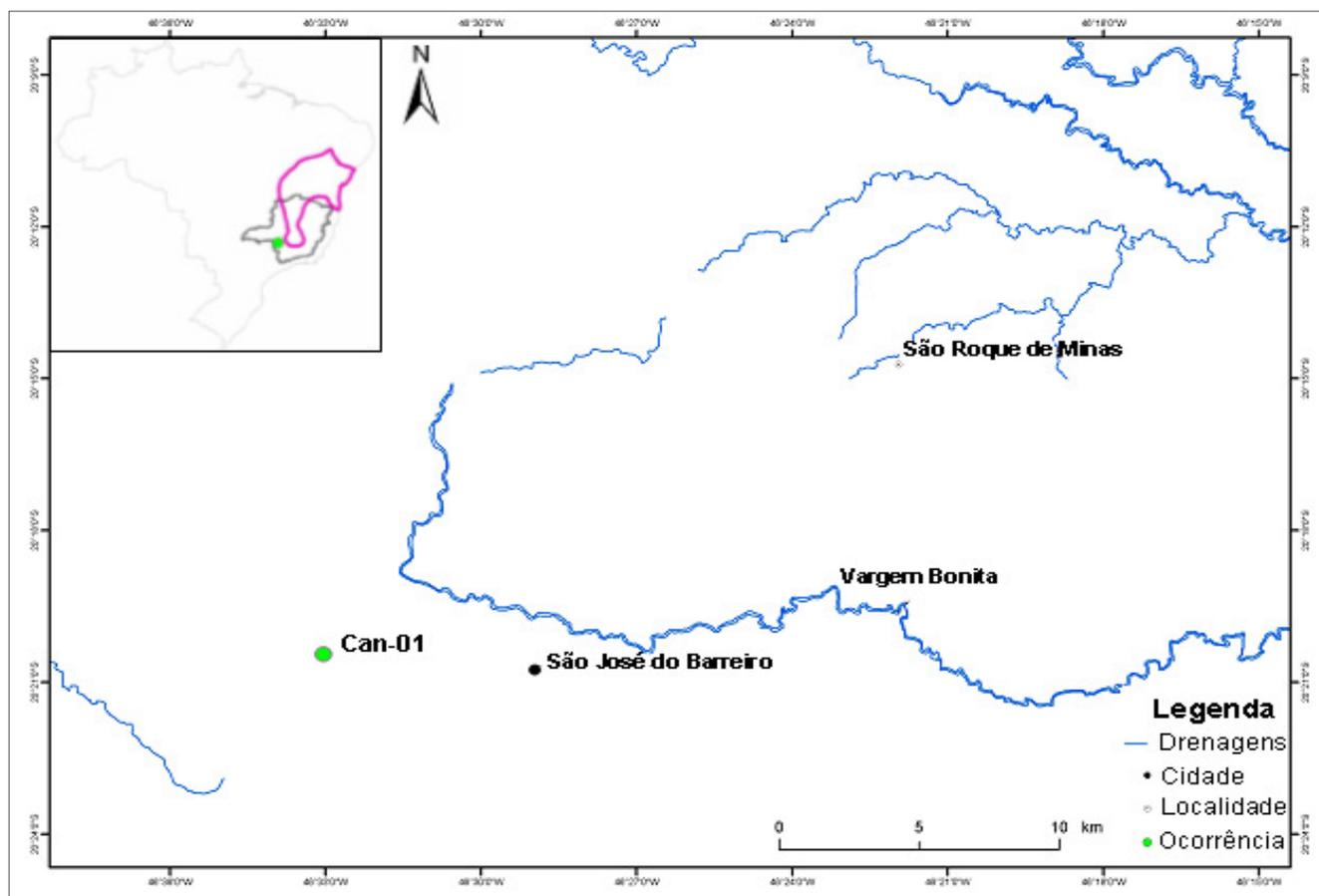


Figura 1. Localização do corpo Canastra – 01. Compilado do banco de dados da De Beers Brasil Ltda.

1.1. OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo caracterizar quimicamente os minerais dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 e determinar as condições de temperatura e pressão de equilíbrio destes xenólitos, bem como analisar sua relação com a mineralização do kimberlito.

1.2. MÉTODOS

As amostras de xenólitos foram disponibilizadas pelo Grupo De Beers. Foram descritas petrograficamente 90 seções delgadas, compreendendo peridotitos, piroxenitos, eclogitos e dunitos.

As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG – UnB). As análises de microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UnB e do Instituto de Geociências da USP. Utilizou-se as abreviações dos minerais de Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

As análises químicas realizadas no Instituto de Geociências da UnB foram obtidas por microsonda eletrônica modelo Cameca SX 50, com uma voltagem de 15 kV, corrente do feixe de 25 nA. O tempo de leitura para cada elemento foi de 10 segundos, fixos para todos os elementos, exceto pra o Al no ortopiroxênio, onde o tempo de leitura foi de 20 segundos. Os padrões utilizados foram: Ba (feldspato sintético - $BaAl_2Si_2O_8$); Ca, Al (anortita 100 - vidro); Cl (Cl-apatita sintética); Cr (óxido sintético - Cr_2O_3); Na (AMPH – plagioclásio, vidro; PYRO - jadeíta natural); F (fluorita sintética - CaF_2); Fe, Mg, Mn, Si (Mn-hortonolita - olivina natural); K (microclínio natural); Ni (óxido sintético - NiO); Ti (rutilo sintético - TiO_2).

No Instituto de Geociências da USP foram realizadas análises químicas em microsonda eletrônica modelo JEOL JXA 8600 com uma voltagem de 15 kV, corrente do feixe de 20, 10 nA. O tempo médio de leitura para cada elemento foi de 15 segundos, com tempos máximo e mínimo de 5 e 50 segundos. Os padrões utilizados foram: granada (almandina SPI padrão 18, TiO_2 , Cr_2O_3 , olivina, diopsídio e wollastonita), piroxênio (wollastonita, TiO_2 , anortita, olivina, diopsídio, wollastonita, albita e microclínio), olivina (enstatita, TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , olivina, wollastonita, microclínio e NiO), espinélio (wollastonita, TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , magnetita, olivina, diopsídio, nióbio – metal, ZnO, NiO, zircão e microclínio) e anfibólio (hornblenda

arenal, TiO₂, olivina, diopsídio, wollastonita, albita, microclínio, apatita 408 e cloroapatita).

O número de magnésio, simbolizado por mg#, corresponde à razão $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ em átomos por fórmula unitária (apfu).

Nos clinopiroxênios, as concentrações de Fe³⁺ foram calculadas por estequiometria, sendo que seus valores negativos significam que, após a normalização, as cargas positivas ficaram maiores que as negativas, o que evidencia um erro analítico. Assim, foram utilizados os resultados analíticos que apresentaram carga negativa $\leq 1,000$. Esses resultados são apresentados nas tabelas com Fe₂O₃ igual a zero e em negrito. Para os gráficos de zonação foram utilizados os dados de Fe total, isto é foi utilizado o valor de Fe₂O₃ foi dividido por 1,1113 e, em seguida somado ao valor de FeO, obtendo-se o valor de FeO total.

Os membros finais da granada foram calculados utilizando-se a porcentagem dos elementos nos sítios X e Y das granadas da seguinte forma: piropo - % do Mg no sítio X, em relação ao total de elementos do sítio X (Mg, Ca, Mn e Fe²⁺); almandina - % de Fe²⁺ no sítio em relação ao total de elementos do sítio X (Mg, Ca, Mn e Fe²⁺); espessartita: % de Mn no sítio X em relação ao total de elementos do sítio X (Mg, Ca, Mn e Fe²⁺); andradita: % de Fe³⁺ no sítio Y em relação ao total de elementos do sítio Y (Al, Cr e Fe³⁺); uvarovita: % de Cr no sítio Y em relação ao total de elementos do sítio Y (Al, Cr e Fe³⁺); grossulária: % de Ca no sítio Y em relação ao total de elementos do sítio Y (Al, Cr e Fe³⁺) subtraídas as % de andradita e uvarovita.

XENÓLITOS E GEOLOGIA DO MANTO

Xenólitos de peridotitos são transportados para a superfície por basaltos alcalinos, kimberlitos e lamproítos e têm sido alvo de diversos estudos e pesquisas. Esses xenólitos são a fonte primária de informações sobre a natureza dos processos físico-químicos do manto superior e continental, além de fornecer informações sobre o potencial diamantífero. Peridotitos são os tipos litológicos mais abundantes no manto superior, conseqüentemente seus xenólitos também são os mais encontrados em basaltos alcalinos e kimberlitos. Kimberlitos contêm uma proporção muito maior de xenólitos e megacrístais do que os basaltos alcalinos (Bergman, 1987).

2.1. KIMBERLITOS E SEUS XENÓLITOS

De acordo com Bergman (1987), o termo kimberlito ou peridotito micáceo foi introduzido por H.C. Lewis em 1887, em referência ao *pipe* sul-africano em Kimberley (descoberto em 1869-1870). Uma revisão dos kimberlitos, realizada por Wagner, em 1914, distinguia associações ultrabásicas contendo granada, diopsídio, enstatita, ilmenita, flogopita ou olivina e nódulos.

Bergman (1987) ainda cita vários autores que apresentaram trabalhos a respeito da gênese dos xenólitos, como exemplo, Fermor (1913) que sugeriu a formação de xenólitos graníticos e diamantes a grandes profundidades, na zona infraplutônica, na África do Sul. Wagner (1914) atribuiu a ocorrência de eclogitos à segregação de rochas contendo granada e piroxênio, que se espalhou em uma região de peridotitos, da qual foi originado o magma kimberlítico. Wagner (1914, 1928) e Williams (1932) definiram os xenólitos como fragmentos de peridotitos subjacentes à crosta granítica.

Segue uma revisão dos xenólitos encontrados em kimberlitos e basaltos alcalinos extraída de Nixon (1987), discriminando os vários tipos de xenólitos e suas associações metassomáticas (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Tipos de xenólitos encontrados em kimberlitos e basaltos alcalinos segundo Nixon (1987).

Nome da suíte	Mineralogia, petrografia, etc.	Textura	Localidades (Exemplos)	Abundância : xxxxx comum; x raro.	Referência
Peridotitos de baixa temperatura	Granada/ Espinélio lherzolitos, harzburgitos, dunitos, piroxenitos, xenocristais desagregados; composições com alto Mg, pobre em Cr, alguns férteis.	Grossa (granular), com algum silicato exsolvido, algumas texturas deformadas.	Kimberley, África do Sul	xxxxx	Boyd (1987)
Peridotitos de alta temperatura	Granada/ Espinélio lherzolitos, alguns harzburgitos? Alto Fe, Al e Ca.	Deformada (cisalhada) Raramente grossa	Premier e Fank Smith (África do Sul), Thaba Putsoa (Lesoto).	xxx	Boyd (1987)
Peridotitos com granada subcálcica	Mineralogia similar a inclusões de diamantes; harzburgitos e dunitos; composições ultra depletadas.	Grossa	Premier, Jagersfontein, Liqhobong (Lesotho).	x	Nixon <i>et al.</i> (1987)
Peridotitos metassomatizados	Flogopita/ ilmenita peridotitos, flogopita K-richterita peridotitos, Fe dunitos, suíte MARID e glimeritos ricos em Cr-clinopiroxênio e ilmenitas.	Texturas de substituição e recristalização. Grossa/ megacristais, alguma deformação.	Bultfontein, Kamferdam, De Beers, Matsoku, Jagersfontein.	xxxx	Dawson (1987), Harte (1987)
Megacristais	Silicatos pobres em Cr, alto Ti + Fe, principalmente granada, clinopiroxênio e ilmenita.	Megacristais e intercrescimentos	Disperso em kimberlitos, abundante em Thaba Putsoa, Monastery, Jagersfontein.	xxxx	Schulze (1987)

(Cont.) Tabela 2.1. Tipos de xenólitos encontrados em kimberlitos e basaltos alcalinos segundo Nixon (1987).

Nome da suite	Mineralogia, petrografia, etc.	Textura	Localidades (Exemplos)	Abundância: xxxxx comum x raro.	Referência
Eclogitos	Granada-clinopiroxênio ± cianita, coríndon, diamante, grafite, etc.	Ígnea grossa; cumulado; metamórfica.	Roberts Victor.	xx	MacGregor e Carter (1970), McCandless e Gurney (1989), Taylor e Neal (1989)

Peridotitos de baixa e alta temperatura: dois grupos de xenólitos encontrados em kimberlitos são caracterizados pela sua condição de equilíbrio: peridotitos de baixa temperatura se formaram a uma temperatura abaixo de 1100 °C, apresentam mg# em olivina > 92 e TiO₂ em granada e diopsídio < 0,2 %peso. Além do baixo teor de TiO₂, esses peridotitos também são empobrecidos em Fe. É comum a ocorrência de flogopita, cromita e diamante ou grafita esparsa. Apresentam textura grossa ou tabular, ao contrário dos peridotitos de temperatura alta que têm uma textura deformada. Outros xenólitos mantélicos ocorrem associados ao grupo dos peridotitos de baixa temperatura: eclogitos, piroxenitos e rochas contendo mica-anfibólio.

O grupo dos peridotitos de alta temperatura caracteriza-se por apresentar valores de mg# < 92 em olivina e teor de TiO₂ > 2,0 %peso nas granadas. Peridotitos de baixa temperatura são mais abundantes que os peridotitos de alta temperatura e, comumente, ocorrem individualmente. Entretanto, o conteúdo de Cr é semelhante em ambos os peridotitos de baixa e alta temperatura (Boyd, 1987).

A variação do mg# nos grãos de olivina revela diferenças genéticas importantes entre os peridotitos de baixa e alta temperatura. A variação do mg# entre 89 e 92 está relacionada com resíduos de fusão que envolve a formação de basaltos e são típicos de peridotitos oceânicos (Boyd, 1987).

Peridotitos com granada subcálcica: vários xenólitos de harzburgito encontrados em kimberlitos apresentam granadas subcálcicas ricas em Cr. Esses xenólitos ocorrem em Liqhobong, Lesotho, Premier e Jagersfontein, África do Sul, Liqhobong, Kao n° 2 e Letseng, Lesoto. Os harzburgitos caracterizam-se pela textura grossa. A composição dos harzburgitos é empobrecida em Fe e relativamente alta em mg#, variando de 91 a 93. A razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ($< 0,4$) dos harzburgitos com granada subcálcica é bem mais baixa, comparada a peridotitos depletados (Nixon *et al.*, 1987).

Peridotitos metassomatizados: os processos de metassomatismo descritos por Harte (1987) são associados a três tipos de metassomatismo: (1) modal (2) enriquecimento de elementos maiores, menores e elementos traço e (3) enriquecimento em elementos traço.

- Metassomatismo modal: mudança na composição química e na mineralogia em xenólitos associada ao desenvolvimento de anfibólio, flogopita, clinopiroxênio, óxidos de Fe e Ti, apatita e carbonato. Além disso, observa-se mudança nos elementos maiores e menores. São conhecidas quatro principais associações metassomáticas:

- (1) Piroxenitos alcalinos: são xenólitos mantélicos ricos em clinopiroxênio, mica, anfibólio, titanita, titanomagnetita e apatita. Os piroxenitos podem apresentar transição para peridotitos, comumente lherzolitos e harzburgitos, os quais contêm espinélio, mica e anfibólio, com texturas de substituição;
- (2) Kaersutita, pargasita e mica em xenólitos em basaltos alcalinos: essa associação divide-se em dois tipos: Tipo I: inclui xenólitos de lherzolito com textura granular ou metamórfica, ricos em olivina e ortopiroxênio e uma proporção menor de clinopiroxênio, além de espinélio com razões Mg/Fe e Cr/Al alta e baixo Ti. Pode ocorrer anfibólio de composição pargasítica. As características petrográficas e geoquímicas indicam origem residual; Tipo II: são xenólitos de textura ígnea, mais ricos em clinopiroxênio do que ortopiroxênio e com olivina variável. Os espinélios apresentam as razões de Fe/Mg e Cr/Al mais altas que o do tipo I; kaersutita é o anfibólio usualmente encontrado nesse tipo de xenólito. Outros minerais também são comuns, como mica, apatita, plagioclásio e óxidos de Fe e Ti. Ocorrem na forma de diques ou veios em peridotitos do Tipo I;

- (3) Associação IRPS em xenólitos de kimberlitos: formação de ilmenita, rutilo, flogita e sulfeto em xenólitos peridotíticos. O peridotito afetado por essa associação metassomática apresenta decréscimo no mg# e aumento da razão Cr/(Cr + Al) e Ti nas olivinas, granadas, ortopiroxênio e clinopiroxênio;
- (4) Richterita e mica em kimberlitos: o anfibólio richterita ocorre associado a flogopita, titanita, cromo espinélio, ilmenita rica em Mg e rutilo. São comumente encontradas associações de richterita e mica em xenólitos de Iherzolito e Harzburgito. A textura grossa e deformada é característica dessa associação. A composição química de peridotitos com associação richterita-mica apresenta enriquecimentos nos elementos K, Na, Ti, Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, OH e F; e decréscimo do mg#.
- Enriquecimento de elementos maiores, menores e elementos-traço caracterizam-se pela ausência de metassomatismo modal e, principalmente, pelo enriquecimento de Fe e Ti.
 - Enriquecimento de elementos-traço: observado em xenólitos de peridotitos, onde o empobrecimento de elementos maiores e menores e a falta de evidências de metassomatismo modal predominam. Elementos terras raras leves (ETRL) comumente se concentram em clinopiroxênios. O enriquecimento de ETRL se dá após a depleção dos elementos maiores.
 - Suíte MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio): as rochas dessa suíte têm sua provável origem em cumulos e a formação de uma seqüência mineral de mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio. Essa suíte caracteriza-se pelos altos teores em Mg, Fe, Ti, K, Rb e elementos terras raras, em todas as fases o conteúdo de Al é baixo (Dawson, 1987).

Megacristais: megacristais são grãos de tamanho > 1cm, que ocorrem como cristais únicos em kimberlitos, basaltos alcalinos e outras rochas vulcânicas provenientes do manto superior. Há duas suítes de megacristais, uma pobre em Cr e outra rica em Cr. Em kimberlitos, a suíte pobre em Cr ocorre com maior frequência, sendo caracterizada pela presença de ilmenita, clinopiroxênio, ortopiroxênio, granada ± olivina e flogopita. Megacristais têm hábito arredondado, comumente fraturado, ou apresentam textura mosaico ou mosaico porfiroclástica, comumente encontrada em megacristais de olivina. A composição química dos minerais de megacristais é,

geralmente, rica em Fe e Ti e pobre em Cr. A suíte de megacristais ricos em Cr e Mg, e baixo Ti, constitui cristais de diopsídio, granada, enstatita e olivina. Por exemplo, em megacristais de granadas os teores de Cr_2O_3 são < 5,0 e 6 a 13 % peso para as suítes de megacristais pobres em Cr e ricos em Cr, respectivamente (dados comparativos do kimberlito Sloan II, Colorado, EUA). Schulze (1987) interpreta a origem dos megacristais pobres e ricos em Cr como sendo produto de diferenciação magmática.

Eclogitos: os eclogitos são encontrados no manto superior e presentes na maioria dos kimberlitos. Eclogitos são formados por granada e onfacita e os minerais acessórios incluem diamante, grafita, rutilo, ilmenita, zircão, apatita, sulfetos, cianita, coríndon, sanidina e coesita. Foram realizadas duas classificações para os eclogitos, uma de acordo com sua composição textural e outra pelo conteúdo de Na em granada e K no clinopiroxênio.

MacCandless e Gurney (1989) refinaram a classificação de MacGregor e Carter (1970), que introduziram a primeira classificação de eclogitos, baseado na composição geoquímica e textural de eclogitos do kimberlito Roberts Victor, África do Sul. MacGregor e Carter (1970) determinaram dois grupos de eclogitos: Grupo I – caracteriza-se por apresentar granadas subhédricas em uma matriz de clinopiroxênio, conteúdo de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{grt}} > 0,09$ %peso e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}} > 0,08$ %peso; Grupo II – as granadas apresentam textura anhedral e contêm teores de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{grt}}$ e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ menores que aqueles dos eclogitos do Grupo I.

A classificação de eclogitos de Taylor e Neal (1989) foi realizada em eclogitos do kimberlito Bellsbank, África do Sul. A base dessa classificação é o conteúdo de MgO e Na_2O em clinopiroxênios. Foram definidos três grupos: A - contém diopsídio com alto teor de MgO (aproximadamente 21 % peso) e baixo teor de Na_2O (aproximadamente 16 % peso); as granadas apresentam alto teor de Mg (entre 16,2 e 21,0 % em peso) e Cr (entre 0,72 e 1,89 % em peso) e apresentam temperatura de equilíbrio entre 834 e 852 °C; grupo B: clinopiroxênios contêm, aproximadamente, entre 18 e 19 % em peso de MgO e CaO entre 12 e 13 % em peso, granadas ricas em Fe (4,13 a 16,4 a % em peso) e temperatura de 915 a 930 °C; grupo C – clinopiroxênios contêm teores de MgO e CaO (aproximadamente, 7 a 8 % em peso e 12 a 13 % em peso, respectivamente), granadas ricas em Ca (11,5 a 18,8 % em peso) e temperatura entre 921 e 1001°C.

No entanto, a ocorrência de eclogitos em kimberlitos não deixa de ser controversa. Os eclogitos são rochas constituídas por granada e piroxênio, principalmente, e de composição basáltica cristalizada ou re-cristalizada a alta pressão no manto inferior ou superior. No entanto, eclogitos constituídos por onfacita e granada rica em Ca e Fe são encontrados em terrenos de xistos azuis, considerados como crosta oceânica metamorfisada. Desta forma, propõe-se duas hipóteses para a origem de eclogitos derivados do manto: cumulados ígneos de alta pressão (granada piroxenitos), que se formaram como diques no manto superior (eclogitos do grupo A); produto metamórfico de uma crosta oceânica subductada (eclogitos dos grupos B e C) (Taylor e Neal, 1989).

2.1.1. XENÓLITOS MANTÉLICOS EM REGIÕES CRATÔNICAS E NÃO CRATÔNICAS

A classificação dos xenólitos apresentada por Pearson *et al.* (2005) tem como base a localização tectônica, sendo subdivididos em xenólitos de regiões continentais e oceânicas. Os xenólitos continentais podem ser subdivididos de acordo com a idade da crosta e sua história tectônica na área amostrada. Xenólitos de áreas cratônicas ou vizinhas a crátons são petrologicamente diferentes daqueles que ocorrem em áreas não cratônicas.

Xenólitos encontrados em crátons arqueanos caracterizam-se por: peridotitos de fácies granada originados em profundidade maior que 200 km e harzburgitos com granadas subcálicas. Xenólitos encontrados em regiões fora de crátons diferem-se dos xenólitos encontrados em áreas cratônicas por ter sua origem a uma profundidade menor que 140 km e não têm harzburgito com granada subcálica. Segue abaixo a classificação de xenólitos, segundo Pearson *et al.* (2005).

A) Xenólitos em kimberlitos de regiões cratônicas e próximas a crátons:

AI) Peridotitos de baixa temperatura, ricos em Mg, grosso: são abundantes, em sua maioria são harzburgitos e lherzolitos com baixa composição modal de granada e diopsídio, e ortopiroxênio abundante. O tamanho dos minerais é de 0,2 mm com hábito tabular, raramente granoblásticos. Composição altamente depletada em Fe, Ca e Al e enriquecido em Mg. Mineralogicamente caracterizam-se por piropo rico em Cr, Cr diopsídio, ortopiroxênio, na fácies granada; Cr-espinélio ocorre algumas vezes; flogopita, comumente encontra-se ao redor da granada. Temperatura de

equilíbrio estimada menor que 1100 °C, pressão varia de 2 a 6 GPa. Raramente diamantífero.

Harzburgito com granada subcálcica: podem conter diamante e grafita. Temperatura de equilíbrio de 1150 °C e pressão entre 5 e 6 GPa.

Xenólitos da fácies espinélio são menos abundantes. Caracterizam-se por apresentar textura simplectítica. Temperatura de equilíbrio menor que 800 °C. Podem ser enriquecidos em ortopiroxênio. A composição do espinélio varia em Cr#, mas em sua maioria é aluminoso. Espinélio rico em Cr coexiste com granada. Ortopiroxênios na fácies espinélio tem $\text{Al}_2\text{O}_3 > 1,0 \%$ peso.

AII) Peridotitos e piroxenitos de baixa temperatura, ricos em Fe, grossos: ocorrência dispersa, normalmente raro, mas abundante localmente. Ocorrem principalmente granada lherzolitos e granada websteritos, e também ocorrem clinopiroxenitos e ortopiroxenitos (“bronzititos”). Ilmenita pode estar presente nos piroxenitos. Texturas e temperaturas de equilíbrio similares às do tipo AI.

AIII) Dunitos: ocorrência dispersa, comuns localmente. Ocorrem duas variedades: 1) altamente depletado, textura grossa a ultragrossa (> 50 mm), comumente contém cromita ou piropo com alto Cr é frequentemente diamantífero; 2) textura comumente fina a média, rico em Fe, zonação de minerais indica “metassomatismo”. Em sua maioria, apresentam texturas de deformação. Podem estar presentes os seguintes minerais: ortopiroxênio, granada, flogopita, diopsídio, e cromita.

AIV) Peridotitos e piroxenitos deformados de baixa temperatura: ocorrência dispersa, comum localmente. Apresentam texturas porfiroclástica ou mosaico porfiroclástica. Características químicas e condições de equilíbrio de T e P similares aos xenólitos do tipo AI.

AV) Peridotitos deformados de alta temperatura: ocorrência dispersa, mas abundante em kimberlitos do Grupo I, sendo ausente e/ou raro em kimberlitos do Grupo II. Deformados; texturas porfiroclástica e mosaico porfiroclástica com finos neoblastos de olivina. Minerais enriquecidos em Fe e Ti comparado aos xenólitos do tipo AI, além de sobrepor os megacristais (Tipo AX). Temperatura varia de 1100 °C a maior que 1500 °C e pressão varia entre 4,5 a mais de 6,5 GPa. As granadas e os piroxênios são zonados.

AVI) Xenólitos máficos ricos em flogopita: ocorrência dispersa, comuns localmente. Rochas pobres e/ou ausentes em olivina. Esse grupo é subdividido em dois grupos: 1) suíte MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio), sendo zircão um mineral acessório. Geneticamente associado a kimberlitos do Grupo II. Textura média a grossa, deformado ou não, às vezes com bandamento modal. O anfibólio típico é K-richterita; 2) suíte PIC (flogopita-ilmenita-clinopiroxênio) com pouco rutilo. Diopsídio ou augita pobre em Al e Ti. Geneticamente relacionado a kimberlitos do Grupo I.

AVII) Piroxenitos ricos em Fe e Ti: restrito a Matsoku, África do sul. Rochas ricas em ortopiroxênio e clinopiroxênio, com composições variadas de olivina e granada e comumente, contêm ilmenita e flogopita (suíte IRPS, tipo AVIII). Rochas de composição rica em Fe e Ti. Ocorrem como intrusões magmáticas (de espessura < 16 cm) nos xenólitos do tipo AI, os quais são denominados metassomatizados.

AVIII) Peridotitos metassomatizados modalmente: ocorrência dispersa, com abundância variável. Em sua maioria são xenólitos metassomatizados do tipo AI. Mineralogias diversas, sendo os dois grupos mais reconhecidos: flogopita peridotitos e flogopita K-richeterita peridotitos. Podem ser harzburgito ou lherzolito, tipicamente de textura grossa, não deformada, mas exibindo alguma textura porfiroclástica. As associações variam de acordo com o local de ocorrência: Cr titanita, lindseíta, mathiasita são comuns em Bultfontein; associação edenita-flogopita em Jagersfontein, suíte IRPS associada a camadas piroxeníticas (AVII) em Matsoku. Clinopiroxênio metassomático associado a xenólitos do tipo AI.

AIX) Eclogitos, gropsiditos, alkremitos e variantes: sua ocorrência é muito dispersa, raro a localmente abundante. Os eclogitos são constituídos por onfacita e granada piropo-almandina. A composição da granada é variável – em granada gropsiditos, o componente grossulária é dominante; em Jagersfontein, por exemplo, ocorrem associações de granada + espinélio (alkremitos), granada + coríndon (corgaspinitos). Os minerais acessórios que ocorrem em eclogitos são cianita, coríndon, ilmenita, rutilo, sanidina, coesita, sulfetos, grafita e diamante. Os eclogitos são classificados de acordo com sua textura: grupo I – geralmente associados a diamantes, são constituídos por granada subédrica a arredondada em matriz de onfacita, rica em Cr, Ca, Fe e Mn. As granadas são mais ricas em Mg e Na (média de 0,1 % peso); grupo

2 – granada anédrica e onfacita são menos alterados. As granadas têm baixo conteúdo de Na (0,05 % peso).

AX) Megacristais: cristais únicos ou agregados policristalinos e com uma grande variação no conteúdo de Cr, Ti e mg#. Há três variedades de megacristais: 1) Pobre em Cr – ocorrência dispersa, localmente abundante (Monastery, África do sul). São constituídos por granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, flogopita e ilmenita; zircão e olivina são mais raros. Discute-se a respeito de olivina e flogopita fazerem parte desta variedade de megacristal. Caracterizam-se por ser pobre em Cr, enriquecido em Fe e Ti, comparados aos peridotitos do tipo AI. A química mineral e as condições de temperatura e pressão de equilíbrio sobrepõem aquelas dos xenólitos do tipo AV; 2) Rico em Cr – esta variedade compreende dois subtipos de megacristais: i) suíte constituída por granada, ortopiroxênio e clinopiroxênio, em sua maioria restrita aos kimberlitos do Colorado-Wyoming, nos Estados Unidos; ii) diopsídio “*Granny Smith*”; Cr diopsídio verde claro, pode conter intercrescimentos de ilmenita e flogopita. Pode ser policristalino; 3) Miscelâneos – granadas e piroxênios sem uma associação paragenética evidente ou associada a outra suíte de megacristais. Podem representar peridotitos rompidos, eclogitos e piroxenitos.

AXI) Agregados polimíticos: agregados polimíticos de peridotito, eclogito e megacristais de tamanhos variáveis. Associações minerais não apresentam equilíbrio isotópico.

AXII) Diamantes e inclusões em diamantes: ocorrência dispersa e relacionados a crátons. Diamantes do tipo I contêm N abundante, enquanto que diamantes do tipo II contêm baixo N. As suítes de inclusão em diamantes dividem-se em peridotítica (tipo P) e eclogítica (tipo E). Inclusões do tipo P são constituídas por alto Cr, granadas pobres em Ca, Cr diopsídio, olivina rica em Fo, ortopiroxênio, cromita, wustita, sulfeto rico em Ni. Temperaturas de equilíbrio entre 900 e 1100 °C. Inclusões do tipo E caracterizam-se por granada piropo-almandina, granada rica em Na (> 0,1 % peso), onfacita, coesita e sulfeto pobre em Ni.

AXIII) Peridotitos de alta profundidade: sua ocorrência é rara e está restrita a Jagersfontein (cráton Kaapvaal), África do sul e Koidu (cráton Africano). Granada lherzolito de quatro fases. Associação de granada piropo e clinopiroxênio rico em jadeíta. Os clinopiroxênios formam acículas orientadas na granada ou pequenos grãos em contato com a granada.

B) Xenólitos em magmas alcalinos e máficos, potássicos, em áreas não cratônicas:

BI) Cr diopsídio lherzolito: sua ocorrência é dispersa, sendo muito comum ocorrer em regiões não cratônicas. A fácies espinélio lherzolito é dominante e caracteriza-se por Al ou Cr espinélio, podendo ocorrer fácies granada e granada-espinélio. Textura grossa, geralmente pouco deformada, e algumas vezes mostra uma orientação preferencial. Inclui harzburgitos, ortopiroxenitos, clinopiroxenitos, websteritos e wehrlitos. Pargasita e flogopita são comuns. Anfibólios de alto TiO_2 e baixo TiO_2 podem ocorrer em uma mesma localidade. Apatita pode ocorrer como mineral acessório (Bullenmerri, Victoria). A fácies granada-espinélio é mais rica em olivina e pobre em ortopiroxênio que os peridotitos dos crátons Siberiano e Kaapvaal. A composição de rocha total é mais depletada em Ca, Al, Fe e Mg do que os peridotitos cratônicos. Os minerais têm, geralmente, alto mg# e Cr#, baixo Na e Ti do que os xenólitos do grupo Al augita (BII). Podem ser divididos em tipo IA (clinopiroxênio depletado em ETRL) e tipo IB (clinopiroxênio enriquecido em ETRL).

BII) Al-augita wehrlito – piroxenito: sua ocorrência é dispersa e comum. Constituído freqüentemente por rochas ricas em clinopiroxênio: wehrlitos, clinopiroxenitos, dunitos, websteritos, lherzolitos e gabros. A fase aluminosa é caracterizada por Al-espinélio, mas pode conter plagioclásio. Kaersutita e apatita são comuns, bem como óxidos de Fe e Ti e flogopita. Apresenta texturas ígneas e metamórficas. Veios ricos em piroxênio podem ocorrer em rochas ricas em olivina. Agregados ricos em olivina também são encontrados em xenólitos ricos em piroxênio. Os minerais têm baixo mg# e Cr# e alto Ti, comparados com os xenólitos do tipo BI.

BIII) Granada piroxenito: sua ocorrência é dispersa, mas não é abundante. Granada clinopiroxenitos e websteritos, onde os piroxênios mostram exsolução de granada e/ou espinélio, podem ser ricos ou pobres em Ca. Ilmenita e apatita ocorrem como minerais acessórios. A textura é grossa, não deformada, algumas vezes bandada. Composição “basáltica”.

BIV) Metassomático modal: ocorrência dispersa das variedades dos xenólitos do tipo BIII mostram evidências de metassomatismo modal. Wehrlito e clinopiroxenito contendo mica; glimmeritos. Fases metassomáticas típicas incluem pargasita/kaersutita, flogopita, apatita e óxidos (rutilo). Apatita ocorre somente em alguns

casos. Silicato ocorre como produto da fusão do anfibólio, clinopiroxênio ou flogopita.

BV) Megacristais: sua ocorrência é dispersa, com variável abundância. Os cristais são grandes (> 1 cm). Grande variação de mg#, Cr e Ti. Dividem-se em dois grupos: A) alguns minerais podem ter-se cristalizado no magma (Al-augita, Al-bronzita, olivina, kaersutita, piropo, pleonasto, plagioclásio); B) os minerais são xenocristais – anortoclásio, mica titanífera, salita férrico-sódica, apatita, magnetita, ilmenita, zircão, rutilo, titanita e coríndon. Alguns cristais são, sem dúvida, originados dos xenólitos tipo I e II.

C) Xenólitos mantélicos em rochas vulcânicas oceânicas: a ocorrência de xenólitos mantélicos em rochas de bacias oceânicas é rara. Pearson *et al.* (2005) refere-se a localidades onde os xenólitos amostraram o manto litosférico em platôs oceânicos, sendo as Ilhas Salomão, às margens do Platô Ontong Java, um exemplo de tal evento. Os xenólitos são da fácies granada lherzolito e espinélio lherzolito que ocorrem juntamente com suíte de megacristais.

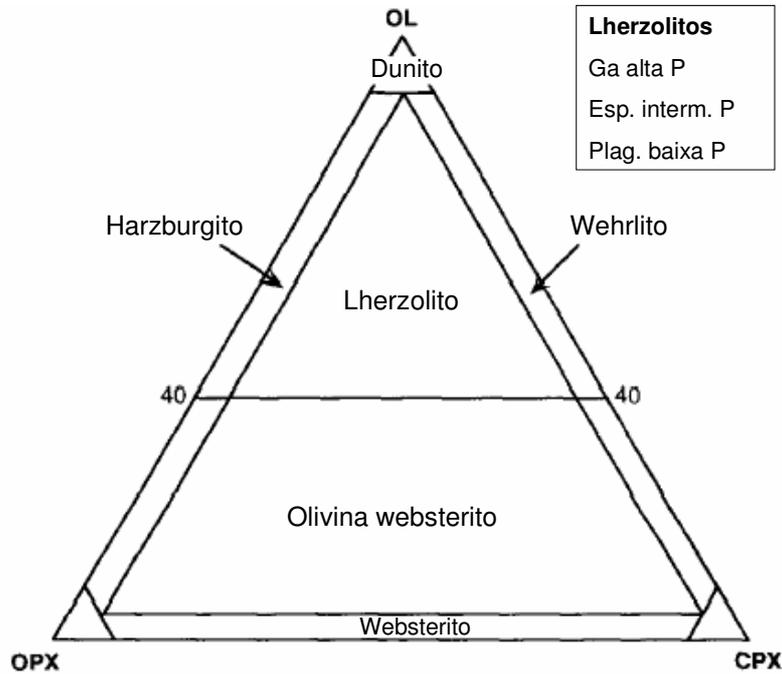
2.2. COMPOSIÇÃO DO MANTO SUPERIOR

A mineralogia do manto superior foi revisada por Haggerty (1995) tendo como base a petrologia de xenólitos em kimberlitos e basaltos alcalinos. A formação de kimberlitos em profundidade > 250 km está relacionada a processos de metassomatismo, que possibilitam inferir sua origem no manto superior. A revisão dentro do contexto da mineralogia e petrologia foi dividida em rochas poliminerálicas, biminerálicas (eclogitos) e megacristais monominerálicos.

- Rochas poliminerálicas: dentro do grupo de rochas polimerálicas, destacam-se os lherzolitos. Os lherzolitos são as rochas mais abundantes do manto superior e são constituídos por olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio. A Figura 2.1 mostra os lherzolitos acompanhados por seus constituintes de alta pressão - granada (> 15 kb a ~ 900 °C), média pressão – espinélio (10 – 15 kb a ~ 900 °C) e baixa pressão – plagioclásio (< 10 kb a ~ 900 °C).

Harzburgitos também fazem parte desse grupo. Os harzburgitos caracterizam-se por ocorrer em zonas cratônicas (150 a 200 km), com ou sem a presença de granada ou espinélio, como evidenciado por sua ocorrência como xenólitos em kimberlitos.

Como mostra a Figura 2.2, os wehrlitos e websteritos ocorrem em regiões de *rift*, mais rasas (<100 km) estão comumente associados a basaltos alcalinos. Os dunitos ocorrem mais comumente em basaltos alcalinos. Já em kimberlitos, os dunitos



contêm granada ou espinélio e são mais abundantes do que os piroxenitos.

Figura 2.1. Classificação de peridotitos e piroxenitos (Streckeisen, 1976).

Segundo Foley *et al.* (2003), os dunitos resultam de extensiva perda por fusão de um peridotito primitivo, que contém um teor de mg# de 0.93 ou mais. Considerando que muitos xenólitos de dunitos contêm valores menores de mg#, então a hipótese de enriquecimento em ferro ou de acumulação de olivina em magma mantélico tem sido cogitada. Os autores acreditam que muitos piroxenitos e dunitos podem ser o produto de cumulos ultramáficos formados na crosta oceânica durante o Cretáceo Superior.

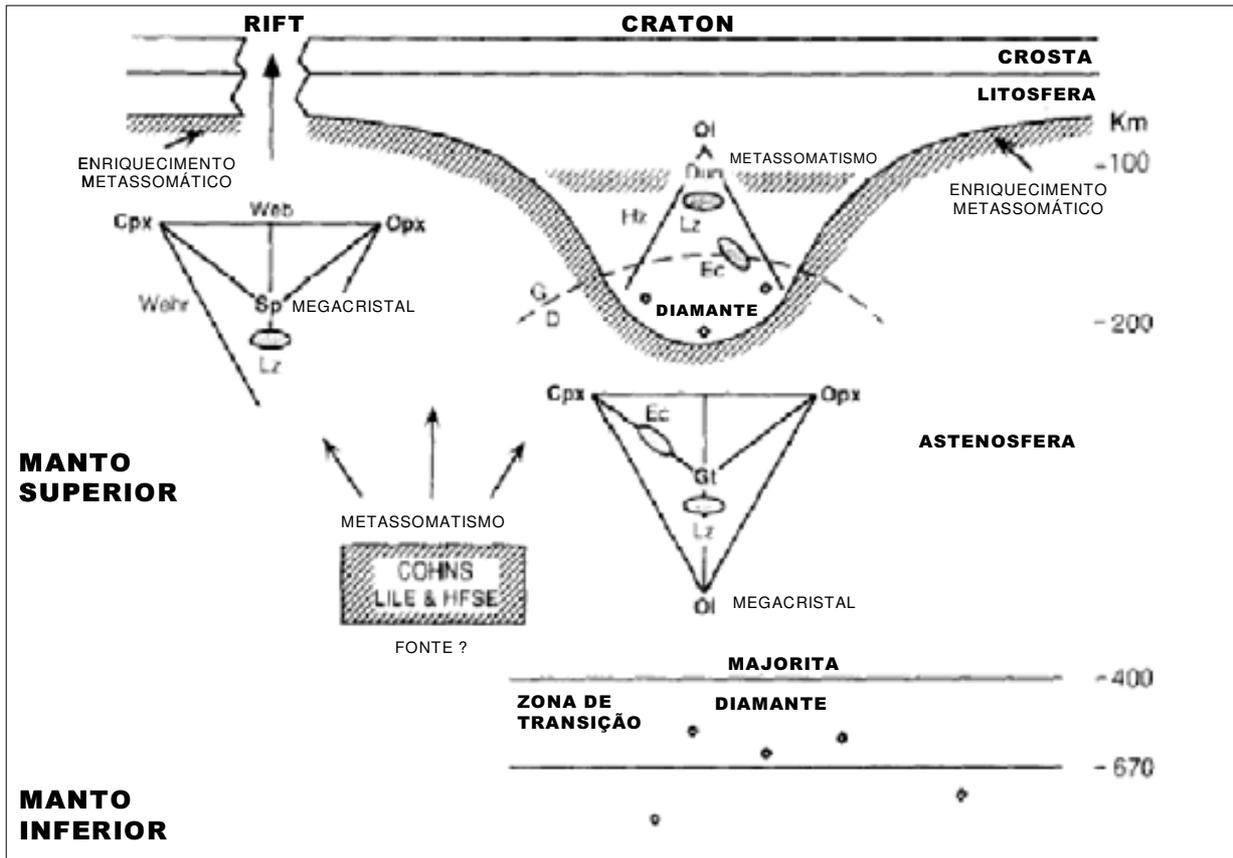


Figura 2.2. Seções esquemáticas do manto, mostrando os minerais maiores e os tipos de rochas esperadas no topo do manto inferior (670 – 2890 km), zona de transição (410 – 670 km) e manto superior (segmento abaixo da crosta: 0 - 10 km nos oceanos e 35 – 50 km em *rifts* e bordas de crátons e ~ 200 km nos centros dos crátons,. Kimberlitos e xenólitos associados são sub-cratônicos e os basaltos alcalinos ocorrem em *rifts*. Abreviações: EC (eclogito), LZ (lherzolito), HZ (harzburgito), DUN (dunito), WEB (websterito), WEHR (wehrlito), COHNS (carbono, oxigênio, hidrogênio, nitrogênio, enxofre), LILE (elementos litófilos), HFSE (High Field Strength Elements), GT (granada), CPX (clinopiroxênio), OPX (ortopiroxênio), SP (espinélio), OL (olivina), D (diamante), G (grafita). Modificado de Haggerty (1995).

