



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**QUÍMICA DE MINERAIS INDICADORES DE INTRUSÕES KIMBERLÍTICAS COM
ÊNFASE NA PROVÍNCIA DIAMANTÍFERA SERRA DA CANASTRA (MG):
IMPORTÂNCIA NA PROSPECÇÃO DE INTRUSÕES FÉRTEIS**

AUTOR: Kerley Wanderson Andrade

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves

Nº 120

**BELO HORIZONTE
DATA: 24/FEVEREIRO/2012**



**QUÍMICA DE MINERAIS INDICADORES DE INTRUSÕES KIMBERLÍTICAS COM
ÊNFASE NA PROVÍNCIA DIAMANTÍFERA SERRA DA CANASTRA (MG):
IMPORTÂNCIA NA PROSPECÇÃO DE INTRUSÕES FÉRTEIS**

Por

Kerley Wanderson Andrade

Orientação: Prof. Dr. Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração em Geologia Econômica e Aplicada.

Belo Horizonte,
01 de Fevereiro de 2012

DEDICATÓRIA

A Márcia, Antônia, Meus Pais e Meus Mentores.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Seja de forma direta, seja apoiando, esperando e acreditando na sua conclusão.

Ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves, mais uma vez pelo apoio, pelo auxílio e por todos os anos de trabalho conjunto e amizade.

A Márcia e Antônia pelo amor em todos os momentos, pela paciência nas ausências diárias e pela motivação para que tudo chegasse ao seu resultado.

A toda a comunidade interessada no estudo do diamante e áreas afins. Especialmente, à Luigi Giglio (*in memoriam*) ex-diretor da DTM Mineração Ltda., à Petrus Mineração Ltda., à SAMSUL Mineração S.A, aos profissionais do LMA (Laboratório de Microanálises do Departamento de Física do Instituto de Ciências Exatas da UFMG), em particular a Luiz Rodrigues Armoa Garcia pelo auxílio nas análises com microsonda eletrônica.

A toda minha família pelo apoio nestes longos anos de trabalho. Aos amigos de trabalho diário na GEOMIL, pela paciência, companheirismo e confiança. A todos os mentores cujos conselhos e apoio me fortalecem nesta caminhada. A todos os amigos e companheiros de Geologia. Que este trabalho possa de alguma forma contribuir com o crescimento da nossa paixão por esta ciência.

RESUMO

O presente trabalho abrangeu o estudo e avaliação da química de elementos maiores dos principais minerais indicadores de fontes primárias diamantíferas. As intrusões pesquisadas fazem parte do conjunto de rochas ígneas de afinidade alcalina agrupadas na Província Alcalina do Alto Paranaíba. Esta província, situada à margem oeste do Cráton do São Francisco, com suas unidades depositadas sobre litologias integrantes do próprio cráton e da Faixa Brasília, apresenta além de rochas carbonatíticas e kamafugíticas, uma série de intrusões kimberlíticas em geral subaflorentes.

As intrusões kimberlíticas, por sua distribuição espacial e contexto físico-gráfico são distribuídas em províncias, nas quais o conteúdo diamantífero se faz presente, caracterizando tais regiões então como províncias kimberlíticas/diamantíferas, pelo fato de que nem sempre o conteúdo diamantífero presente está associado às intrusões que ocorrem na área.

No escopo do trabalho, a Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra constitui o principal foco. Nesta província, uma série de intrusões conhecidas por empresas de prospecção, e pesquisadores que atuam na região (Canastra-1, Canastra-3, Canastra-5, Canastra-8 e Canastra-35) tiveram sua assembléia de minerais indicadores analisados (piropo, diopsídio, picroilmenita e cromita) quanto aos seus principais aspectos prospectivos descritos extensivamente na bibliografia. Tais características apresentadas refletem principalmente a afinidade kimberlítica e características favoráveis à possível fertilidade de diamantes.

Para efeito de comparação, intrusões já descritas na bibliografia, como o kimberlito Vargem (Província Kimberlítica/Diamantífera do Alto Paranaíba) e a intrusão Abel Régis (Província Kimberlítica/Diamantífera do Oeste São Francisco), foram também estudadas. Como principais características diferenciadoras das intrusões destas províncias, destaca-se a presença de apenas um *trend* de composição para o piropo (piroxeníticos - lherzolítico), enquanto que na Serra da Canastra as intrusões apresentam dois *trends*, um de piropos piroxeníticos a lherzolíticos e outro de composições harzburgíticas a lherzolíticas, tipicamente associadas com a fertilidade e potencial diamantífero.

Para o Cr-diopsídio, a Serra da Canastra apresenta duas fontes peridotíticas distintas, embora de afinidades kimberlíticas. A picroilmenita reflete composição essencialmente kimberlítica, em condições de ambiente redutor parcialmente preservado, onde parte do conteúdo diamantífero não é reabsorvido pelo sistema. Quanto aos dados de cromita, eles refletem forte concentração na composição correspondente com a ocorrência deste mineral como inclusão em diamantes, sendo tal fato indicativo de que diamantes e cromita sejam cogenéticos.

Estes dados obtidos refletem condições particulares nas províncias com relação aos aspectos geológicos e geotectônicos do Cráton do São Francisco. As intrusões kimberlíticas da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra, tidos como intrusões residentes em faixas móveis, apresentam aspectos químicos que refletem comportamento de intrusões cratônicas em áreas de raízes profundas, capazes de amostrar as zonas mantélicas de estabilidade do diamante. Tal fator é corroborado pelo conteúdo diamantífero expressivo do kimberlito Canastra-1 e por dados recentes que refletem a estabilidade das faixas móveis durante o período cretácico. Dessa forma, a plataforma continental teria dimensões bem superiores aos limites do cráton conforme é amplamente conhecido.

ABSTRACT

This work included the study and evaluation of major elements chemistry of the main sources of indicator diamond minerals. The intrusions analyzed are a set part of alkaline igneous rocks affinity grouped in the Alto Paranaíba Alkaline Province. This province located in west bank of São Francisco Craton, with its lithologies deposited on members of their own craton and Brasília Belt, has well as rocks and carbonatites, kamafugites, a series of kimberlitic intrusions outcropping or suboutcropping.

These kimberlitic intrusions by their spatial distribution and physiographic context are distributed in provinces, where the diamond content is present, then as characterizing these regions as kimberlitic/diamoniferous provinces, because diamond content is not always present and associated with intrusions that occur in the area.