CONTEXTO GEOLÓGICO

O kimberlito Canastra-01 é formado de dois *pipes* NW e SE, adjacentes, identificados por investigações geofísicas. Os *pipes* situam-se a sudeste do Córrego da Cachoeira, na Faixa Brasília, próximo à junção com a faixa de dobramentos Alto do Rio Grande, no extremo sudoeste do Cráton São Francisco. Esses *pipes* intrudem unidades sedimentares e metassedimentos proterozóicos da Faixa Brasília (Figura 3.1).

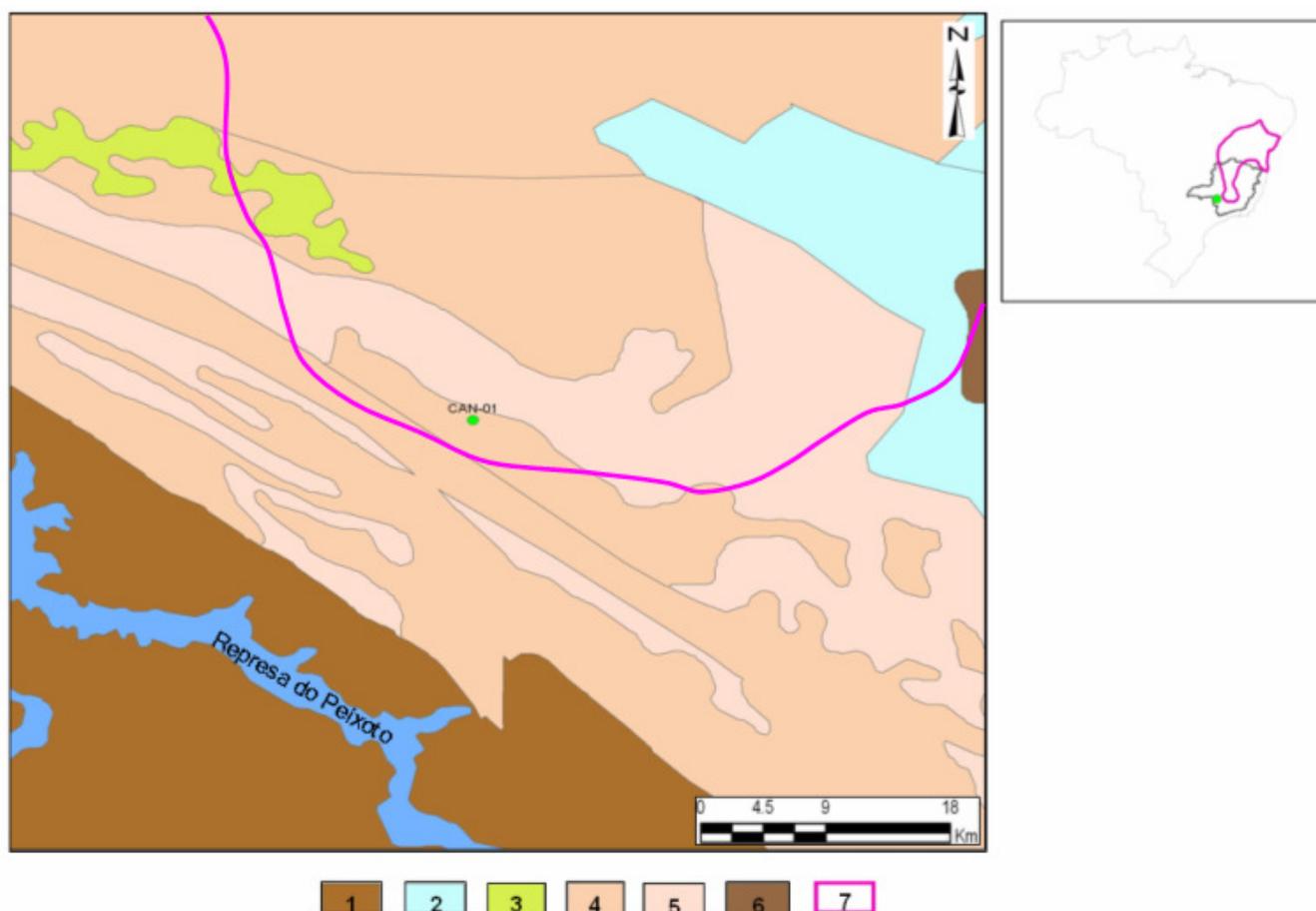


Figura 3.1. Mapa geológico da região do kimberlito Canastra 01: (1) Grupo Araxá; (2) Supergrupo São Francisco; (3) Grupo Bauru; (4) Grupo Canastra (quartzitos e filitos); (5) Grupo Canastra (domínio de xistos e filitos); (6) Grupo Bambuí – Fm. Jequitaí; (7) limite do Cráton São Francisco (compilado do banco de dados da De Beers Brasil Ltda.).

O embasamento do Cráton São Francisco caracteriza-se por terreno arqueano, compreendendo gnaisses parcialmente migmatizados, cinturões de dobramento, granitóides e intrusões máficas – ultramáficas. O contato a sudoeste se dá com as unidades paleo a neoproterozóicas da Faixa Brasília, que compreendem os Grupos Araí, Paranoá, Canastra, Araxá e Ibiá (Teixeira *et al.*, 2000).

3.1. FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília localiza-se na parte centro oriental da província Tocantins, uma zona neoproterozóica, a qual é resultado da colisão de blocos continentais: a oeste, o Cráton Amazônico, a leste o Cráton São Francisco e o Cráton Paranapanema. Em sua parte mais ao sul é coberta por unidades de rochas sedimentares e metassedimentares (Grupos Paranoá, Canastra, Ibiá, Araxá, Vazante e Bambuí) (Dardenne, 2000).

O Grupo Araí é a unidade basal, formado por sedimentos terrígenos de granulação grossa e rochas vulcânicas félsica-máficas e idade de 1,77 Ga. Este grupo é interpretado como um *rift* antigo, de pouco envolvimento na abertura da bacia oceânica mesoproterozóica. Os Grupos Paranoá e Canastra, ao sul, sobrepõem esta unidade sedimentar. São interpretados como seqüência típica de margem passiva (Pimentel *et al.*, 1999).

O Grupo Araxá constitui a parte mais interna da Faixa Brasília, representado por micaxistos pelíticos e quartzitos, característicos de sedimentos de águas profundas. A estrutura geral do grupo é dominada por foliações de baixo ângulo, associadas a faixas transportadas em direção ao Cráton São Francisco e lineamentos E-W correspondentes a rampas ou falhas de empurrão. Observa-se que as deformações são menos intensas na região cratônica (Pimentel *et al.*, 1999). O Grupo Bambuí cobre grandes áreas do Cráton São Francisco, onde não apresenta deformações. Esta unidade é formada por seqüência detrítica e carbonatítica, sendo sua base constituída por diamictito. A idade de deposição desta unidade é entre 1,2 e 0,9 Ga. A intrusão de pequenos complexos máfico-ultramáficos ocorreu após o último evento deformacional, entre 0,63-0,59 Ga (Pimentel *et al.*, 1999).

3.2. O MANTO SOB O CRÁTON SÃO FRANCISCO

A existência de um manto litosférico sob o Cráton São Francisco com características cratônicas e sua relação com o ambiente tectônico é apresentada por Carvalho (1997). Segundo a autora, o manto litosférico sob a Província do Alto Paranaíba possui paleogeoterma de 36 mW/m², sendo, portanto, compatível com ambiente cratônico. As amostras disponíveis são provenientes de profundidade estimada de 190 km, e indicam o manto preservado, sendo esta profundidade considerada a espessura mínima do manto litosférico sob a Província do Alto Paranaíba. Interpretações de Carvalho (1997) implicam no fato dos limites do cráton em profundidade não corresponderem àqueles definidos em superfície, além de sugerir a inexistência de

crosta oceânica no desenvolvimento da Faixa Brasília na região estudada. A autora interpreta ainda que a Faixa Brasília corresponde à unidade tectônica que repousa sobre a cunha do Cráton São Francisco.

Previamente, xenólitos mantélicos da intrusão Três Ranchos IV, já haviam sido relatados por outros autores, como Bizzi *et al.* (1991), que descreveram espinélio lherzolito e Leonardos *et al.* (1993) encontraram granada lherzolito.

Peridotitos das Províncias Alto Paranaíba e Goiás revelam a existência de manto litosférico raso sob essas áreas, segundo Carlson *et al.* (2007). Segundo esses autores, os xenólitos da Província Alto Paranaíba são pobres em Ca, Al e Re e possuem alto mg#, consistente com a hipótese de que os peridotitos estão relacionados a fusão parcial. A idade baseada no empobrecimento de Re (média de 2,4 Ga) nos peridotitos indica que a Província Alto Paranaíba está sobre o manto litosférico paleoproterozóico a neoarqueano no Cráton São Francisco. Os xenólitos de espinélio peridotito da Província Goiás, em contraste com os peridotitos da Província Alto Paranaíba, apresentam uma composição similar à de um manto fértil. A idade modelo de empobrecimento de Re é de 2,0 Ga nos kamafugitos da Província Goiás, indicando que o manto litosférico sob essa área é neoproterozóico, relacionado ao Brasileiro Carlson *et al.* (2007).

3.3. ORIGEM DO MAGMATISMO

3.3.1. IDADE

No sudoeste do Cráton São Francisco, rochas proterozóicas, deformadas durante o Brasileiro (800-450 Ma), foram intrudidas por kimberlitos, olivina melilitos, diatremas tufáceos e complexos carbonatíticos do Cretáceo superior. A idade obtida por Rb-Sr em mica foi de 85 Ma, nos kimberlitos Três Ranchos e Indaiá. As rochas alcalinas, peridotitos amostrados em Carmo do Paranaíba, Presidente Olegário e Pântano apresentaram idades entre 85 – 109 Ma (Bizzi *et al.*, 1991). Brechas basálticas e derrames, próximos a Patos de Minas também foram estudados. Obteve-se idade de 118 Ma, pelo método Rb-Sr (Bizzi *et al.*, 1991).

Uma contribuição a respeito deste assunto foi apresentada por Sgarbi *et al.* (2004), onde são apresentadas datações de U-Pb em perovskita de kamafugitos das Formações Mata da Corda (MC) e Santo Antônio da Barra (SAB) (Província alcalina Minas Gerais). As idades U-Pb em perovskita obtidas são de 75 a 81 Ma e 88.3 a

89.6 Ma, para MC e SAB, respectivamente. As idades U-Pb em MC e SAB oferecem suporte para a definição de magmatismo alcalino associado à pluma, mas são necessários mais dados para confirmar esta hipótese.

As razões isotópicas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, em peridotitos do Alto Paranaíba, resultam em idade mínima de 1,92 a 3,17 Ga (média de $2,4 \pm 0,4$ Ga), baseado na depleção de Re e considerando que todo Re medido foi introduzido durante a ascensão do xenólito. Se for considerada a entrada do xenólito em um tempo diferente de zero, tem-se a idade máxima de 344 Ma ou 264 Ma, que fornece o tempo em que ocorreu o metassomatismo. A interação com o magma ocorreu à idade aproximada de 80 Ma. A composição dos xenólitos sugere que o manto litosférico do Cráton São Francisco consiste de peridotitos depletados, assim como em outros crátons continentais (Carlson *et al.*, 2007).

3.3.2. DADOS ISOTÓPICOS

Na região de Coromandel, xenólitos de espinélio lherzolito, harzburgito e dunito em kimberlitos são comuns. Cálculos geotermobarométricos e a falta de xenólitos de alta pressão (granada peridotitos e diamantes) nessas rochas, comparado a outros kimberlitos no mundo, apontam para uma fonte litosférica rasa para os xenólitos e, possivelmente, para as rochas alcalinas (Bizzi *et al.*, 1991). Os principais dados isotópicos obtidos por Bizzi *et al.* (1991) foram: 1) composições isotópicas de Sr-Nd apresentam uma média $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51228$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7058$; 2) as médias das idades modelo de Nd é de 478 Ma; 3) as assinaturas de Pb são $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,066$ a $20,957$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,309$ a $15,679$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 30,157$ a $40,149$. Essas composições isotópicas de kimberlitos e rochas relacionadas caem dentro dos Grupos I e II dos kimberlitos sul-africanos, definidos por Smith (1983). A fonte dos kimberlitos brasileiros é semelhante à dos kimberlitos Grupo I da África do Sul (Bizzi *et al.*, 1991).

Os resultados isotópicos das amostras de peridotitos do Alto Paranaíba tendem a ter uma concentração maior de Os (média de 421 ppb, contra 2,37 comparado com amostras da província Goiás). Apenas duas amostras do Alto Paranaíba têm razão $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ menor que a estimada para um manto fértil. Já os peridotitos da província Goiás apresentam razão Re/Os maior que as amostras do Alto Paranaíba, com valor médio de $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de 0,49, que indica manto fértil e reforça a evidência de que não houve metassomatismo na província Goiás. A razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, para as amostras do

Alto Paranaíba, revela valores entre 0,10572 e 0,11491, que está abaixo do valor estimado para manto fértil (0,1296, segundo Meisel *et al.*, 2001), conforme o trabalho de Carlson *et al.* (2007).

Dois peridotitos da província Goiás apresentam valores menores de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (IP-01 = 0,12043 e IP 2.7 e = 0,11996). Os demais peridotitos da província Goiás contêm $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} > 0,126$, sendo que sua maioria apresenta $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ entre 0,1261 a 0,1292, que está dentro da variação do manto fértil e a idade das rochas varia de 1,16 a 1,22 Ga. A composição isotópica dos xenólitos das províncias do Alto Paranaíba e Goiás tem composição semelhante à estimada de manto fértil (Carlson *et al.*, 2007).

3.3.3. FONTE E GERAÇÃO DO MAGMA

Rochas do Alto Paranaíba mostram variações nas razões isotópicas U/ Pb e Pb/ Pb, sugerindo que os kimberlitos, carbonatitos e kamafugitos que intrudem a margem sudoeste do Cráton São Francisco derivam de uma fonte mantélica comum (Bizzi *et al.*, 1991). As características isotópicas da fonte mantélicas são compatíveis com o enriquecimento do manto litosférico durante o desenvolvimento da Faixa Brasília no neoproterozóico (Bizzi *et al.*, 1995). A influência geoquímica da pluma Tristão da Cunha que caracteriza a assinatura do tipo Dupal nas rochas da região do Alto Paranaíba seria herdada pelo vulcanismo posterior associado à influência termal da pluma Trindade. A assinatura do tipo Dupal teria sido gerada pela mobilização de Pb e Rb nos fluídos metassomáticos, cuja remoção formaria componentes gasosos hidratados ricos em Rb e residuais com alta razão U/Pb (Bizzi *et al.*, 1995).

Com base em idades K-Ar, Gibson *et al.* (1995) propõem que o magmatismo alcalino ocorreu ao redor de 85 Ma e representa o início da atividade da pluma Trindade na base da litosfera continental.

Resultados de elementos maiores, menores e isotópicos em kimberlitos e kamafugitos da Província Alcalina do Alto Paranaíba determinam sua fonte magmática. Os dados isotópicos de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0,11364 a 0,38124) indicam origem relacionada ao manto litosférico. Esses dados associados a resultados isotópicos de Sr, Nd e Pb, sobrepõem-se àqueles de *Walvis Ridge*, sugerindo que componentes EM1 preservados em basaltos em ilhas do Oceano Atlântico representam a influência do manto litosférico durante o Brasileiro. Essas características não apresentam uma

relação direta com pluma (s), comumente associados a magmatismo oceânico (Carlson *et al.*, 1996).

Considerando que a assinatura geoquímica da Província Magmática Goiás é diferente do magmatismo relacionado à pluma Trindade, além das idades e da relação espacial, as plumas podem ter atuado somente como a fonte de calor que desencadeou o magmatismo da Província Magmática Minas-Goiás (Sgarbi *et al.*, 2004).

3.4. OUTROS XENÓLITOS BRASILEIROS

Apesar dos vários estudos já realizados em diversos xenólitos mantélicos no Brasil, não há registro na literatura de nenhuma pesquisa sobre os xenólitos mantélicos do kimberlito Canastra 01.

As ocorrências de xenólitos conhecidas no Brasil foram estudadas por diversos autores e possibilitaram o conhecimento das condições do manto litosférico em outras regiões.

- Província Borborema: o primeiro kimberlito, reconhecido no Brasil, foi o corpo Redondão, no oeste do Estado do Piauí. Os xenólitos mantélicos desse corpo compreendem granada lherzolito, granulares, que podem ser reconhecidos, apesar da serpentinização das olivinas e piroxênio. A granada, de qualquer modo, está preservada e é quimicamente similar a granadas em xenólitos da África do Sul (Svisero *et al.*, 1977).

Fodor *et al.* (1991) realizaram estudos de geotermometria em clinopiroxênios e ortopiroxênios em xenólitos de lherzolitos e harzburgitos de basaltos alcalinos, no Rio Grande do Norte e Pernambuco. Foram definidos dois grupos de xenólitos com base na composição dos piroxênios:

- Composição de baixa Wo (wolastonita) em ortopiroxênio ($Wo < 1$) e alta Wo em clinopiroxênio ($Wo > 45$), estabilizados em regime de equilíbrio de temperatura que varia de 750 a 950 °C;
- Composição em que coexiste alta Wo em ortopiroxênio ($Wo > 2$) e baixa Wo em clinopiroxênio ($Wo < 44$), refletindo condições de equilíbrio entre 1050 e 1200 °C.

Xenólitos de baixa e alta temperatura foram encontrados no Rio Grande do Norte, enquanto em Pernambuco, somente ocorrem xenólitos de baixa temperatura.

Os resultados de geotermometria e composição mineral (por exemplo, o grupo de alta T contém teor mais elevado de Cr em espinélios, baixo teor de Na e alto teor de Cr nos clinopiroxênios) sugerem que os basaltos contêm amostras do manto com gradiente vertical em termos de temperatura e grau de fusão, onde os xenólitos de alta temperatura têm composições minerais e de elementos-traço mais refratários que em xenólitos de baixa temperatura (Fodor *et al.*, 1991).

Outro trabalho sobre xenólitos do manto foi realizado por Ferreira *et al.* (1994). Nesse estudo, os autores apresentam a composição química de um xenólito de mica piroxenito, encontrado em sienitos ultrapotássicos do proterozóico superior, na região nordeste. O xenólito, de tamanho acima de 5 cm, de formato oval a arredondado, é constituído por dois tipos de flogopita: Tipo 1 – contém teor de Al, Mn e Na mais alto que no tipo 2, ausência de Cr e apresenta teor de F, aproximado, de 2,7 %peso; Tipo 2 – apresenta valores de Cr₂O₃ entre 0,12 a 0,22 %peso, além de F (3,2 a 3,4 %peso). Em ambos os tipos de micas, o teor de Cl é $\leq 0,04$ %peso; clinopiroxênio rico em Ca, variando composicionalmente entre diopsídio e salita; feldspato alcalino, caracterizado pelo baixo conteúdo de Fe e Sr (FeO < 0,5 %peso e SrO < 0,83 %peso) e alta concentração de Ba (média de 4,1 %peso); calcita com média de CaCO₃ de 98,5 %peso, com pequeno conteúdo de Si(CO₃)₂ ($\leq 0,035$ %peso), Al₂(CO₃)₂ ($\leq 0,06$ %peso), MnCO₃ ($\leq 0,033$ %peso) e FeCO₃ ($\leq 0,005$ %peso) e barita intersticial associada à calcita, em zonas de alteração em contato com feldspato e piroxênio. A associação de mica piroxenito a sienitos ultrapotássicos e os dados obtidos de análises químicas, possibilitaram conhecer as condições que levaram à fusão e metassomatismo desse tipo petrográfico e sua semelhança com xenólitos de mica piroxenitos em lavas ultrapotássicas de Uganda.

- Unidade Rio Negro-Juruena: xenólitos de eclogito e peridotito foram encontrados no kimberlito Juína, localizado na borda sudoeste do Cráton Amazônico, descritos por Costa *et al.* (2003). Os xenólitos compreendem peridotitos e eclogitos. Os peridotitos são granulares, seu tamanho varia de 2 a 3 mm e são constituídos, comumente, de olivina e ortopiroxênio que são substituídos por sílica criptocristalina; enquanto que granada, clinopiroxênio e espinélio estão preservados. Alguns xenólitos contêm duas populações de clinopiroxênio, sendo os lherzolitos mais abundantes. Além dos peridotitos granulares, foram encontrados peridotitos cisalhados porfiroclásticos de menor tamanho (1 a 2 mm), se comparado aos peridotitos granulares, e também não contêm sílica. Os peridotitos cisalhados são harzburgitos e

lherzolitos. Três tipos de eclogitos foram encontrados no kimberlito Juína: (1) eclogitos: apresentam textura granular, variam de 1 a 6 mm de tamanho e são constituídos por clinopiroxênio e granada, além de conter sulfeto e espinélio verde-escuro. Uma fina camada de exsolução (piroxênio?) encontra-se no clinopiroxênio; (2) ortopiroxênio rutilo eclogito, são inequigranulares, de granulação média a grossa (5 a 9 mm) e composto por granada (42 a 53 %peso), clinopiroxênio (43 a 55 %peso), ortopiroxênio (0,5 a 1 %peso) e rutilo (2 a %peso). O rutilo ocorre como lamelas finas de exsolução na granada e clinopiroxênio; (3) sanidina coesita eclogito é encontrado em pequenos xenólitos (1 a 2 cm de tamanho), são inequigranulares de granulação fina (~ 1 mm), compostos por granada (41 a 72 %peso), clinopiroxênio porfiroclástico (2 a 2,5 mm) (9 a 36 %peso), coesita (1 a 10 %peso) e sanidina (1 a 2 %peso).

As variações químicas nos peridotitos mostram que o conteúdo de MgO no clinopiroxênio e Cr₂O₃ na granada são menores em peridotitos granulares do que em peridotitos cisalhados. Cálculos geotermométricos, obtidos das análises de granada e clinopiroxênio em peridotitos granulares, resultaram em temperatura de 856 a 1237 °C para pressões de 56 a 67 kbar. Nos peridotitos cisalhados, os resultados foram de 999 a 1361 °C para pressões que variam de 51 a 59 kbar. Nos eclogitos, o conteúdo de granada grossulária e Al₂O₃ no clinopiroxênio aumenta da seqüência ortopiroxênio rutilo eclogito para eclogito e, finalmente, para sanidina coesita eclogito. Os dados sugerem que os peridotitos cisalhados se originaram de cumulos do manto superior, enquanto que os peridotitos granulares e os eclogitos são relacionados a placas oceânicas em orogêneses, que ocorreram na porção sudoeste do Cráton Amazônico ao redor de 1200 a 1700 Ma. (Costa *et al.*, 2003).

- Província de Goiás: xenólitos do manto do Cretáceo, encontrados na Província Goiás, NW da Província do Alto Paranaíba, no Brasil central, foram estudados por Danni *et al* (1994). A Província Goiás contém intrusões diferenciadas, rochas vulcânicas e piroclásticas (principalmente kamafugitos, nefelilitos, leucititos e basaltos alcalinos).

Os xenólitos mantélicos reportados por Danni *et al.* (1994) estão contidos no nefelinito que estão hospedados em arenitos da Formação Aquidauana (Bacia do Paraná). O nefelinito é uma rocha microporfirítica preta contendo olivina eudral/subedral (10,6 %vol.) e fenocristais de clinopiroxênio em matriz composta de

clinopiroxênio (41,7 %vol.), (incluindo fenocristais), titano-magnetita (9,1% vol.) e nefelina intersticial (20,2 %vol.), flogopita (6,6 %vol.) e zeólita (11,8 %vol.).

Os xenólitos de espinélio granada lherzolito e espinélio lherzolito são verdes, de granulação grossa (2 a 4 mm) e pequenos (até 7 cm). Olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio parecem ter textura de equilíbrio poligonal. Ambos os piroxênios contêm finas lamelas de exsolução. Espinélio anedral ocorre incluso em granada e, raramente, em clinopiroxênio. A granada é intersticial e na maior parte transformada em material kelifítico. A química mineral de olivina, piroxênio, granada e espinélio de espinélio granada lherzolito são fracamente homogêneas. Olivina e ambos piroxênios apresentam teores de mg# ao redor de 0,90; os conteúdos de Al₂O₃ variam de 3,2 a 3,9 %peso no ortopiroxênio e de 5,6 a 6,6 %peso, no clinopiroxênio, neste mineral, o conteúdo de Na₂O varia de 1,7 a 2,3 %peso. Os teores de Cr/ (Cr + Al + Fe³⁺) no espinélio estão ao redor de 0,17 %peso e o conteúdo de TiO₂ varia de 0,2 a 0,4 %peso. A média do conteúdo de Cr₂O₃ na granada é de 0,85 %peso (Danni *et al.*, 1994).

A abundância de espinélio lherzolito comparada a espinélio granada lherzolito indica que o nefelilito amostrou, preferencialmente, a porção mais rasa do manto superior. Adicionalmente, a *T* e *P* do espinélio granada lherzolito ($\approx 850 \pm 80^\circ\text{C}$) são consistentes com a transição espinélio-granada no manto superior. Pode-se estimar a geoterma ao redor de 70mW/m². Essa geoterma é levemente mais alta que o valor normalmente esperado para um cinturão móvel do proterozóico superior, o qual deve ser o substrato da Bacia do Paraná na área. Danni *et al.* (1994) concluem que o magmatismo Cretáceo afetou o regime termal do manto superior listosférico na região.

Xenólitos de espinélio peridotito e granada de baixa temperatura, amostrados por kimberlitos do Cretáceo superior, na Província do Alto Paranaíba e espinélio peridotitos de baixa temperatura em kamafugitos da Província Goiás foram investigados por Gaspar *et al.* (2003). Os kimberlitos e kamafugitos são correlacionados espacial e temporariamente, mas mostram diferentes comportamentos geoquímicos e assinaturas isotópicas, principalmente em termos de composições de Os e Pb. Isso sugere um único evento termal, atribuído à atividade de pluma no manto, durante o cretáceo superior, promovendo fusão parcial de duas fontes do manto.

Os xenólitos de granada e espinélio lherzolitos, da Província do Alto Paranaíba, são pequenos (4 a 6 cm), de granulação média a grossa e mostram uma leve textura de tensão. Suas razões $^{188}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ (0,109 a 0,115) são similares a peridotitos litosféricos dos Crátons de Kaapval, Wyoming e Siberiano, e idades modelos de empobrecimento em Re variam de 1,9 a 2,7 Ga. Isso indica a presença de litosfera do proterozóico superior/arqueano sob o cinturão de dobramento neoproterozóico Brasília, onde os kimberlitos estão intrudidos. Os espinélio peridotitos da Província Goiás estão em rochas alcalinas máficas na região de Paraúna, próximo ao limite da Bacia do Paraná com o cinturão neoproterozóico Brasília. Esses xenólitos variam são pequenos (acima de 7 cm), granulação grossa e idades que variam de 1.1 a 1.2 Ma. O segundo grupo tem valores altos de $^{188}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ (entre 0,126 e 0,129), similar àqueles observados em espinélio peridotitos mais jovens relacionados a *rifts* (Gaspar *et al.*, 2003).

Os kamafugitos de Santo Antônio da Barra têm assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd que se sobrepõem àquelas observadas nos basaltos de Tristão da Cunha, mas suas razões isotópicas de Sr e Nd são mais ricas. A razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de kamafugitos da Província Goiás é de *ca.* 0,15.

As assinaturas de Pb, Sr e Nd de kimberlitos da Província Alto Paranaíba são intermediárias, entre os campos dos kimberlitos sul-africanos e orangeítos, parcialmente sobrepõem o anterior. A razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de kamafugitos da Província do Alto Paranaíba é de *ca.* 0,13. A diferença das razões isotópicas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ nos kamafugitos das Províncias Goiás e do Alto Paranaíba indica uma evolução independente da fonte mantélica para essas duas províncias e em processos distintos de evolução (Gaspar *et al.*, 2003).

A hipótese apresentada por Gaspar *et al.* (2003) é semelhante aos resultados obtidos em peridotitos das Províncias Goiás e do Alto Paranaíba apresentada por Carlson *et al.* (2007). Os resultados de elementos maiores e menores, além de isotópicos obtidos em granada e espinélio lherzolitos e espinélio harzburgitos suportam essa idéia. Os peridotitos da Província do Alto Paranaíba apresentam concentrações de mg# e MgO, em sua maioria, >0,90 com baixo Al_2O_3 (0,34- 1,88 %peso), CaO (0,28-3,12 %peso e Na_2O (0,14-0,24 %peso). Uma amostra apresenta teor alto de CaO e baixo de Al_2O_3 , refletindo metassomatismo.

Os resultados de elementos maiores mostram que os espinélio peridotitos da Província Goiás (Paraúna) contêm composições mais férteis do que os xenólitos da

província do Alto Paranaíba: o teor do mg# varia de 0,88 a 0,89, conteúdo de Al_2O_3 varia de 2,74 a 5,98 %peso, enquanto o teor de CaO apresenta uma variação entre 2,58 a 4,92 %peso e o Na_2O varia de 0,39 a 0,59 %peso (Carlson *et al.*, 2007).

PETROGRAFIA

Foram descritos 90 xenólitos do kimberlito Canastra-01, que compreendem a: 60 granada lherzolito, 10 eclogito, 7 espinélio harzburgito, 4 anfibólio websterito, 3 granada harzburgito, 2 anfibólio granada websterito, 2 dunito, 1 espinélio anfibólio websterito e 1 granada clinopiroxenito. Foram utilizadas a classificação de peridotitos de Streckeisen (1976) e a classificação textural de peridotitos de Dawson (1980), que divide as texturas dos peridotitos em dois grupos principais: 1) as texturas dos minerais resultaram de deformação e recristalização de textura, originalmente grossa, equigranular; 2) interação de fases subsólidas em diferentes estágios.

4.1. GRANADA LHERZOLITO

O granada lherzolito é caracterizado por porfiroclastos de granada e piroxênio em matriz de granulação média (0,25 a 0,5 mm) de neoblastos equigranulares de olivina formando textura em mosaico. O contato entre as olivinas forma ângulo de 120° (Figura 4.1. A). Os porfiroclastos de granada e piroxênio variam de 0,75 a 2,25mm e de 1 a 2,5 mm, respectivamente. Nos porfiroclastos de piroxênio, nota-se a formação de neoblastos do próprio mineral ao seu redor, além de fraturas. (Figuras 4.1 B e C). As granadas são arredondadas, muitas contêm fraturas, cor rosa claro e são delimitadas por borda quelifítica. Observam-se, na amostra Can88, fraturas que passam pelo mosaico de olivina e pelos porfiroclastos de granada, gerando orientação preferencial, que sugere o início de milonitização (Figura 4.1 C).

Nos granada lherzolitos Can96 a Can104 os porfiroclastos de piroxênio apresentam o início da formação de uma textura mortar, além de ser muito fraturado. Os piroxênios ocorrem tanto como grãos tabulares como arredondados, de cor transparente a verde claro (Figura 4.1 D). Uma característica dos ortopiroxênios é a extinção ondulante, o que indica deformação.

Os neoblastos de olivina formam textura em mosaico e apresentam contatos com ângulo de 120°, com tamanho mínimo de 0,25 mm e também ocorrem sob a forma tabular (> 0,25 mm), ora indicando orientação preferencial dos grãos, mas preferencialmente sem orientação. A matriz de olivina forma textura mosaico, mas nota-se que há espaços entre os grãos que podem estar preenchidos por material serpentínico muito fino e/ ou outras fases de alteração (Figuras 4.1 E).

Os granada lherzolitos são classificados, tectonicamente, como xenólitos associados a regiões cratônicas do grupo V, de acordo com a classificação de xenólitos de Pearson *et al.* (2005).

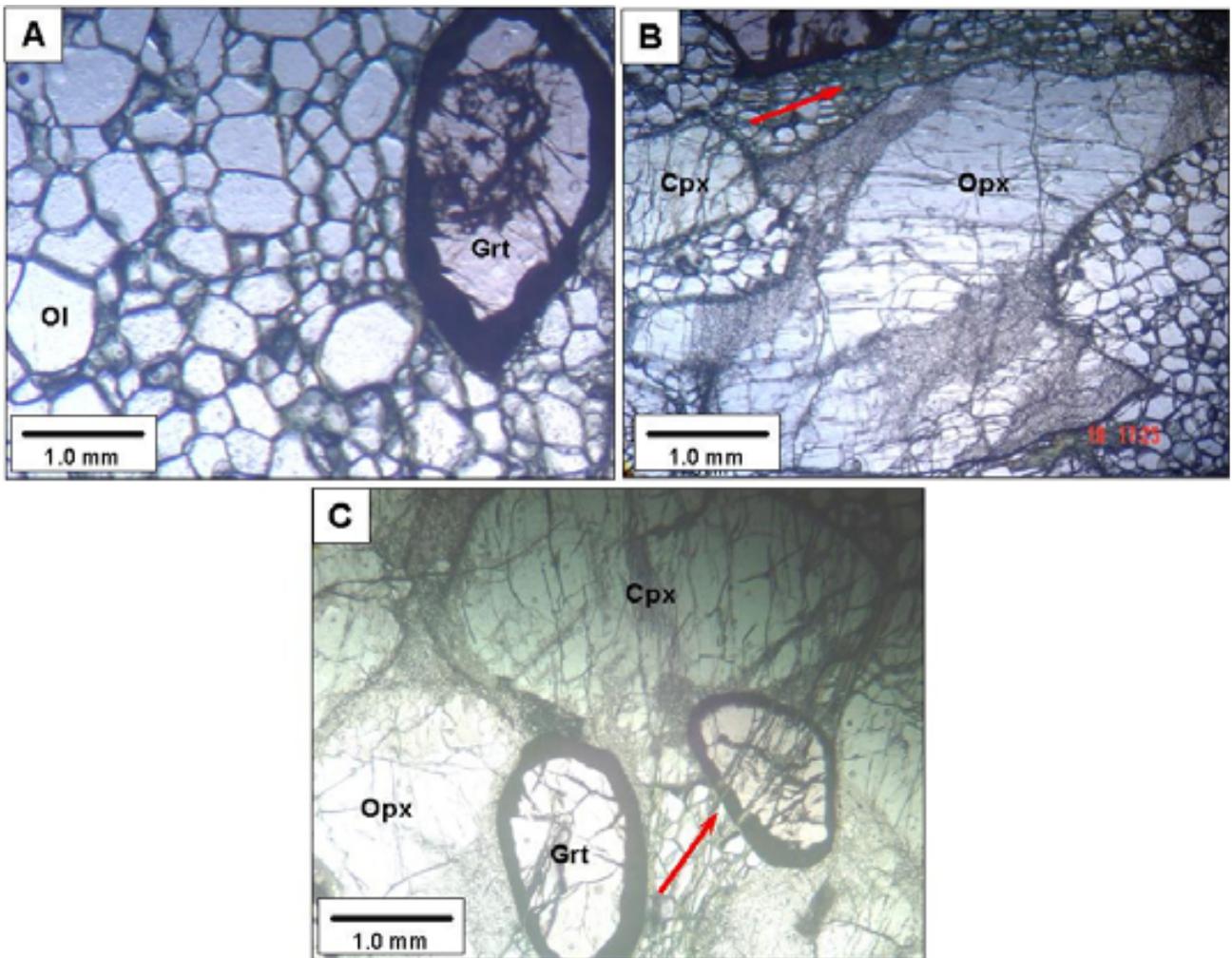


Figura 4.1. Fotomicrografias de granada lherzolito: A) textura porfiroclástica com porfiroclastos de granada em matriz de mosaico de olivina, mostrando o contato entre os neoblastos de olivina, que formam ângulos de 120°; B) porfiroclasto de ortopiroxênio, mostrando o início da formação de uma textura mortor. Nota-se, na parte superior da figura, uma orientação preferencial dos grãos de olivina (como indica a seta); C) cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio em contato com granada. Nota-se fraturas orientadas em uma granada (indicada pela seta).

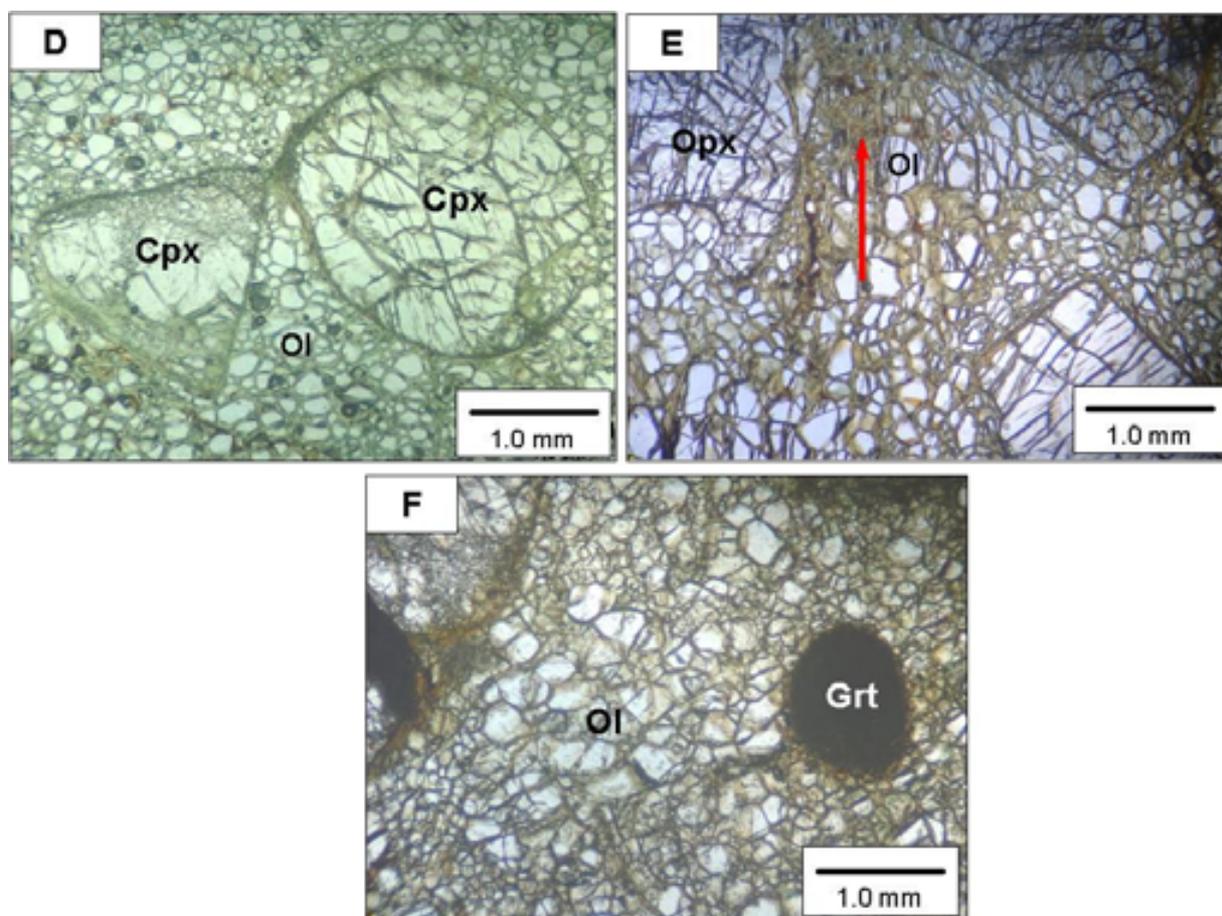


Figura 4.1. Fotomicrografias de granada Iherzolito: D) porfiroclastos de clinopiroxênio em matriz de mosaico de neoblastos de olivina. Nota-se estrutura de “quebra” que ocorre na borda do clinopiroxênio menor; E) grãos de olivina angulares e tabulares, mostrando uma orientação preferencial (como indica a seta). Nota-se material serpentínico entre os grãos; F) granada totalmente coberta por material quelifítico.

4.2. GRANADA HARZBURGITO

O granada harzburgito é constituído por porfiroclastos de ortopiroxênio e granada e a matriz é composta de neoblastos equigranulares de olivina de tamanho médio (~ 0,5 mm) e apresentam textura porfiroclástica com matriz em mosaico de neoblastos de olivina.

Porfiroclastos de piroxênio e granada estão presentes como grãos tabulares e arredondados, respectivamente (Figura 4.2 A). Os ortopiroxênios são incolores, fraturados, e possuem neoblastos do próprio mineral. As granadas têm cor rosa, forma arredondada e borda quelifítica. Seu tamanho varia em torno de, aproximadamente, 1,75 mm. Há evidências de milonitização, que são observadas no ortopiroxênio (Figuras 4.2 A e B).

Os granada harzburgitos são classificados, tectonicamente, como xenólitos associados a regiões cratônicas do grupo V, de acordo com a classificação de xenólitos de Pearson *et al.* (2005).

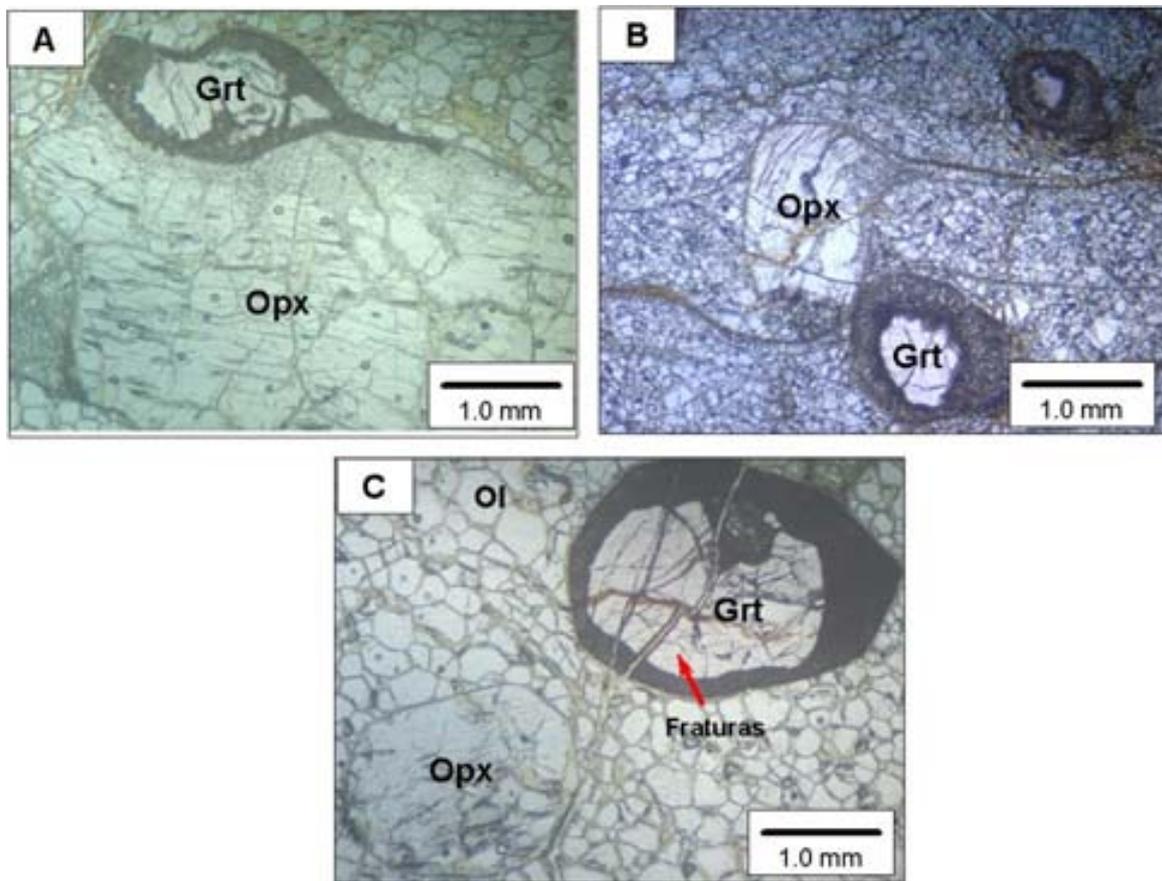


Figura 4.2. Fotomicrografias de granada harzburgitos: A) porfiroclasto de ortopiroxênio em contato sub-paralelo com granada; B) porfiroclasto de ortopiroxênio, que mostra franja de recristalização; C) porfiroclastos de granada e ortopiroxênio arredondado, com matriz em mosaico de olivina. Fraturas tardias cortam a matriz e o porfiroclasto de granada (como indica a seta).

4.3. ESPINÉLIO HARZBURGITO

Os espinélio harzburgitos (Can 102 e Can105) têm textura granoblástica e são constituídos por grãos de olivina arredondados, ortopiroxênio tabular e espinélio disseminado (Figura 4.3 A). O espinélio caracteriza-se pela cor castanha, forma irregular e também ocorre como grãos arredondados e tabulares (Figuras 4.3 B e C). De modo geral os minerais estão muito fraturados. Os espaços intergrãos possuem um material de alteração, formado, provavelmente, por serpentina, clorita e talco (material entre os grãos, de cor amarela clara) (Figura 4.3 C).

Os espinélio harzburgitos são classificados, tectonicamente, como xenólitos associados a regiões cratônicas do grupo I, de acordo com a classificação de xenólitos de Pearson *et al.* (2005).

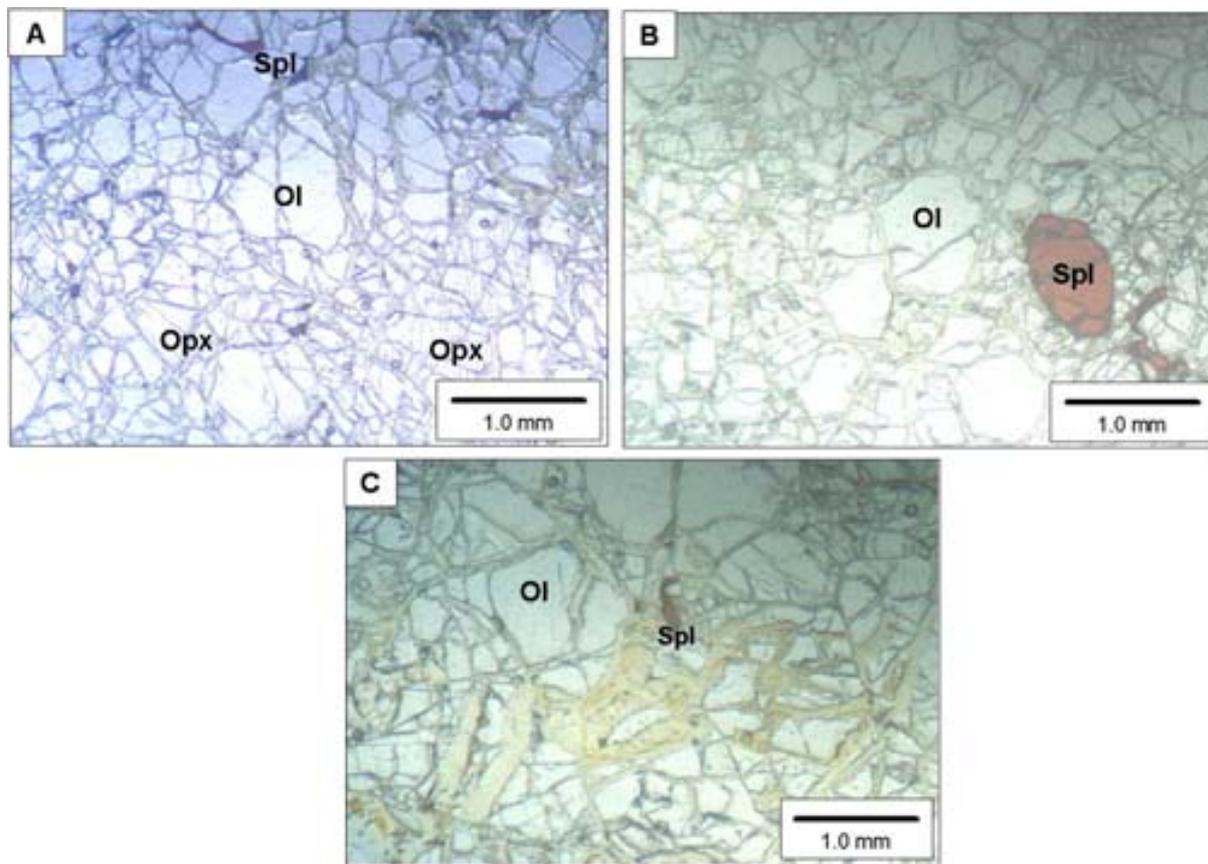


Figura 4.3. Fotomicrografias de espinélio harzburgitos: A) textura granoblástica formada por olivina e ortopiroxênio muito fraturados e espinélio disseminado; B) espinélio com forma arredondada e olivina fraturada; C) espinélio irregular. Nota-se um material fino entre os grãos, formado por serpentina, clorita e talco.

4.4. ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO, ESPINÉLIO ANFIBÓLIO WEBSTERITO E ANFIBÓLIO WEBSTERITO

O grupo dos websteritos caracteriza-se pela textura granoblástica grossa. São quatro amostras, dentre as quais duas são de anfibólio granada websterito.

Segundo a classificação de xenólitos de Pearson *et al.* (2005), os três tipos de websteritos são classificados como xenólitos associados a regiões não cratônicas do grupo II.

Anfibólio granada websterito: as amostras de anfibólio granada websterito caracterizam-se por granada de cor rosa, forma arredondada e por vezes irregular; clinopiroxênio de cor verde clara, de forma arredondada e também tabular; ortopiroxênio incolor a levemente

rosa de forma tabular e irregular; anfibólio, que ocorre de forma intersticial entre os grãos de granada e piroxênios e também como grãos bem formados. Em todas as amostras há fraturas em todos os minerais (Figuras 4.4 A, B e C).

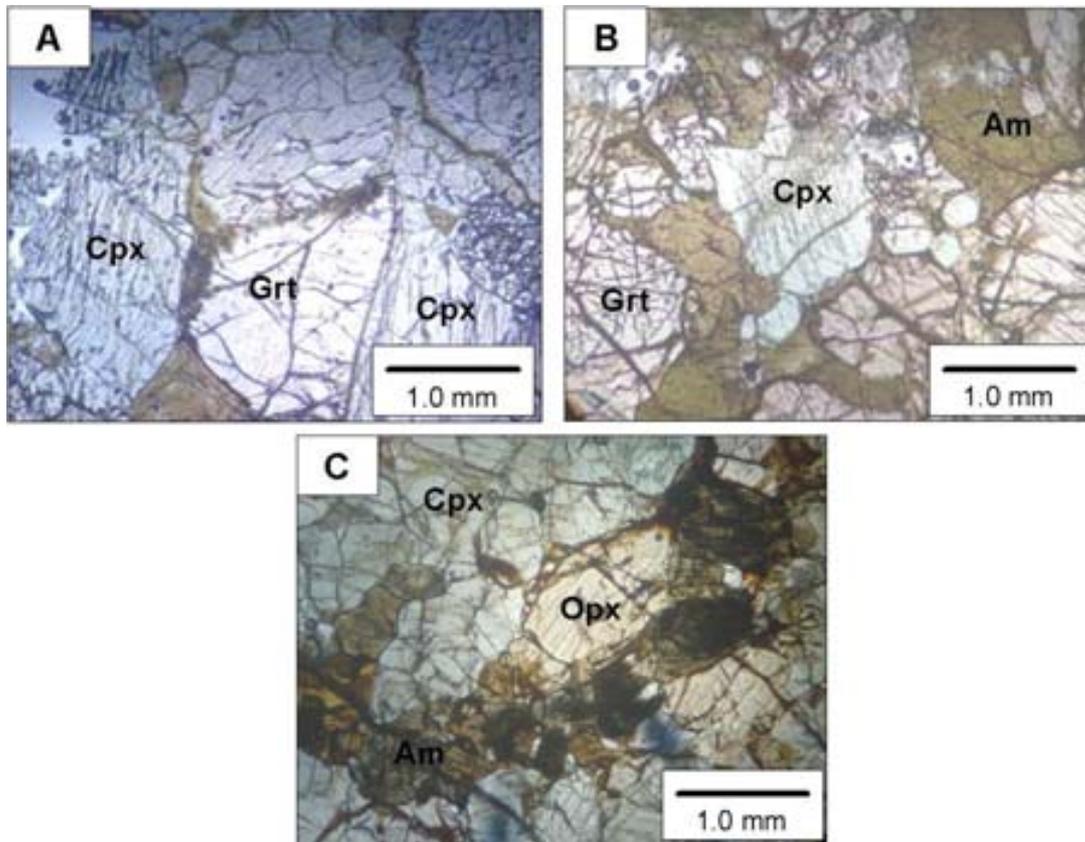


Figura 4.4. Fotomicrografias de anfibólio granada websterito: A) granada em contato com clinopiroxênio; B) clinopiroxênio e granada em contato com anfibólio; C) ortopiroxênio em contato com clinopiroxênio e anfibólio.

Espinélio anfibólio websterito: a amostra de espinélio anfibólio websterito (Can150) caracteriza-se por: ortopiroxênio incolor a rosa claro, fraturado e hábito anédrico, anfibólio intersticial, com pleocroísmo entre amarelo e verde, comumente com espinélio verde, arredondado, disseminado na rocha (Figura 4.4. D). O clinopiroxênio é incolor e ocorre em contato com anfibólio, além de ocorrer na corona, constituída por anfibólio e espinélio, inclusa em ortopiroxênio (Figuras 4.4 D e E). Uma estrutura em corona, que não se formou por completo, é observada em outro ortopiroxênio (Figuras 4.4 F). Os minerais constituintes da corona (espinélio, clinopiroxênio e ortopiroxênio e anfibólio) possuem composições químicas semelhantes aos minerais que compõem o espinélio anfibólio websterito.

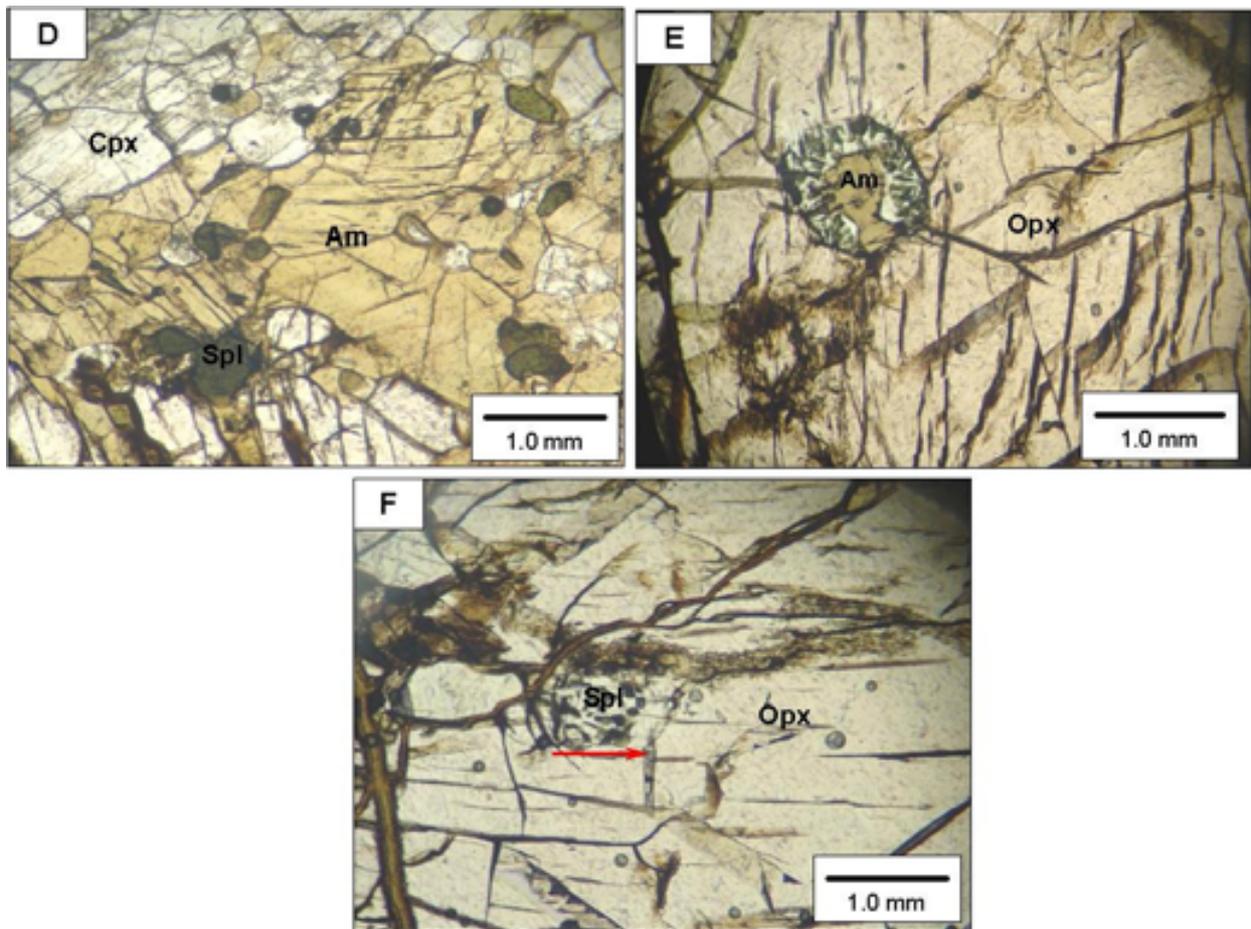


Figura 4.4. Fotomicrografias de espinélio anfibólio websterito: D) anfibólio e clinopiroxênio com grãos de espinélio verde disseminado; E) estrutura em corona no ortopiroxênio, constituída por espinélio de cor verde, clinopiroxênio incolor e anfibólio; F) espinélio com orientação preferencial (como indica a seta) dentro de ortopiroxênio.

Anfibólio websterito: a amostra Can127, representativa de anfibólio websterito possui textura granoblástica e é constituída por clinopiroxênio e ortopiroxênio incolor, de hábito tabular a arredondado. Os anfibólios apresentam pleocroísmo entre verde e marrom claro. As Figuras 4.4 G e H mostram o anfibólio websterito, cortado por fraturas que podem ser preenchidas por material kimberlítico (?).

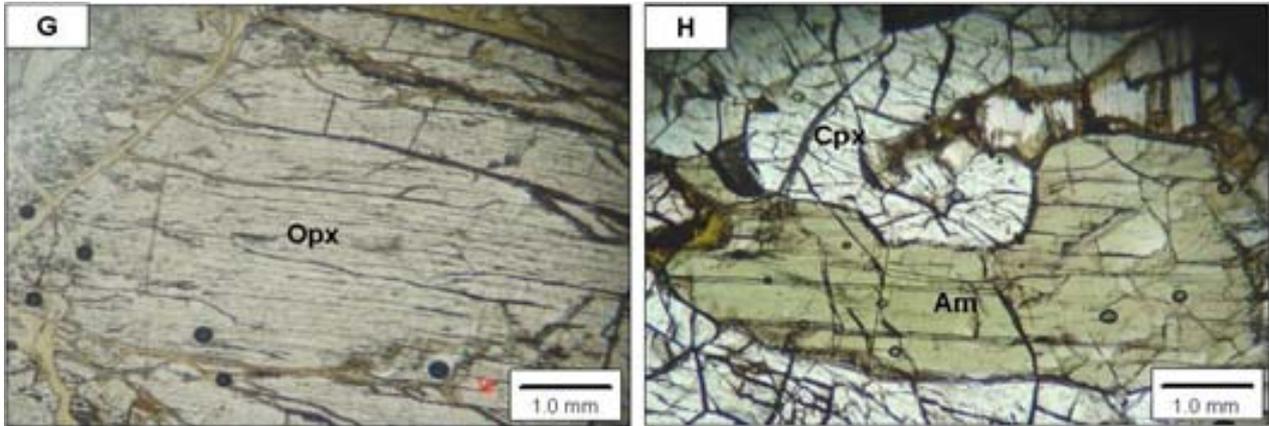


Figura 4.4. Fotomicrografias de anfibólio websterito: G) ortopiroxênio com fraturas preenchidas por material kimberlítico (?); H) clinopiroxênio e anfibólio exibindo textura granoblástica.

4.5. DUNITO

Os dunitos (Can165 e 215) são porfiroclásticos, com raros porfiroclastos de olivina, os quais estão fraturados. A matriz dos dunitos é composta de neoblastos equigranulares de olivina (Figuras 4.5 A e B).

Os dunitos são classificados, tectonicamente, como xenólitos associados a regiões cratônicas do grupo III, segundo a classificação de Pearson *et al.* (2005).

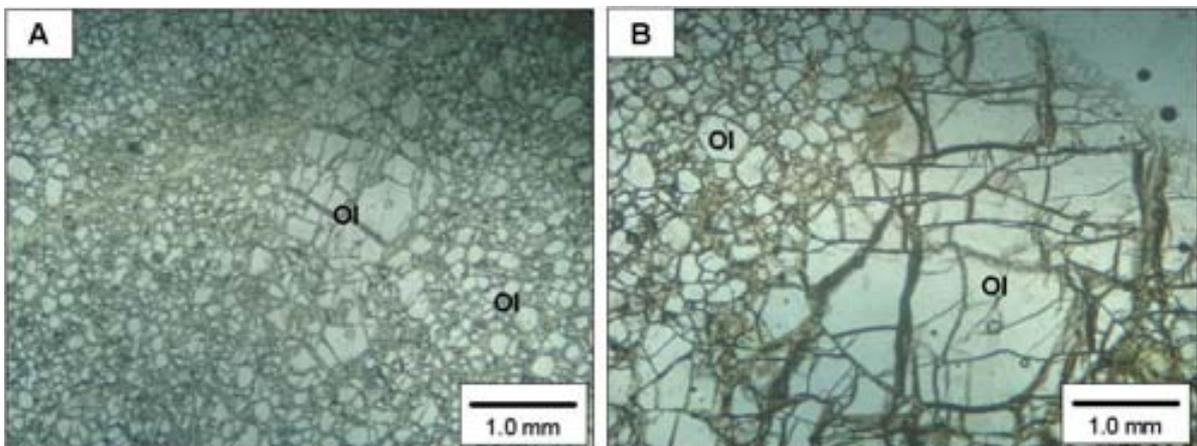


Figura 4.5. Fotomicrografias dos dunitos: amostras Can165 (A) e Can215 (B) - porfiroclasto de olivina em matriz equigranular de olivina.

4.6. GRANADA CLINOPIROXENITO

O granada clinopiroxenito apresenta granulação grossa, constituído por granada de cor rosa, arredondada e clinopiroxênio de cor verde clara a incolor, anédrico a arredondado. O contato entre granada e clinopiroxênio se dá por uma borda quelifítica, com finos cristais de clinopiroxênio e espinélio, que sugere reação com o magma kimberlítico. Tanto os

grãos de granadas como os de clinopiroxênios apresentam fraturas que sofreram infiltração de material kimberlítico (Figura 4.6).

Segundo Pearson *et al.* (2005) o granada clinopiroxenito é classificado como xenólito de kimberlito de área não cratônicas do grupo III.

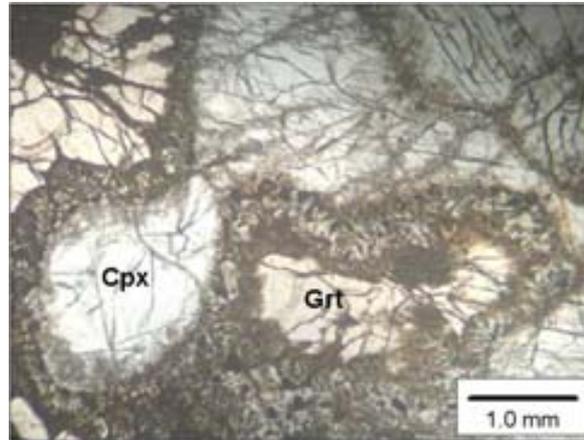


Figura 4.6. Fotomicrografia do granada clinopiroxenito, mostrando granulação grossa, constituída por granada e clinopiroxênio.

4.7. ECLOGITO

O eclogito caracteriza-se por apresentar a granada e o clinopiroxênio bem preservados. A granada tem cor rosa, forma arredondada e fraturas. O clinopiroxênio ocorre como grãos arredondados e tabulares, de cor verde clara, marcado por uma textura *spongy*. A textura *spongy* pode estar indicando alteração, a qual atinge os grãos de modo parcial ou total (Figuras 4.7 A e B). O eclogito é classificado como xenólito de kimberlito de áreas cratônicas do grupo IX, segundo Pearson *et al.* (2005).

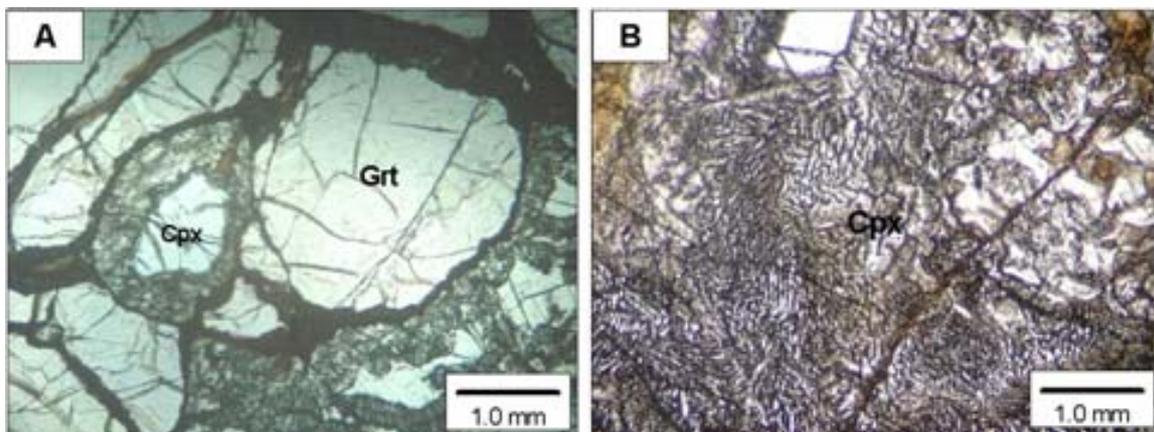


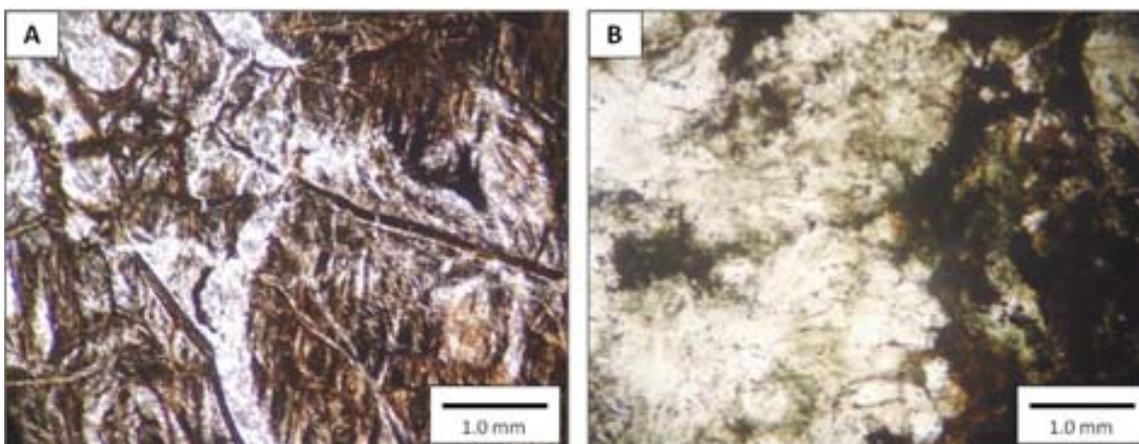
Figura 4.7. Fotomicrografias do eclogito: A) granada e clinopiroxênio arredondados. O contato entre os grãos se dá pela textura *spongy* do clinopiroxênio; B) clinopiroxênio alterado, exibindo textura *spongy*.

4.8. ALTERAÇÃO DOS XENÓLITOS

Xenólitos alterados ocorrem no kimberlito Canastra-01 e são constituídos por fantasmas de olivinas e piroxênios alterados para material de coloração marrom a esverdeada (esmectitas), além de quartzo disseminado pela rocha. As Figuras 4.8 A e B mostra que esses minerais são amorfos.

Foram selecionadas duas amostras dentre os 43 xenólitos alterados e realizou-se análise por difratometria de raios X. A escolha desta técnica deve-se ao fato de não ser possível identificar, em microscópio, as fases minerais presentes e/ou argilominerais.

Os resultados analíticos de difratometria de raios X revelaram a existência de quartzo e saponita na amostra Can114. A saponita é um mineral que se origina de processos hidrotermais ou intempéricos, sendo produto de alteração de minerais primários, como olivina, piroxênio e anfibólio. Na amostra Can134, foram identificados quartzo, saponita e vermiculita. Infere-se que a presença de quartzo e argilominerais possam estar relacionadas à interação de fluidos meteóricos em um processo freatomagmático (Coelho-Silva, 2006).



Figuras 4.8. Fotomicrografias de xenólitos alterados: A) amostra Can114; B) amostra Can134.

QUÍMICA MINERAL

5.1. INTRODUÇÃO

Dentre todos os xenólitos descritos, foram selecionadas 20 amostras representativas para serem analisadas em microsonda eletrônica. Segue tabela com os tipos litológicos selecionados, sua mineralogia e textura. (Tabela 5.1).

Tabela 5.1. Composição mineralógica e textural dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Mineralogia						Textura	Classificação de xenólitos de Pearson <i>et al.</i> (2005)	
	Grt	OI	Cpx	Opx	Spl	Am			
Granada Iherzolito	Can88	X	X	X	X			Porfiroclástica com matriz em mosaico	Xenólitos de regiões cratônicas do grupo V
	Can89								
	Can96								
	Can97								
	Can99								
	Can100								
	Can101								
Can104									
Granada harzburgito	Can106	X	X		X			Porfiroclástica com matriz em mosaico	Xenólitos de regiões cratônicas do grupo V
	Can123								
Espinélio harzburgito	Can102		X		X	X		Granoblástica	Xenólitos de regiões cratônicas do grupo I
	Can105								
Anfibólio granada websterito	Can95	X		X	X		X		
	Can203								
Espinélio anfibólio websterito	Can150			X	X	X	X	Granoblástica grossa	Xenólitos de regiões cratônicas do grupo II
Anfibólio websterito	Can127			X	X		X		
Dunito	Can165		X					Porfiroclástica com matriz em mosaico	Xenólitos de regiões cratônicas do grupo III
	Can215								
Granada clinopiroxenito	Can84	X		X				Granoblástica	Xenólitos de regiões não cratônicas do grupo III
Eclogito	Can147	X		X				Granoblástica	Xenólitos de regiões cratônicas do grupo IX

Abreviações: Can: Canastra; Am: anfibólio; Cpx: clinopiroxênio; Grt: granada; OI: olivina; Opx: ortopiroxênio, Spl: espinélio.

5.2. GRANADA

A frequência constante de granadas em kimberlitos e xenólitos associados, em sua maioria peridotitos, eclogitos e piroxenitos possibilitou a definição de 12 classes diferentes de classificação por Dawson e Stephens (1975) baseado no conteúdo de FeO, CaO, MgO, TiO₂ e Cr₂O₃. Esse trabalho examina a composição de granadas provenientes de rochas ultramáficas de diferentes localidades.

Considerando a importância de xenólitos de eclogito, McCandless e Gurney (1989) e Grütter e Quadling (1999) utilizaram o teor de Na₂O na granada para definir um limite para diferenciar a fácies grafite e diamante. No primeiro, os autores definiram o conteúdo de Na₂O $\geq 0,09$ %peso para classificar os eclogitos mantélicos e pertencentes ao Grupo I. No segundo trabalho definiu-se um teor de Na₂O $\geq 0,07$ %peso em granadas eclogíticas e inclusão em diamantes, sendo este limite utilizado atualmente.

Schulze (2003) avançou na classificação de granadas mantélicas comparando as análises já obtidas e publicadas por outros autores. Nesse esquema, o autor possibilita um maior entendimento sobre granadas crustais e mantélicas e sua utilização para indicar a exploração de kimberlitos e diamantes. O anexo III apresenta a tabela com a aplicação da classificação de granadas de Schulze (2003) para os xenólitos do Canastra-01.

O trabalho mais recente sobre o assunto foi publicado por Grütter *et al.* (2004). Nele, os autores atualizam e formalizam limites simples da classificação de granadas. Eles também apresentam os resultados de experimentos e investigações empíricas de concentrados de granadas, que auxiliaram na definição de um esquema de classificação, especialmente para aqueles que prospectam diamantes. As características utilizadas nesses estudos são: os dados composicionais são obtidos por análises de microsonda eletrônica apresenta compatibilidade com trabalhos anteriores, consistência com associações de diamantes conhecidas e têm implementação fácil e transparente. A Tabela 5.2 apresenta uma comparação entre as classificações de Schulze (2003) e Grütter *et al.* (2004).

O método de classificação de granadas de Grütter *et al.* (2004) foi utilizado para plotar o resultado obtido das análises de granadas dos xenólitos mantélicos do kimberlito Canastra-01. Foram obtidos 369 resultados analíticos de granadas, subdivididos em: granada clinopiroxenito (15), eclogito (5), websteritos (59), lherzolitos, (276) e harzburgitos (14). As Figuras 5.1. A e B mostram os resultados analíticos de CaO *versus* Cr₂O₃ dos xenólitos do Canastra-01, segundo o diagrama de classificação de granadas proposto por Grütter *et al.* (2004). De acordo com as Figuras 5.1 A e B, a classificação de granadas dos xenólitos do Canastra-01 é consistente com o esquema de Grütter *et al.* (2004).

Tabela 5.2. Classificação de granadas de Schulze (2003) *versus* Grütter *et al.* (2004) aplicadas aos xenólitos do Canastra-01.

Amostra		Schulze (2003)	Grütter <i>et al.</i> (2004)
Granada clinopiroxenito	Can94	Megacristal; eclogitos do Grupo I e II	G1 e G0
Eclogito	Can147	Eclogito do Grupo I	G0
Anfibólio granada websterito	Can95	Eclogito do Grupo II	G0
	Can203	Eclogitos do Grupo I e II	G0
Granada lherzolito	Can88, Can89, Can96, Can96, Can100, Can101 e Can104	Megacristal	G1
	Can97	Megacristal	G1 e G0
	Can99	Lherzolito	G1 e G9
Granada harzburgito	Can106 e Can123	Megacristal	G1

Na classificação de Grütter *et al.* (2004) as granadas G1, G9 e G0 são, respectivamente: megacristais de baixo cromo, lherzolíticas e não classificadas.

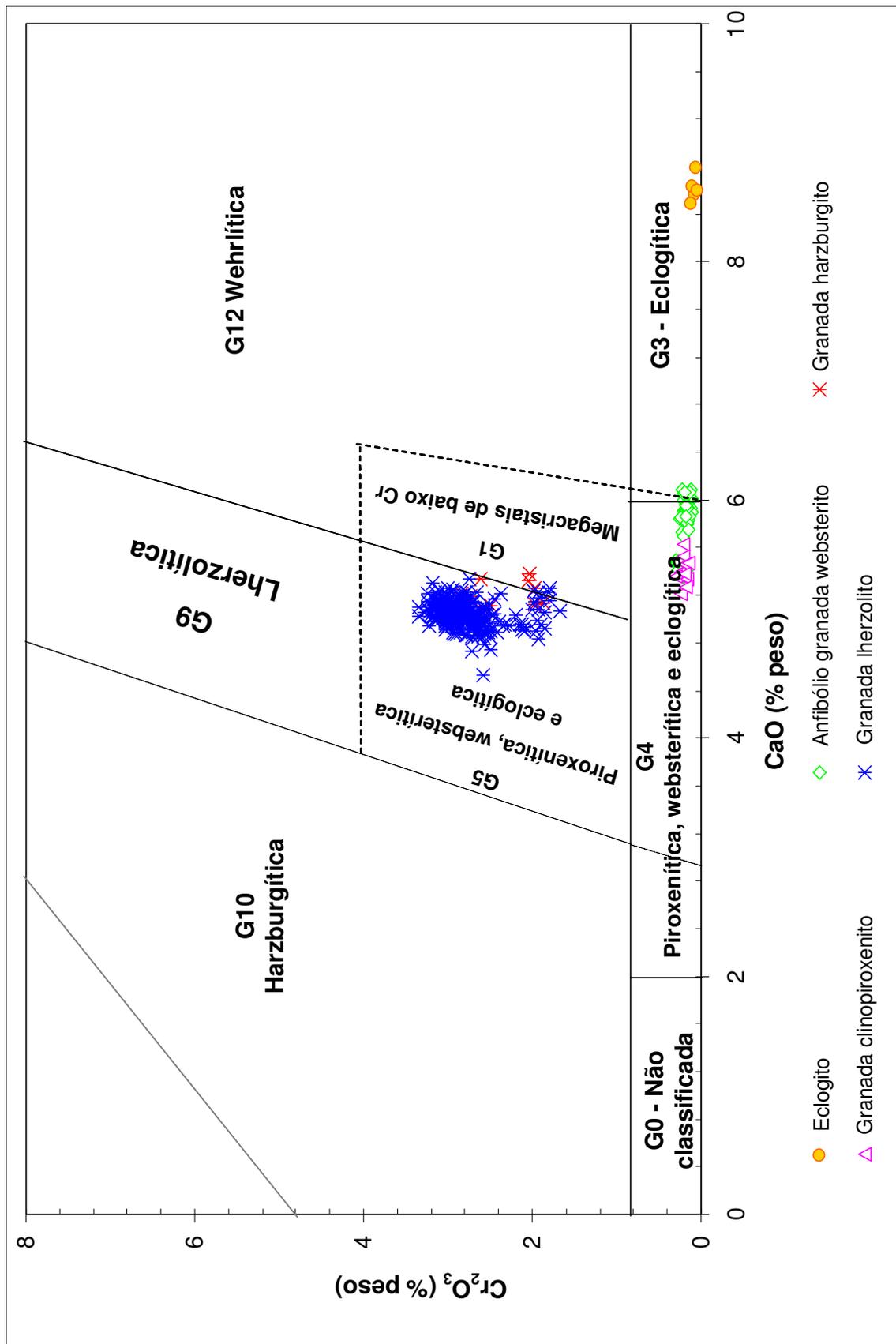


Figura 5.1. A. Classificação de granadas em diagrama Cr_2O_3 versus CaO de todas as granadas dos xenólitos do Canastra-01.

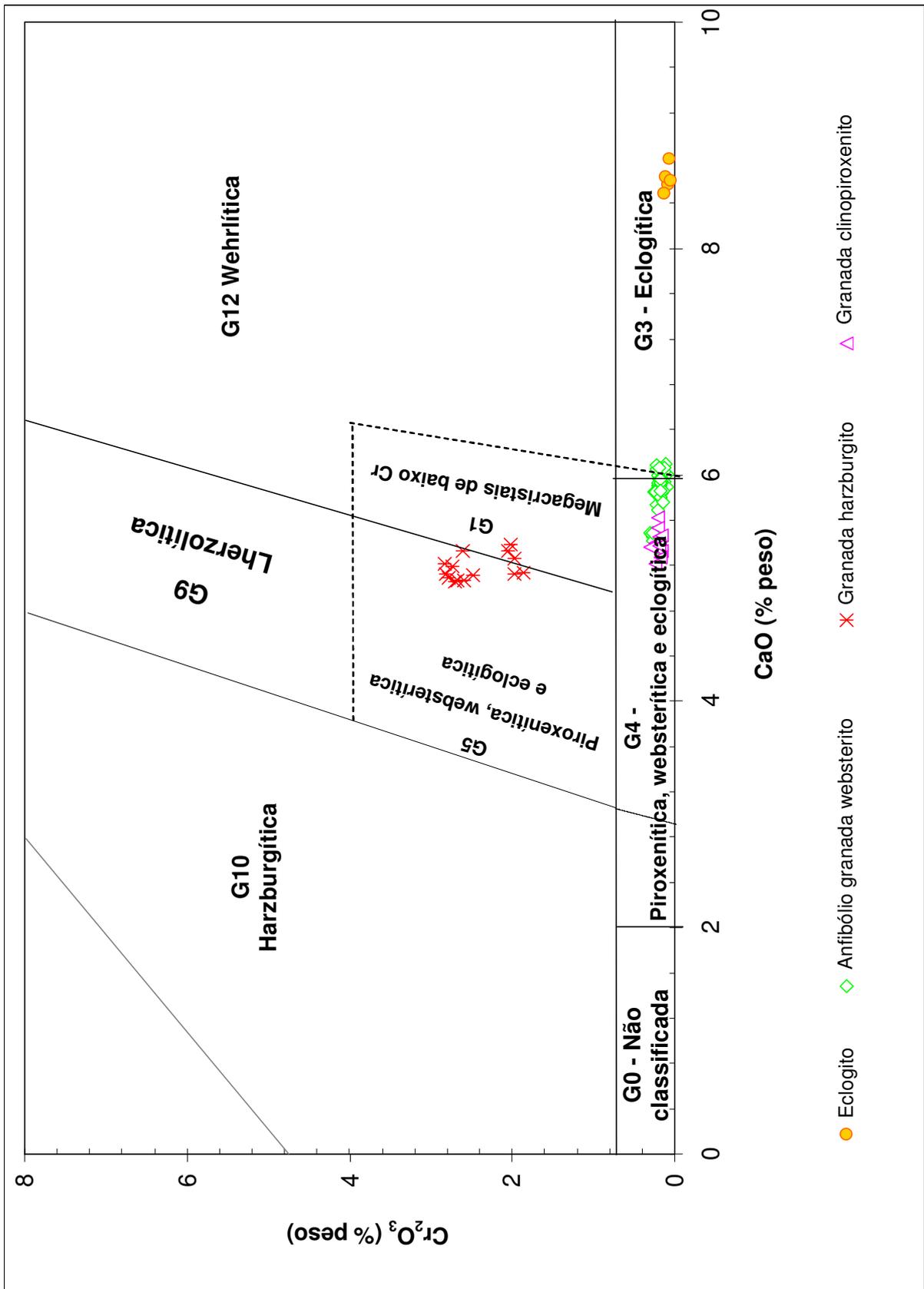


Figura 5.1. B. Classificação de granadas em diagrama Cr_2O_3 versus CaO das granadas dos xenólitos do Canastra-01, exceto as granadas dos granada lherzolitos, visando evidenciar que as granadas dos granada lherzolitos e granada harzburgitos estão sobrepostas.