In the scope of work to Serra da Canastra Kimberlitic/Diamond Province is the focus of the work. In this province a series of intrusions, is known to drilling companies and researchers working in the region (Canastra-1, Canastra-3, Canastra-5, Canastra-8, and Canastra-35 pipes) had their meeting of indicator minerals analyzed (pyrope, diopside-Cr, microilmenite and chromite) and its main prospective aspects described extensively in the literature. Since the characteristics presented reflect mainly kimberlitic affinity and favorable fertility characteristics of diamonds.

For comparison, intrusions, already described in the literature, such as intrusion Vargem (Alto Paranaíba Kimberlitic/Diamond Province) and Abel Régis (West São Francisco Province) intrusions. The main distinguishing characteristics of the intrusion of these provinces, lies the presence of only a trend in pyrope compositions (lherzolite-pyroxenite), while in the Serra da Canastra intrusions show two trends, one pyroxenitic to lherzolitic, and other for harzburgite to lherzolite composition, typically associated with fertility and diamond potential.

For the Cr-diopside, Serra da Canastra region has two peridotite distinct sources, but kimberlitic affinity. The ilmenite essentially reflects the kimberlitic composition, in terms of reducing environment partially preserved, where part of the diamond content and was not reabsorbed by the system. The chromite data reflect a high concentration in composition corresponding with the occurrence of this mineral as inclusions in diamonds. Since this is indicative of the fact that so many diamonds as chromite are cogenetics.

These data reflect the particular conditions in the provinces related to geological and geotectonic aspects of the São Francisco Craton. The kimberlitic intrusions of Serra da Canastra Kimberlitic/Diamond Province seen as intrusions residents have banded mobile chemical aspects

that reflect the behavior of intrusions in cratonic areas of deep roots able to sample the mantle zones of diamond stability. This factor is supported by the significant diamond content of the intrusion Canastra-1 and by recent data that reflect the stability of mobile belts during the Cretaceous period. Thus the continental shelf would have dimensions well beyond the craton limits like is widely known.

Sumário

DEDICATÓRIA	I
AGRADECIMENTOS.....	II
RESUMO	III
ABSTRACT	V
1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – Apresentação	1
1.2 – Localização e Acessos	2
2 –ABORDAGEM DO ESTUDO.....	5
2.1 –Justificativas.....	5
2.2 – Objetivos	5
2.3 – Dados Utilizados.....	6
2.4 – Metodologia do Estudo	8
2.4.1 - Coleta do material	9
2.4.2 - Peneiras e batéia	10
2.4.3 – Ensacamento	11
2.4.4 - Secagem	11
2.4.5 - Separação granulométrica	12
2.4.6 - Exame sob lupa binocular	12
2.4.7 – Análises com microsonda eletrônica	12
3 – ASPECTOS GEOLÓGICOS	17
3.1 – Embasamento Cristalino.....	19
3.2 – Greenstone Belt de Piumhi	19
3.3 – Faixa Brasília.....	20
3.3.1 – Grupo Canastra.....	21
3.3.2 – Grupo Ibiá	23
3.3.3 – Grupo Araxá.....	25
3.4 – Grupo Bambuí	27
4 – KIMBERLITOS E LAMPROÍTOS - CONCEITUAÇÃO E EXPLORAÇÃO.....	29
4.1 – Aspectos Gerais	29
4.2–Conceituações.....	30
4.3 – Geologia, Mineralogia e Diamantes	31
4.3.1 – Gênese e Formas de Ocorrência.....	31
4.3.2 – Classificação Petrológica.....	31
4.4 – Métodos Exploratórios	36
4.4.1 – Introdução.....	36
4.4.2 – Amostragem de Minerais Indicadores.....	36
4.4.3 – Técnicas Geofísicas	37
4.4.4 – Química Mineral	38
4.4.5 – Microdiamantes.....	39
4.5 – Minerais Indicadores.....	39
4.5.1 – Aspectos Gerais.....	39

4.5.2 – Granada.....	40
4.5.3 – Piroxênio.....	42
4.5.4 – Picroilmenita.....	45
4.5.5 –Espinélio.....	48
5 – PROVÍNCIA KIMBERLÍTICAS/DIAMANTÍFERAS ENFOCADAS.....	50
5.1 – Arco do Alto Paranaíba.....	50
5.2 – Província Alcalina do Alto Paranaíba.....	50
5.3 – Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra.....	52
5.3.1 – Distrito do Alto São Francisco.....	53
5.3.2 – Distrito do Médio Rio Grande.....	54
5.4 – Província Kimberlítica/Diamantífera do Alto Paranaíba.....	55
5.4.1 – Distrito de Romaria-Estrela do Sul.....	56
5.4.2 – Distrito de Coromandel.....	56
5.5 – Província Kimberlítica/Diamantífera do Oeste São Francisco.....	57
6 – PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA/DIAMANTÍFERA DA SERRA DA CANASTRA.....	59
6.1 – Geologia da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra.....	59
6.1.1 Grupo Canastra (Unidade C).....	59
6.1.2 Grupo Canastra (Unidade N).....	61
6.1.3 Grupo Araxá (Unidade A).....	63
6.1.4 Geofísica.....	64
6.2 – Canastra - 1.....	67
6.2.1 – Caracterização da Intrusão.....	67
6.2.2 – Química Mineral.....	71
6.2.2.1 – Granada.....	71
6.2.2.2 – Piroxênio.....	72
6.2.2.3 – Picroilmenita.....	74
6.2.2.4 – Espinélio.....	76
6.3 – Canastra - 3.....	78
6.3.1 – Caracterização da Intrusão.....	78
6.3.2 – Química Mineral.....	78
6.3.2.1 – Granada.....	79
6.3.2.2 – Piroxênio.....	80
6.3.2.3 – Picroilmenita.....	81
6.3.2.4 – Espinélio.....	84
6.4 – Canastra – 05.....	85
6.4.1 – Acervo de Dados.....	85
6.4.2 – Química Mineral.....	86
6.4.2.1 – Granada.....	86
6.4.2.2 – Espinélio.....	87
6.5 – Canastra – 08.....	88
6.5.1 – Acervo de Dados.....	88
6.5.2 – Química Mineral.....	88
6.5.2.2 – Granada.....	88
6.5.2.3 - Piroxênio.....	89

6.5.2.3 – Picroilmenita.....	91
6.5.2.4 – Espinélio	94
6.6 – Canastra – 35	95
6.6.1 – Caracterização da Intrusão.....	95
6.6.2 – Química Mineral	95
6.6.2.2 – Granada.....	95
6.6.2.2 – Picroilmenita.....	96
6.6.2.3 – Espinélio	99
7 – PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA/DIAMANTÍFERA DO ALTO PARANAÍBA.....	101
7.1 – Aspectos Geológicos Locais.....	101
7.2 – Acervo de Dados	104
7.2.1 – Granada	105
7.2.2 – Piroxênio	107
7.2.3 – Picroilmenita	108
8 - PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA/DIAMANTÍFERA DO OESTE SÃO FRANCISCO	111
8.1 – Aspectos Geológicos Locais	111
8.2 – Acervo de Dados	112
8.2.1 – Granada.....	114
8.2.2 – Piroxênio.....	115
8.2.3 – Picroilmenita.....	117
8.2.4 – Espinélio	119
9 – DISCUSSÕES MINERALOQUÍMICAS	121
9.1 – Granada.....	121
9.2 – Piroxênio	123
9.3 – Picroilmenita.....	125
9.4 – Espinélio	129
10 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO	131
11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	134

Índice de Figuras

- Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de abrangência do trabalho, destacando as províncias (1) do Alto Paranaíba, (2) do Oeste São Francisco e (3) da Serra da Canastra. **Página 4**
- Figura 2.1: Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na porção sul do Cráton do São Francisco (modificado de Pereira, 2007). **Página 7**
- Figura 2.2: Trabalho de peneiramento para concentração dos minerais indicadores *in-situ*. **Página 10**
- Figura 2.3: Visão geral da aparelhagem (a esquerda) e esquema de funcionamento da microsonda eletrônica JEOL – JXA-8900 Superprobe, instalada no Laboratório de Microanálises do Departamento de Física, ICEX/UFMG (a direita). **Página 15**
- Figura 2.4: Procedimentos básicos utilizados na amostragem e tratamento de concentrados de minerais pesados em aluviões. **Página 16**
- Figura 3.1: Limites do Cráton do São Francisco segundo Almeida (1977, 1981), modificado de Alkmin *et al.* (2003). **Página 18**
- Figura 3.2: Perfil esquemático mostrando a relação entre as unidades Araxá, Ibiá e Canastra (extraído de Dardenne, 2000). **Página 22**
- Figura 3.3: Mapa Geológico da porção sudoeste da Faixa Brasília, destacando os grupos Canastra e Ibiá (modificado de Bizzi *et al.*, 2001, *in* Rodrigues, 2008). **Página 24**
- Figura 3.4: Coluna estratigráfica para os Grupos Canastra e Ibiá (modificado de Dardenne, 2000; Pereira, 1992; *in* Rodrigues, 2008). **Página 26**
- Figura 4.1: Representação esquemática para a gênese do diamante (modificado de Haggerty, 1986). **Página 32**
- Figura 4.2: Diagrama estabelecido por Grütter *et al.* (2004) para classificação de granada pela relação $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$. **Página 42**
- Figura 4.3: Diagrama modificado de Haggerty, (1995) com campos definidos por O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) para relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ diferenciando picroilmenita de basaltos alcalinos e kimberlitos, com campos para definição de afinidade nas intrusões. **Página 44**
- Figura 4.4: Diagrama para definição da composição/proveniência de clinopiroxênio para a relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ estabelecido por Ramsay (1992). **Página 45**
- Figura 4.5: Diagrama estabelecido por Wyatt *et al.* (2004) para classificação de picroilmenita de afinidade kimberlítica e não kimberlítica pela relação $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$. **Página 47**
- Figura 4.6: Diagrama estabelecido por Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991) para avaliação da preservação ou reabsorção do diamante em intrusões kimberlíticas em função da relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$. **Página 47**
- Figura 4.7: Diagrama de Gurney & Zwiestra (1995) para avaliação da preservação de diamantes em intrusões kimberlíticas em função da relação $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$. **Página 48**
- Figura 4.8: Diagrama de classificação de espinélios com campo de definição de ocorrência como inclusões em diamantes baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 49**
- Figura 4.9: Relação $\text{TiO}_2 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 49**
- Figura 5.1: Evolução paleogeográfica do Arco do Alto Paranaíba (extraída de Hasui & Haralyi, 1991 e modificada por Campos & Dardenne, 1997). 1- Neopaleozóico – Ocorre a deposição do Grupo Santa Fé na porção norte da bacia. 2 – Eomesozóico – processos erosivos responsáveis pelo retrabalhamento da unidade Santa Fé. 3-

Eocretáceo – deposição do Grupo Areado e desenvolvimento de feições tafrogênicas na Sub-Bacia Abaeté e início do soerguimento do Alto Paranaíba. 4 – Neocretáceo – auge do soerguimento do Alto Paranaíba. 5 – Cenozóico – Acumulação da Formação Chapadão, promovendo a formação da atual superfície do relevo e incisão de formas geomorfológicas de mesetas e extensas chapadas. **Página 59**

Figura 5.2: Aluviões e garimpos das margens e afluentes da cabeceira do Rio São Francisco (Pereira, 2007). **Página 62**

Figura 6.1: Aspecto comum do quartzito da Unidade C1 do Grupo Canastra, observando-se as camadas (S0) bem preservadas. **Página 68**

Figura 6.2: Aspecto mais deformado dos quartzitos dessa mesma unidade, exibindo foliação forte e venulações de quartzo milimétricas intercaladas. **Página 68**

Figura 6.3: Aspecto mais arrasado do vale dos Cândidos, pela presença de litologias filíticas/xistosas da Unidade C2. Ao fundo, o “paredão” dado pelos quartzitos da Serra da Canastra (Unidade C1). **Página 69**

Figura 6.4: Em primeiro plano, área de escavação para *bulk sample* do kimberlito Canastra-1, encaixado, como observado ao fundo, pelos quartzitos da Unidade C3. **Página 70**

Figura 6.5: Em baixo relevo e cobertura arbórea intensa, observa-se em destaque a área de afloramento do kimberlito Canastra-3, encaixado nos quartzitos da Unidade C3. **Página 70**