Observando as Figura 5.1. A e B, nota-se que as análises de granada das amostras de anfibólio granada websterito e de granada clinopiroxenito correspondem ao grupo G4 (granadas piroxeníticas, websteríticas e eclogíticas) de Grütter *et al.* (2004). O eclogito corresponde ao grupo G3 (granadas eclogíticas), que apresenta limites composicionais próximos a granadas em alkremitos e granulitos.

As análises de granadas em granada lherzolitos e granada harzburgitos foram classificadas no grupo de granadas G9 (granadas lherzólíticas) de Grütter *et al.* (2004). Segundo o autor, granadas piroxeníticas são similares a granadas G9 (lherzólíticas), mas com conteúdo maior de Fe e moderado a baixo conteúdo de Cr são designadas granadas G5, desta forma esse grupo fica sobreposto ao grupo G9 no gráfico Ca *versus* Cr. No entanto o termo original deste grupo refere-se à categoria de granadas eclogíticas ricas em Fe. Considerando o algoritmo de Grütter *et al.* (2004) utilizado para concentrados minerais de origem desconhecida, tem-se que a aplicação para minerais de rochas conhecidas mostrou-se inconsistente para as análises de granadas de lherzolitos e harzburgitos do kimberlito Canastra-01. O Anexo IV apresenta a tabela com a aplicação deste algoritmo.

Foram executados perfis analíticos ao longo dos grãos com o objetivo de avaliar a importância da zonação presente neles, uma vez que suas composições químicas seriam utilizadas para cálculos geotermobarmétricos (Anexo I). Não foram observados padrões de zonação significativos para os elementos maiores. Os elementos menores apresentam variações composicionais que não foram objeto deste trabalho. A seguir serão descritos os resultados analíticos obtidos das granadas, por tipo de rocha.

5.2.1. GRANADA DO GRANADA LHERZOLITO

As análises representativas da granada do granada lherzolito são apresentadas na Tabela 5.2.1. Uma comparação dos elementos maiores analisados em granadas dos granada lherzolitos é apresentada na Tabela 5.2.2. A composição média das granadas é de Prp_{73,0} Alm_{13,9} Grs_{3,7}, segundo a razão almandina-grossulária-piropo (Figura 5.2.1). Na classificação de granadas de Grütter *et al.* (2004), as granadas dos granada lherzolitos foram classificadas como G9 (lherzólítica). Os elementos maiores, de um modo geral, não apresentam grandes diferenças na sua % em peso. A amostra Can99 apresenta as menores variações de TiO₂. O conteúdo de MnO varia de 0,05 a 0,27 %peso, que é consistente com uma região cratônica e de kimberlitos diamantíferos.

Tabela 5.2.1. Análises representativas das granadas dos granada lherzolitos.

Amostra	Can88	Can96	Can100	Can104
Cristal	1	1	1	1
Análise	P2	P5	P15	P3
SiO₂	42,42	42,24	42,35	42,02
TiO₂	0,67	0,68	0,56	0,67
Al₂O₃	21,31	21,09	21,27	21,22
Cr₂O₃	2,97	2,94	3,28	1,86
Fe₂O₃	0,00	1,82	0,00	1,22
FeO	7,99	6,06	7,11	6,24
MnO	0,19	0,23	0,14	0,08
MgO	20,16	21,12	20,50	20,75
CaO	5,09	5,24	5,06	5,06
NiO	0,01	0,05	0,00	0,04
Na₂O	0,00	0,06	0,15	0,22
Total	100,80	101,52	100,42	99,36
Si	6,080	5,933	6,008	6,004
Ti	0,062	0,072	0,060	0,072
Al	3,596	3,490	3,556	3,574
Cr	0,345	0,326	0,368	0,210
Fe³⁺	0,000	0,195	0,000	0,130
Fe²⁺	0,879	0,723	0,847	0,740
Mn	0,021	0,027	0,017	0,009
Mg	4,238	4,422	4,335	4,421
Ca	0,775	0,789	0,768	0,774
Ni	0,003	0,005	0,000	0,005
Na	0,000	0,016	0,042	0,061
Total	16,000	16,000	16,000	16,000
mg#	81,7	85,9	83,7	85,7

Normalização a 16 cátions e 24 O

Tabela 5.2.2. Comparação entre elementos maiores em granadas dos granada lherzolitos.

Elemento (% peso)	Can88	Can89	Can96	Can97	Can99	Can100	Can101	Can104
Al ₂ O ₃	21,06 a 21,88	20,99 a 21,66	20,83 a 24,84	21,07 a 22,11	21,23 a 22,04	20,86 a 21,58	20,95 a 21,33	21,03 a 21,66
CaO	4,88 a 5,34	4,85 a 5,23	4,53 a 5,26	4,73 a 5,23	4,83 a 5,09	4,94 a 5,31	4,97 a 5,22	4,96 a 5,26
Cr ₂ O ₃	2,62 a 3,06	2,48 a 3,03	2,58 a 3,34	2,33 a 3,15	1,85 a 3,03	2,89 a 3,34	2,37 a 2,58	1,67 a 2,00
TiO ₂	0,54 a 0,71	0,55 a 0,71	0,57 a 0,76	0,50 a 0,69	0,33 a 0,45	0,51 a 0,71	0,55 a 0,66	0,61 a 0,71
FeO	6,27 a 7,99	5,89 a 7,79	5,52 a 7,98	5,55 a 7,26	5,80 a 7,48	5,66 a 7,73	5,86 a 7,85	6,24 a 7,43
MnO	0,05 a 0,24	0,08 a 0,28	0,10 a 0,24	0,12 a 0,27	0,08 a 0,25	0,11 a 0,25	0,14 a 0,23	0,08 a 0,16
mg#	81,7 a 85,3	82,4 a 86,3	81,9 a 86,7	83,4 a 87,1	82,9 a 86,5	82,2 a 86,8	81,9 a 86,0	83,2 a 85,7

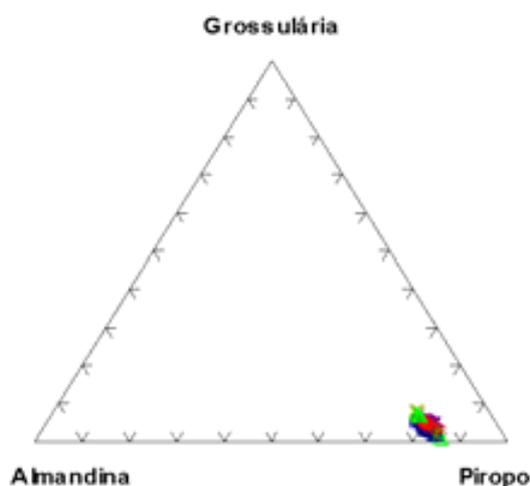


Figura 5.2.1. Composição das granadas dos granada lherzolitos.

5.2.2. GRANADA DO GRANADA HARZBURGITO

As análises representativas das granadas dos granada harzburgitos estão apresentadas na Tabela 5.2.3. A composição média das granadas dos granada harzburgitos é Prp_{73,0} Alm_{13,3} Grs_{4,9} (Figura 5.2.2). As granadas dos granada harzburgitos estão classificadas como G9 (lherzolítica), segundo a classificação de granadas de Grütter *et al.* (2004). As granadas dos granada harzburgitos apresentam uma variação no conteúdo de TiO₂ de

0,51 a 0,78 % peso, MnO tem uma variação entre 0,03 e 0,18 % peso e mg# varia de 82,4 a 87,0. Os elementos maiores são muito semelhantes às análises das granadas dos granada lherzolitos. Os conteúdos de Ti e Mn revelam metassomatismo e associação com kimberlitos diamantíferos, respectivamente.

Tabela 5.2.3. Análises representativas das granadas do granada harzburgito.

Amostra	Can106	Can123
Cristal	1	1
Análise	P6	P23
SiO₂	41,21	42,24
TiO₂	0,58	0,75
Al₂O₃	20,66	20,70
Cr₂O₃	2,83	1,98
Fe₂O₃	1,80	0,00
FeO	6,03	5,60
MnO	0,10	0,15
MgO	20,29	20,53
CaO	5,22	5,13
NiO	0,02	0,07
Na₂O	0,18	0,38
Total	98,91	97,51
Si	5,949	6,126
Ti	0,063	0,082
Al	3,515	3,539
Cr	0,323	0,227
Fe³⁺	0,194	0,000
Fe²⁺	0,719	0,660
Mn	0,012	0,018
Mg	4,367	4,439
Ca	0,807	0,796
Ni	0,002	0,008
Na	0,052	0,106
Total	16,000	16,000
mg#	85,9	87,0

Normalização a 16 cátions e 24 O

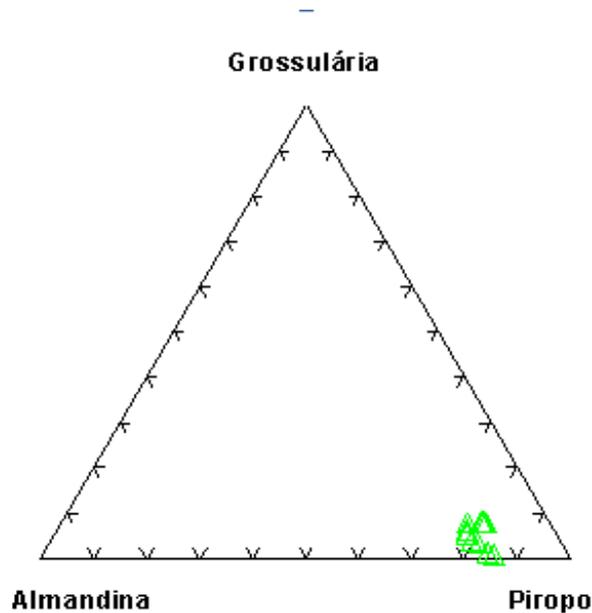


Figura 5.2.2. Composição das granadas dos granada harzburgitos.

5.2.3. GRANADA DO ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO

A Tabela 5.2.4 apresenta os resultados analíticos representativos de granada em anfibólio granada websteritos. Segundo a razão piropo-almandina-grossulária, as granadas do anfibólio granada websterito têm composição média de $\text{Prp}_{45,7} \text{ Alm}_{37,5} \text{ Grs}_{15,2}$ (Figura 5.2.3). Na classificação de granadas de Grütter *et al.* (2004), a granada do anfibólio granada websterito foi classificada como G4 (piroxenítica, websterítica e eclogítica).

Os resultados analíticos de granadas em anfibólio granada websteritos revelam uma pequena variação no conteúdo de CaO (5,33 a 6,09 % peso), TiO_2 varia de 0,00 a 0,58 % peso, MnO tem variação de 0,38 a 0,74 % peso e mg# apresenta uma variação entre 52,08 e 61,50. O conteúdo de Ti > 0,4 % peso indica metassomatismo e MnO > 0,36 que não indica uma relação com kimberlitos diamantíferos.

Os resultados dos elementos CaO e TiO_2 das análises de granadas dos anfibólio granada websteritos são consistentes com os resultados de granadas, obtidas por Winter (1997). Cabe ressaltar que Winter (1997) obteve seus resultados em amostras de concentrados de minerais indicadores do kimberlito Canastra-01.

Tabela 5.2.4. Análises representativas das granadas do anfibólio granada websterito.

Amostra	Can95	Can203
Cristal	2	2
Análise	P1	P38
SiO₂	39,02	39,70
TiO₂	0,03	0,05
Al₂O₃	22,65	23,42
Cr₂O₃	0,24	0,23
Fe₂O₃	2,95	0,88
FeO	15,92	17,51
MnO	0,60	0,46
MgO	13,06	11,91
CaO	5,40	5,85
NiO	0,00	0,06
Na₂O	0,00	0,14
Total	99,88	100,21
Si	5,825	5,903
Ti	0,004	0,005
Al	3,984	4,105
Cr	0,029	0,027
Fe³⁺	0,331	0,099
Fe²⁺	1,984	2,183
Mn	0,075	0,058
Mg	2,906	2,640
Ca	0,863	0,932
Ni	0,000	0,007
Na	0,000	0,040
Total	16,000	16,000
mg#	59,4	54,7

Normalização a 16 cátions e 24 O

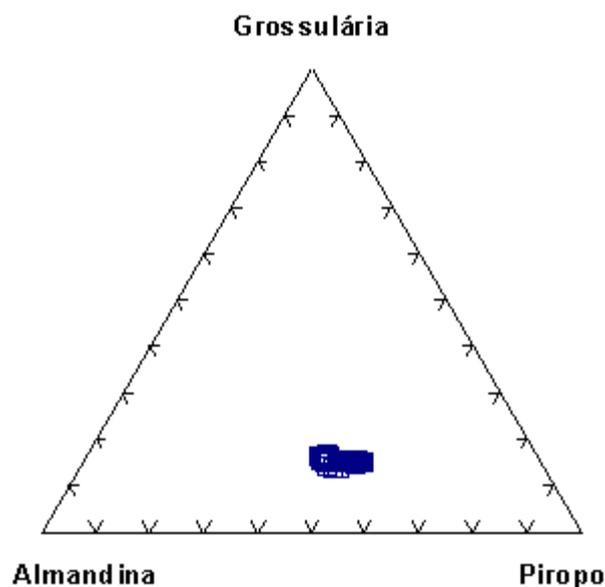


Figura 5.2.3. Composição das granadas do anfibólio granada websterito.

5.2.4. GRANADA DO GRANADA CLINOPIROXENITO

Os resultados analíticos representativos de granadas do granada clinopiroxenito são apresentados na Tabela 5.2.5. Os resultados de química mineral do granada clinopiroxenito revelam um conteúdo de CaO entre 5,21 e 5,62 %peso, MnO varia de 0,18 a 0,28 % peso e conteúdo de TiO₂ que varia de 0,46 a 0,54 %peso. A Figura 5.2.4 mostra a composição das granadas do granada clinopiroxenito. Na classificação de granadas de Grütter *et al.* (2004), a granada do granada clinopiroxenito foi classificada como G4 (piroxenítica, websterítica e eclogítica).

Conforme indica o trabalho de Menzies *et al.* (2004), o ponto de corte de TiO₂ >0,4 % peso é utilizado como um indicador de metassomatismo no manto. O conteúdo de MnO < 0,36 %peso em granadas, adotado por Grütter *et al.* (2004), indica uma relação com regiões cratônicas e de kimberlitos diamantíferos. Assim, o conteúdo de Ti e Mn na granada do clinopiroxenito indicam metassomatismo e relação com kimberlitos diamantíferos, respectivamente.

Tabela 5.2.5. Análises representativas da granada do granada clinopiroxenito.

Amostra	Can94	Can94
Cristal	1	1
Análise	P1	P11
SiO₂	42,19	42,16
TiO₂	0,52	0,53
Al₂O₃	23,01	22,92
Cr₂O₃	0,23	0,30
Fe₂O₃	0,00	0,00
FeO	8,30	7,99
MnO	0,19	0,23
MgO	19,29	18,99
CaO	5,37	5,36
NiO	0,02	0,00
Na₂O	0,00	0,18
Total	99,12	98,57
Si	6,057	6,085
Ti	0,056	0,057
Al	3,893	3,882
Cr	0,027	0,034
Fe³⁺	0,000	0,000
Fe²⁺	0,985	0,948
Mn	0,023	0,028
Mg	4,129	4,086
Ca	0,827	0,829
Ni	0,003	0,000
Na	0,000	0,050
Total	16,000	16,000
mg#	80,7	81,2

Normalização a 16 cátions e 24 O

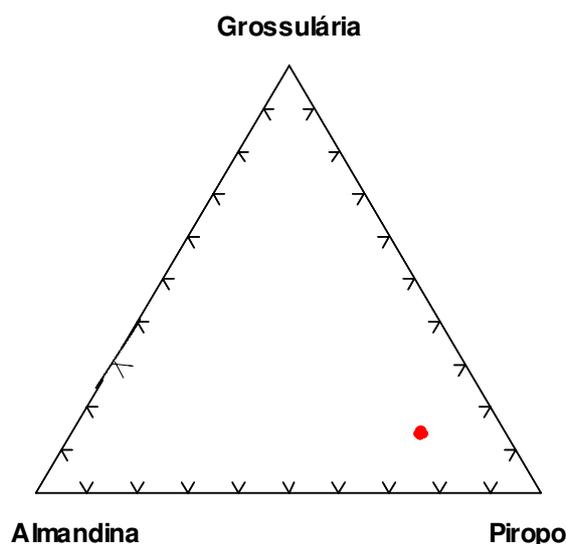


Figura 5.2.4. Composição da granada do granada clinopiroxenito.

5.2.5. GRANADA DO ECLOGITO

Os resultados analíticos representativos da granada do eclogito são apresentados na Tabela 5.2.6. A Figura 5.2.5 mostra que a composição da granada do eclogito é $\text{Prp}_{52,6} \text{ Alm}_{23,1} \text{ Grs}_{23,5}$ e é classificada como granada do grupo G3 (eclogíticas), segundo a classificação de granadas de Grütter *et al.* (2004).

A granada do eclogito apresenta conteúdo de CaO e TiO_2 que variam, respectivamente, de 8,50 a 8,80 %peso e 0,18 a 0,25 %peso, que é consistente com os resultados analíticos de granadas do kimberlito Canastra-01 definidos por Winter (1997). As granadas de concentrados do Canastra-01 têm um conteúdo de CaO que varia de 4 a 12 %peso e TiO_2 entre 0,1 e 1 %peso (Winter, 1997).

A determinação da fácies grafita-diamante em granadas de eclogitos foi definida por Grütter and Quadling (1999), baseado no conteúdo de $\text{Na}_2\text{O} \geq 0,07$ % peso. As considerações dos autores sobre o conteúdo de Na_2O em granadas eclogíticas mostram que o intervalo $\geq 0,03$ a $> 0,17$ %peso está no limite da transição grafita-diamante típica de áreas cratônicas. O limite de $\text{Na}_2\text{O} > 0,07$ %peso permite diferenciar a fácies grafita e a fácies diamante em composições eclogíticas. O conteúdo de Na_2O (variação entre 0,15 e 0,43 % peso) da granada do eclogito do Canastra-01 encontra-se na fácies diamante. Além disso, a variação do conteúdo de MnO de 0,23 a 0,33 % peso indicar associação com kimberlitos diamantíferos, conforme valor definido por Grütter *et al.* (2004).

Tabela 5.2.6. Análises representativas da granada do eclogito.

Amostra	Can147	Can147
Cristal	1	1
Análise	P13	P22
SiO₂	41,35	42,16
TiO₂	0,18	0,22
Al₂O₃	23,62	24,56
Cr₂O₃	0,06	0,05
Fe₂O₃	0,00	0,00
FeO	11,02	10,53
MnO	0,33	0,31
MgO	13,37	14,21
CaO	8,80	8,61
NiO	0,05	0,00
Na₂O	0,15	0,40
Total	98,94	101,03
Si	6,101	6,041
Ti	0,020	0,023
Al	4,108	4,147
Cr	0,007	0,005
Fe³⁺	0,000	0,000
Fe²⁺	1,340	1,279
Mn	0,042	0,037
Mg	2,942	3,035
Ca	1,391	1,321
Ni	0,006	0,000
Na	0,044	0,111
Total	16,000	16,000
mg#	68,7	70,3

Normalização a 16 cátions e 24 O

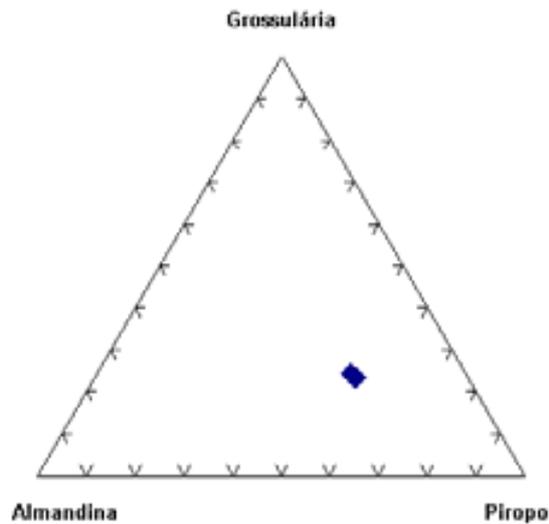


Figura 5.2.5. Composição da granada do eclogito.

5.3. CLINOPIROXÊNIO

Foram realizadas um total de 179 análises em clinopiroxênios de eclogito, anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito, espinélio websterito e granada lherzolito. Os clinopiroxênios apresentam variação composicional entre os tipos onfacita, aegerina-augita e diopsídio, seguindo a classificação de Morimoto (1990). As análises foram realizadas em perfil (borda-centro-borda) e, em outros, foram escolhidos pontos aleatórios no grão. A Figura 5.3.1 mostra o diagrama Q-J para os clinopiroxênios dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

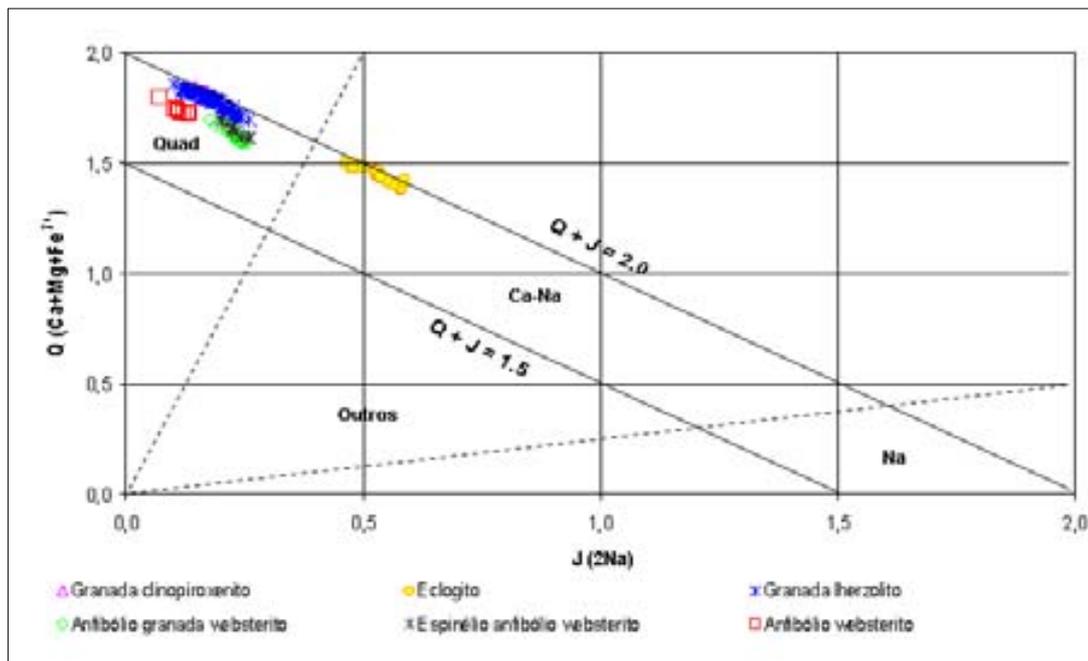


Figura 5.3.1. Diagrama Q-J para clinopiroxênios.

5.3.1. CLINOPIROXÊNIO DO GRANADA LHERZOLITO

A Tabela 5.3.1 mostra as análises representativas de granada lherzolito. A Tabela 5.3.2 mostra comparação entre o conteúdo dos elementos maiores das análises dos clinopiroxênios dos granada lherzolitos. As amostras de granada lherzolitos apresentam clinopiroxênios classificados como augita (Figura 5.3.2). Com exceção das amostras Can101 e Can104, observa-se que as demais amostras apresentam tendência de composição cálcica para mais rica em ferro (Fe^{2+}), indicando uma origem de um protolito mais fértil. Observa-se que o teor de FeO tem variação muito grande de seus valores, de 0,04 a 4,14 %peso, nas amostras Can88 a Can100. Em duas amostras (Can101 e Can104), FeO tem uma pequena variação, de 2,07 a 3,91 %peso, sendo essas amostras com teores mais elevados, comparados às demais amostras de granada lherzolito. O conteúdo de CaO varia entre 14,99 e 17,85 %peso. A Figura 5.3.3 mostra os membros finais dos clinopiroxênios dos granada lherzolitos.

Tabela 5.3.1. Análises representativas do clinopiroxênio do granada lherzolito.

Amostra	Can88	Can96	Can100	Can104
Cristal	1	1	1	2
Análise	P10	P6	P2	P14
SiO₂	55,00	55,50	54,84	54,61
TiO₂	0,24	0,18	0,23	0,21
Al₂O₃	2,01	1,93	1,97	1,97
Cr₂O₃	0,54	0,67	0,73	0,80
Fe₂O₃	1,75	0,00	1,00	1,38
FeO	2,20	4,14	2,99	2,64
MnO	0,13	0,007	0,10	0,12
MgO	19,56	19,97	20,01	19,74
CaO	16,58	16,44	16,65	16,59
NiO	0,12	0,10	0,08	0,11
Na₂O	1,54	0,89	1,16	1,29
K₂O	0,06	0,04	0,05	0,05
Total	99,74	99,92	99,83	99,49
Sítio T				
Si	1,976	1,997	1,971	1,970
Al	0,024	0,003	0,029	0,030

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.3.1. Análises representativas do clinopiroxênio do granada lherzolito.

Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000
Sítio M1				
Mg	0,870	0,898	0,919	0,881
Cr	0,015	0,019	0,021	0,023
Al	0,061	0,078	0,054	0,054
Fe ³⁺	0,047	0,000	0,000	0,037
Ti	0,006	0,005	0,006	0,006
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	1,000	1,000	1,000	1,000
Sítio M2				
Ca	0,638	0,634	0,641	0,641
Mg	0,178	0,173	0,154	0,181
Fe ²⁺	0,066	0,124	0,090	0,079
Na	0,107	0,062	0,081	0,090
Mn	0,004	0,002	0,003	0,004
K	0,003	0,002	0,002	0,002
Ni	0,004	0,003	0,002	0,003
Total	1,000	1,000	1,000	1,000
mg#	94,1	89,6	92,3	93,1

Normalização a 4 cátions e 6 O

Tabela 5.3.2. Comparação entre as variações dos elementos maiores dos clinopiroxênios dos granada lherzolitos.

Elemento (% peso)	Clinopiroxênios dos Granada lherzolitos							
	Can88	Can89	Can96	Can97	Can99	Can100	Can101	Can104
CaO	16,34 a 18,20	16,63 a 16,81	16,36 a 16,87	17,03 a 17,26	14,99 a 17,85	16,65 a 16,95	16,66 a 17,04	16,45 a 16,85
MgO	19,11 a 20,03	19,49 a 19,91	19,48 a 20,31	19,34 a 20,08	19,04 a 21,95	19,42 a 20,14	19,49 a 19,81	19,18 a 19,74
FeO	0,55 a 4,03	0,82 a 4,05	0,40 a 4,14	0,18 a 3,59	0,04 a 3,46	0,54 a 2,80	2,07 a 3,80	2,64 a 3,91
TiO ₂	0,17 a 0,25	0,17 a 0,21	0,17 a 0,26	0,18 a 0,26	0,10 a 0,15	0,16 a 0,24	0,19 a 0,27	0,17 a 0,25
Cr ₂ O ₃	0,54 a 0,84	0,64 a 0,79	0,67 a 0,85	0,70 a 0,92	0,72 a 0,87	0,67 a 0,80	0,63 a 0,87	0,66 a 0,80
Mg#	89,7 a 98,5	89,7 a 97,7	89,6 a 98,9	90,7 a 99,5	90,9 a 99,9	90,3 a 99,7	90,2 a 94,5	89,9 a 93,1

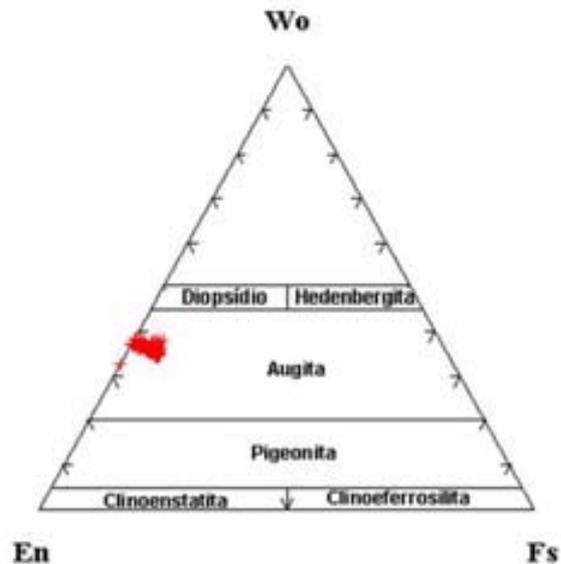


Figura 5.3.2. Classificação dos clinopiroxênios dos granada lherzolitos.

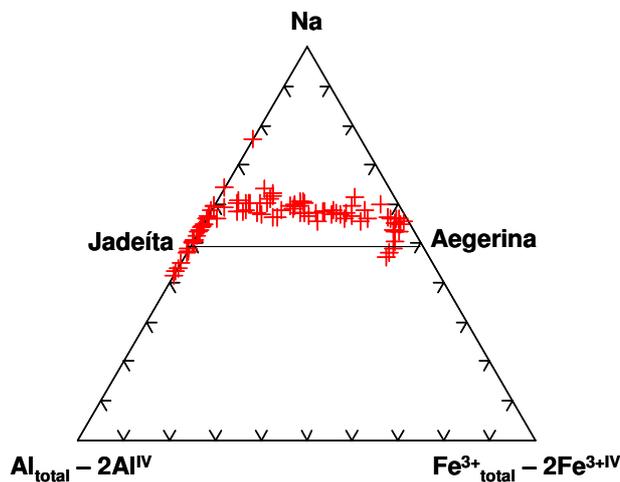


Figura 5.3.3. Membros finais dos clinopiroxênios dos granada lherzolitos.

5.3.2. CLINOPIROXÊNIO DO ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO E ESPINÉLIO ANFIBÓLIO WEBSTERITO

As Tabelas 5.3.3 e 5.3.4 apresentam as análises representativas dos clinopiroxênios do anfibólio granada websterito e espinélio anfibólio websterito, respectivamente. No anfibólio granada websterito e espinélio anfibólio websterito, os clinopiroxênios são classificados como diopsídio (Figuras 5.3.4 A e B).

Na amostra Can95, a variação de CaO é de 20,32 a 21,40 %peso, mg# varia de 83,4 a 93,5 e FeO tem variação entre 1,59 e 4,65 %peso. Os conteúdos médios de TiO₂ e Cr₂O₃ são de 0,34 %peso e 0,28 %peso, respectivamente. Uma amostra de anfibólio granada websterito (Can203) apresenta teores de CaO, mg# e FeO que variam,

respectivamente: 88,70 a 96,30, 12,88 a 13,31 %peso e 0,93 a 3,00 %peso. O conteúdo médio de TiO_2 é de 0,86 %peso e de Cr_2O_3 é de 0,14 %peso. Comparando os resultados analíticos de mg# com aqueles obtidos de clinopiroxênios em granada websteritos do maciço Saramta, margem sudoeste do cráton siberiano, nota-se que há uma grande diferença. Nos clinopiroxênios de granada websteritos no maciço Saramta, o mg# varia de 78,0 a 83,0 (Ota *et al.*, 2004).

Os resultados das análises de espinélio anfibólio websterito mostram que o teor de CaO varia de 20,72 a 22,09 %peso, MgO varia de 12,74 a 14,07 %peso e grande variação de FeO entre 0,88 e 3,45 %peso. Os conteúdos médios de TiO_2 e Cr_2O_3 são, respectivamente, 0,35 %peso e 0,36 %peso. Na tabela 5.3.3 mostra análises representativas de clinopiroxênios de espinélio anfibólio websterito. O conteúdo de mg# é de 90,92.

As Figuras 5.3.5 A e B mostram os membros finais do clinopiroxênio do anfibólio granada websterito e do espinélio anfibólio websterito, respectivamente. Em uma amostra de anfibólio granada websterito o componente jadeíta tende a aumentar na borda do clinopiroxênio (Can203) e em outra amostra (Can95), o componente aegerina é maior no núcleo do que na borda do clinopiroxênio. No espinélio anfibólio websterito, o componente aegerina tende a ser mais elevado na borda do clinopiroxênio, enquanto que no núcleo há tendência crescente para o componente jadeíta. O excesso de Na_2O (valores acima da linha jadeíta-aegerina) indica que o Na participa de outro (s) membro (s) final (is) além desses dois.

Tabela 5.3.3. Análises representativas do clinopiroxênio do anfibólio granada websterito.

Amostra	Can95	Can203
Cristal	3	1
Análise	P1	P29
SiO₂	51,07	50,14
TiO₂	0,37	0,80
Al₂O₃	6,52	6,09
Cr₂O₃	0,35	0,16
Fe₂O₃	2,08	3,90
FeO	3,88	2,10

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.3.3. Análises representativas do clinopiroxênio do anfibólio granada

websterito.

MnO	0,05	0,06
MgO	12,88	13,14
CaO	21,20	21,84
NiO	0,07	0,04
Na₂O	1,56	1,51
K₂O	0,00	0,01
Total	100,01	99,80

Sítio T

Si	1,872	1,845
Al	0,128	0,155
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000

Sítio M1

Mg	0,704	0,721
Cr	0,010	0,005
Al	0,153	0,108
Fe³⁺	0,057	0,108
Ti	0,010	0,022
Fe²⁺	0,065	0,036
Total	1,000	1,000

Sítio M2

Ca	0,832	0,861
Mg	0,000	0,000
Fe²⁺	0,054	0,028
Na	0,111	0,107
Mn	0,001	0,002
K	0,000	0,001
Ni	0,002	0,001
Total	1,000	1,000

mg#	85,5	91,8
------------	-------------	-------------

Normalização a 4 cátions e 6 O

Tabela 5.3.4. Análises representativas do clinopiroxênio do espinélio anfibólio websterito.

Amostra	Can150	Can150
Cristal	1	2
Análise	P1	P4
SiO ₂	50,66	51,12
TiO ₂	0,36	0,27
Al ₂ O ₃	6,25	5,74
Cr ₂ O ₃	0,36	0,35
Fe ₂ O ₃	1,75	3,10
FeO	3,45	1,82
MnO	0,08	0,11
MgO	12,84	13,67
CaO	21,15	21,51
NiO	0,09	0,03
Na ₂ O	1,54	1,61
K ₂ O	0,01	0,00
Total	98,54	99,33
Sítio T		
Si	1,882	1,879
Al	0,118	0,121
Fe ³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,711	0,749
Cr	0,011	0,010
Al	0,156	0,127
Fe ³⁺	0,048	0,085
Ti	0,010	0,007
Fe ²⁺	0,064	0,022
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,842	0,847
Mg	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,041	0,034

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.3.4. Análises representativas do clinopiroxênio do espínélio anfíbólio websterito.

Na	0,111	0,115
Mn	0,003	0,003
K	0,000	0,000
Ni	0,000	0,001
Total	1,000	1,000
<hr/>		
mg#	87,1	93,1
<hr/>		
Normalização a 4 cátions e 6 O		

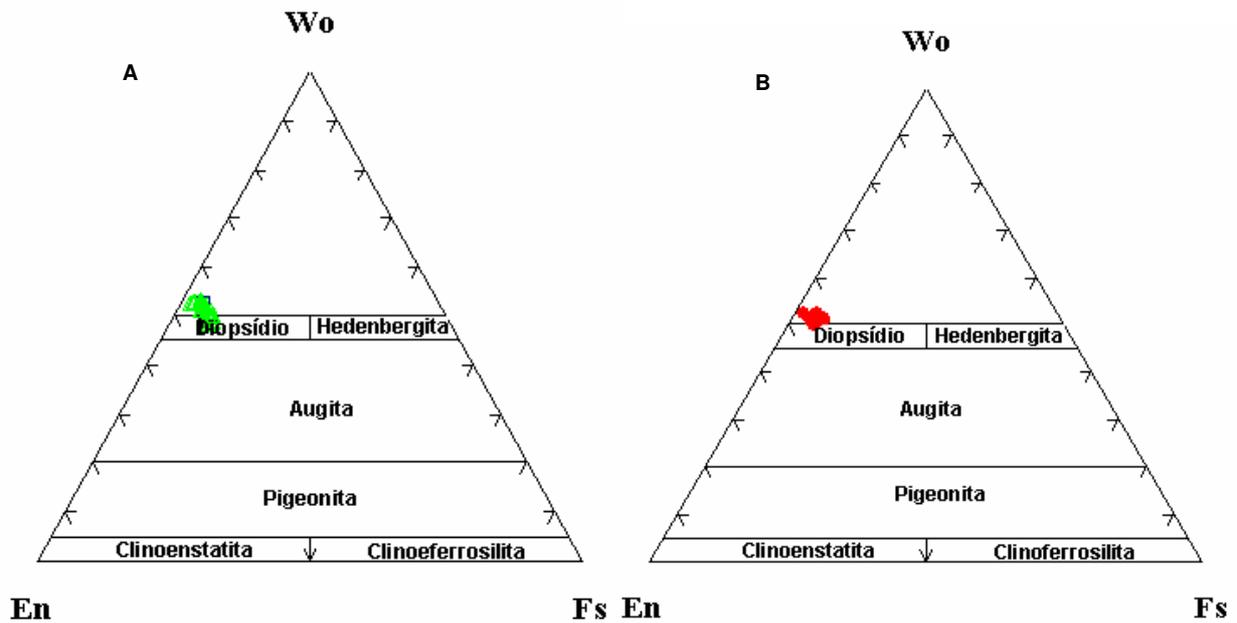


Figura 5.3.4. Classificação do clinopiroxênio do anfíbólio granada websterito (A) e espínélio anfíbólio websterito (B).

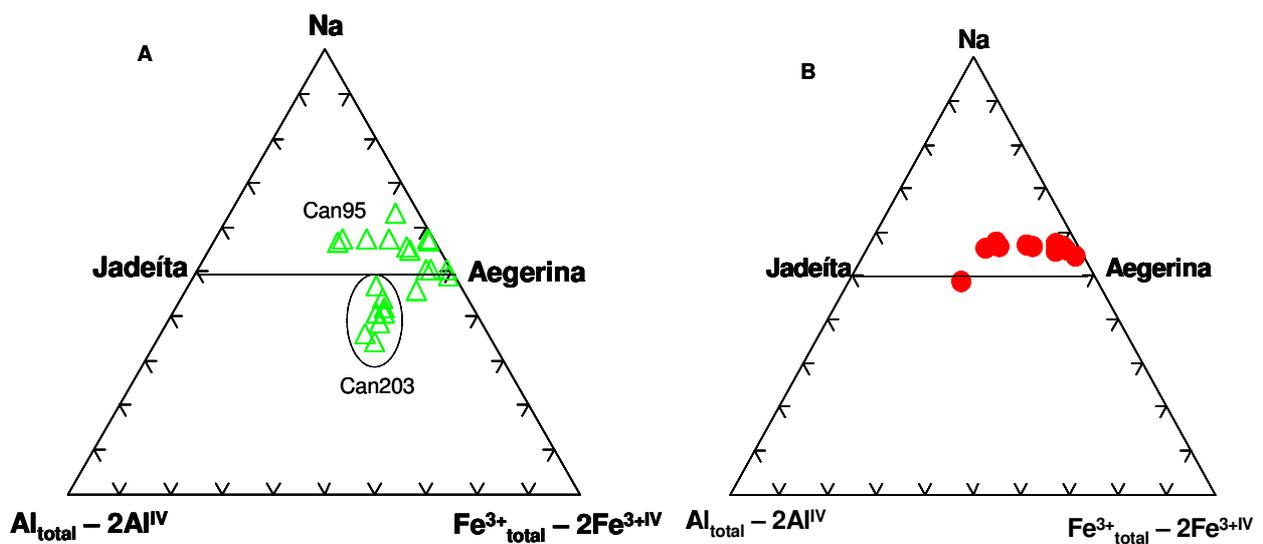


Figura 5.3.5. Série dos membros finais dos clinopiroxênios: A) anfíbólio granada websterito; B) espínélio anfíbólio websterito.

5.3.3. CLINOPIROXÊNIO DO ANFIBÓLIO WEBSTERITO

A Tabela 5.3.5 mostra as análises representativas do clinopiroxênio do anfibólio websterito. O clinopiroxênio do anfibólio websterito é classificado como diopsídio (Figura 5.3.6 A). A Figura 5.3.6 B mostra que há uma deficiência de Na para a série jadeíta-aegerina, que ocorre no núcleo do clinopiroxênio, indicando que Al^{VI} e Fe^{3+VI} compõem outros membros finais. A variação do conteúdo de CaO, MgO e FeO é de, respectivamente: 22,02 a 23,42 %peso, 13,36 a 14,19 %peso e 2,08 a 3,89 %peso. O teor Cr_2O_3 varia de 0,38 a 0,50 %peso.

Tabela 5.3.5. Análises representativas do clinopiroxênio do anfibólio websterito.

Amostra	Can127	Can127
Cristal	1	2
Análise	P1	P4
SiO₂	50,04	50,73
TiO₂	0,20	0,24
Al₂O₃	5,51	5,05
Cr₂O₃	0,40	0,48
Fe₂O₃	3,77	1,59
FeO	2,08	3,89
MnO	0,09	0,11
MgO	13,42	13,95
CaO	23,40	23,10
NiO	NA	0,05
Na₂O	0,84	0,50
K₂O	0,02	0,01
Total	99,77	99,70
Sítio T		
Si	1,847	1,873
Al	0,153	0,127
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.3.5. Análises representativas do clinopiroxênio do anfibólio websterito.

Sítio M1		
Mg	0,738	0,768
Cr	0,012	0,014
Al	0,087	0,093
Fe ³⁺	0,105	0,044
Ti	0,005	0,007
Fe ²⁺	0,053	0,074
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,925	0,914
Mg	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,011	0,045
Na	0,060	0,036
Mn	0,003	0,003
K	0,001	0,001
Ni	0,000	0,001
Total	1,000	1,000
mg#	92,0	86,5

Normalização a 4 cátions e 6 O
 NA: não analisado

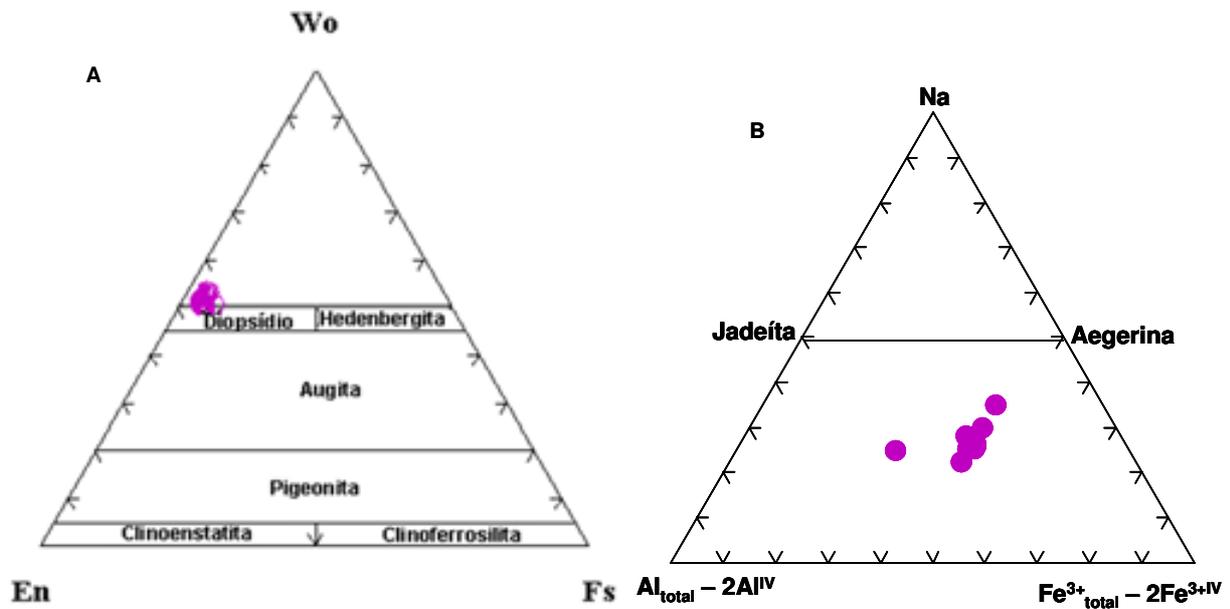


Figura 5.3.6: A) Classificação do clinopiroxênio do anfibólio websterito; B) Série dos membros finais dos clinopiroxênios do anfibólio websterito.

5.3.4. CLINOPIROXÊNIO DO GRANADA CLINOPIROXENITO

A Tabela 5.3.6 apresenta os resultados de análises representativas do clinopiroxênio do granada clinopiroxenito. A Figura 5.3.7 A mostra a classificação do clinopiroxênio do granada clinopiroxenito. O clinopiroxênio é classificado como augita. A Figura 5.3.7 B mostra os membros finais sódicos, onde jadeíta passa para aegerina da borda para o núcleo do clinopiroxênio.

O clinopiroxênio tem composição de CaO entre 17,92 e 18,18 %peso e FeO varia entre 0,50 e 4,18 %peso. O conteúdo de TiO₂ apresenta uma variação entre 0,16 e 0,19 %peso e Cr₂O₃ varia em de 0,03 a 0,10 %peso. A variação do mg# é de 89,02 a 99,36.

Tabela 5.3.6. Análises representativas do clinopiroxênio do granada clinopiroxenito.

Amostra	Can94	Can94
Cristal	1	1
Análise	P3	P14
SiO₂	54,30	54,23
TiO₂	0,16	0,18
Al₂O₃	1,97	2,02
Cr₂O₃	0,10	0,03
Fe₂O₃	0,00	2,89
FeO	4,18	1,43
MnO	0,11	0,14
MgO	18,37	18,20
CaO	17,92	18,18
NiO	0,02	0,09
Na₂O	1,03	1,60
K₂O	0,05	0,05
Total	98,21	99,03
Sítio T		
Si	1,993	1,971
Al	0,007	0,029
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.3.6. Análises representativas do clinopiroxênio do granada clinopiroxenito.

Sítio M1		
Mg	0,915	0,859
Cr	0,003	0,001
Al	0,078	0,057
Fe ³⁺	0,000	0,078
Ti	0,004	0,005
Fe ²⁺	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,704	0,708
Mg	0,090	0,128
Fe ²⁺	0,126	0,043
Na	0,073	0,113
Mn	0,004	0,004
K	0,002	0,002
Ni	0,001	0,003
Total	1,000	1,000
mg#	88,9	95,8

Normalização a 4 cátions e 6 O

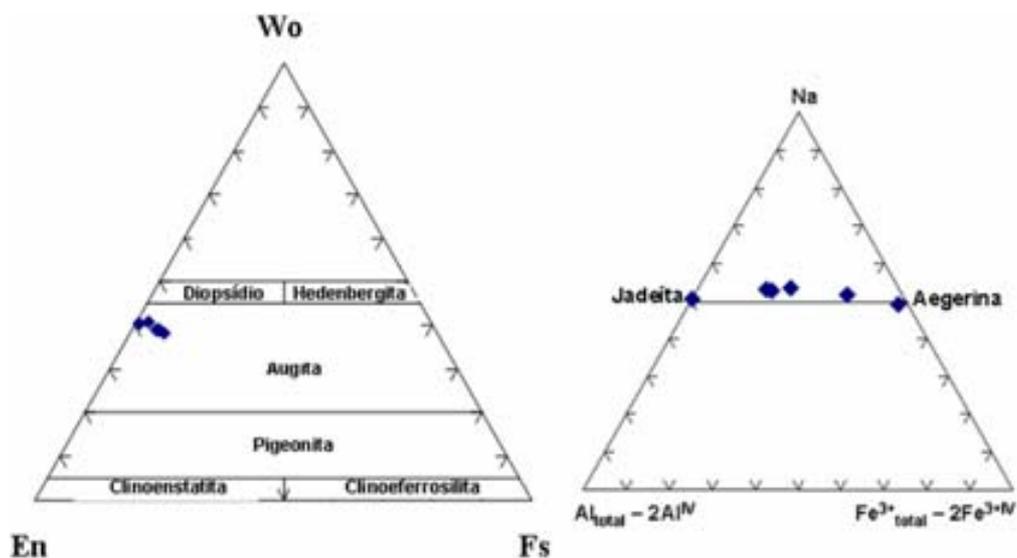


Figura 5.3.7: A) Classificação do clinopiroxênio do granada clinopiroxenito; B) Membros finais sódicos do clinopiroxênio do granada clinopiroxenito.

5.3.5. CLINOPIROXÊNIO DO ECLOGITO

A Tabela 5.3.7 apresenta os resultados de análises representativas do cliopiroxênio do eclogito. A Figura 5.3.8 A mostra a classificação dos clinopiroxênios dos eclogitos, que são onfacitas. A Figura 5.3.8 B mostra que os membros finais clinopiroxênios do eclogito são mais ricos em jadeíta no núcleo do clinopiroxênio.

A variação composicional de CaO é de 18,19 a 18,53 %peso e FeO varia entre 0,15 e 2,88 %peso. O conteúdo de TiO₂ apresenta variação entre 0,22 e 0,28 %peso e Cr₂O₃, varia de 0,03 a 0,13 %peso. A variação do mg# dos clinopiroxênios nos eclogitos apresenta uma variação de 89,9 a 98,5. Nota-se que no eclogito do kimberlito Canastra-01, a textura *spongy*, que pode indicar um evento metassomático. Essa característica permite uma comparação com a assembléia granada-onfacita dos eclogitos do kimberlito Udachnaya, Rússia. Os eclogitos de Udachnaya também apresentam textura *spongy* em clinopiroxênios alterados, além disso, apresentam quelifitização nas granadas e a presença de flogopita, sendo relacionada a vários eventos metassomáticos (Anand *et al.*, 2004).

Tabela 5.3.7. Análises representativas do clinopiroxênio do eclogito.

Amostra	Can147	Can147
Cristal	1	1
Análise	P11	P32
SiO ₂	55,21	54,56
TiO ₂	0,23	0,27
Al ₂ O ₃	6,22	6,15
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08
Fe ₂ O ₃	0,00	2,01
FeO	2,88	0,86
MnO	0,01	0,01
MgO	13,02	13,00
CaO	18,42	18,38
NiO	0,03	0,00
Na ₂ O	3,32	3,82
K ₂ O	0,03	0,06
Total	99,43	99,20

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.3.7. Análises representativas do clinopiroxênio do eclogito.

Sítio T		
Si	1,993	1,969
Al	0,007	0,031
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,701	0,699
Cr	0,002	0,002
Al	0,258	0,230
Fe³⁺	0,000	0,054
Ti	0,006	0,007
Fe²⁺	0,034	0,007
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,712	0,711
Mg	0,000	0,000
Fe²⁺	0,053	0,019
Na	0,232	0,267
Mn	0,000	0,000
K	0,001	0,003
Ni	0,001	0,000
Total	1,000	1,000
mg#	89,0	96,5

Normalização a 4 cátions e 6 O

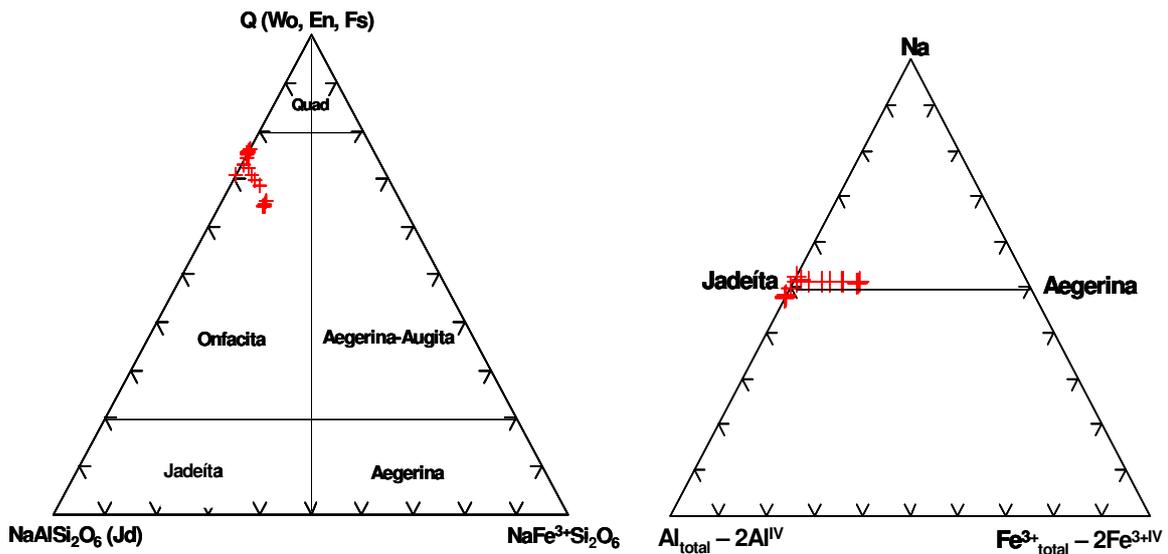


Figura 5.3.8: A) Classificação dos clinopiroxênios dos eclogitos; B) Membros finais sódicos do clinopiroxênio do eclogito.

5.4. ORTOPIROXÊNIO

Foram realizadas um total de 237 análises em ortopiroxênios de anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito, anfibólio websterito, granada lherzolito, granada harzburgito e espinélio harzburgito. As análises foram feitas em pontos aleatórios no grão e em perfis borda-centro-borda.

5.4.1. ORTOPIROXÊNIO DO GRANADA LHERZOLITO

A Tabela 5.4.1 mostra as análises representativas do ortopiroxênio das amostras de granada lherzolito. A composição do ortopiroxênio do granada lherzolito tem variação composicional de En_{86,9} a 93,0. A Figura 5.4.1 mostra a classificação do ortopiroxênio do granada lherzolito. O conteúdo de Al₂O₃ tem uma pequena variação de 1,0 a 1,7 %peso, o conteúdo de CaO é alto, com variação de 1,0 a 1,4 %peso. O conteúdo de Na₂O pode ser relativamente alto, 0,00 a 0,49 %peso.

Tabela 5.4.1. Análises representativas do ortopiroxênio do granada Iherzolito.

Amostra	Can88	Can96	Can100	Can104
Cristal	1	1	1	1
Análise	P23	P10	P5	P4
SiO₂	56,89	57,85	57,51	56,91
TiO₂	0,14	0,15	0,11	0,16
Al₂O₃	1,22	1,18	1,14	1,14
Cr₂O₃	0,20	0,18	0,22	0,21
Fe₂O₃	1,20	0,00	0,00	0,05
FeO	4,92	6,05	5,73	5,97
MnO	0,14	0,10	0,09	0,20
MgO	33,44	33,74	33,69	33,17
CaO	1,35	1,34	1,31	1,35
NiO	0,20	0,12	0,11	0,10
Na₂O	0,30	0,09	0,00	0,20
K₂O	0,01	0,02	0,00	0,03
Total	99,98	110,80	99,91	99,49
Sítio T				
Si	1,966	1,983	1,989	1,978
Al	0,034	0,017	0,011	0,022
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,000	2,000	2,000	2,000
Sítio M1				
Mg	0,944	0,961	0,956	0,964
Cr	0,005	0,005	0,006	0,006
Al	0,016	0,031	0,035	0,025
Fe³⁺	0,031	0,000	0,000	0,001
Ti	0,004	0,004	0,003	0,004
Fe²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	1,000	1,000	1,000	1,000
Sítio M2				
Ca	0,050	0,049	0,049	0,050
Mg	0,778	0,764	0,781	0,754

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.4.1. Análises representativas do ortopiroxênio do granada Iherzolito.

Fe²⁺	0,142	0,175	0,165	0,173
Na	0,020	0,006	0,000	0,013
Mn	0,004	0,003	0,003	0,006
K	0,000	0,001	0,000	0,001
Ni	0,005	0,003	0,003	0,003
Total	1,000	1,000	1,000	1,000
mg#	92,4	90,8	91,3	90,9

Normalização a 4 cátions e 6 O

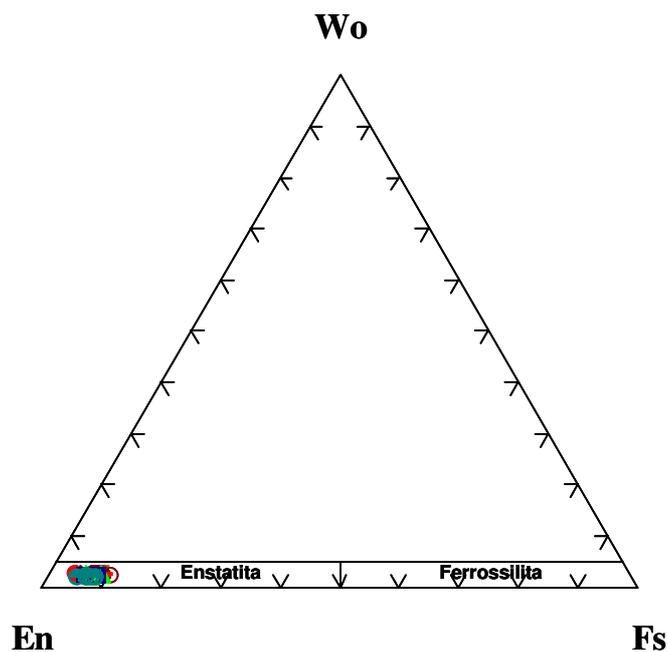


Figura 5.4.1. Classificação composicional do ortopiroxênio do granada Iherzolito.

5.4.2. ORTOPIROXÊNIO DO GRANADA E ESPINÉLIO HARZBURGITO

As Tabelas 5.4.2 e 5.4.3 apresentam as análises representativas dos ortopiroxênios do espinélio e granada harzburgitos respectivamente. A variação composicional do ortopiroxênio dos harzburgitos é de En_{88,8} a 92,6, no granada harzburgito, enquanto que no espinélio harzburgito é de En_{91,0} a 94,7 (Figuras 5.4.2 A e B).

O conteúdo de MgO, CaO, FeO e Al₂O₃ revela natureza distinta entre as amostras de granada e espinélio harzburgito. O conteúdo de FeO do ortopiroxênio do espinélio harzburgito varia de 0,2 a 5,0 %peso, enquanto que no granada harzburgito varia entre 3,21 e 5,88 %peso. No granada harzburgito, o conteúdo de CaO varia entre 1,27 e 1,40 % peso e Al₂O₃ varia de 1,05 a 1,22 % peso. No espinélio harzburgito, o conteúdo de

CaO e Al₂O₃ maiores que no granada harzburgito, apresentam uma variação de 0,27 a 1,54 % peso e 1,99 a 4,03 % peso, para os respectivos elementos.

O mg# em ambas as amostras de harzburgito revela valores que se sobrepõem: granada harzburgito varia de 91,1 a 95,0 e espinélio harzburgito tem variação do mg# entre 92,3 e 96,4. O conteúdo de FeO sugere que o espinélio harzburgito deriva de manto mais depletado se comparado com os resultados analíticos do granada harzburgito (Figura 5.4.3).

Tabela 5.4.2. Análises representativas do ortopiroxênio do granada harzburgito.

Amostra	Can106	Can123
Cristal	1	1
Análise	P4	P22
SiO₂	56,92	57,48
TiO₂	0,24	0,17
Al₂O₃	1,11	1,11
Cr₂O₃	0,25	0,26
Fe₂O₃	0,82	0,16
FeO	5,15	5,46
MnO	0,08	0,08
MgO	33,80	33,53
CaO	1,37	1,40
NiO	NA	0,10
Na₂O	0,22	0,34
K₂O	0,02	0,01
Total	99,98	100,08
Sítio T		
Si	1,965	1,981
Al	0,035	0,020
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,956	0,959
Cr	0,007	0,007

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.4.2. Análises representativas do ortopiroxênio do granada harzburgito.

Al	0,010	0,026
Fe ³⁺	0,021	0,004
Ti	0,006	0,004
Fe ²⁺	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,051	0,052
Mg	0,783	0,763
Fe ²⁺	0,149	0,157
Na	0,015	0,023
Mn	0,002	0,002
K	0,001	0,000
Ni	0,000	0,003
Total	1,000	1,000
mg#	92,1	91,6

Normalização a 4 cátions e 6 O
NA: não analisado

Tabela 5.4.3. Análises representativas do ortopiroxênio do espinélio harzburgito.

Amostra	Can102	Can105
Cristal	2	3
Análise	P3	P1
SiO ₂	55,58	55,68
TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,63	3,52
Cr ₂ O ₃	0,59	0,71
Fe ₂ O ₃	1,33	0,96
FeO	4,14	4,30
MnO	0,09	0,13
MgO	34,64	34,14
CaO	0,36	0,83
Na ₂ O	0,01	0,05
K ₂ O	0,00	0,00
Total	99,37	100,31

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.4.3. Análises representativas do ortopiroxênio do espinélio harzburgito.

Sítio T		
Si	1,922	1,908
Al	0,078	0,092
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,921	0,905
Cr	0,016	0,019
Al	0,029	0,051
Fe³⁺	0,034	0,025
Ti	0,000	0,000
Fe²⁺	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,013	0,030
Mg	0,864	0,839
Fe²⁺	0,119	0,124
Na	0,001	0,003
Mn	0,003	0,004
K	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
mg#	93,8	93,4

Normalização a 4 cátions e 6 O

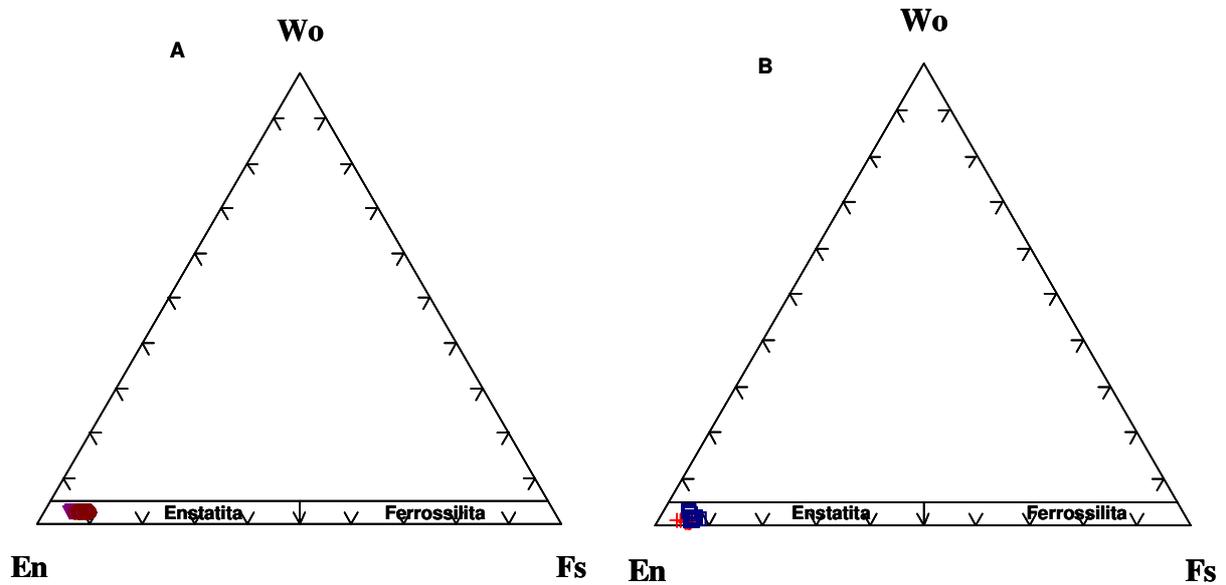


Figura 5.4.2. Classificação composicional dos ortopiroxênios: A) Granada harzburgito; B) Espinélite harzburgito.

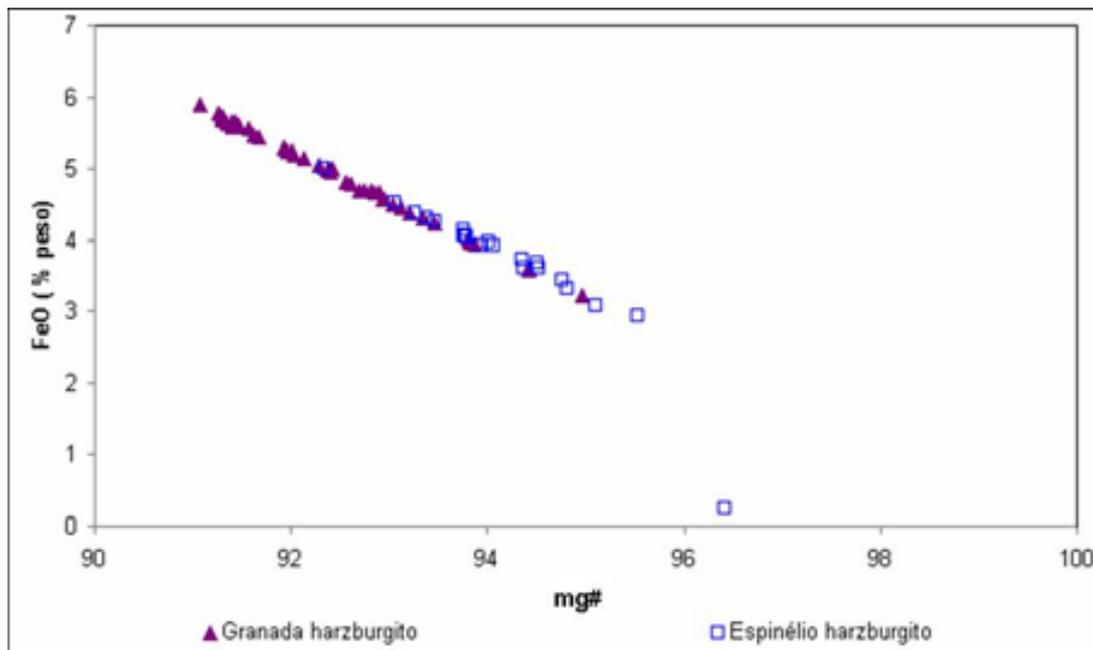


Figura 5.4.3. Correlação entre FeO *versus* mg# em ortopiroxênios dos harzburgitos.

5.4.3. ORTOPIROXÊNIO DO ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO, ESPINÉLIO ANFIBÓLIO WEBSTERITO E ANFIBÓLIO WEBSTERITO.

As Tabelas 5.4.4 a 5.4.6 mostram as análises representativas dos três tipos de websteritos. A Tabela 5.4.7 mostra a variação composicional das amostras de websterito.

A variação da composição dos ortopiroxênios dos é de: $En_{74,0}$ a $81,6$ para o anfibólio granada websterito, no espinélio anfibólio websterito En varia de $79,1$ a $82,5$ e o anfibólio websterito tem uma variação de $En_{76,6}$ a $81,1$. As Figuras 5.4.4 a 5.4.6 mostram a classificação dos ortopiroxênios dos websteritos. A variação do conteúdo entre os elementos MgO e FeO são maiores entre os granada anfibólio e espinélio anfibólio websterito. Os teores de Cr_2O_3 e TiO_2 são maiores somente no anfibólio granada websterito. O mg# também tem variação maior no anfibólio granada websterito.

Tabela 5.4.4. Análises representativas do ortopiroxênio do anfibólio granada websterito.

Amostra	Can95	Can203
Cristal	2	1
Análise	P5	P6
SiO₂	53,85	51,70
TiO₂	0,05	0,11
Al₂O₃	4,28	4,65
Cr₂O₃	0,11	0,13
Fe₂O₃	0,45	2,89
FeO	12,71	13,50
MnO	0,11	0,11
MgO	28,50	26,88
CaO	0,43	0,18
NiO	0,09	0,05
Na₂O	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00
Total	100,59	100,20
Sítio T		
Si	1,903	1,858
Al	0,097	0,142
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,902	0,860
Cr	0,003	0,004

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.4.4. Análises representativas do ortopiroxênio do anfibólio granada websterito.

Al	0,082	0,055
Fe ³⁺	0,012	0,078
Ti	0,001	0,003
Fe ²⁺	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
<hr/>		
Sítio M2		
Ca	0,016	0,007
Mg	0,600	0,581
Fe ²⁺	0,378	0,407
Na	0,000	0,000
Mn	0,003	0,003
K	0,000	0,000
Ni	0,003	0,002
Total	1,000	1,000
<hr/>		
mg#	79,9	78,0
<hr/>		

Normalização a 4 cátions e 6 O

Tabela 5.4.5. Análises representativas do ortopiroxênio do espinélio anfibólio websterito.

Amostra	Can150	Can150
Cristal	1	3
Análise	P5	P3
SiO ₂	53,90	52,26
TiO ₂	0,07	0,04
Al ₂ O ₃	4,20	4,14
Cr ₂ O ₃	0,18	0,14
Fe ₂ O ₃	2,45	2,75
FeO	10,81	10,67
MnO	0,28	0,21
MgO	29,21	27,71
CaO	0,38	0,29
NiO	0,16	0,09
Na ₂ O	0,06	0,00
K ₂ O	0,02	0,00

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.4.5. Análises representativas do ortopiroxênio do espinélio anfibólio websterito.

Total	101,71	98,30
Sítio T		
Si	1,881	1,886
Al	0,119	0,114
Fe ³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,874	0,871
Cr	0,005	0,005
Al	0,054	0,054
Fe ³⁺	0,066	0,068
Ti	0,002	0,002
Fe ²⁺	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,014	0,013
Mg	0,646	0,655
Fe ²⁺	0,322	0,312
Na	0,004	0,010
Mn	0,008	0,007
K	0,001	0,001
Ni	0,005	0,000
Total	1,000	0,997
mg#	82,5	79,6

Normalização a 4 cátions e 6 O

Tabela 5.4.6. Análises representativas do ortopiroxênio do anfibólio websterito.

Amostra	Can127	Can127
Cristal	2	4
Análise	P5	P1
SiO ₂	52,14	51,53
TiO ₂	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	4,59	4,62
Cr ₂ O ₃ (Cont.)	0,24	0,28

(Cont.) Tabela 5.4.6. Análises representativas do ortopiroxênio do anfibólio websterito.

Fe₂O₃	2,08	1,41
FeO	12,95	12,58
MnO	0,26	0,22
MgO	27,19	27,29
CaO	0,19	0,25
NiO	0,11	0,07
Na₂O	0,06	0,00
K₂O	0,01	0,00
Total	99,85	98,30
Sítio T		
Si	1,874	1,878
Al	0,126	0,122
Fe³⁺	0,000	0,000
Total	2,000	2,000
Sítio M1		
Mg	0,868	0,877
Cr	0,007	0,008
Al	0,068	0,076
Fe³⁺	0,056	0,038
Ti	0,001	0,001
Fe²⁺	0,000	0,000
Total	1,000	1,000
Sítio M2		
Ca	0,007	0,010
Mg	0,589	0,606
Fe²⁺	0,388	0,376
Na	0,004	0,000
Mn	0,008	0,007
K	0,000	0,000
Ni	0,003	0,002
Total	1,000	1,000
mg#	79,0	80,3

Normalização a 4 cátions e 6 O

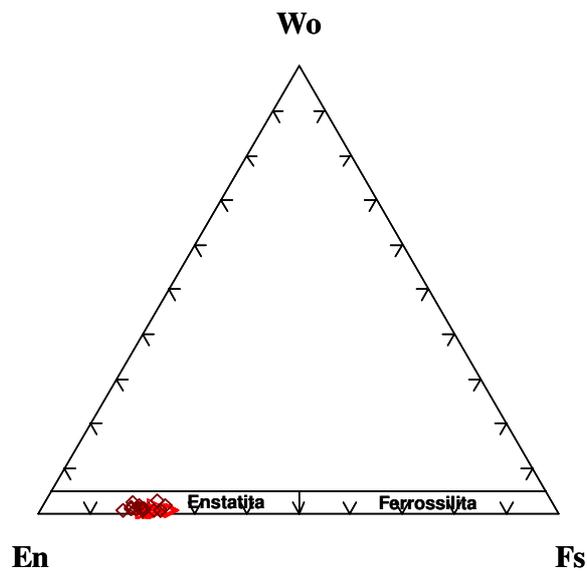


Figura 5.4.4. Classificação do ortopiroxênio do anfibólio granada websterito.

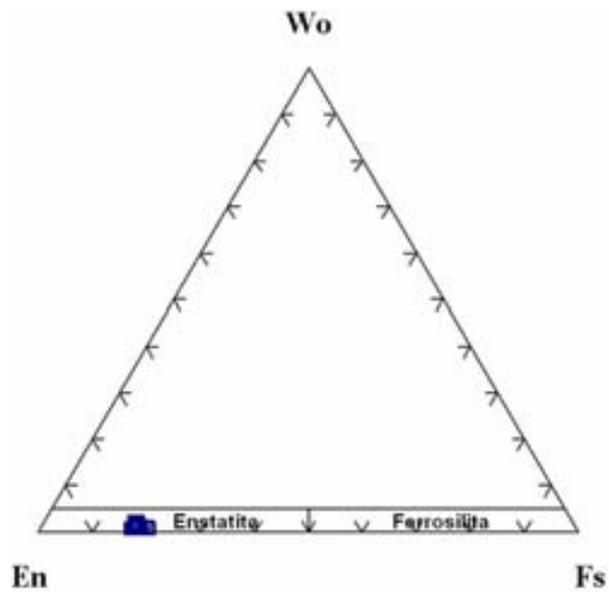


Figura 5.4.5. Classificação do ortopiroxênio do espinélio anfibólio websterito.

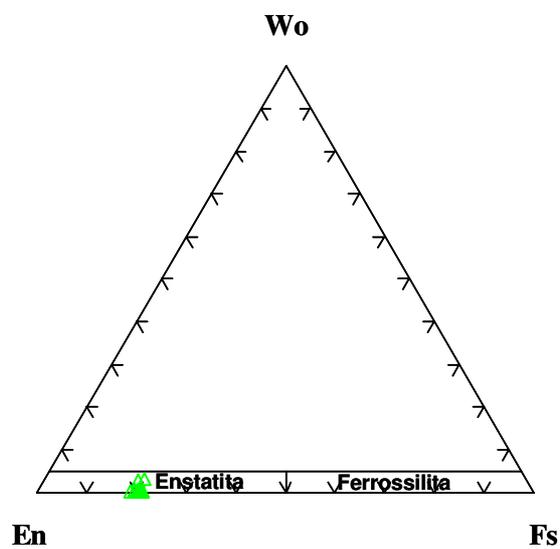


Figura 5.4.6. Classificação do ortopiroxênio do anfibólio websterito.

Tabela 5.4.7. Variação composicional dos elementos CaO, MgO, FeO, TiO₂, Cr₂O₃ e mg# para as amostras de websterito.

Elemento (% peso)	Anfíbólio granada websterito	Espinélio anfíbólio websterito	Anfíbólio websterito
CaO	0,15 a 1,38	0,26 a 1,03	0,17 a 1,62
MgO	25,06 a 29,21	26,82 a 29,45	26,75 a 28,16
FeO	9,70 a 15,99	10,46 a 12,88	11,50 a 13,29
TiO ₂	0,02 a 0,25	0,03 a 0,11	0,00 a 0,08
Cr ₂ O ₃	0,07 a 0,24	0,08 a 0,23	0,16 a 0,31
mg#	74,44 a 83,98	79,58 a 83,02	78,79 a 81,43

5.5. OLIVINA

Foram realizadas um total de 193 análises em olivinas que ocorrem em granada lherzolito, granada e espinélio harzburgito e dunito.

5.5.1. OLIVINA DO GRANADA LHERZOLITO

A Tabela 5.5.1 apresenta as análises representativas das olivinas dos granada lherzolitos. O conteúdo de mg# nas olivinas varia de 89,2 a 90,9. A Figura 5.5.1 mostra que o Ni independe do conteúdo de Fo e que não há correlação entre Fo e Mn. O conteúdo de CaO apresenta grande variação, de 0,05 a 0,17 % peso, enquanto que o conteúdo de MnO apresenta um intervalo de variação menor, entre 0,01 a 0,18 % peso. As análises na olivina inclusa na granada da amostra Can89 revelam valores semelhantes aos da olivina analisada na mesma amostra.

Tabela 5.5.1. Análises representativas da olivina do granada lherzolito.

Amostra	Can88	Can96	Can100	Can104
Cristal	1	1	1	2
Análise	P12	P4	P11	P6
SiO ₂	42,16	41,28	41,60	40,44
TiO ₂	0,03	0,04	0,04	NA
Al ₂ O ₃	0,05	0,06	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,05	0,13
FeO	9,68	10,33	9,39	9,37

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.5.1. Análises representativas da olivina do granada lherzolito.

MnO	0,13	0,17	0,12	0,04
MgO	48,31	49,29	49,06	48,59
CaO	0,08	0,08	0,08	0,10
NiO	0,49	0,43	0,34	0,43
Na₂O	NA	NA	NA	NA
K₂O	0,00	0,00	0,00	NA
Total	100,94	101,72	100,70	99,13
Si	1,029	0,998	1,012	1,000
Ti	0,001	0,001	0,001	0,000
Al	0,001	0,002	0,001	0,001
Cr	0,000	0,001	0,001	0,003
Fe²⁺	0,198	0,209	0,191	0,003
Mn	0,003	0,003	0,002	0,001
Mg	1,758	1,777	1,779	1,790
Ca	0,002	0,002	0,002	0,194
Ni	0,010	0,008	0,007	0,009
Na	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,001	3,000	2,996	2,999
mg#	89,9	89,5	90,3	90,2

Normalização a 3 cátions e 4 O

NA: não analisado

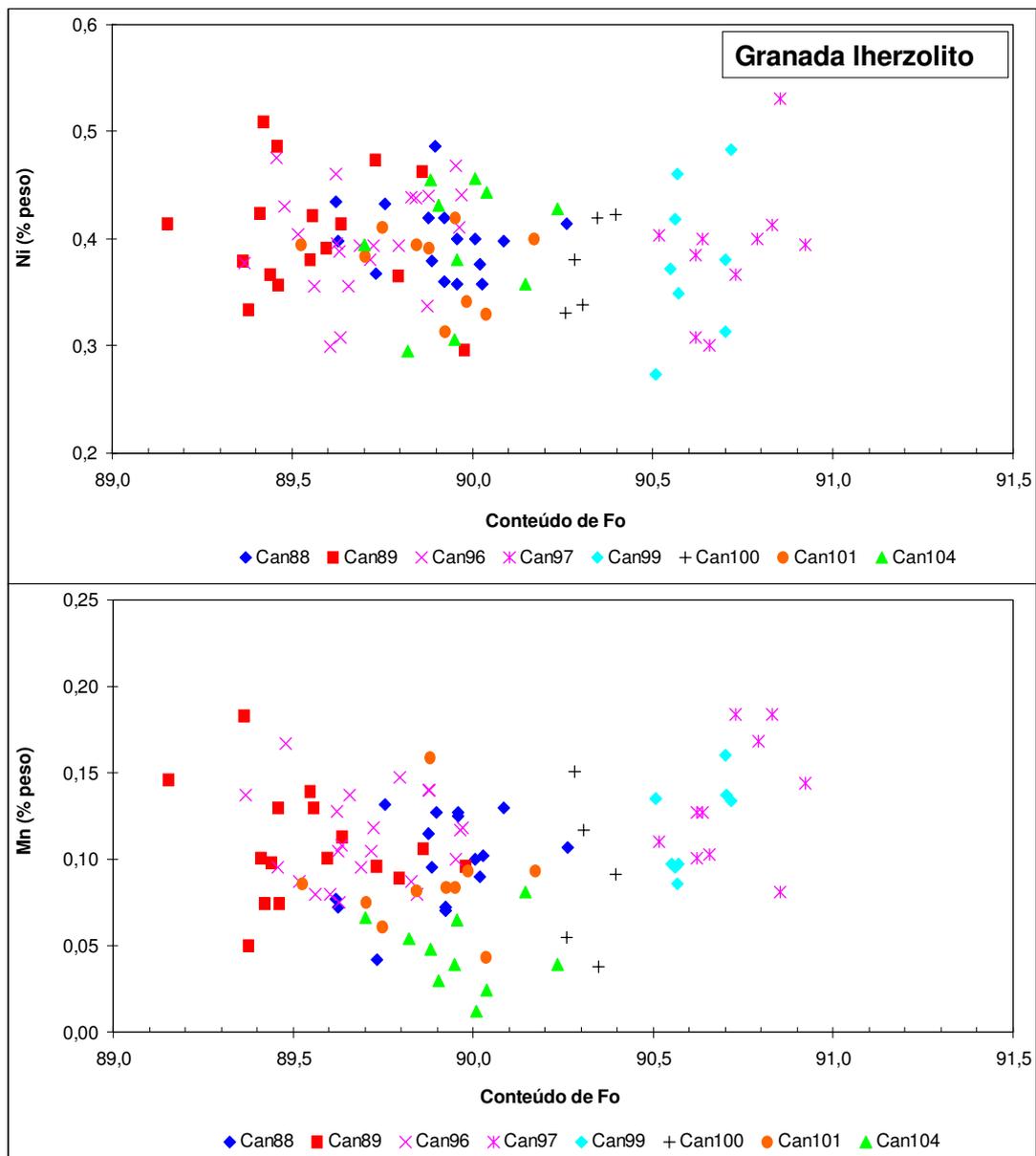


Figura 5.5.1. Diagramas forsterita *versus* Ni e Mn das amostras de granada Iherzolito.

5.5.2. OLIVINA DO GRANADA E ESPINÉLIO HARZBURGITO

As Tabelas 5.5.2 e 5.5.3 mostram as análises representativas de olivinas do granada e espinélio harzburgitos, respectivamente. A composição das olivinas das amostras de granada harzburgito é de Fo_{90,0} a 91,2 e de espinélio harzburgito é de Fo_{91,1} a 92,2. O conteúdo maior de mg# nos espinélio harzburgitos pode estar indicando manto mais depletado, em relação aos granada harzburgitos. A Figura 5.5.2 mostra o diagrama Fo *versus* Ni, onde se observa que há correlação negativa nos granada harzburgitos. Nos espinélios harzburgitos o teor de Ni independe do conteúdo de Fo. O conteúdo de Fo *versus* Mn não apresenta correlação nos granada e espinélios harzburgitos.

Tabela 5.5.2. Análises representativas da olivina do granada harzburgito.

Amostra	Can106	Can123
Cristal	2	1
Análise	P9	P30
SiO₂	40,91	41,55
TiO₂	0,04	0,03
Al₂O₃	0,05	0,03
Cr₂O₃	0,04	0,03
FeO	9,57	8,80
MnO	0,08	0,11
MgO	49,27	49,16
CaO	0,07	0,09
NiO	0,38	0,37
Na₂O	NA	NA
K₂O	0,00	0,01
Total	100,41	100,17
Si	0,998	1,013
Ti	0,001	0,001
Al	0,001	0,001
Cr	0,001	0,001
Fe²⁺	0,195	0,179
Mn	0,002	0,002
Mg	1,792	1,787
Ca	0,002	0,002
Ni	0,007	0,007
Na	0,000	0,000
K	0,000	0,000
Total	3,000	2,994
mg#	90,2	90,9

Normalização a 3 cátions e 4 O

NA: não analisado

Tabela 5.5.3. Análises representativas da olivina do espinélio harzburgito.