Figura 6.6: Aspecto do solo argiloso do corpo kimberlítico Canastra-8, em contraste com as rochas encaixantes, quartzitos da Unidade N5, ao fundo. **Página 71**

Figura 6.7: Afloramento de quartzito micácico da Unidade 6, mostrando ao fundo um relevo mais arrasado, onde afloram exclusivamente rochas do Grupo Araxá. **Página 72**

Figura 6.8: Anomalias assinaladas e contraste magnético da região Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra (Base: Mapa Magnetométrico de Amplitude de Sinal Analítico – CODEMIG, 2006 - Área 7). **Página 74**

Figura 6.9: Mapa magnetométrico da Serra da Canastra na área das intrusões Canastra-1 (ora estudada), Canastra-3, Canastra-5, Canastra-8, Canastra-35 ressaltando o forte contraste magnético das duas últimas em relação à primeira (fonte: CODEMIG, 2005-2006). **Página 77**

Figura 6.10: Modelo de relação dos *blows* NW e SE da intrusão Canastra-1 (conforme Chaves *et al.*, 2008b), ao lado comportamento em profundidade de conjuntos de *pipes* sul-africanos bem conhecidos, Kimberley e Wesselton (extraído de Mitchell, 1986). O segundo exemplo apresenta a zona de raiz em que se observa um conduto abortado à direita, configuração muito semelhante ao do modelo apresentado. **Página 78**

Figura 6.11: Modelo tridimensional dos *blows* do kimberlito Canastra-1 visto a partir do sul. A direita o blow SE e a esquerda o blow NW. **Página 78**

Figura 6.12: Aspecto morfológico da área de ocorrência do kimberlito Canastra-3, mostrando sua expressão em baixo relevo e com vegetação adensada (A) onde, no fundo, uma pequena lagoa delimita sua porção central (B). **Página 86**

Figura 7.1: Mapa Geológico do Kimberlito Vargem 1 (K1), ocorrências correlatas (K2, K3, K4 e K5) e pontos de afloramento onde foram realizadas as amostragens (modificado de Svisero *et al.*, 1986). **Página 110**

Figura 7.2: Mapa magnetométrico do Kimberlito Vargem 2 exibindo a conformação linear da anomalia gerada pela intrusão e anomalias menores possivelmente correspondendo a diques e condutos subordinados a intrusão Vargem 1 (Obtido de Svisero *et al.*, 1986). **Página 111**

Figura 7.3: Trincheira para amostragem de *bulk-sample* executada pela GAR Mineração Ltda. para testes de viabilidade do Kimberlito Vargem utilizada para amostragem no trabalho. **Página 112**

Figura 7.4: Trincheira para amostragem de *bulk-sample* executada pela GAR Mineração Ltda. para testes de viabilidade do Kimberlito Vargem utilizada para amostragem no trabalho (Ponto 2). **Página 113**

Figura 7.5: Material kimberlítico fragmentado obtido na trincheira do Ponto 2 preparado para tratamento na planta de beneficiamento da GAR Mineração Ltda, ao fundo. **Página 113**

Figura 8.1: À esquerda, geologia da região de Carmo do Paranaíba, destacando a presença da intrusão Abel Régis (parcial e modificado de Seer *et al.*, 1989; Signorelli *et al.*, 2003; Tuller & Silva, 2003). À direita, observam-se os principais traços estruturais regionais (Lineamento AZ125) sobre dados magnetométricos e a posição do *pipe* nas proximidades da margem oeste do Cráton do São Francisco. **Página 119**

Figura 8.2: Expressão superficial e fácies petrográficas reconhecidas na intrusão Abel Régis, Carmo do Paranaíba (Escala original 1:5:000). Modificado de La Terra *et al.* (2006). **Página 121**

Figura 8.3: Aspecto da rocha da fácies de brecha do Kimberlito Régis. **Página 121**

Índice de Gráficos

- Gráfico 6.1: Relação $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004). **Página 80**
- Gráfico 6.2: Relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995). **Página 81**
- Gráfico 6.3: Relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992). **Página 81**
- Gráfico 6.4: Relação $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004). **Página 82**
- Gráfico 6.5: Relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991). **Página 83**
- Gráfico 6.6: Relação $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes (modificado de Gurney & Zwiestra, 1995). **Página 84**
- Gráfico 6.7: Relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 85**
- Gráfico 6.8: Relação $\text{TiO}_2 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 85**
- Gráfico 6.9: Relação $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004). **Página 87**
- Gráfico 6.10: Relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995). **Página 88**
- Gráfico 6.11: Relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992). **Página 88**
- Gráfico 6.12: Relação $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004). **Página 89**
- Gráfico 6.13: Relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991). **Página 90**
- Gráfico 6.14: Relação $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes (modificado de Gurney & Zwiestra, 1995). **Página 91**
- Gráfico 6.15: Relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 92**
- Gráfico 6.16: Relação $\text{TiO}_2 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 92**
- Gráfico 6.17: Relação $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter, *et al.*, 2004. **Página 94**
- Gráfico 6.18: Relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para classificação de diopsídio - Cr(cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 95**
- Gráfico 6.19: Relação $\text{TiO}_2 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 96**
- Gráfico 6.20: Relação $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004). **Página 97**
- Gráfico 6.21: Relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty, 1995). **Página 98**
- Gráfico 6.22: Relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992). **Página 99**

- Gráfico 6.23: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004). **Página 100**
- Gráfico 6.24: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991). **Página 101**
- Gráfico 6.25: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis (modificado de Gurney & Zwiestra, 1995). **Página 101**
- Gráfico 6.26: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de diopsídio – Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 102**
- Gráfico 6.27: Relação TiO₂ x Cr₂O₃ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 103**
- Gráfico 6.28: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004). **Página 104**
- Gráfico 6.29: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004). **Página 105**
- Gráfico 6.30: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt, *et al.* (2004) e Gurney & Moore, (1991). **Página 106**
- Gráfico 6.31: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis (modificado de Gurney & Zwiestra, 1995). **Página 106**
- Gráfico 6.32: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 107**
- Gráfico 6.33: Relação TiO₂ x Cr₂O₃ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 108**
- Gráfico 7.1: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004). **Página 114**
- Gráfico 7.2: Relação CaO x Al₂O₃ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995). **Página 115**
- Gráfico 7.3: Relação Al₂O₃ x Cr₂O₃ para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992). **Página 116**
- Gráfico 7.4: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004). **Página 117**
- Gráfico 7.5: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991). **Página 118**
- Gráfico 7.6: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes na intrusão Vargem (modificado de Gurney & Zwiestra, 1995). **Página 118**
- Gráfico 8.1: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grütter *et al.* (2004). **Página 123**
- Gráfico 8.2: Relação CaO x Al₂O₃ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995). **Página 124**
- Gráfico 8.3: Relação Al₂O₃ x Cr₂O₃ para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992). **Página 125**
- Gráfico 8.4: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Grütter *et al.* (2004). **Página 126**
- Gráfico 8.5: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Grütter *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991). **Página 126**
- Gráfico 8.6: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis (modificado de Gurney & Zwiestra, 1995). **Página 127**

- Gráfico 8.7: Relação $MgO \times Cr_2O_3$ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 128**
- Gráfico 8.8: Relação $TiO_2 \times Cr_2O_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 128**
- Gráfico 9.1: Diagrama estabelecido por Grutteret al., (2004) para a relação $CaO \times Cr_2O_3$ de classificação composicional de granada kimberlíticas da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). **Página 131**
- Gráfico 9.2: Diagrama da relação $CaO \times Al_2O_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Campos baseados em dados de O'Reilly&Griffin (1987) e Nixon (1987), em diagrama de Haggerty (1995). **Página 132**
- Gráfico 9.3: Diagrama para a relação $Al_2O_3 \times Cr_2O_3$ definindo a composição/proveniência de clinopiroxênio da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Modificado de Ramsay (1992). **Página 133**
- Gráfico 9.4: Relação $MgO \times TiO_2$ para classificação de microilmenita da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). As curvas de definição referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004). **Página 135**
- Gráfico 9.5: Diagrama de avaliação das condições de preservação/ reabsorção de diamantes pela relação $MgO \times Cr_2O_3$ em microilmenita da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991). **Página 135**
- Gráfico 9.6: Diagrama para a relação $MgO \times Fe_2O_3$ expressando as condições estabelecidas de preservação de diamantes da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Modificado de Gurney & Zwiestra, 1995. **Página 136**
- Gráfico 9.7: Diagrama para a relação $MgO \times Cr_2O_3$ para classificação de cromo-espinélio (cromita) da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995). **Página 137**
- Gráfico 9.8: Diagrama para a relação $TiO_2 \times Cr_2O_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Segundo Fipke *et al.* (1995) e Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida). **Página 138**

Índice de Tabelas

Tabela 1.1 - Intrusões de afinidade kimberlítica abrangidas no estudo. As coordenadas fornecidas referem-se ao centroide aproximado de cada corpo. **Página 3**

Anexos

Anexo 01 – Mapa Geológico

Anexo 02 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-1

Anexo 03 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-3

Anexo 04 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-5

Anexo 05 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-8

Anexo 06 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-35

Anexo 07 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Vargem

Anexo 08 – Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Régis

Anexo 09 – Trabalhos Publicados

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Apresentação

O Brasil constitui um importante produtor de diamantes em termos históricos. Desde que esse mineral foi encontrado em Diamantina (MG), em 1714, inúmeras outras localidades foram progressivamente descobertas, e o país durante 160 anos foi o seu maior produtor mundial. Entretanto, praticamente toda essa produção foi proveniente de depósitos secundários. O próprio conhecimento de depósitos primários, em kimberlitos e lamproítos, é de descoberta muito recente (a partir da década de 1970), e quase de domínio exclusivo de empresas mineradoras internacionais, e assim a temática é pouco abrangida pela literatura científica nacional. De tal maneira, localizar, reconhecer e caracterizar corretamente rochas fontes primárias, isto é kimberlitos e lamproítos, nas províncias diamantíferas brasileiras, possui relevante importância para o êxito de campanhas de prospecção dessas rochas, sendo ainda fator determinante para a avaliação do real potencial econômico de tais províncias.

O estudo da geologia e natureza química da suíte mineral mais resistente ao intemperismo presente em kimberlitos, lamproítos, ou mesmo seus xenólitos, apresenta-se como um dos pontos de maior importância para a caracterização da possível presença de diamantes nas mesmas. Certos padrões já estabelecidos na literatura podem ser utilizados para a avaliação deste potencial. Nesse sentido, um considerável volume de dados está atualmente disponível na literatura mundial, e a correlação das características entre diferentes intrusões permite definir parâmetros discriminatórios para intrusões mineralizadas e não mineralizadas em uma determinada província kimberlítica/diamantífera.

Procurando explorar esse caminho, o presente estudo visa a caracterização dos mais importantes minerais indicadores de diamantes em uma série de intrusões da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra, sua relação com os principais parâmetros definidores do potencial diamantífero, e estabelecer uma possível diferenciação entre intrusões mineralizadas e não mineralizadas. Além disso, procura-se também no trabalho fazer comparações com algumas certas intrusões melhor conhecidas das províncias diamantíferas do Alto Paranaíba e do Oeste São Francisco.

1.2 – Localização e Acessos

O presente estudo abrange de modo central cinco intrusões de afinidade kimberlítica inseridas na Província Diamantífera da Serra da Canastra (Chaves & Benitez, 2007; Chaves *et al.*, 2008a, b), as quais se englobam na Província Kimberlítica da Serra da Canastra (Svisero & Drummond, 1988; Almeida & Svisero, 1991), no sul-sudoeste do Estado. Duas intrusões externas a essa região, onde já se noticiou a presença de diamantes (Chaves *et al.*, 2009; Chaves, 2011), são também estudadas para fins comparativos: a intrusão Abel Régis (Carmo do Paranaíba), da Província Diamantífera do Oeste São Francisco, e o kimberlito Vargem-1, da Província Diamantífera do Alto Paranaíba.

A Província da Serra da Canastra abrange principalmente a região da serra homônima, bem como a adjacente Serra da Guarita e o “Chapadão da Babilônia”, alongando-se para sul até o Estado de São Paulo (região de Franca). As outras províncias encontram-se na região que se estende desde o alto Rio Paranaíba até a margem oeste do Rio São Francisco, abrangendo a porção oeste de Minas Gerais e áreas limítrofes de Goiás.