Amostra	Can102	Can105
Cristal	1	1
Análise	P3	P2
SiO₂	40,93	41,11
TiO₂	0,00	0,00
Al₂O₃	0,01	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00
FeO	7,92	8,48
MnO	0,13	0,12
MgO	50,59	50,86
CaO	0,01	0,00
NiO	0,39	0,41
Na₂O	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00
Total	99,99	100,97
Si	0,996	0,993
Ti	0,000	0,000
Al	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000
Fe²⁺	0,161	0,171
Mn	0,003	0,002
Mg	1,836	1,832
Ca	0,000	0,000
Ni	0,008	0,008
Na	0,000	0,000
K	0,000	0,000
Total	3,004	3,007
mg#	91,9	91,4

Normalização a 3 cátions e 4 O

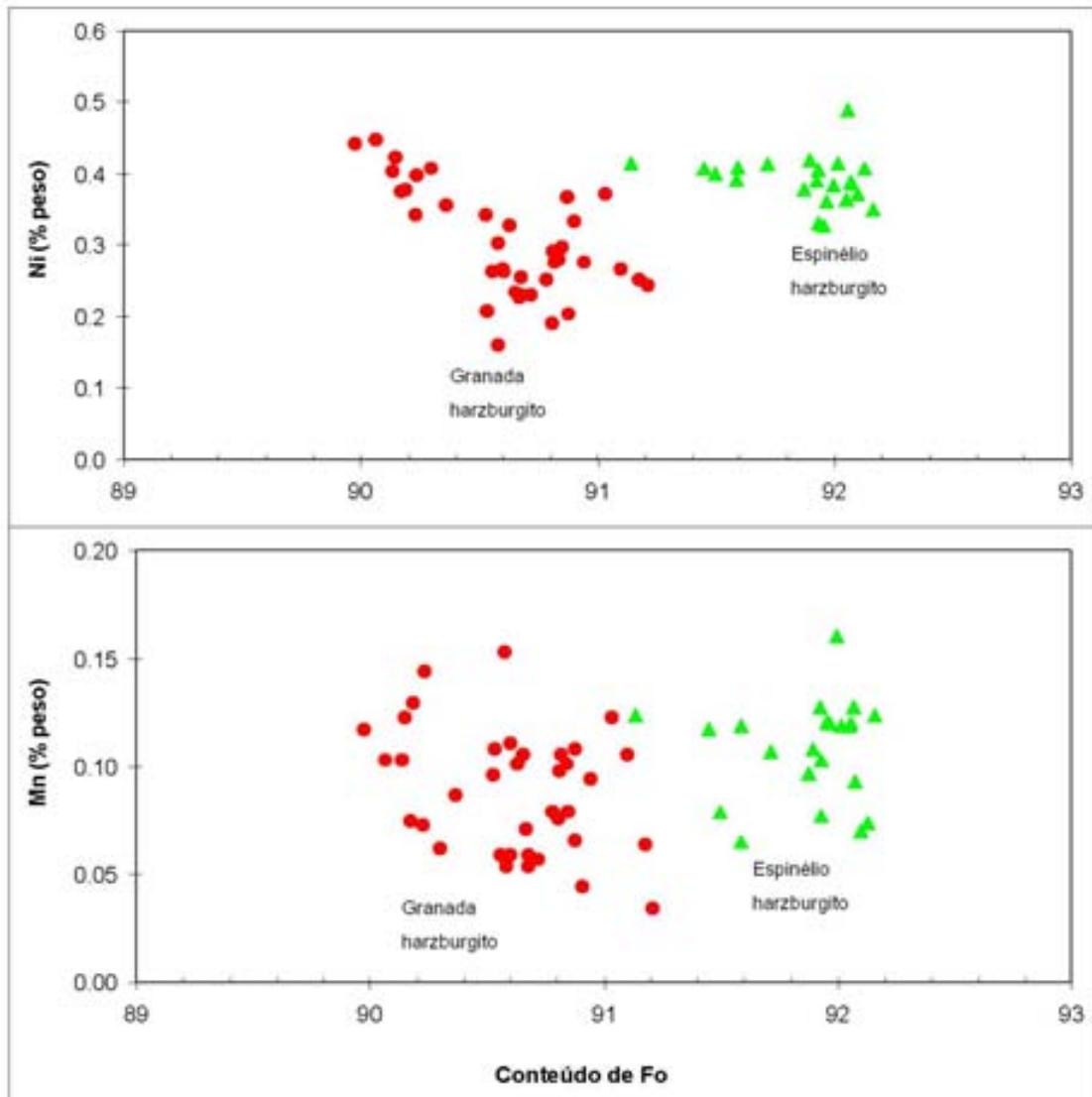


Figura 5.5.2. Diagrama forsterita *versus* Ni e Mn em granada e espinélio harzburgitos.

5.5.3. OLIVINA DO DUNITO

A Tabela 5.5.4 mostra as análises representativas das olivinas dos dunitos. A Figura 5.5.3 mostra correlação negativa entre Fo *versus* Ni e entre Fo *versus* Mn não há correlação. A composição das olivinas varia de Fo 89,3 a 91,1. O conteúdo de CaO varia entre 0,04 e 0,11 %peso, NiO tem variação entre 0,26 e 0,45 % peso e MnO varia entre 0,06 e 0,16 %peso.

Tabela 5.5.4. Análises representativas das olivinas dos dunitos.

Amostra	Can165	Can165	Can215	Can215
Cristal	1 (neoblasto)	5 (porfiroclasto)	3 (neoblasto)	1 (porfiroclasto)
Análise	P3	P6	P4	P3
SiO ₂	40,50	40,94	40,36	40,23
TiO ₂	0,01	0,04	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	0,04	0,03	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,06	0,07	0,03
FeO	9,05	8,81	9,84	9,80
MnO	0,06	0,10	0,08	0,06
MgO	49,43	49,12	48,96	48,61
CaO	0,04	0,07	0,06	0,08
NiO	0,38	0,33	0,41	0,41
Na ₂ O	0,04	NA	0,02	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	99,57	99,49	99,82	99,29
Si	0,995	1,004	0,993	0,995
Ti	0,000	0,001	0,000	0,001
Al	0,001	0,001	0,000	0,001
Cr	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,186	0,181	0,202	0,203
Mn	0,001	0,002	0,002	0,001
Mg	1,810	1,796	1,796	1,793
Ca	0,001	0,002	0,002	0,002
Ni	0,007	0,006	0,008	0,008
Na	0,002	0,000	0,001	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,005	2,994	3,006	3,004
mg#	90,7	90,9	89,9	89,8

Normalização a 3 cátions e 4 O

NA: não analisado

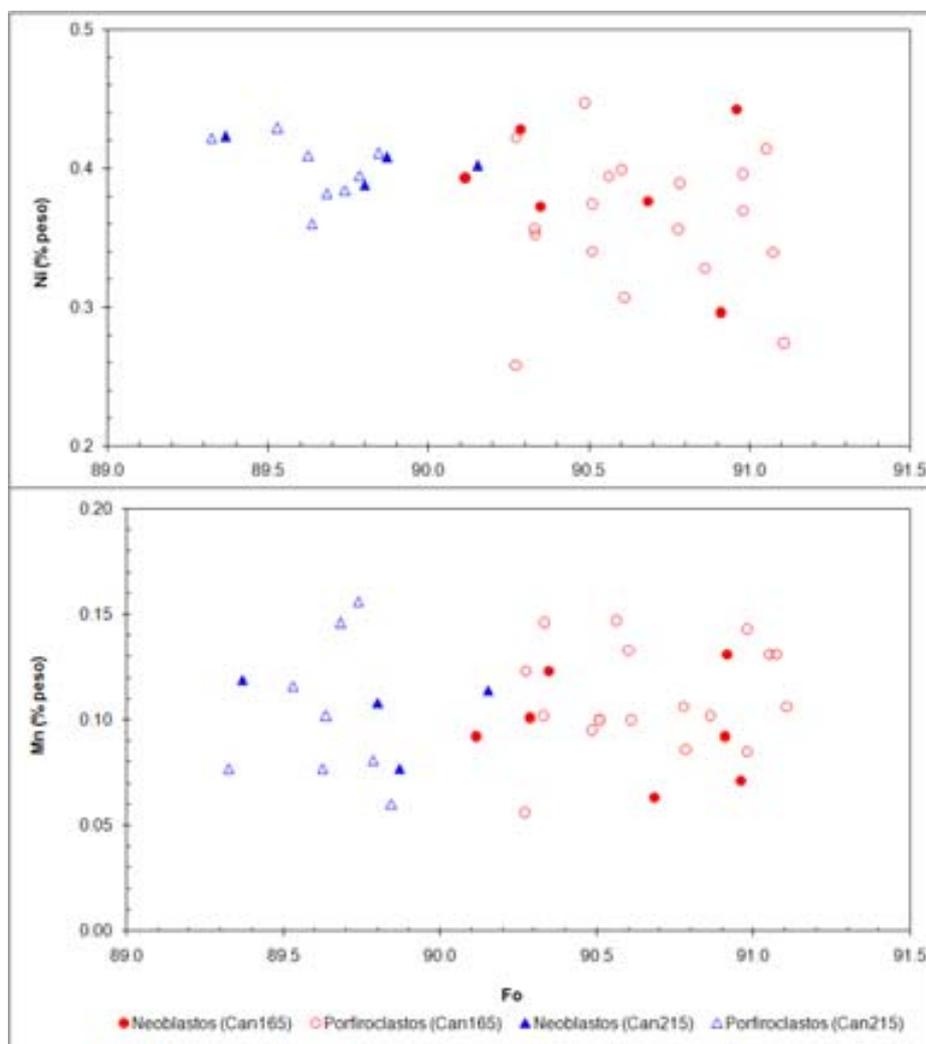


Figura 5.5.3. Diagrama Fo *versus* Ni e Mn das olivinas dos dunitos.

5.6. ESPINÉLIO

Foram realizados um total de 37 análises em espinélio de espinélio harzburgito e anfibólio espinélio harzburgito. As análises foram realizadas aleatoriamente nos grãos de espinélio.

5.6.1. ESPINÉLIO DO ESPINÉLIO HARZBURGITO

A Tabela 5.6.1 apresenta as análises representativas dos espinélios dos espinélio harzburgitos. O mg# obtido das análises de espinélio revela valores entre 68,1 e 70,7. A Figura 5.6.1. A mostra a correlação entre $2\text{Ti-Al} - \text{Fe}^{3+}$ baseado no número de átomos por fórmula unitária. A Figura 5.6.1 B mostra a composição dos espinélios, baseada no número de átomos por fórmula unitária de $\text{Cr-Al} - \text{Fe}^{3+}$. Este espinélio é, principalmente $(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$, com composição aproximada de $(\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,31})(\text{Cr}_{0,70}\text{Al}_{1,3})\text{O}_{32}$.

Tabela 5.6.1. Análises representativas do espinélio do espinélio harzburgito.

Amostra	Can102	Can105
Cristal	2	1
Análise	P5	P3
SiO₂	0,01	0,03
TiO₂	0,03	0,02
Al₂O₃	38,27	39,08
Cr₂O₃	31,03	30,54
Fe₂O₃	1,18	0,33
FeO	12,98	13,17
MnO	0,00	0,00
MgO	15,95	16,09
CaO	0,02	0,01
NiO	0,08	0,07
ZnO	0,29	0,12
V₂O₃	0,13	0,02
Total	99,97	99,47
Si	0,003	0,007
Ti	0,005	0,004
Al	10,264	10,470
Cr	5,582	5,487
Fe³⁺	0,201	0,056
Fe²⁺	2,465	2,487
Mn	0,000	0,000
Mg	5,412	5,453
Ca	0,005	0,001
Ni	0,014	0,013
Zn	0,049	0,021
V	0,023	0,015
Total	24,023	24,015
mg#	68,7	68,7

Normalização a 24 cátions e 32 O

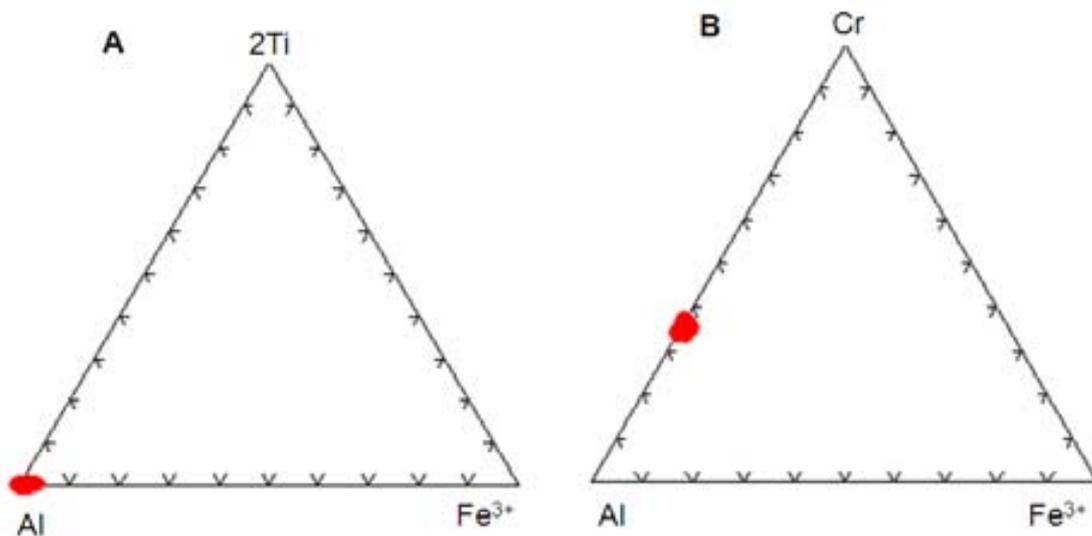


Figura 5.6.1. Espinélio do espinélio harzburgito: A) diagrama 2Ti - Al - Fe³⁺ do espinélio dos espinélio harzburgito; B) diagrama Cr - Al - Fe³⁺ do espinélio do espinélio harzburgito.

Os espinélios dos espinélio harzburgitos do Canastra-01 têm razão Cr/(Cr+Al) que varia de 34,0 a 36,8 e mg# varia 67,18 a 72,87; a Figura 5.6.4 mostra que não há correlação entre mg# *versus* Cr/(Cr+Al) (Figura 5.6.2).

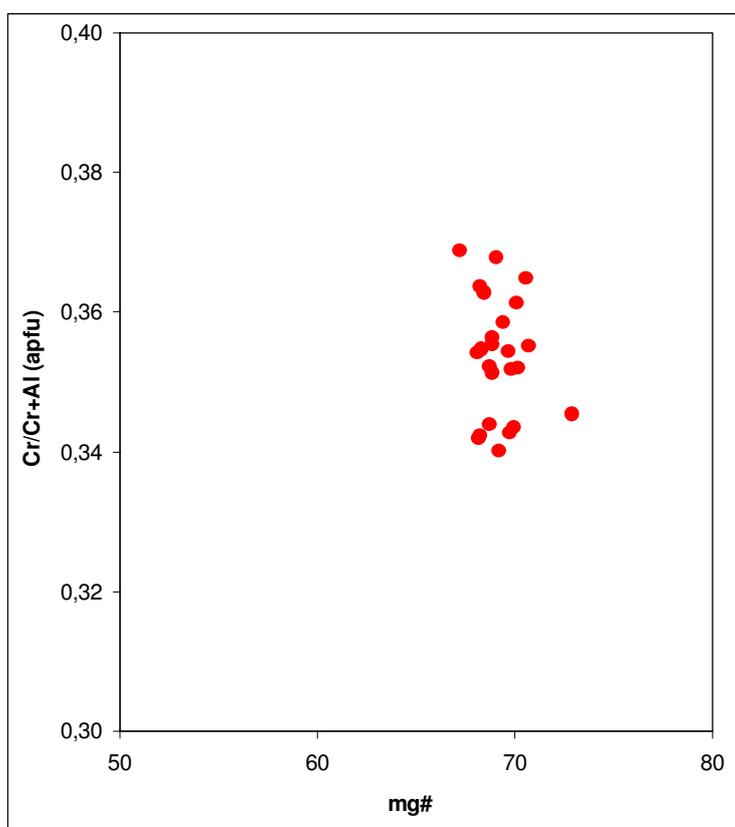


Figura 5.6.2. Correlação entre mg# *versus* Cr/(Cr+Al) para os espinélios do espinélio harzburgito.

5.6.2. ESPINÉLIO DO ESPINÉLIO ANFIBÓLIO WEBSTERITO

A Tabela 5.6.2 mostra as análises representativas dos espinélios do espinélio anfibólio websterito. A Figura 5.6.3 A mostra a relação $2\text{Ti-Al}^{2+}\text{-Fe}^{3+}$ baseado no número de átomos por fórmula unitária. A Figura 5.6.3 B mostra a composição dos espinélios, baseada no número de átomos por fórmula unitária de $\text{Cr-Al}^{2+}\text{-Fe}^{3+}$.

Tabela 5.6.2. Análises representativas dos espinélios do espinélio anfibólio websterito.

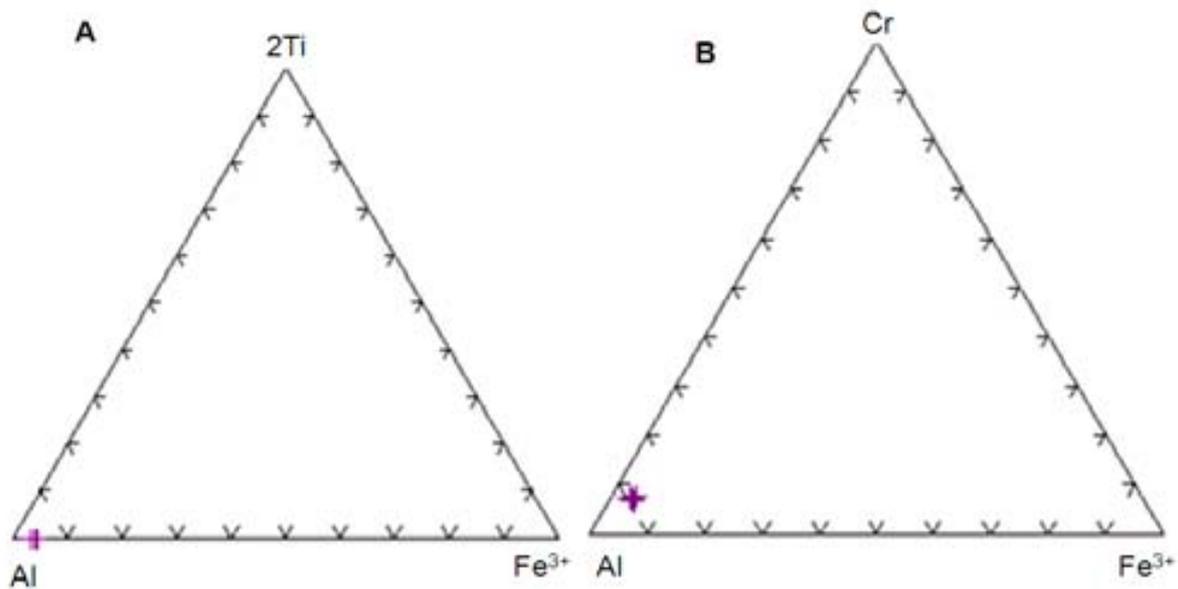
Amostra	Can150	Can150
Cristal	1	2
Análise	P2	P5
SiO₂	0,12	0,00
TiO₂	0,02	0,04
Al₂O₃	0,00	0,03
Cr₂O₃	56,10	55,88
Fe₂O₃	7,16	7,40
FeO	3,62	4,35
MnO	19,60	18,67
MgO	0,00	0,00
CaO	13,00	13,46
NiO	0,00	0,00
ZnO	0,57	0,76
V₂O₃	0,18	0,16
Total	100,38	100,75
Si	0,005	0,000
Ti	0,019	0,009
Al	0,001	0,005
Cr	14,315	14,160
Fe³⁺	1,156	1,257
Fe²⁺	0,622	0,711
Mn	3,516	3,385
Mg	0,000	0,000

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.6.2. Análises representativas dos espinélios do espinélio anfibólio websterito.

Ca	0,002	0,000
Ni	0,096	0,132
Zn	0,038	0,026
V	24,005	24,000
Total	0,002	0,000
mg#	54,6	56,0

Normalização a 24 cátions e 32 O



Figuras 5.6.3. Espinélio dos espinélio anfibólio websteritos: A) diagrama 2Ti - Al - Fe³⁺; B) diagrama Cr - Al - Fe³⁺.

O mg# dos espinélios analisados mostra valores entre 53,55 e 58,23 e Cr/(Cr+Al) apresenta uma variação entre 7,70 e 8,40. A Figura 5.6.4 mostra que não há correlação entre mg# e Cr/(Cr+Al). Observa-se que este espinélio é principalmene (Mg, Fe)Al₂O₃₂, com composição média aproximadamente (Mg_{0,55} Fe_{0,45}) Al₂O₃₂.

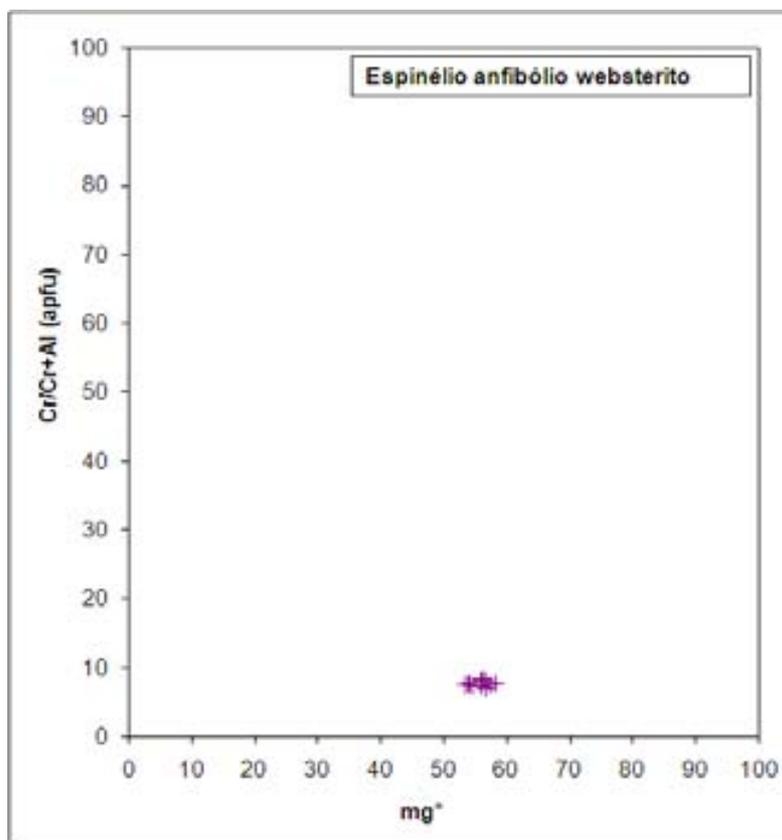


Figura 5.6.2. Correlação entre mg# e Cr/Cr + Al em espinélios do espinélio anfibólio websterito.

5.7. ANFIBÓLIO

Foram realizadas um total de 59 análises em anfibólios, que ocorrem em anfibólio granada websteritos, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito. Os resultados analíticos representativos dos três tipos de websteritos encontram-se nas Tabelas 5.7.1 a 5.7.3.

5.7.1. ANFIBÓLIO DO ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO, ESPINÉLIO ANFIBÓLIO WEBSTERITO E ANFIBÓLIO WEBSTERITO

Os resultados analíticos dos anfibólios do anfibólio websterito foram normalizados a 15 cátions, excluindo Na e K, tendo em vista que: (1) a normalização com o total de cátions igual a 15 cátions, excluindo K, teve o sítio B com um total de cátions > 1,000 apfu, (2) a normalização com o total de 13 cátions, excluindo Ca, Na e K, teve o sítio M1 ocupado por cátions que somaram um número maior que 5,000, o sítio B teve um apfu < 2,000 e o sítio A somou um número de cátions < 1,000 apfu; e (3) a normalização a 16 cátions teve os sítio B e A com apfu < 2,000 e < 1,000, respectivamente.

Para o anfibólio do anfibólio granada websterito, a normalização com o total de 13 cátions, excluindo Ca, Na e K, mostrou-se mais adequada, pois: (1) na normalização a 15 cátions, excluindo Na e K, os totais de apfu dos sítios B e A foram > 2,000; (2) a normalização com 15 cátions, excluindo K, teve o sítio A com apfu > 1,000 e; (3) na normalização a 16 cátions, os sítios B e A tiveram apfu < 2,000 e < 1,000, respectivamente.

No espinélio anfibólio websterito, a normalização com o total de 13 cátions, excluindo Ca, Na e K foi utilizada, pois: (1) a normalização a 15 cátions, excluindo Na e K, o total de apfu dos sítios B foi < 2,000 apfu; e no sítio A foi < 1,000; (2) a normalização com 15 cátions, excluindo K, teve o sítio A com apfu > 1,000 e; (3) na normalização a 16 cátions, os sítios B e A tiveram apfu < 2,000 e < 1,000, respectivamente.

Na Tabela 5.7.3, observa-se que o Ca no anfibólio do anfibólio websterito ocorre somente no sítio B, e Na, somente no sítio A. Nas amostras de anfibólio granada websterito (Tabela 5.7.1) e espinélio anfibólio websterito (Tabela 5.7.2), Ca e Na ocorrem nos sítio B e Na também ocorre no sítio A.

A Figura 5.7.1 mostra as composições do anfibólio dos websteritos no diagrama de classificação geral dos anfibólios de Hawthorne e Oberti (2006) a diferença entre as análises de anfibólio websterito e os demais websteritos. Na Figura fica evidente que os anfibólios em questão pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos.

Tabela 5.7.1. Análises representativas dos anfibólios do anfibólio granada websterito.

Amostra	Can95	Can203
Cristal	1	1
Análise	P1	P3
SiO₂	42,60	42,96
TiO₂	1,85	1,84
Al₂O₃	15,07	14,66
Cr₂O₃	0,46	0,42
Fe₂O₃	3,17	2,26
FeO	6,27	6,62

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.7.1. Análises representativas dos anfibólios do anfibólio granada websterito.

MnO	0,06	0,06
MgO	14,00	14,16
CaO	11,26	11,31
Na ₂ O	3,21	2,99
K ₂ O	0,40	0,62
H ₂ O	2,12	2,12
Total	100,46	100,03
Sítio T		
Si	6,116	6,191
Al	1,884	1,809
Total	8,000	8,000
Sítio M		
Al	0,666	0,681
Fe ³⁺	0,337	0,240
Ti	0,200	0,199
Cr	0,052	0,048
Mg	2,997	3,043
Fe ²⁺	0,741	0,782
Mn	0,008	0,007
Total	5,000	5,000
Sítio B		
Ca	1,732	1,745
Na	0,268	0,255
Total	2,000	2,000
Sítio A		
Na	0,625	0,582
K	0,072	0,114
Total	0,697	0,696
mg#	80,2	79,6

Normalização a 13 cátions excluindo Ca, Na e K.

Tabela 5.7.2. Análises representativas do anfibólio do espinelio anfibólio websterito.

Amostra	Can150	Can150
Cristal	1	4
Análise	P5	P4
SiO ₂	42,33	42,10
TiO ₂	2,18	2,33
Al ₂ O ₃	15,61	15,31
Cr ₂ O ₃	0,38	0,44
Fe ₂ O ₃	1,87	0,00
FeO	6,33	8,00
MnO	0,07	0,10
MgO	14,23	13,76
CaO	11,37	11,65
Na ₂ O	2,68	2,51
K ₂ O	1,34	1,59
H ₂ O	2,12	2,11
Total	100,52	99,88
Sítio T		
Si	6,078	6,124
Al	1,922	1,876
Total	8,000	8,000
Sítio M		
Al	0,719	0,748
Fe ³⁺	0,199	0,000
Ti	0,236	0,254
Cr	0,043	0,051
Mg	3,046	2,983
Fe ²⁺	0,749	0,952
Mn	0,009	0,012
Total	5,000	5,000

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.7.2. Análises representativas do anfibólio do espinélio anfibólio websterito.

Sítio B		
Ca	1,748	1,815
Na	0,252	0,185
Total	2,000	2,000
Sítio A		
Na	0,495	0,522
K	0,246	0,295
Total	0,741	0,816
mg#	80,3	75,8

Normalização a 13 cátions excluindo Ca, Na e K.

Tabela 5.7.3. Análises representativas do anfibólio do anfibólio websterito.

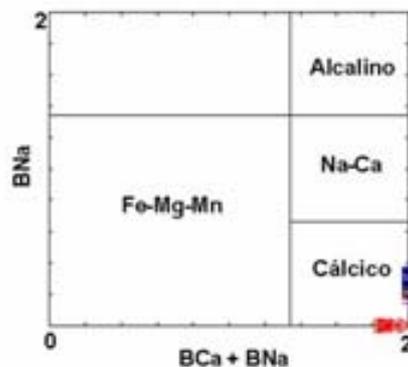
Amostra	Can127	Can127
Cristal	2	3
Análise	P5	P3
SiO ₂	41,61	42,07
TiO ₂	1,18	1,04
Al ₂ O ₃	15,30	14,81
Cr ₂ O ₃	0,71	0,69
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00
FeO	8,99	9,05
MnO	0,03	0,08
MgO	13,95	14,03
CaO	11,66	11,82
Na ₂ O	2,23	2,48
K ₂ O	1,24	1,17
H ₂ O	2,10	2,10
Total	99,00	99,34
Sítio T		
Si	6,139	6,197

(Cont.)

(Cont.) Tabela 5.7.3. Análises representativas do anfibólio do anfibólio websterito.

Al	1,861	1,803
Total	8,000	8,000
Sítio M		
Al	0,800	0,769
Fe ³⁺	0,000	0,000
Ti	0,131	0,115
Cr	0,082	0,080
Mg	3,069	3,080
Fe ²⁺	0,918	0,956
Total	5,000	5,000
Sítio B		
Fe ²⁺	0,154	0,126
Mn	0,003	0,010
Ca	1,843	1,864
Total	2,000	2,000
Sítio A		
Na	0,639	0,709
K	0,233	0,220
Total	0,872	0,930
mg#	74,1	74,0

Normalização a 15 cátions excluindo Na e K.



Legenda: □ granada anfibólio websterito + anfibólio espinélio websterito ▷ anfibólio websterito

Figura 5.7.1. Diagrama Na+Ca no sítio B (^BCa + ^BNa) versus Na no sítio B (^BNa) dos anfibólios dos websteritos. Diagrama de Hawthorne e Oberti (2006).

O anfibólio dos três tipos de websteritos foi classificado de acordo com a classificação de Hawthorne e Oberti (2006). Em seu trabalho, Hawthorne e Oberti (2006) discutem os vários aspectos das classificações anteriores e sugerem um novo esquema de classificação baseado no conteúdo dos elementos químicos dos sítios A (Na, K, Ca, Pb²⁺), B (Li, Na, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Ca), C (Li, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Zn, Co, Ni, Al, Fe³⁺, Cr³⁺, Mn³⁺, V³⁺, Ti⁴⁺, Zr), T (Si, Al, Ti⁴⁺) e W ((OH), F, Cl, O). Os anfibólios dos websteritos foram classificados como sendo do grupo cálcico (esquema 1) de Hawthorne e Oberti (2006), sendo denominados: Mg-honrblenda (anfifólio websterito), pargasita – Mg-Al sadanagaíta (anfifólio granada e espinélio anfifólio websteritos) (Figura 5.7.2).

De modo geral, as variações do conteúdo de mg# do anfifólio dos websteritos se sobrepõem, porém, o intervalo de variações do mg# do anfifólio do anfifólio websterito é menor do que para os outros dois tipos de websteritos, apresentando os mesmos valores (Figura 5.7.3). As análises de anfifólio do anfifólio websterito mostram que os valores de Na₂O sobrepõem-se, sendo que nos anfifólio granada websteritos a variação é maior, entre 2,55 a 3,40 % peso. O conteúdo de Na₂O no espinélio anfifólio e anfifólio websteritos varia de 2,02 a 2,87 % peso e de 1,90 a 2,53 % peso, respectivamente.

As Figuras 5.7.3 A e B mostram a correlação entre mg# *versus* Ca e Na + K, onde se nota que há uma correlação negativa entre mg# e Ca. A Figura 5.7.3 B mostra que há correlação negativa entre mg# e Na + K nos granada e espinélio websteritos, enquanto que no anfifólio websterito não há correlação evidente.

As Figuras 5.7.4 A e B mostram mg# *versus* Al^{IV} e Al^{VI} para os três tipos de websteritos e nota-se que há correlação positiva entre mg# *versus* Al^{IV} e correlação negativa entre mg# e Al^{VI}. A Figura 5.7.5 não mostra correlação evidente entre Ca *versus* Na + K e uma fraca correlação positiva entre Al^{VI} *versus* Fe⁺² + Mg.

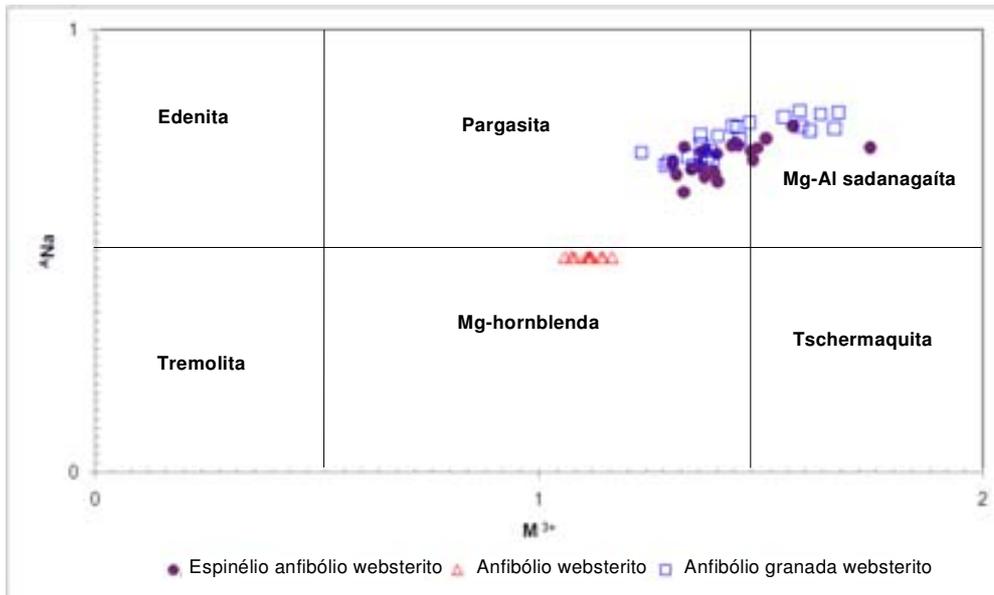


Figura 5.7.2. Classificação dos anfibólios das amostras de websterite. $M^{3+} = Al + Fe^{3+} + Cr^{3+} + V^{3+} + Sc + 2 * Ti^{4+} + 2 * Zr$ no sítio M; $^A Na$ = conteúdo de Na no sítio A. Diagrama de Hawthorne e Oberti (2006).

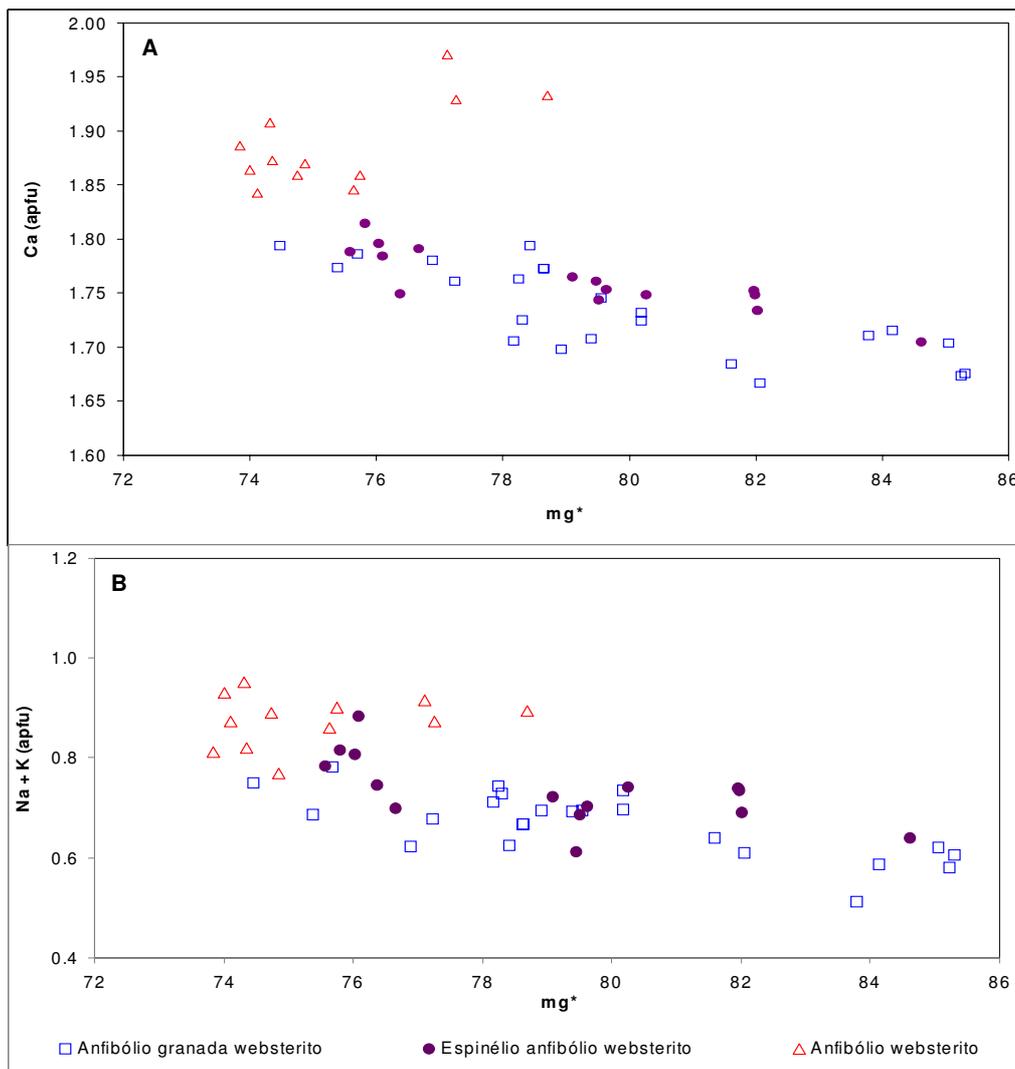


Figura 5.7.3. Diagramas Ca versus mg# (A) e Na + K versus mg# (B).

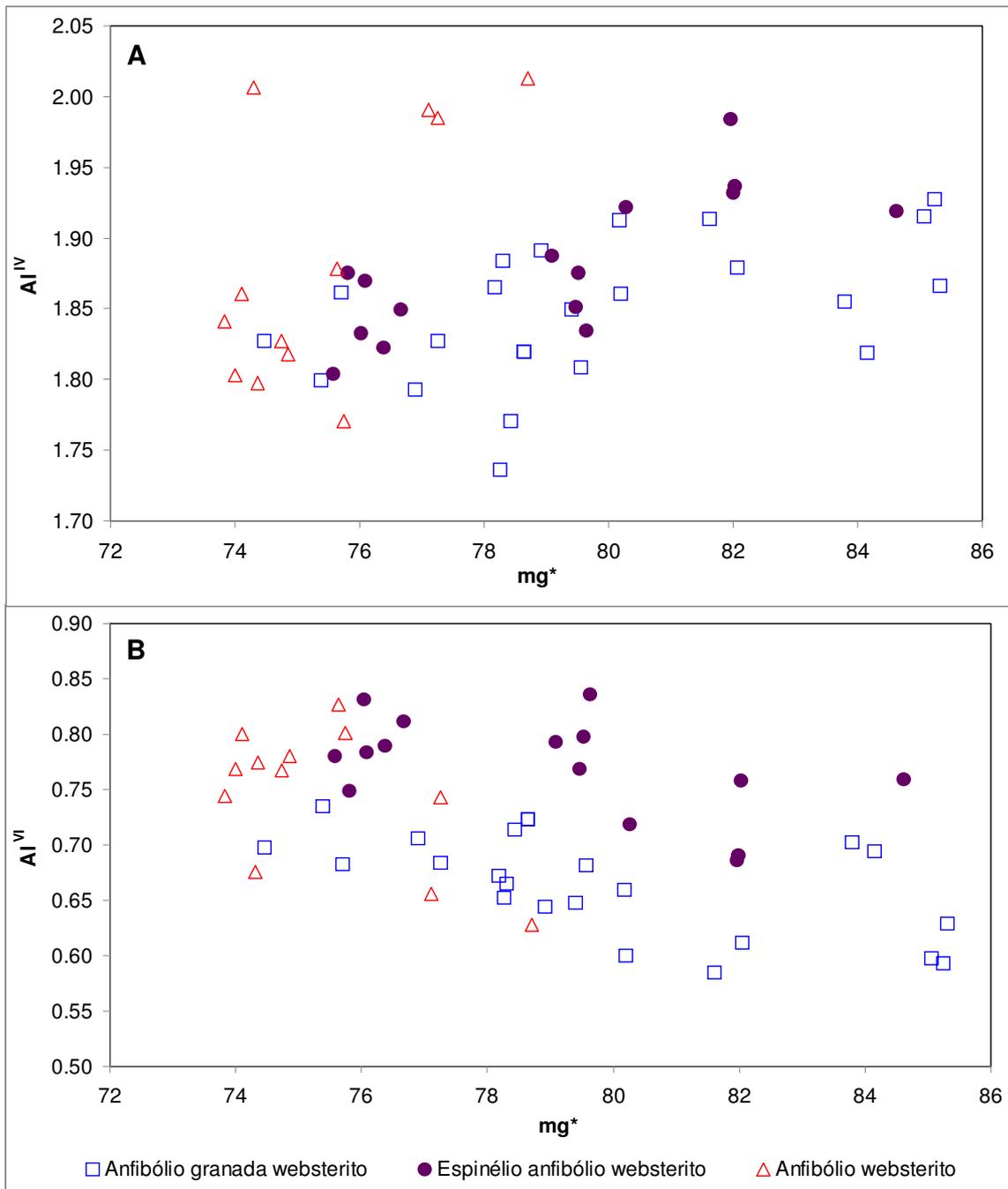


Figura 5.7.4. Diagramas $mg\#$ versus Al^{IV} (A) e $mg\#$ versus Al^{VI} (B).