O acesso à região da Serra da Canastra (Figura 1.1) é realizado a partir de Belo Horizonte pela rodovia MG-050 passando por Divinópolis e Formiga, seguindo até a cidade de Piumhi, onde toma-se a rodovia MG-341 até São Roque de Minas e Vargem Bonita, ou Delfinópolis por estradas vicinais. Avançando pela rodovia MG-050 até a divisa com São Paulo alcança-se a rodovia SP-345, permitindo acessar a porção paulista da província, na região de Franca. As intrusões Canastra-1, Canastra-3, Canastra-5, Canastra-8 e Canastra-35 são alcançadas a partir de Vargem Bonita pela estrada de terra desde a portaria do Parque Nacional da Serra da Canastra, seguindo em direção à região do Chapadão da Babilônia.

O acesso a região do Alto Paranaíba – Oeste São Francisco é feito a partir de Belo Horizonte pela rodovia BR-262. A primeira região, onde se situa o kimberlito Vargem-1, é alcançada a partir do trevo para Ibiá, onde toma-se a MG-230 (Ibiá - Patrocínio), acessando-se a BR-365 e depois a MG-188 até Coromandel. A outra região, a partir da mesma BR-262, é acessada pela BR-354 (Rodovia do Milho), em direção a Patos de Minas, de onde se alcança a cidade de Carmo do Paranaíba. O acesso às intrusões se dá por estradas secundárias na zona rural dos respectivos municípios.

Em sentido mais amplo, as intrusões englobadas no presente estudo compõem um conjunto de intrusões de afinidade kimberlítica (ou parentais) e mineralizações diamantíferas associadas, sejam elas aluvionares ou primárias das respectivas províncias. Devido a íntima associação entre as províncias kimberlíticas e os depósitos diamantíferos convencionou-se denominar as províncias abrangidas no estudo como “Províncias Kimberlíticas/ Diamantíferas”.

Os corpos abrangidos no presente estudo e suas principais características geográficas constam da Tabela 1.1 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**

Tabela 1.1 - Intrusões de afinidade kimberlítica abrangidas no estudo. As coordenadas fornecidas referem-se ao centróide aproximado de cada corpo.

PROVÍNCIA DA SERRA DA CANASTRA				
Nome	Local	Município	UTM (E/N)	Altitude
Canastra-1	Córrego Cachoeira	S. Roque de Minas	338200/7749850	959 m
Canastra-3	Córrego do Ouro	Delfinópolis	331500/7750270	1.230 m
Canastra-5	Córrego do Ouro	Delfinópolis	317825/7751375	1.070 m
Canastra-8	Fazenda Campo Limpo	Delfinópolis	317860/7748240	1.135 m
Canastra-35	Ribeirão da Babilônia	Delfinópolis	328000/7749650	935 m
PROVÍNCIA DO ALTO PARANAÍBA				
Nome	Local	Município	UTM (E/N)	Altitude
Vargem	Fazenda da Vargem	Coromandel	285680/7947350	855 m
PROVÍNCIA DO OESTE SÃO FRANCISCO				
Nome	Local	Município	UTM (E/N)	Altitude
Abel Régis	Fazenda Abel Régis	Carmo do Paranaíba	349400/7901500	860 m

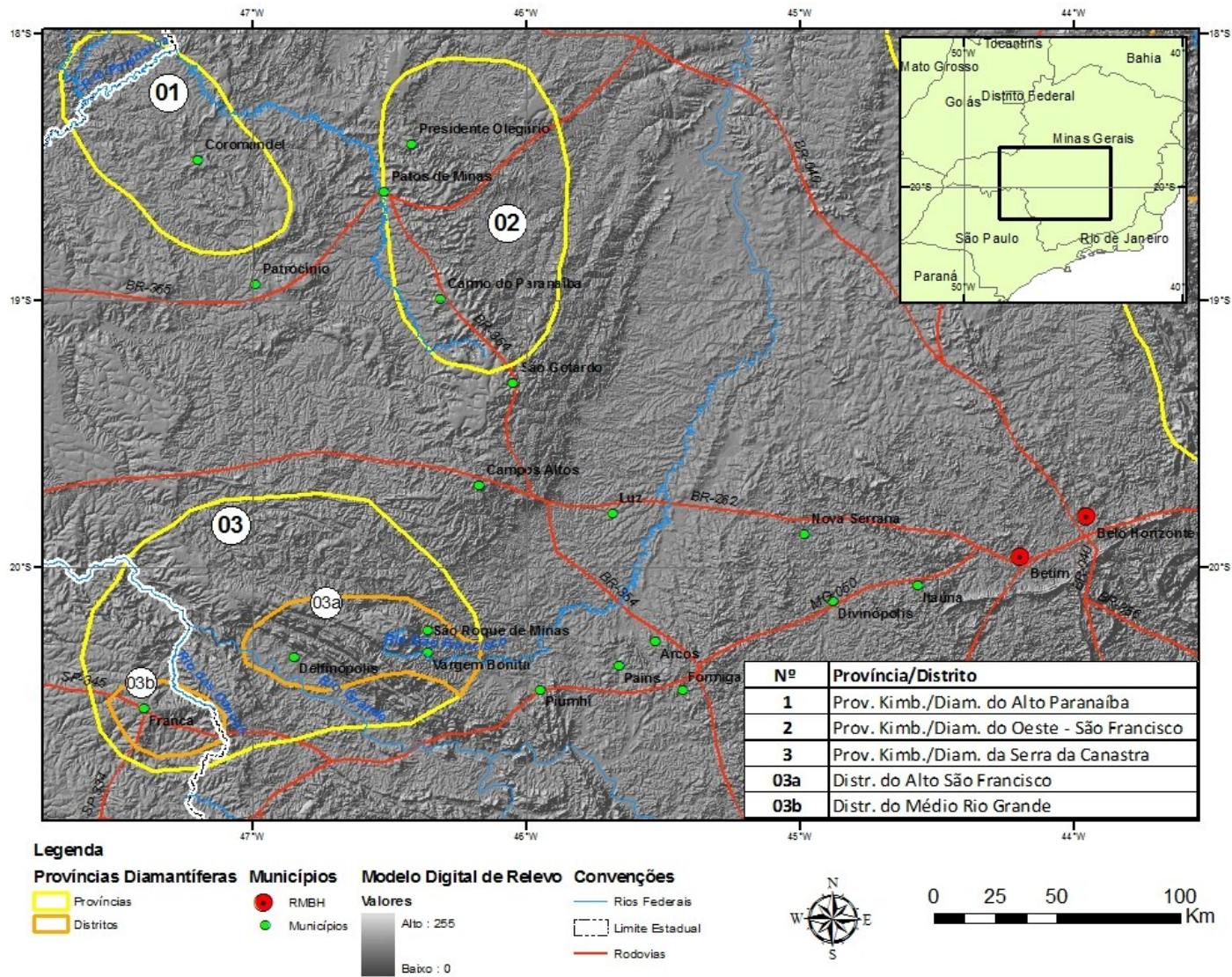


Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de abrangência do trabalho, destacando as províncias (1) do Alto Paranaíba, (2) do Oeste São Francisco e (3) da Serra da Canastra.