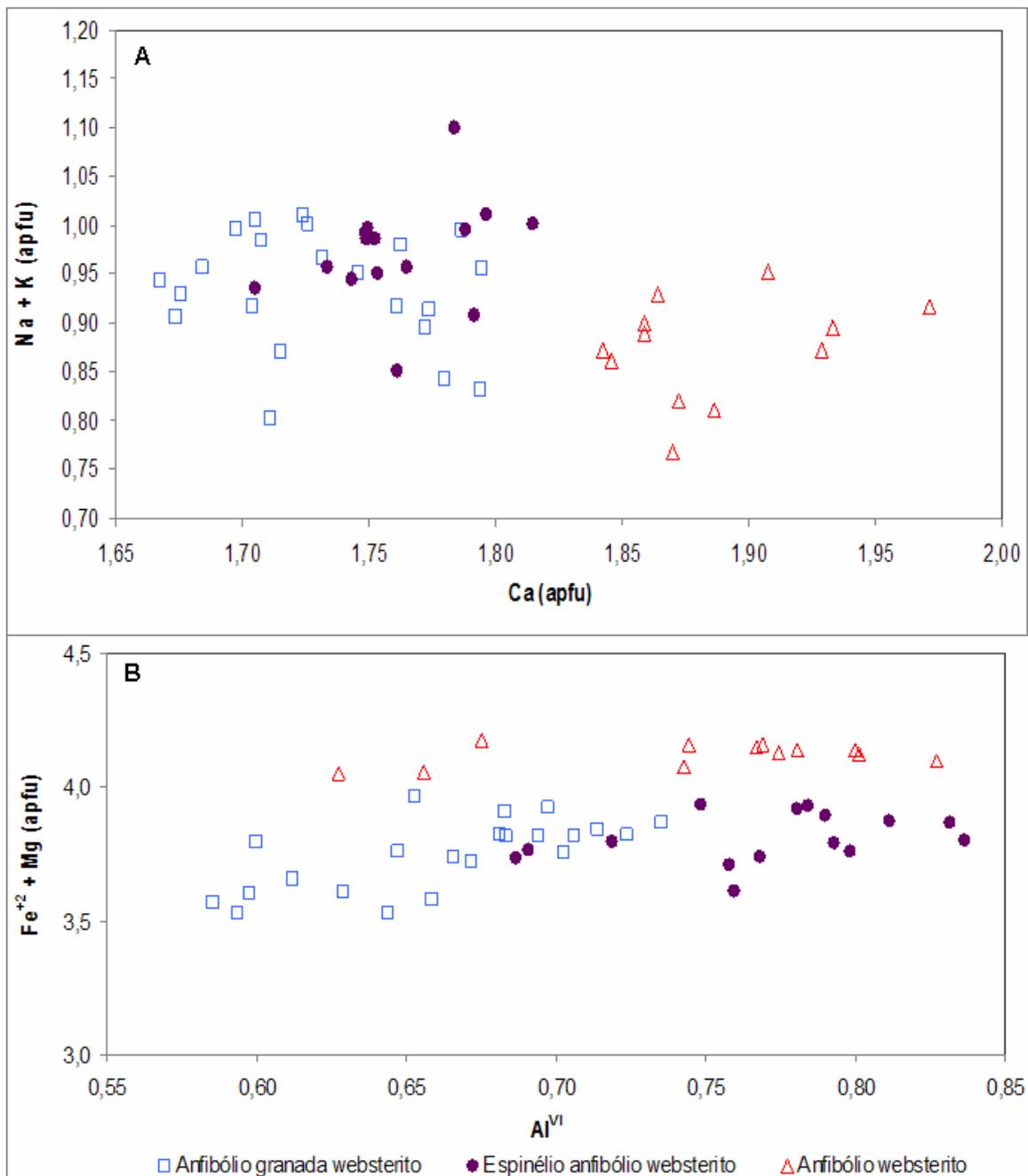


Figura 5.7.5. Diagramas Ca versus Na + K (A) e Al^{VI} versus Fe⁺² + Mg (B).

DISCUSSÃO DA QUÍMICA MINERAL

6.1. GRANADA LHERZOLITO, GRANADA HARZBURGITO, ESPINÉLIO HARZBURGITO E DUNITO

6.1.1. LHERZOLITO E HARZBURGITO

A composição da granada do granada lherzolito é $\text{Prp}_{73,0} \text{Alm}_{13,9} \text{Grs}_{3,7}$ e $\text{Prp}_{73,0} \text{Alm}_{13,3} \text{Grs}_{4,9}$, respectivamente. Em ambos, a granada é classificada no grupo G9 de Grütter *et al.* (2004).

O conteúdo de $\text{MnO} < 0,36 \%$ peso da granada do granada lherzolito e granada harzburgito indica associação com kimberlitos diamantíferos em áreas cratônicas, que ocorreram dentro do campo de estabilidade do diamante, de acordo com a classificação de Grütter *et al.* (2004).

No granada lherzolito, o clinopiroxênio é augita. O ortopiroxênio do granada lherzolito e granada e espinélio harzburgito têm composição respectiva de $\text{En}_{89,4, 90,0}$ e $92,9$.

A composição da olivina do granada lherzolito é $\text{Fo}_{89,2}$ a $90,9$, enquanto que no granada e espinélio harzburgito é de $\text{Fo}_{90,0}$ a $91,2$ e $\text{Fo}_{91,1}$ a $92,2$, respectivamente. No granada lherzolito e espinélio harzburgito, o conteúdo de Ni da olivina independe do conteúdo de Fo, conforme mostram as Figuras 5.5.1 e 5.5.2, respectivamente. No granada harzburgito, o conteúdo de Ni *versus* Fo apresenta correlação negativa, que não é comumente encontrada em peridotitos, indicando fusão parcial. O conteúdo de Fo destas rochas mostra que o espinélio harzburgito originou-se de um manto mais depletado do que o granada lherzolito e granada harzburgito.

6.1.2. DUNITO

De acordo com Hart e Davis (1978), o coeficiente de partição do Ni tem sido muito utilizado para determinar: os produtos de cristalização fracionada de basaltos; identificar líquidos basálticos primitivos; as condições geotermométricas em rochas basálticas; testar os modelos de cristalização em intrusões; e, para determinar a composição de líquidos mantélicos.

Segundo Hart e Davis (1978), o coeficiente de partição do Ni é dependente da composição do líquido e, levemente, da temperatura.

No processo de fusão parcial no manto fértil, constituído por lherzolito, os elementos incompatíveis (K, Na e Ca) são os primeiros a se esgotar, em seguida os elementos Fe e Al, que se comportam inicialmente como elementos compatíveis, com o esgotamento do clinopiroxênio tornam-se incompatíveis (harzburgitos). O Mg é o último elemento compatível a ser extraído. Desta forma, quanto maior a taxa de fusão ou maior número de eventos de fusão parcial, o MgO tende a aumentar no líquido e, conseqüentemente, maior o MgO na olivina, isto é, maior depleção. Com isso, o Ni tende a ter concentração menor, quanto maior for a depleção (Kubo, 2002). Diferentemente da cristalização magmática onde, há correlação positiva entre Ni e mg#. Feitas essas considerações, passaremos a analisar os lherzolitos, harzburgitos e dunitos.

Foley *et al.*, (2003) apresentam a hipótese de que os dunitos mantélicos podem ser cumulados ultramáficos metamorfisados na base da crosta oceânica durante o Arqueano Superior.

Os dunitos encontrados nos peridotitos de Iwanaidake, Japão, sugerem origem associada à fusão parcial. De acordo com Kubo (2002), conforme aumenta a taxa de fusão, os lherzolitos mudam para harzburgito e, finalmente, dunitos. Assim, o mg# da olivina e o Cr# do espinélio no resíduo aumentam gradualmente. Nos dunitos de Iwanaidake, o mg# das olivinas e Cr# dos espinélios, maiores do que nos espinélio harzburgitos, sugerem que os dunitos derivaram da fusão parcial dos harzburgitos. A fusão parcial dos harzburgitos gera decréscimo de NiO nas olivinas do resíduo, devido ao fato de que o coeficiente de partição do Ni entre a olivina e o líquido é maior. Assim, a correlação entre o conteúdo de Fo e Ni nos dunitos é negativa.

Segundo Rehfeldt *et al.* (2007), dunitos ricos em Fe de kimberlitos da região de Kimberley, África do sul, são constituídos por neoblastos de olivina, ilmenita, espinélio e raros porfiroclastos de olivina. O conteúdo de Fo entre 87 e 91 nestes dunitos evidencia uma origem associada a cumulados. A composição dos neoblastos e porfiroclatos de olivina é semelhante, além do conteúdo de Ni apresentar valores menores nos porfiroclastos do que nos neoblastos de olivina.

Os dunitos do kimberlito Canastra-01 são constituídos somente por olivina de composição $\text{Fo}_{89,3}$ a $\text{Fo}_{91,1}$ e NiO entre 0,26 e 0,45 % peso e, não contêm Cr-espinélio ou material intersticial. O diagrama Fo *versus* Ni (Figura 5.5.3) mostra uma correlação negativa, indicando serem restitos, conforme o item 6.3.2.1.

Os teores de Mg nas olivinas dos lherzolitos, harzburgitos e dunitos sugerem que a taxa de fusão parcial aumenta dos granada lherzolitos para os dunitos: menos depletado (granada lherzolitos) – depletado (granada e espinélio harzburgitos) – mais depletado (dunito).

6.2. ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO, ESPINÉLIO ANFIBÓLIO WEBSTERITO E ANFIBÓLIO WEBSTERITO

O anfibólio granada websterito apresenta granada de composição $\text{Prp}_{45,7}$ $\text{Alm}_{37,5}$ $\text{Grs}_{1,0}$, que é classificada como eclogítica, piroxenita e websterítica, segundo Grütter *et al.* (2004), e são constituídos por diopsídio, bronzita (En_{79}) e anfibólio (pargasita a Mg-Al-sadanagaíta).

Os minerais do anfibólio websterito diferem daqueles que contêm espinélio ou granada por: 1) presença do membro final jadeíta no clinopiroxênio; 2) anfibólio é Mg-hornblenda, enquanto que nos outros websteritos é pargasita a Mg-Al-sadanagaíta.

O anfibólio websterito deve representar cumulado magmático. O espinélio anfibólio websterito e o anfibólio granada websterito deve ser cumulado que se formou ou se reequilibrou em condições de *P* e *T* da fácies espinélio e granada, respectivamente. Além de espinélio e granada, os teores de Na (jadeíta) no clinopiroxênio e (pargasita a Mg-Al-sadanagaíta) no anfibólio atestam as condições de maior pressão dessas rochas. O espinélio, cuja composição é $(\text{Mg}_{0,55} \text{Fe}_{0,45})\text{Al}_2\text{O}_3$ é típico de reequilíbrio metamórfico, sugerindo que o espinélio anfibólio websterito reequilibrou-se nessas condições de *P* e *T*.

6.3. ECLOGITO *VERSUS* GRANADA CLINOPIROXENITO

Como colocado por Taylor e Neal (1989), os granada websteritos e granada clinopiroxenitos também foram classificados nos eclogitos do grupo A por Boctor *et al.* (1983).

Os eclogitos são constituídos por clinopiroxênio onfacita e granada piropo-alandina (Gonzaga, 2007). O granada clinopiroxenito é caracterizado pela composição de seu

clinopiroxênio, caracterizada pelos membros finais diopsídio-hedenbergita-augita-ferroaugita. No granada clinopiroxenito o componente jadeíta é menor e apresenta maior variação do que no eclogito. Além disso, os eclogitos são comumente encontrados em ambientes cratônicos (> 25 Ga), enquanto que os granada clinopiroxenitos são comumente encontrados em suítes oceânicas (Gonzaga, 2007).

Gonzaga (2007) aponta as diferenças entre granada clinopiroxenitos e eclogitos, que estão relacionadas à sua mineralogia e tectônica, sendo os eclogitos comumente encontrados em regiões cratônicas. No entanto, eclogitos de borda de cráton podem mostrar alteração para granada clinopiroxenitos por metassomatismo e granada clinopiroxenitos que estão fora de regiões cratônicas podem apresentar indícios de terem sido eclogitos.

As amostras de eclogito de margem de cráton e cratônicas estudadas por Gonzaga (2007) foram classificadas como eclogito ou granada clinopiroxenito, os quais mostram relictos de onfacita com extensa alteração e/ou metassomatismo. As amostras de suítes oceânicas são, predominantemente, granada clinopiroxenitos, não havendo eclogito precursor. A autora utilizou a classificação de granada de Schulze (2003) para distinguir os ambientes tectônicos do eclogito e do granada clinopiroxenito.

A classificação de eclogitos de MacGregor e Carter (1970) foi baseada na textura, resultados de química mineral e de rocha total. Os eclogitos foram divididos em dois grupos: grupo I – caracterizado pela presença de cianita, rutilo e córindon. Textura granular grossa, granada anedral a subhedral em uma matriz intersticial de clinopiroxênio. A granada tem uma cor mais escura que a granada do eclogito do Grupo II; grupo II – inclusões de rutilo com orientação preferencial em granada e clinopiroxênio são característicos deste grupo. Possui textura *interlocking*, granada e clinopiroxênio anedrais.

As granadas dos eclogitos dos Grupos I e II têm composição rica em almandina e tendem a aumentar o conteúdo de grossulária. As granadas do Grupo II têm conteúdo menor de Cr e K e maior de Ca do que as dos eclogitos do Grupo I. Enquanto que as granadas do Grupo I apresentam conteúdos mais elevados de Mg, Ni, Li e Na do que nas granadas dos eclogitos do Grupo II. O clinopiroxênio é empobrecido em enstatita-ferrossilita nos eclogitos do Grupo II do que no Grupo I. Os eclogitos do Grupo I apresentam correlação do conteúdo de CaO com o aumento deste mesmo elemento nos clinopiroxênios (MacGregor e Carter, 1970).

As composições químicas, texturais e de rocha total permitiram a MacGregor e Carter (1970) conhecer a origem dos eclogitos dos Grupos I e II, que estariam relacionados a processos de equilíbrio magmático que intrudiram e se resfriaram dentro do campo de estabilidade do eclogito. Especificamente, o eclogito do Grupo II é interpretado como sucessivas gerações de magmas que evoluíram por cristalização fracionada, onde granada e clinopiroxênio se acumularam, dando origem aos eclogitos do Grupo I. Essa idéia é suportada pelo fato de ambos os grupos de eclogitos estarem em um mesmo kimberlito (Roberts Victor, África do sul), a textura típica de cumulados encontrados nos eclogitos do Grupo I e pelo hábito das granadas e clinopiroxênios.

McCandless e Gurney (1989) utilizaram o conteúdo médio de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ (% peso) e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ (% peso) para definir os Grupos I e II de eclogitos em Roberts Victor, África do Sul, como mostra a Tabela 5.8. Os autores suportam a hipótese de que os eclogitos dos Grupos I e II têm origens distintas. Os eclogitos do Grupo I teriam sua origem associada à fusão parcial de elementos voláteis de granada lherzolitos, onde o K_2O seria um desses elementos voláteis. Os eclogitos do Grupo II teriam se formado por fusão parcial, contaminação e metamorfismo de granada lherzolito, que está próximo ao magma que originou o eclogito do Grupo I. Além disso, o enriquecimento de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ nos eclogitos do Grupo I é semelhante ao conteúdo desses elementos em eclogitos diamantíferos, sugerindo condições de formação semelhantes.

Tabela 5.8. Conteúdo de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ (% peso) e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ (% peso) definido para os grupos de eclogitos, segundo McCandless e Gurney (1989).

Eclogito	$\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ (% peso)	$\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ (% peso)
Grupo I	$\geq 0,09$	$\geq 0,08$
Grupo II	$< 0,09$	$< 0,08$

O conteúdo médio das análises da granada do eclogito do kimberlito Canastra-01 revela os seguintes valores de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ (Tabela 5.8.1).

Tabela 5.8.1. Conteúdo médio de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ (% peso) e $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ (% peso) em granadas de eclogito do kimberlito Canastra-01.

Amostra	$\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ (% peso)	$\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ (% peso)
Can147	0,29	0,02

A aplicação da classificação de eclogitos de McCandless e Gurney (1989) é consistente com os resultados de $\text{Na}_2\text{O}_{\text{gt}}$ do eclogito do kimberlito Canastra-01, que está dentro do Grupo I e o conteúdo de $\text{K}_2\text{O}_{\text{cpx}}$ está no intervalo definido para os eclogitos do Grupo II. Desta forma, a classificação de eclogitos de McCandless e Gurney (1989) é inconclusiva para as granadas de eclogitos do kimberlito Canastra-01.

Em sua classificação, Taylor e Neal (1989) utilizaram petrografia, química mineral, rocha total e conteúdo de elementos terras-raras em rocha total para definir três grupos de eclogitos (A, B e C). Para esta dissertação não foram analisados elementos terras-raras em rocha total, assim este parâmetro não pôde ser usado para classificar os eclogitos do kimberlito Canastra-01. Petrograficamente, o eclogito do grupo A caracteriza-se pela textura grossa equigranular, granadas mais ricas em piropo, clinopiroxênios > 1 cm e lamelas de exsolução de ortopiroxênio de tamanho < 1 mm; as granadas têm o mesmo tamanho dos clinopiroxênios, são frescas e possuem alteração de serpentina em sua borda. O ortopiroxênio tem tamanho > 4 mm.

Os eclogitos do grupo B caracterizam-se, petrograficamente, pela textura *spongy* e raras lamelas de exsolução nos clinopiroxênios. As granadas são mais ricas em almandina, não apresentam alteração e são mais frescas que os clinopiroxênios. Flogopita e anfibólio ocorrem em contato com a granada e intersticialmente entre os grãos. Sanidina também ocorre entre os grãos.

A cianita é o mineral característico dos eclogitos do grupo C. Há a presença de coríndon que ocorre de forma intersticial, enquanto que a cianita pode estar inclusa na granada. Este grupo possui textura *spongy*, o tamanho das granadas e clinopiroxênios são > 1 cm, sendo as granadas de composição intermediária entre piropo e grossulária. Lamelas de exsolução ocorrem nos clinopiroxênios em menor quantidade. Flogopita e anfibólio se desenvolvem em contato com os clinopiroxênios e sanidina ocorre de forma intersticial.

O eclogito do kimberlito Canastra-01 apresenta textura *spongy* e a composição química de granadas e clinopiroxênios é apresentada nas Tabelas 5.8.2 e 5.8.3.

A composição das granadas dos eclogitos dos grupos A, B e C também é apresentada na Tabela 5.8.2 e a Tabela 5.8.3 mostra a composição dos clinopiroxênios para classificar os grupos de eclogitos de Taylor e Neal (1989).

Tablea 5.8.2. Composição das granadas dos grupos de eclogitos A, B e C de Taylor e Neal (1989) *versus* a composição da granada do eclogio do kimberlito Canastra-01.

Composição das granadas (Taylor e Neal, 1989)		Composição da granada do eclogio do Canastra-01
Grupo A	Definido como rico em MgO (> 21 % peso)	MgO (13,37 a 14,21 % peso)
Grupo B	Definido como rico em CaO (> 18,8 % peso)	CaO (8,50 a 8,80 % peso)
Grupo C	Definido como rico em FeO (> 16,4 % peso)	FeO (10,53 a 11,02 % peso)

Tablea 5.8.3. Composição dos clinopiroxênios dos grupos de eclogitos A, B e C de Taylor e Neal (1989).

% peso	Composição dos clinopiroxênios			Composição do clinopiroxênio do eclogio do Canastra-01
	Grupo A	Grupo B	Grupo C	
MgO	~ 21,0	18 a 19	7 a 8	12,70 a 13,13
CaO	~ 16	12 a 13	12 a 13	18,19 a 18,53
FeO	~ 2	~ 4	~ 1	0,15 a 2,88
Cr₂O₃	0,7 a 1,3	< 0,1	< 0,1	0,03 a 0,13
mg#	93,2 a 95,0	84,1 a 84,7	92,2 a 93,3	89,02 a 99,36

A composição da olivina e do ortopiroxênio dos eclogitos do Grupo A apresenta Fo ~ 91 e mg# ~ 92, respectivamente. Ortopiroxênio tem conteúdo de Al₂O₃ de 0,42 % peso e a olivina apresenta conteúdo de NiO de 0,15 % peso.

Os resultados de química mineral, rocha total, análises de elementos terras raras e petrografia possibilitaram a Taylor e Neal (1989) definir a origem dos três grupos de eclogitos. Os eclogitos do grupo A derivam de cumulados, enquanto que os eclogitos dos grupos B e C seriam o produto do metamorfismo em crosta oceânica. O grupo B

representaria a parte basáltica, enquanto que o grupo C seria o cumulado. Segundo Taylor e Neal (1989), esta interpretação é consistente com os eclogitos de Roberts Victor, África do sul, onde os eclogitos dos grupos B e C seriam o equivalente aos Grupos II e I, respectivamente, de MacGregor e Manton (1986).

Comparando os resultados analíticos da granada e do clinopiroxênio do eclogito do Canastra-01, observa-se que nenhum valor do conteúdo dos elementos apresentados se encaixa nos grupos de eclogitos de Taylor e Neal (1989). Assim, a classificação de Taylor e Neal (1989) não pode ser usada para classificar o eclogito do kimberlito Canastra-01. Fica evidenciada a dificuldade em se classificar os eclogitos segundo as classificações apresentadas. O kimberlito Canastra-01 amostrou granada clinopiroxenito caracterizado por granada piropo e clinopiroxênio de composição augita e um eclogito constituído por onfacita e granada piropo-almandina ($\text{Prp}_{52.0} \text{Alm}_{25.4} \text{Grs}_{15.8}$).

GEOTERMOBAROMETRIA

Granada, olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e espinélio estão entre os constituintes mais importantes do manto superior, amostrados por kimberlitos. A composição desses minerais é controlada por reações subsólidas, as quais são influenciadas por condições de pressão e temperatura. As reações específicas de T e P podem ser calculadas por métodos experimentais e/ou teóricos, que permitem conhecer as condições de equilíbrio dos minerais (comumente determinadas por análises por microsonda eletrônica). Os resultados de T e P obtidos pelos diversos métodos permitem interpretações geológicas, como, por exemplo, a construção de paleogeotermas, que refletem as condições termais do manto quando ocorreu a intrusão kimberlítica. Outro exemplo da aplicação dos cálculos de T e P é conhecer a profundidade em que o xenólito se formou, e assim, determinar se estão dentro ou fora do campo de estabilidade do diamante.

A maioria dos termômetros utilizados em peridotitos é baseada na troca Fe-Mg entre granada e clinopiroxênio, granada e olivina, espinélio e olivina. Já os barômetros, em sua maioria, são formulados com base no conteúdo de Al nos ortopiroxênios em equilíbrio com granada. Cita-se, como exemplo, o método de Ellis e Green (1979) para calcular temperatura em eclogitos e inclusões em diamantes, o qual utiliza a relação do sistema CaO-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂, em granada e clinopiroxênio. Análises obtidas por microsonda eletrônica em granada e clinopiroxênio mostram que o $K_D = (Fe^{2+}/Mg^{Gt})/(Fe^{2+}/Mg^{Cpx})$, para reações onde coexiste a substituição Fe-Mg, é independente do conteúdo de mg* nesses minerais.

O geotermobarômetro apresentado por Brey e Köhler (1990) foi elaborado com base em componentes onde coexistem ortopiroxênio e clinopiroxênio e troca de Al do ortopiroxênio e granada. Os autores apresentam nova versão de termômetros baseados na troca Fe-Mg entre olivina e granada, clinopiroxênio ou ortopiroxênio e, desta forma, apresentam nova versão para cálculos de P e T .

Holland e Powell (1998) utilizaram as propriedades termodinâmicas de membros finais de minerais silicáticos e espécies aquosas, apresentando-as em um banco de dados termodinâmico internamente consistentes. Esse banco de dados foi revisado e atualizado, sendo incorporadas novas fases de equilíbrio, estudos calorimétricos e

novas medidas de volume molar, expansão termal e compressibilidade; parâmetros utilizados no *software* THERMOCALC.

Os resultados de P e T para os xenólitos do Canastra-01, utilizando o THERMOCALC, estão na Tabela 7.1 e na Figura 7.1.

Tabela 7.1. Resultados de P e T dos xenólitos do Canastra-01, obtidos com o THERMOCALC.

Amostra		T (°C)	P (kbar)
Granada clinopiroxenito (Can94)		1240 ± 137	19 ± 3
Eclogito (Can147)		1296 ± 143	18 ± 7
Anfibólio granada websterito (Can203)		1255 ± 180	-
Espinélio anfibólio websterito (Can150)		870 ± 153	10 ± 32
Anfibólio websterito (Can127)		1276 ± 376	22 ± 6
Granada lherzolito	Can88	1130 ± 162	16 ± 4
	Can89	1130 ± 150	21 ± 5
	Can96	1224 ± 173	20 ± 5
	Can97	1196 ± 221	18 ± 6
	Can99	1360 ± 135	14 ± 3
	Can100	1313 ± 239	22 ± 5
	Can101	1398 ± 159	19 ± 4
	Can104	1215 ± 180	19 ± 3
Granada harzburgito (Can123)		1108 ± 388	29 ± 15
Espinélio harzburgito (Can105)		1075 ± 678	-

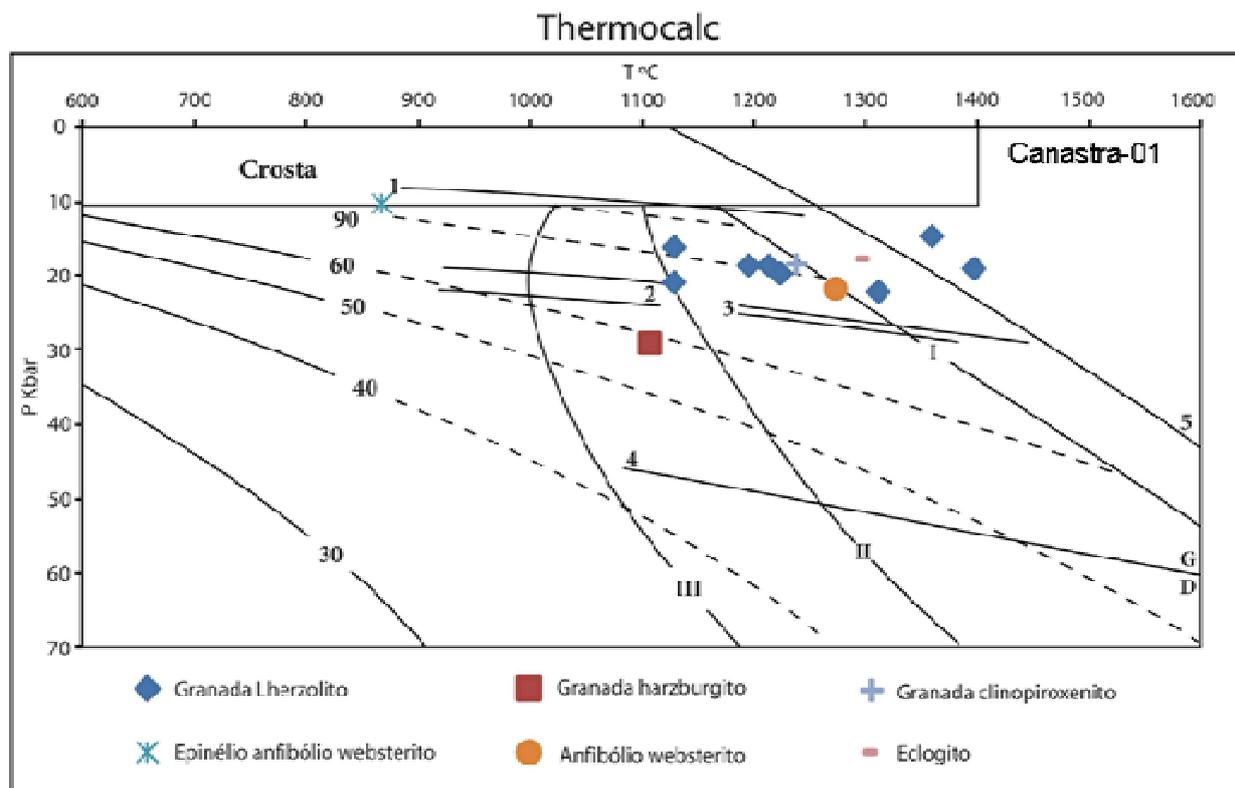


Figura 7.1. Diagrama contendo os valores de P e T dos xenólitos do kimberlito Canastra-01, obtidos pelo *software* THERMOCALC. As curvas com valores de 30 a 90 representam as geotermas e seus respectivos valores de fluxo de calor em mW/m^2 ; as linhas pontilhadas indicam o aumento da transferência de calor por outros modos que não a condução (Pollack *et al.*, 1993). As linhas I, II e III são *solidus* para o manto e representam: I. ausência de voláteis; II. mistura de voláteis; III. presença de água (Pollack *et al.*, 1993). A área acima de 10 kbar corresponde à crosta. (Pollack *et al.*, 1993). As linhas 1, 2 e 3 correspondem a: 1- limite entre as fácies plagioclásio e espinélio; 2 e 3- limite da fácies espinélio e granada, as linhas paralelas em 2 e 3 representam “granada *in*” (menor P) e “espinélio *out*” (maior P); 5. *solidus* para o manto, segundo Hirschmann (2000). A linha G/D indica o limite grafita-diamante de Kennedy e Kennedy (1976).

Segundo os dados do THERMOCALC, os xenólitos se agrupam em torno da geoterma de $90 \text{ mW}/\text{m}^2$, exceto o granada harzburgito que se situa em torno da geoterma de $60 \text{ mW}/\text{m}^2$. A geoterma de $90 \text{ mW}/\text{m}^2$ não é realista para a borda de um cráton. Pode-se verificar que as pressões obtidas por este método estão subestimadas, uma vez que as rochas contendo granada resultaram de pressões que correspondem ao campo de estabilidade do espinélio e não da granada.

Um novo geobarômetro, baseado no conteúdo de Al em ortopiroxênios é apresentado por Brey *et al.* (2008). O equilíbrio entre os minerais do manto foi investigado a

pressão de 6 a 10 GPa e temperaturas entre 1300 e 1500 °C, utilizando um sistema simples MAS (MgO-Al₂O₃-SiO₂), CMS (CaO-MgO-SiO₂) e CMAS (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂). Foi utilizado, juntamente com o sistema simples, o sistema SC1 (olivina + ortopiroxênio com Al alto + clinopiroxênio com Al alto + espinélio) e £4 (olivina + ortopiroxênio com Al baixo + clinopiroxênio com Al baixo + granada). Assim, Brey *et al.* (2008) utilizaram as variações de P e T obtidas por Brey e Köhler (1990) e aprimoraram o barômetro de Al em ortopiroxênio. Assim, a versão modificada de Brey e Köhler (1990) foi implementada na tabela denominada PTEXL3, onde estão todos os termômetros e barômetros utilizados em associações mantélicas. De acordo com a associação mineralógica da rocha, selecionam-se os termômetros e barômetros mais adequados. Para calcular os valores de P e T otimizados, todas as expressões geotermobarométricas são aproximadas por uma linha, que corresponde ao ponto mínimo da soma dos quadrados das distâncias desta linha, e no caso de dois termobarômetros, utilizam-se a interseção das duas funções. O *software* produz dados para P e T que são denominados de “otimizados”.

Na Tabela 7.2 estão os resultados dos valores médios de P e T calculados para os xenólitos do kimberlito Canastra-01, utilizando-se vários termômetros e barômetros. Foram utilizados os geotermobarômetros, conforme indicado por Brey *et al.* (2008), de acordo com a associação mineralógica de cada xenólito e, dentre os resultados obtidos. Preferimos calcular médias simples dos resultados e não levando em consideração o erro, em vez do tratamento matemático presente na planilha de Brey *et al.* (2008). Isto porque não conseguimos reproduzir o processo de “otimização” de Brey *et al.* (2008) para poder avaliá-lo. Ambos os dados com “otimizados” e “médias” serão utilizados.

Os resultados de T e P otimizados para os granada lherzolitos e granada harzburgitos estão na Tabela 7.2 e apresentados graficamente nas Figuras 7.2 e 7.3.

Tabela 7.2. Resultados de *P* e *T* dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Granada lherzolito (Can88)	MacGregor (1974) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	57 ± 3
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1297 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	63 ± 3
	Powell (1985) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	999 ± 50	-
	Brey e Köhler (1990) - Al em Opx para Grt peridotitos	1282 ± 60	66 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1119	50 ± 1,65
	Köhler e Brey (não publicado) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	32
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1365 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1159 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1009 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	55 ± 3
	Taylor (1998) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1406 ± 62	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1257 ± 30	53 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1046	-
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	60
	MÉDIA	1194	54
	OTIMIZADO	1273	53
Granada lherzolito (Can89)	MacGregor (1974) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	58 ± 3
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1267 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	59
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1214 ± 50	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	1261 ± 60	62 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1126	49 ± 1,65
	Köhler e Brey (não publicado) – Al em Ol para Grt peridotitos	-	49
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1460 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1141 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1318 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	52 ± 3
	Taylor (1998) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1396 ± 62	-
	Canil (1999) – partição de Ni entre Grt e Ol	1566	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1241 ± 30	51 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1370	-

(cont.) Tabela 7.2. Resultados de *P* e *T* dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Granada lherzolito (Can89)	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	57
	MÉDIA	1305	55
	OTIMIZADO	1380	60
Granada lherzolito (Can96)	MacGregor (1974) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	58 ± 3
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1278 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	56 ± 3
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	942 ± 50	-
	Brey e Köhler (1990) - Al em Opx para Grt peridotitos	1255 ± 60	59 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1176	40 ± 1,65
	Köhler e Brey (não publicado) - Al em Ol para Grt peridotitos	-	15
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1168 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	932 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	49 ± 3
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1382 ± 62	-
	Canil (1999) – partição de Ni entre Grt e Ol	1267	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1232 ± 30	59 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	967	54
	MÉDIA	1160	49
OTIMIZADO	1226	46	
Granada lherzolito (Can97)	MacGregor (1974) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	59 ± 3
	Wells (1977) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1212 ± 18	-
	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1286 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	56 ± 3
	Brey e Köhler (1990) - Al em Opx para Grt peridotitos	1243 ± 60	58 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1239	-
	Köhler e Brey (não publicado) - Al em Ol para Grt peridotitos	-	44
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1344 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1128 ± 60	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Cr em Grt	-	47 ± 3
	Taylor (1998) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1378 ± 62	-
	Canil (1999) – partição de ni entre Grt e Ol	1417	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1226 ± 30	61 ± 3

(cont.) Tabela 7.2. Resultados de *P* e *T* dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Granada lherzolito (Can97)	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	54
	MÉDIA	1275	54
	OTIMIZADO	1352	57
Granada lherzolito (Can100)	MacGregor (1974) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	58 ± 3
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-cpx <i>solvus</i>	1274 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	56 ± 3
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1197 ± 50	-
	Brey e Köhler (1990) - Al em Opx para Grt peridotitos	1278 ± 60	57 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1135	47 ± 1,65
	Köhler e Brey (não publicado) – Al em Ol para Grt peridotitos	-	65
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1149 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1294 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	53 ± 3
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1399 ± 62	-
	Canil (1999) – partição de Ni entre Grt e Ol	1599	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1252 ± 30	50 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1342	-
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	53
	MÉDIA	1292	55
OTIMIZADO	1358	58	
Granada lherzolito (Can101)	MacGregor (1974) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	58 ± 3
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-cpx <i>solvus</i>	1286 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	52 ± 3
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1081 ± 50	-
	Brey e Köhler (1990) - Al em Opx para Grt peridotitos	1253 ± 60	53 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1156	43 ± 1,65
	Köhler e Brey (não publicado) – Al em Ol para Grt peridotitos	-	71
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1265 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1158 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1113 ± 43	-

(cont.) Tabela 7.2. Resultados de *P* e *T* dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Granada lherzolito (Can101)	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	51 ± 3
	Taylor (1998) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1391 ± 62	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1242 ± 30	54 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1144	-
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	50
	MÉDIA	1209	54
	OTIMIZADO	1269	49
Granada lherzolito (Can104)	MacGregor (1974) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	58 ± 3
	Wells (1977) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1233 ± 18	-
	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1292 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	52 ± 3
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1204 ± 50	-
	Brey e Köhler (1990) - Al em Opx para Grt peridotitos	1265 ± 60	54 ± 5
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	2612	-
	Köhler e Brey (não publicado) - Al em Ol para Grt peridotitos	-	50
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1272 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1159 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1294 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	1666 ± 50	49 ± 3
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1401 ± 62	-
	Canil (1999) – partição de Ni entre Grt e Ol	1373	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1253 ± 30	53 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1337	-
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	51
MÉDIA	1412	52	
OTIMIZADO	1337	40	
Granada harzburgito (Can106/ Can123)	MacGregor (1974) - Al em Opx para Grt peridotitos	-	42 ± 3
	Harley (1984) – troca Fe-Mg entre Opx e Grt	1412 ± 92/ 1352 ± 92	
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	52 ± 5/ 44 ± 5
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	1545 ± 50/ 958 ± 50	42 ± 3/ 41 ± 3
	Canil (1999) – partição de Ni entre Grt e Ol	1312/1050	
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	48/42
	MÉDIA	1423/1120	46/42
OTIMIZADO	1461/1068	64/38	

(cont.) Tabela 7.2. Resultados de *P* e *T* dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Espinélio harzburgito (Can102/ Can105)	O'Neill e Wall (1987) – troca Fe-Mg entre Ol e Spl	666 ± 100/ 682 ± 100	-
	Ballhaus <i>et al.</i> (1991) - troca Fe-Mg entre Ol e Spl	684 ± 30/ 699 ± 30	-
	Witt-Eickschen e Seck (1991) – Al em Opx para Spl peridotitos	870/1064	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	622 ± 50/ 558 ± 50	-
	MÉDIA	710/751	-
	OTIMIZADO	-	-
Anfibólio granada websterito (Can95/ Can203)	Wells (1977) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	921 ± 18/ 723 ± 18	-
	Ellis e Green (1979) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	980 ± 30/ 528 ± 30	-
	Harley (1984) - troca Fe-Mg entre Opx e Grt	1218 ± 30/ 902 ± 30	-
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	863 ± 26/ 665 ± 26	-
	Powell (1985) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	969/ 504	-
	Krogh (1988) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	942 ± 100/ 455 ± 100	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	882 ± 60/ 572 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1138 ± 60/ 783 ± 60	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	939 ± 43/ 411 ± 43	-
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1148 ± 62/ 830 ± 62	-
	Krogh Ravna (2000) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	839/ 379	-
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1027/ 444	-
	MÉDIA	989/ 600	-
	OTIMIZADO	-	-
Espinélio anfibólio websterito (Can150)	Wells (1977) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	841 ± 18	-
	Bertrand e Merrier (1985) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	795 ± 26	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	785 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	691 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	885 ± 60	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	664 ± 50	-
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1023 ± 62	-
	MÉDIA	812	-
	OTIMIZADO	-	-
Anfibólio websterito (Can127)	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	888 ± 26	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	546 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	879 ± 60	-

(cont.) Tabela 7.2. Resultados de *P* e *T* dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Anfibólio websterito (Can127)	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	759 ± 60	-
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	821 ± 62	-
	MÉDIA	762	-
	OTIMIZADO	-	-
Granada clinopiroxenito (Can94)	Ellis e Green (1979) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1260 ± 30	-
	Powell (1985) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1255 ± 50	-
	Krogh (1988) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1250 ± 100	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1223 ± 43	-
	Krogh Ravna (2000) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1260	-
	Nakamura e Hirajima (2005) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1283	-
	MÉDIA	1255	-
	OTIMIZADO	-	-
Eclogito (Can147)	Ellis e Green (1979) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	509 ± 30	-
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	487 ± 50	-
	Berman <i>et al.</i> (1995) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	302 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	3226 ± 50	-
	Nakamura e Hirajima (2005) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	374	-
	MÉDIA	980	-
	OTIMIZADO	-	-

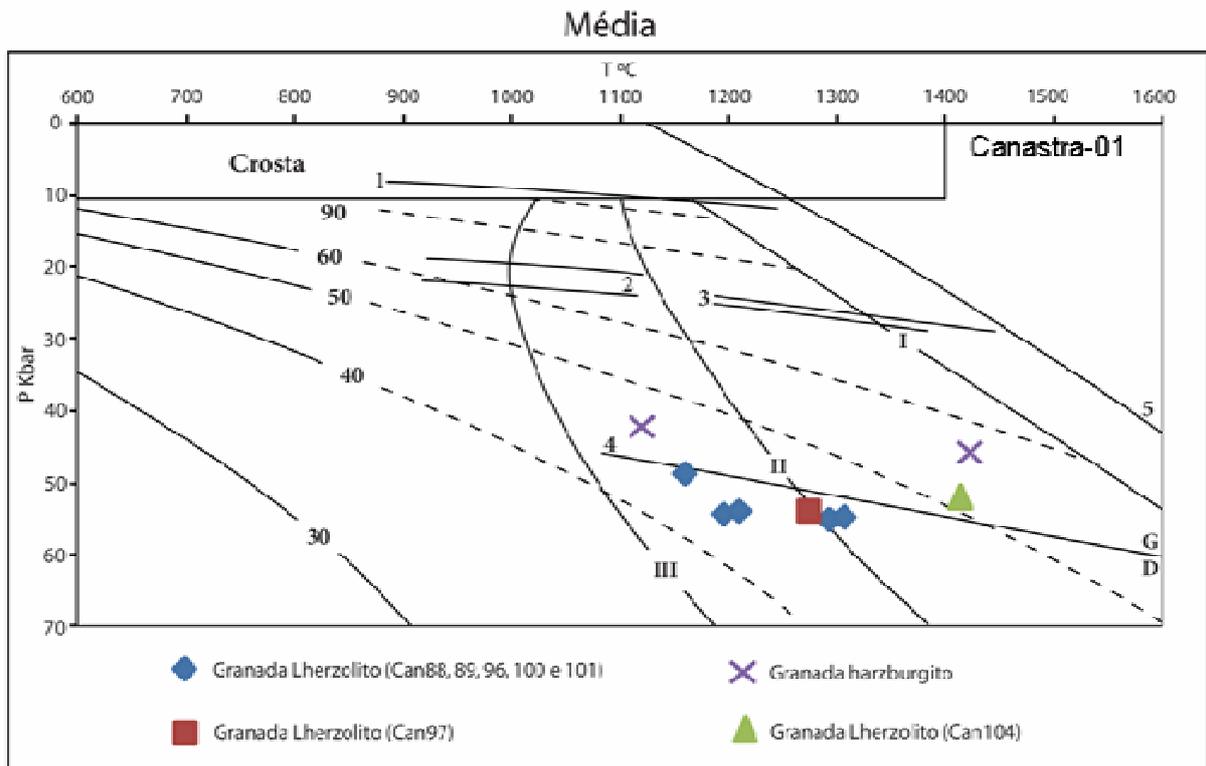


Figura 7.2. Diagrama contendo os valores das médias de P e T dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. As curvas com valores de 30 a 90 representam as geotermas e seus respectivos valores de fluxo de calor em mW/m^2 ; as linhas pontilhadas indicam o aumento da transferência de calor por outros modos que não a condução (Pollack *et al.*, 1993). As linhas I, II e III são *solidus* para o manto e representam: I. ausência de voláteis; II. mistura de voláteis; III. presença de água (Pollack *et al.*, 1993). A área acima de 10 kbar corresponde à crosta. (Pollack *et al.*, 1993). As linhas 1, 2 e 3 correspondem a: 1- limite entre as fácies plagioclásio e espinélio; 2 e 3- limite da fácies espinélio e granada, as linhas paralelas em 2 e 3 representam “granada *in*” (menor P) e “espinélio *out*” (maior P); 5. *solidus* para o manto, segundo Hirschmann (2000). A linha G/D indica o limite grafita-diamante de Kennedy e Kennedy (1976).

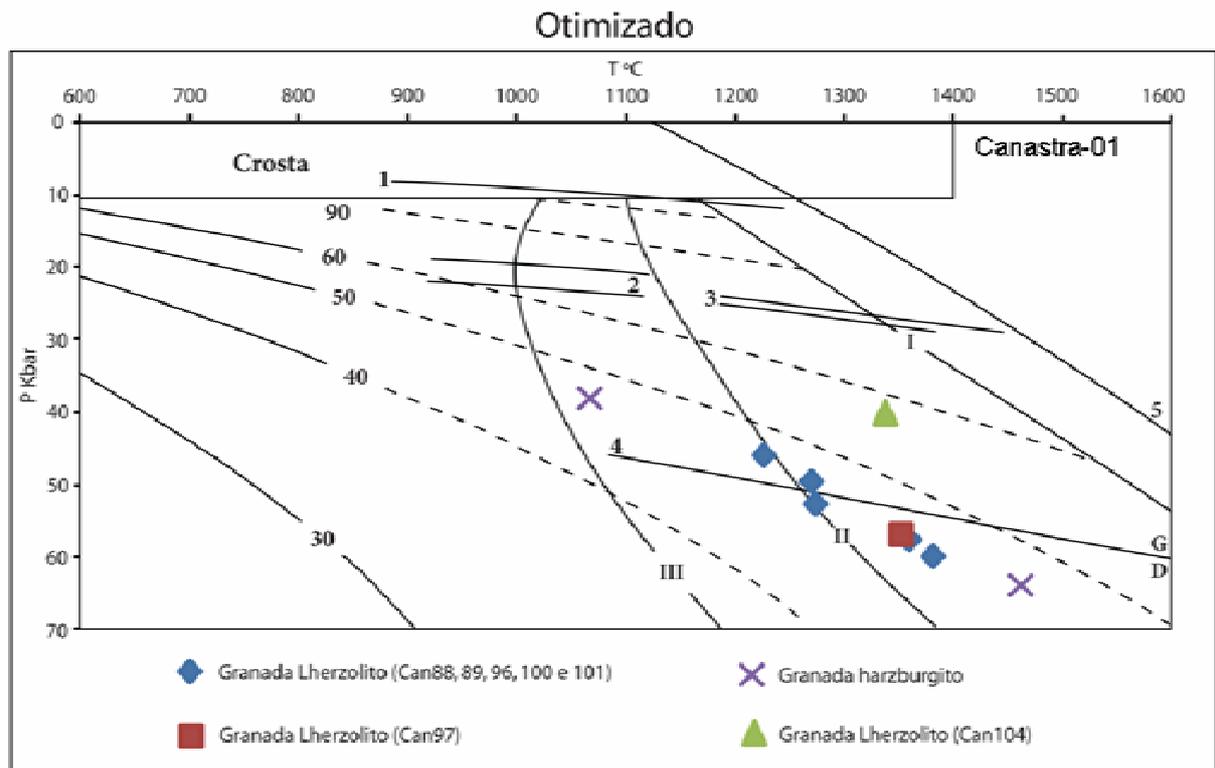


Figura 7.3. Diagrama contendo os valores otimizados de P e T dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. As curvas com valores de 30 a 90 representam as geotermas e seus respectivos valores de fluxo de calor em mW/m^2 ; as linhas pontilhadas indicam o aumento da transferência de calor por outros modos que não a condução (Pollack *et al.*, 1993). As linhas I, II e III são *solidus* para o manto e representam: I. ausência de voláteis; II. mistura de voláteis; III. presença de água (Pollack *et al.*, 1993). A área acima de 10 kbar corresponde à crosta. (Pollack *et al.*, 1993). As linhas 1, 2 e 3 correspondem a: 1- limite entre as fácies plagioclásio e espinélio; 2 e 3- limite da fácies espinélio e granada, as linhas paralelas em 2 e 3 representam “granada *in*” (menor P) e “espinélio *out*” (maior P); 5. *solidus* para o manto, segundo Hirschmann (2000). A linha G/D indica o limite grafita-diamante de Kennedy e Kennedy (1976).

Tanto os valores das médias quanto os valores otimizados das pressões, são maiores que aqueles obtidos com o THERMOCALC. Com os valores médios de P e T , os xenólitos se espalham entre as geotermas aproximadas de 40 a 60 mW/m^2 . Os granada lherzolitos estão dentro do campo de estabilidade do diamante enquanto que os granada harzburgitos e um granada lherzolito estão no campo da grafita, como mostra a Figura 7.2. Os resultados de P e T otimizados dos xenólitos, espalham-se entre as geotermas aproximadas de 45 e 60 mW/m^2 . Com estes resultados, dois granada lherzolitos ficam dentro do campo de estabilidade da grafita e um granada harzburgito fica dentro do campo de estabilidade do diamante. Unindo-se as amostras de granada harzburgito e traçando uma linha, tem-se uma geoterma “definida” de,

aproximadamente, 47 mW/m^2 , sendo que a amostra de granada lherzolito (Can104) estaria fora dessa linha (Figura 7.3).

Ao comparar os valores médios com os valores otimizados de T e P , nota-se que são relativamente próximos entre si. À exceção de uma amostra de granada harzburgito (Can106), onde estes valores são bem maiores ao serem otimizados.

7.1. DADOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS OBTIDOS POR GRANADAS DO CANASTRA-01

As condições de P e T das granadas do kimberlito Canastra-01 foram determinadas pelo uso de Ni termometria por Winter (1997). Foram definidos dois intervalos de T para o *pipe* NW: baixa T (700 a 900 °C) e alta T (> 1000 °C). A geoterma mínima de 40 mW/m^2 é indicada para a população de baixa T (Figura 7.4).

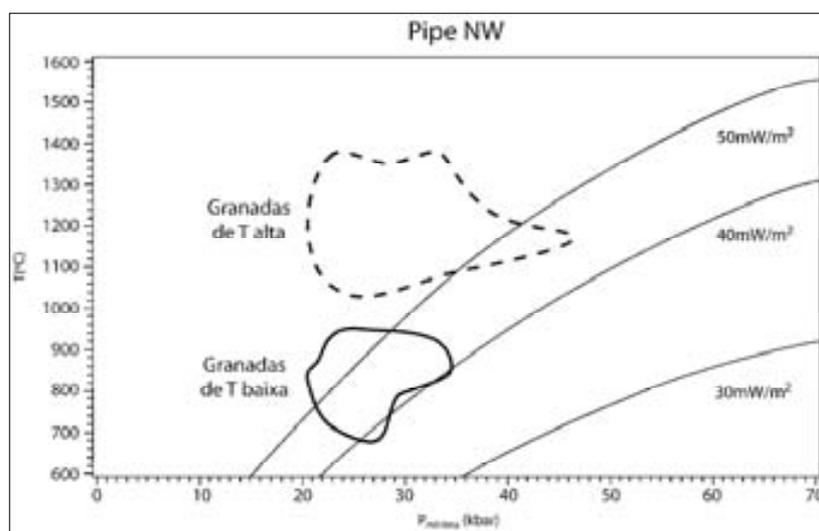


Figura 7.4. Campos P - T de granadas para o *pipe* NW do Canastra-01, obtidos por Winter (1997).

Nas granadas do *pipe* SE foram obtidas temperaturas entre 600 e 1400 °C para uma geoterma mínima menor do que 40 mW/m^2 (Figura 7.5). Os resultados obtidos para os xenólitos do Canastra-01 indicam a geoterma mínima de 40 mW/m^2 , o que é consistente com os dados de Ni termometria. As temperaturas indicadas pelos xenólitos variam de, aproximadamente, 1100 a 1400 °C, o que coincide com a temperatura mais alta indicada pelas granadas. As temperaturas mais baixas nas granadas podem resultar de grãos derivados de anfibólio granada websteritos, que apresentam uma T média de 600 e 989°C.

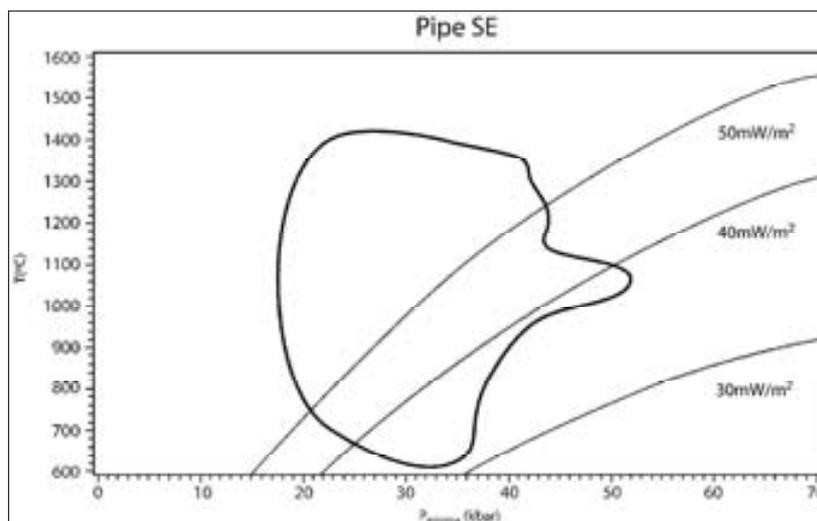


Figura 7.5. Campos P - T de granadas para o *pipe* SE do Canastra-01, obtidos por Winter (1997).

7.2. XENÓLITOS DO KIMBERLITO TRÊS RANCHOS IV

Com o objetivo de corroborar a compreensão do manto na borda oeste do cráton São Francisco, optou-se por utilizar os mesmos métodos geotermobarométricos para os xenólitos mantélicos estudados por Carvalho (1997), obtidos no kimberlito Três Ranchos IV, de acordo com a denominação da De Beers. Esse kimberlito encontra-se intrudido nas rochas da Faixa Brasília (Figura 7.6).

Os xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV são formados por: granada lherzolitos, espinélio flogopita lherzolito, olivina websterito, granada wehrlito e espinélio wehrlito. A Tabela 7.3 e a Figura 7.7 mostram os resultados dos valores médios de T e P obtidos para vários termômetros e barômetros, utilizando-se a planilha de Brey *et al.* (2008).

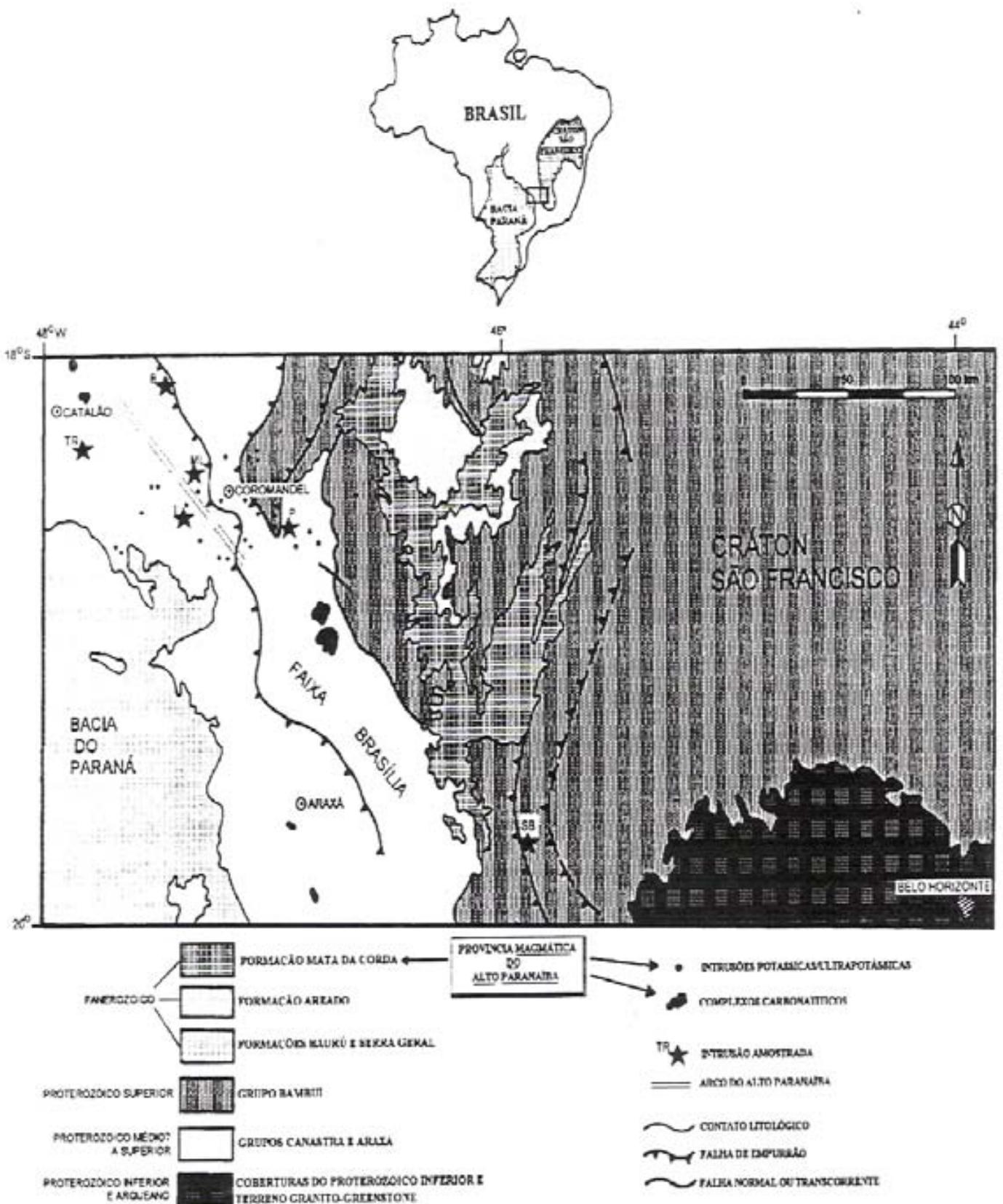


Figura 7.6. Localização do kimberlito Três Ranchos IV. Extraído de Carvalho (1997).

Tabela 7.3. Resultados de *T* e *P* obtidos para os xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Granada lherzolito (JBTR1)	MacGregor (1974) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	51 ± 3
	Wells (1977) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	974 ± 18	-
	Ellis e Green (1979) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	958 ± 30	-
	O’Neill e Wood (1979) - troca Fe-Mg entre Ol e Grt	887 ± 180	-
	Harley (1984) - troca Fe-Mg entre Opx e Grt	888 ± 92	-
	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1014 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	52 ± 3
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	937 ± 50	-
	Krog (1988) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	885 ± 100	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	1065 ± 60	50
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1217 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1046 ± 60	-
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1108	26 ± 1,65
	Berman <i>et al.</i> (1995) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	828 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	47 ± 3
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1158 ± 62	-
	Krog Ravna (2000) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	883	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1007 ± 30	59 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	864	-
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	43
MÉDIA	982	47	
OTIMIZADO	1012	49	
Granada lherzolito (JBTR3)	MacGregor (1974) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	45 ± 3
	Wells (1977) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	1037 ± 18	-
	Ellis e Green (1979) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1162 ± 30	-
	O’Neill e Wood (1979) - troca Fe-Mg entre Ol e Grt	1410 ± 180	-
	Harley (1984) - troca Fe-Mg entre Opx e Grt	1056 ± 92	-
	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1066 ± 26	-
	Nickel e Green (1985) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	42 ± 3
	Powell (1985) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1151 ± 50	-

(Cont.) Tabela 7.3. Resultados de *T* e *P* obtidos para os xenólitos do kimberlito Três Ranchos

IV.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (kbar)
Granada lherzolito (JBTR3)	Krog (1988) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1115 ± 100	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	1139 ± 60	40 ± 5
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	1390 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	1131 ± 60	-
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1188	10 ± 1,65
	Berman <i>et al.</i> (1995) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1117 ± 43	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	-	46 ± 3
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	1224 ± 62	-
	Krog Ravna (2000) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1137	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	1082 ± 30	49 ± 3
	Nakamura e Hirajima (2005) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1156	-
	Brey <i>et al.</i> (2008) – Al em Opx para Grt peridotitos	-	36
	MÉDIA	1160	38
	OTIMIZADO	1186	49
Granada wehrlito (JBTR50)	Ellis e Green (1979) – troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1529 ± 30	-
	Powell (1985) - troca Fe-Mg entre Cpx e Grt	1546 ± 50	-
	Köhler e Brey (1990) – partição de Ca entre Ol e Cpx	1315	-
	Nimis e Taylor (2000) – Cpx para Grt peridotitos	-	40 ± 3
	MÉDIA	1463	40
	OTIMIZADO	-	-
Olivina websterito (JBBS5)	Wells (1977) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	715 ± 18	-
	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	918 ± 26	-
	Brey e Köhler (1990) – Al em Opx para Grt peridotitos	756 ± 60	-
	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	870 ± 60	-
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	827 ± 62	-
	MÉDIA	817	-
	OTIMIZADO	-	-
Espinélio flogopita lherzolito (JBTR2)	Wells (1977) – Opx-Cpx <i>solvus</i>	743 ± 18	-
	Bertrand e Merrier (1985) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	680 ± 26	-
	O'Neill e Wall (1987) – troca Fe-mg entre Ol e Spl	896 ± 100	-
	Brey e Köhler (1990) – partição de Na entre Cpx e Opx	644 ± 60	-

(Cont.) Tabela 7.3. Resultados de T e P obtidos para os xenólitos do kimberlito Três Ranchos.

IV.

Amostra	Termômetro e/ou barômetro utilizado	T (°C)	P (kbar)
Espinélio flogopita lherzolito (JBTR2)	Brey e Köhler (1990) – Cpx-Opx <i>solvus</i>	855 ± 60	-
	Ballhaus <i>et al.</i> (1991) – troca Fe-Mg entre Ol e Spl	890 ± 30	-
	Witt-Eickschen e Seck (1991) – Al em Opx para Spl peridotitos	875	-
	Ryan <i>et al.</i> (1996) – Zn em Spl para peridotitos	618 ± 50	-
	Taylor (1998) - Opx-Cpx <i>solvus</i>	860 ± 62	-
	MÉDIA	785	-
	OTIMIZADO	-	-

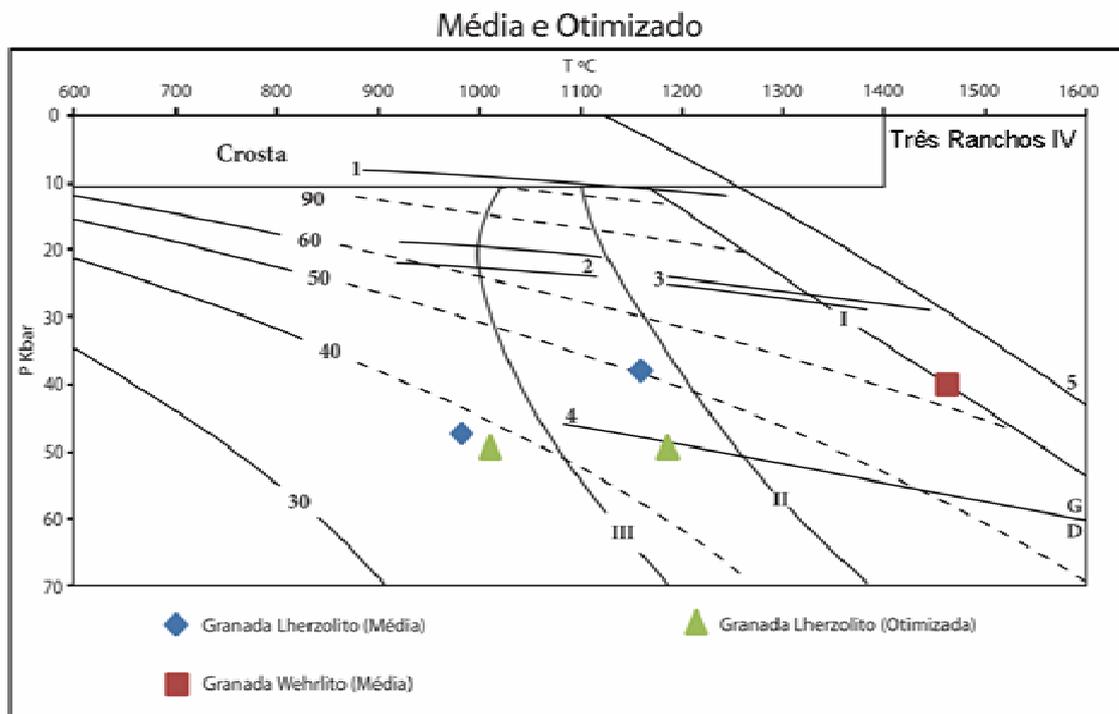


Figura 7.7. Diagrama contendo os valores das médias e otimizado de P e T dos xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV. As curvas com valores de 30 a 90 representam as geotermas e seus respectivos valores de fluxo de calor em mW/m^2 ; as linhas pontilhadas indicam o aumento da transferência de calor por outros modos que não a condução (Pollack *et al.*, 1993). As linhas I, II e III são *solidus* para o manto e representam: I. ausência de voláteis; II. mistura de voláteis; III. presença de água (Pollack *et al.*, 1993). A área acima de 10 kbar corresponde à crosta. (Pollack *et al.*, 1993). As linhas 1, 2 e 3 correspondem a: 1- limite entre as fácies plagioclásio e espinélio; 2 e 3- limite da fácies espinélio e granada, as linhas paralelas em 2 e 3 representam “granada *in*” (menor P) e “espinélio *out*” (maior P); 5. *solidus* para o manto, segundo Hirschmann (2000). A linha G/D indica o limite grafita-diamante de Kennedy e Kennedy (1976).

Os valores médios de P e T dos xenólitos de Três Ranchos IV espalham-se entre as geotermas de 38 a 63 mW/m². Os granada lherzolitos caem no campo de estabilidade do diamante. Os resultados de P e T mostram que os xenólitos se espalham entre as geotermas de 40 e 60 mW/m² e são semelhantes às daquelas do kimberlito Canastra-01.

Em ambos os conjuntos de xenólitos, os dados não indicam uma única paleogeoterma, mas se espalham por intervalos semelhantes.

Os valores médios de T e P , dos xenólitos de Três Ranchos IV, são menores que os valores otimizados, principalmente para as pressões (Figura 7.7). Apenas um granada lherzolito fica sobre a linha grafita-diamante entre as geotermas de 40 e 50 mW/m². O outro granada lherzolito fica na geoterma menor que 40 mW/m².

AMBIENTE TECTÔNICO E GÊNESE DO DIAMANTE

Os resultados de química mineral e geotermobarométricos dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 mostram consistência com o estudo químico e das condições de P e T de concentrados de granada estudados por Winter (1997) e dos xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV (Carvalho, 1997).

Os xenólitos do Canastra-01 espalham-se entre as geotermas de 40 a 60 mW/m^2 . Os xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV apresentam espalhamento similar, entre 38 e 63 mW/m^2 . Não há uma geoterma definida em nenhum dos dois casos, tanto no Canastra-01 como Três Ranchos IV, considerando os valores das médias de T e P . O resultado de P e T otimizado do Canastra-01 poderia fornecer uma geoterma aproximada de 47 mW/m^2 .

Desta forma, sugere-se que, antes da orogênese Brasileira, o Cráton do São Francisco tinha uma geoterma em torno de 38 a 40 mW/m^2 em sua porção oeste-sudoeste. Durante essa orogênese, houve aumento do grau geotérmico para, pelo menos, 60 a 63 mW/m^2 . Assim, com a ascensão dos kimberlitos Canastra-01 e Três Ranchos IV, durante o Cretáceo, foram amostrados xenólitos que registraram os intervalos das taxas geotérmicas. A explicação para esse fato seria a existência de relictos do cráton dentro da Faixa Brasília, ou seja, porções da antiga litosfera cratônica onde os minerais não se reequilibraram para as condições de P e T da geoterma que prevaleceu durante a orogênese Brasileira. A explicação para a preservação de diamantes está associada aos relictos tectônicos que não se reequilibraram no Brasileiro. A ascensão do kimberlito Canastra-01, na borda do cráton e Três Ranchos IV, dentro da Faixa Brasília, teria amostrado relictos tectônicos, trazendo consigo os diamantes.

A evolução geológico-tectônica da porção oeste-sudoeste do Cráton São Francisco mostra que a orogenia paleoproterozóica foi responsável pelo amálgama e deformação de diferentes blocos arqueanos, em parte re-trabalhada durante a orogenia Brasileira (Pereira, 2007). A preservação de núcleos arqueanos na Faixa Brasília permite inferir sua preservação na porção sul do cráton São Francisco. A existência de relictos tectônicos arqueanos preservados sob faixas dobradas também é sugerida por Gonzaga *et al.* (1995) para explicar a origem de diamantes em kimberlitos que intrudem faixas dobradas.

CONCLUSÕES

Os xenólitos do kimberlito Canastra-01 são granada clinopiroxenito, eclogito, anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito, anfibólio websterito, granada lherzolito, granada harzburgito, espinélio harzburgito e dunito. Em sua maioria são rochas classificadas, por Pearson *et al.* (2005), como xenólitos de kimberlitos de áreas não cratônicas (granada clinopiroxenito, anfibólio granada websteritos, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito) e cratônicas (eclogito, granada lherzolitos, granada e espinélio harzburgitos e dunitos). De modo geral, os xenólitos apresentam texturas porfiroclástica com matriz em mosaico de olivina e granoblástica, podendo ser granoblástica grossa, que ocorrem tanto nas rochas classificadas como de regiões cratônicas como de regiões não cratônicas.

Xenólitos alterados constituídos por fantasmas de olivina e piroxênio alterados para material de coloração marrom a esverdeada também ocorrem no kimberlito Canastra-01. Análises de difratometria de raios X revelaram a existência de quartzo, saponita e vermiculita, que podem estar relacionadas à interação de fluidos meteóricos em processo freatomagmático.

O granada lherzolito e granada harzburgito tem textura porfiroclástica com matriz em mosaico e o espinélio harzburgito tem textura granoblástica. A composição respectiva de sua granada é de $\text{Prp}_{73,0}\text{Alm}_{13,9}\text{Grs}_{3,7}$ e $\text{Prp}_{73,0}\text{Alm}_{13,3}\text{Grs}_{4,9}$. A composição do clinopiroxênio é augita, sendo que o clinopiroxênio apresenta o membro final jadeíta no granada lherzolito. O ortopiroxênio dos granada lherzolito é bronzita e, o ortopiroxênio do granada e espinélio harzburgito é enstatita. O conteúdo de forsterita na olivina varia de 89,2 a 90,9 no granada lherzolito, 90,0 a 91,2 no granada harzburgito e de 91,1 a 92,2 no espinélio harzburgito. A composição aproximada do espinélio do espinélio harzburgito é de $(\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,31})(\text{Cr}_{0,70}\text{Al}_{1,3})\text{O}_{32}$. No granada lherzolito e espinélio harzburgito, o teor de Ni da olivina independe do conteúdo de Fo. Enquanto, que no granada harzburgito, a correlação Fo *versus* Ni da olivina é negativa, sugerindo que são restitos de fusão parcial.

O dunito é constituído somente por olivina e tem textura porfiroclástica com matriz em mosaico. A composição da olivina varia de Fo 89,3 a 91,1. A correlação Ni *versus* Fo é negativa. Desta forma infere-se que o dunito é restito de fusão parcial de peridotitos.

Os três tipos de websterito apresentam textura granoblástica grossa. A composição do clinopiroxênio e ortopiroxênio é a mesma para todos os websteritos. O clinopiroxênio apresenta teor menor do membro final jadeíta no anfibólio websterito. O ortopiroxênio é

bronzita. Há dois tipos de anfibólio: Mg-Al sadanagaíta no websterito que contém granada e espinélio e Mg-hornblenda no anfibólio websterito. O espinélio no websterito tem composição aproximada de $(Mg_{0,55} Fe_{0,45})Al_2O_{32}$ e as granadas têm composição média de $Prp_{45,7} Alm_{37,5} Grs_{1,0}$. As temperaturas médias calculadas para o anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito e anfibólio websterito são, respectivamente: 989 e 600 °C (para as respectivas amostras Can95 e Can203), 812 °C e 762 °C. Os websteritos podem ser cumulados magmáticos, que se formaram ou se reequilibraram em condições de P e T da fácies granada e da fácies espinélio.

O granada clinopiroxenito tem textura granoblástica e composição granada piropo-almandina ($Prp_{69,1} Alm_{16,4} Grs_{13,4}$) e augita. O eclogito também tem textura granoblástica e granada piropo-almandina ($Prp_{52,6} Alm_{23,1} Grs_{23,5}$) e onfacita. A temperatura média calculada para o granada clinopiroxenito é de 1255 °C, e para o eclogito é de 980 °C. A origem de ambos pode estar relacionada a cumulados ou metamorfismo de crosta oceânica.

Conseguiu-se calcular somente a temperatura do espinélio harzburgito, que apresenta T média de 710 °C para a amostra Can102 e para a outra amostra (Can105) a T média é de 751 °C. Os valores médios P e T do granada lherzolito e granada harzburgito estão espalhados entre as geotermas aproximadas de 40 a 60 mW/m^2 , onde o granada lherzolito está dentro do campo de estabilidade do diamante.

Os resultados de P e T dos xenólitos dos kimberlitos Canastra-01 e Três Ranchos IV mostram similaridade. Os kimberlitos Canastra-01 e Três Ranchos IV amostraram xenólitos mantélicos na geoterma aproximada de 40 a 60 mW/m^2 e 38 a 63 mW/m^2 , respectivamente. Antes da orogênese Brasileira, as geotermas do cráton variavam entre 38 e 40 mW/m^2 , e com esta orogênese, as geotermas subiram para 60 a 63 mW/m^2 . Pelo menos parte dos xenólitos e os diamantes presentes nos kimberlitos Canastra-01 e Três Ranchos IV são derivados de relictos tectônicos em sua borda sudoeste do Cráton São Francisco e na Faixa Brasília.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anand M., Taylor L. A., Misra, K. C., Carlson W. D., Sobolev N. V. 2004. Nature of diamonds in Yakutian eclogites: views from eclogites tomography and mineral inclusions in diamonds. *Lithos*, **77**:333-348.
- Bergman S. C. 1987. Historical review. *In*: P. H. Nixon (ed.) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 5 – 9.
- Bizzi L. A., Meyer C. B., Amstrong H. O. A.; De Wit M. J. R. 1991. Mesozoic kimberlites and related alkalic rocks in south-western São Francisco craton, Brazil: A case for local mantle reservoirs and their interaction. *In*: *International Kimberlite Conference*, 5, extended abstracts, p. 583.
- Bizzi L. A., De Wit M. J., Smith C. B., McDonald I., Armstrong R. A. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. *J. Geodynamics*, **20**: 469-491.
- Boyd F. R. 1987. High- and low-temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere-asthenosphere boundary beneath southern Africa. *In*: P. H. Nixon (ed.) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 403 – 412.
- Brey G. P. & Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, **31** (6):1353-1378.
- Brey G. P., Bulatov V. K., Gurnis A. V. 2008. Geobarometry for peridotites: experiments in simple and natural systems for 6 to 10 GPa. *Journal of Petrology*, **49** (1):3-24.
- Carlson R. W., Esperança S., Svisero D. P. 1996. Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* **125**:393–405.
- Carlson R. W., Araújo, A. L. N., Junqueira-Brod T. C., Gaspar J. C., Brod J. A., Petrinovic I. A., Hollanda M. H. B. M., Pimentel M. M., Sichel S. 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, **242**:415-434.

- Carvalho J. B. 1997. Petrologia de xenólitos mantélicos da Província do Alto Paranaíba, Minas Gerais e Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 395 p.
- Coelho-Silva A. T. M. 2006. Estudo petrográfico, classificação e eventos de alteração dos xenólitos mantélicos do Kimberlito Canastra 1. Relatório de iniciação científica, PIBIC/CnPq, 9 p.
- Costa V.S., Gaspar J. C., Pimentel M. M. 2003. Peridotite and eclogite xenoliths from the Juína kimberlite province, Brazil. *In: International Kimberlite Conference, 8, Poster abstracts, p. 144.*
- Danni J. C. M., Vasconcelos A. C. B. C., Gaspar J. C. 1994. Spinel-garnet lherzolite and spinel lherzolite xenoliths from the northeaster border of the Paraná Basin, Brazil. *In: International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle, extended abstracts, p. 171.*
- Dardenne M. A. 2000. The Brasília fold belt. *In: International Geological Congress, 31, Tectonic evolution of South America, p. 854.*
- Dawson J. B. & Stephens W. E. 1975. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. *Journal of Geology, 83:589-607.*
- Dawson J. B. 1980. Xenoliths in kimberlites. *In: A. El. Goresy, Heidelberg W. von Engelhardt, Tübingen T. Hahn, Aachen (eds.) Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag, pp.: 110-189.*
- Dawson J. B. 1987. The MARID suite of xenoliths in kimberlite: relationship to veined and metasomatised peridotite xenoliths. *In: P. H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 465-473.*
- Ellis D. J., Green D. H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 71:13-22.*
- Ferreira V. P., Sial A. N., Cruz M. J. M. 1994. Mantle-derived mica-pyroxenite inclusions in late Proterozoic ultra potassic syenite magmas, NE Brazil. *In: International Symposium on the Physics and Chemistry of the upper mantle, extended abstracts, p. 171.*

- Fodor R. V., Gandhok G. R., Sial A. N. 1991. Vertical sampling of mantle beneath northeastern Brazil as represented by ultramafic xenoliths and megacrysts in Tertiary basalts. *In: International Kimberlite Conference, 5, extended abstracts, p. 583.*
- Foley S. F., Buhre S., Jacob D. E., Rehfeldt T. 2003. Pyroxenite and dunite xenoliths as metamorphosed cumulates from the Archean lower ocean crust. *In: International Kimberlite Conference, 8, Poster Abstracts, p. 144.*
- Gaspar J. C., Araújo A. L. N., Carlson R.W., Sichel S. E., Brod J.A., Sgarbi P. B., Danni J. C. C. 2003. Mantle xenoliths and new constraints on the origin of alkaline ultrapotassic rocks from the Alto Paranaíba and Goiás Igneous Provinces, Brazil. *In: International Kimberlite Conference, 8, Poster abstracts, p. 144.*
- Gibson S. A., Thompson R. N., Leonardos O. H., Dickin A. P., Mitchell J. G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, **36**(1): 189–229.
- Gonzaga G. M., Teixeira N. A., Gaspar J. C. 1995. Geotectonic considerations on primary diamond sources in mobile belts. *In: International Kimberlite Conference, 6, Extended abstracts, p. 707.*
- Gonzaga R.G. 2007. Garnet-clinopyroxene assemblages in the Earth's mantle. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, Royal Holloway, University of London., 474 p.
- Grütter H. S. & Quadling K. E. 1999. Can sodium in garnet be used to monitor eclogitic diamond potential? *In: Gurney J. J., Gurney M. D., Pascoe M. D. & Richardson S. H. (eds.) Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, 1, pp.: 314-320.*
- Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, **77**:841-857.
- Haggerty S. E. 1995. Upper mantle mineralogy. *J. Geodynamics*, **20**:331-364.
- Hart S. R. & Davis K. E. 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**:203-219.
- Harte B. 1987. Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. *In P. H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 625 – 640.*

- Hawthorne F. C. & Oberti R. 2006. On the classification of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, **44**:1-21.
- Hirschmann M. M. 2000. Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition. *Geochemistry, Geophysics Geosystems*, **1** (2000GC000070).
- Holland T. J. B. & Powell R. 1998. An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**:309-343.
- Kennedy C. S. & Kennedy G. C. 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. *Journal of Geophysical Research*, **81** (14):2467-2470.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**:277-279
- Kubo K. 2002. Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwanaidake peridotite, Hokkaido, Japan. *Journal of Petrology*, **43** (3):423-448.
- Leonardos H. O., Carvalho J. B., Tallarico F. H. B., Gibson S. A., Thompson R. W., Meyer H. O. A., Dickin A. P. 1993. O xenólito de granada lherzolito de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na Província Magmática Cretácea do Alto Paranaíba, Goiás. *In: Simp. Bras. Geol. Diamante*, 1, Anais, p. 56.
- McCandless T. E. & Gurney, J. J. 1989. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. *In: J. Ross, a. L. Jaques, J. Ferguson, D. H. Green, S. Y. O'Reilly, R.v. Danchin & A. J. A. Janse (eds.) Kimberlites and related rocks*,. 2, GSA special publication n^o. 14, pp: 827-832.
- MacGregor I. D. & Carter J. L. 1970. The chemistry of clynopiroxenes and garnet of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **3**:391-397.
- Meisel T., Walker R. J., Irving A. J., Lorand J. P. 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**:1311-1323.
- Menzeis A., Westerlund K., Grütter H., Gurney J., Carlson J., Fung A., Nowicki T. 2004. Peridotitic mantle xenoliths from kimberlites on the Ekati Diamond Mine property, N.W.T., Canada: major element compositions and implications for the lithosphere beneath the central Slave craton. *Lithos*, **77**:395-412.

- Morimoto M. 1990. Nomenclatura de piroxênios. *Revista Brasileira de Geociências*, **20** (1-4):318-328.
- Nixon P. H. 1987. Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting. *In*: P. H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 215 – 239.
- Nixon P. H., Calsteren P. W. C., Boyd F. R., Hawkesworth C. J. 1987. Harzburgites with garnets of diamond facies from southern African kimberlites. *In*: P. H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp: 523 – 533.
- Ota T., Gladkochub D. P., Sklyarov E. V., Mazukabzov A. M., Watanabe T. 2004. P-T history of *P-T* history of garnet-websterites in the Sharyzhalgai complex, southwestern margin of Siberian craton: evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism. *Precambrian Research*, **132**:327-348.
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. 2005. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *In*: R. W. Carlson (ed.) The mantle and core & H.D. Holland and K.K. Turekian (eds.) Treatise on Geochemistry, Vol. 2. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp: 171-275.
- Pereira R. S. 2007. Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 200 p.
- Pimentel M. M., Fuck R. A., Botelho N. F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**: 463-483.
- Pollack H.N., Hurter S. J., Johnson J. R. 1993. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, **31** (3):267-280.
- Rehfeldt T., Jacob D. E., Carlson R. W., Foley S. F. 2007. Fe-rich dunite xenoliths from south African kimberlites: cumulates from Karoo flood basalts. *Journal of Petrology*, **48** (7):1387-1409.
- Schulze D. J. 1987. Megacrysts from alkalic volcanic rocks. *In*: P. H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp.:433-451.
- Schulze D. J. 2003. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, **71**:195-213.

- Sgarbi P. B. A., Heaman L. M., Gaspar J. C. 2004. U–Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:715-724.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks: web version. Disponível em: <www.bgs.ac.uk/scmr>. Acesso em: 09 maio 2008.
- Smith C. B. 1983. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern Africa Cretaceous kimberlites. *Nature*, **304**:51 – 54.
- Streckeisen A. L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H. 1, p: 1-15.
- Svisero D. P., Meyer H. O. A., Tsai H. 1977. Kimberlites in Brazil: An initial report. *In: International Kimberlite Conference*, 2, Extended abstracts, p.382.
- Taylor L. A. & Neal C. R. 1989. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa: part I. Mineralogy, petrography, and whole-rock chemistry. *Journal of Geology*, **97**:551-567.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of São Francisco craton, Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Tectonic evolution of South America, p. 854.
- Winter F. 1997. A detailed evaluation of the major and trace-element mineral chemistry of the Canastra-01 occurrence, Minas Gerais south, Brazil. SOPEMI/ AARL report – ARL97/0109: 12 pp.