2 – ABORDAGEM DO ESTUDO

2.1 – Justificativas

Os kimberlitos (e lamproítos) do sul-sudoeste de Minas Gerais ainda são pobremente conhecidos na literatura científica, embora, nos últimos anos, tenham sido desenvolvidos diversos trabalhos ligados a pesquisadores da UFMG neste sentido (Chaves *et al.*, 2007, 2008a,b, 2009; Sgarbi *et al.*, 2004, Paula & Felipe, 2007). Essas rochas intrusivas apresentam composição mineralógica facilmente sujeita a alteração frente aos processos intempéricos. Isto torna rara a existência de afloramentos com rochas frescas, prejudicando sua caracterização e estudo, logo, a avaliação do seu potencial diamantífero. O acesso a alguns testemunhos de sondagem, como nos casos das intrusões Canastra-1 e Abel Régis (gentilmente cedidos pela SAMSUL Mineração), ambos considerados diamantíferos, justificou o início da pesquisa com o estudo da geoquímica de rochas dessas duas intrusões (Chaves *et al.*, 2007, 2008a).

Além disso, direcionaram-se também os estudos para os minerais designados como “indicadores”, ou “satélites” (termo este em desuso) do diamante, presentes naquelas e em outras intrusões selecionadas. Esses minerais, também pouco estudados, podem ajudar não só na descoberta de tais intrusões em campanhas de prospecção aluvionar, como também na fase de avaliação, através do conhecimento de seus comportamentos mineraloquímicos, na caracterização do potencial diamantífero dos corpos. O presente trabalho justifica-se assim como uma forma de aumentar o conhecimento acumulado, com um maior número de minerais indicadores estudados para cada uma das intrusões, além de envolver várias novas intrusões.

2.2 – Objetivos

Frente às colocações anteriores, o presente estudo objetiva principalmente:

- Contribuir para a caracterização das citadas intrusões, em relação aos seus aspectos mineraloquímicos (dos indicadores piropo, picroilmenita, diopsídio e espinélio) e de potencial mineralização para diamantes, já que as mesmas não apresentam estudos relevantes neste contexto ou informações de livre acesso;
- Efetuar comparações mineraloquímicas entre tais intrusões, bem como de seu contexto na Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra, visando a obtenção de um guia prospectivo para toda província;

- Testar teoricamente, e se possível comprovar a mineralização diamantífera de tais intrusões frente aos parâmetros prospectivos atuais;

- Comparar os dados das intrusões da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra com intrusões das províncias kimberlíticas/diamantíferas do Alto Paranaíba (kimberlito Vargem-1) e do Oeste São Francisco (intrusão Abel Régis).

2.3 – Dados Utilizados

As análises químicas das intrusões estudadas (Tabela 1) ficaram de poder restrito da empresa mineradora sul-africana De Beers, que descobriu a maioria delas ao longo das décadas de 1960 a 1980. Esse banco de dados foi, na década de 2000, transferido para a empresa canadense Brazilian Diamonds. Principalmente em relação aos kimberlitos da Serra da Canastra, embora os resultados das análises tenham sempre se mantido em sigilo, o posicionamento de campo de tais intrusões acabou por ser divulgado informalmente (a maioria por ex-técnicos dessas empresas), permitindo assim a coleta de amostras superficiais de minerais resistatos, estudados nessa dissertação, como é o caso das intrusões Canastra-1, Canastra-3, Canastra-5, Canastra-8 e Canastra-35. A intrusão Canastra-1, por ser reconhecidamente diamantífera, teve já resultados químico-mineralógicos divulgados em Chaves *et al.* (2007). Tais dados, todavia, foram considerados preliminares face ao baixo número de amostras analisadas. Acervo de dados mais abrangente obtido através da coleta e análise de minerais pesados destas intrusões é agora apresentado.

No caso das intrusões Vargem-1 (Coromandel) e Abel Régis (Carmo do Paranaíba), diversas informações já são conhecidas na literatura. A primeira, descoberta ao final da década de 1960 e considerada o primeiro kimberlito inequivocamente identificado em Minas Gerais, teve vários estudos mineralógicos divulgados entre as décadas de 1970 e 1990 (*e.g.*, Svisero *et al.*, 1986; Esperança *et al.*, 1995; Meyer *et al.*, 1994). Em relação à intrusão Abel Régis, dados de geoquímica de rocha são devidos a Bizzi *et al.* (1991) e estudos geológicos e mineraloquímicos preliminares devidos a Chaves *et al.* (2009). Os dados de química mineral aqui utilizados foram obtidos através de trabalhos de coleta e processamento de minerais pesados coletados sobre estas intrusões.

Apesar de o estudo restringir-se a somente estas intrusões, outras são conhecidas na região dos municípios de São Roque de Minas, Vargem Bonita e Delfinópolis, como pode ser observado na figura 2.1 e já constituíram em alvo de diversas campanhas de prospecção.

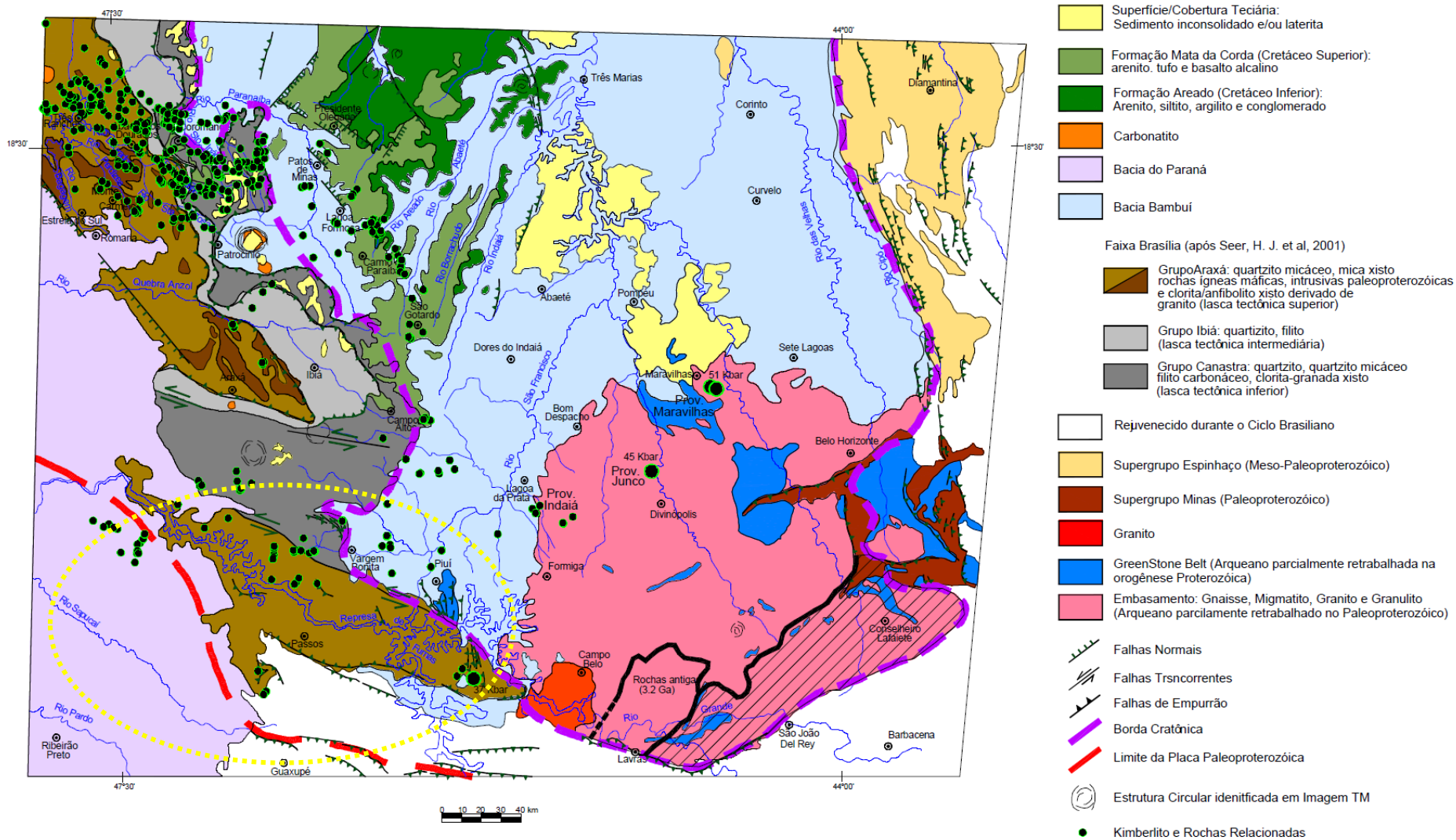


Figura 2.1: Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na porção sul do Cráton do São Francisco (modificado de Pereira, 2007).

2.4 – Metodologia do Estudo

Rochas ígneas são comumente classificadas conforme a quantidade modal de seus minerais principais, associada às suas feições petrográficas características. Entretanto, a grande similaridade petrográfica existente entre as rochas alcalinas, mais especificamente entre kimberlitos, lamproítos, kamafigitos e outras rochas, torna relevante levar em conta também as variações composicionais de sua mineralogia principal e acessória, bem como aspectos petroquímicos.

As mineralogias de kimberlitos e de rochas afins resultam da cristalização de um magma parental híbrido, sob condições de pressão e temperatura registradas entre a crosta inferior e manto superior (Mitchell, 1986). Sendo assim, a assembléia mineral resultante nestas rochas constitui uma associação de três possíveis origens (Boyd & Nixon, 1975; Mitchell, 1986):

- xenocristais desagregados de xenólitos provenientes do manto superior e transportados pelo magma kimberlítico;
- minerais primários como fenocristais e microfenocristais formadores da matriz das intrusões;
- megacristais e/ou nódulos de origem incerta, considerados como xenocristais ou fenocristais de alta pressão;

Em vista disto, amostras de rocha (fresca) representam fator determinante para diferenciação da origem e associação destes minerais, encontrados em maior abundância nos meios concentradores fluviais. A avaliação da composição química de minerais primários presentes na estrutura da rocha pode refletir a composição do magma, e permite também identificar a genética de magmas distintos por sua classificação modal como rochas de características semelhantes. Esta classificação pode gerar erros de interpretação, levando lamproítos a serem tratados como kimberlitos quando avaliados somente por sua quantidade modal de olivinas, micas ou presença de diamantes, por exemplo (Mitchell, 1994).

Em tal contexto, províncias individualizadas podem apresentar diversidade modal, mas representarem amostragens de um mesmo magma em fácies diferentes. Se faz necessária, portanto, uma caracterização mineralógica associada às composições modais, proporcionando uma classificação genética que permita o reconhecimento da suíte de rochas parentais derivadas de um tipo particular de magma.

Dessa forma a comparação entre a mineralogia indicadora de diamantes nas diferentes províncias, permite a caracterização das semelhanças e diferenças existentes entre a suíte de minerais presentes nas intrusões mineralizadas ou não. Além de permitir o traçado do perfil geoquímico modal para estas províncias e suas intrusões mineralizadas ou não.

Conforme já relatado os dados das intrusões da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra foram obtidos através de coleta e concentração de minerais pesados sobre estas intrusões. Os dados para as intrusões Abel Régis e Vargem são em parte provenientes da bibliografia disponível e de campanhas de campo do presente trabalho.

As descrições que se seguem da metodologia do trabalho referem-se ao método seguido para coleta dos minerais satélites nas intrusões Vargem e Abel Régis, sendo também a metodologia base (Figura 2.4) utilizada pelas empresas prospectoras de onde originam os dados da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra. Dessa forma o padrão de coleta e análise se torna homogêneo no âmbito do trabalho.

2.4.1 - Coleta do material

Como os minerais de interesse na prospecção e avaliação do potencial diamantífero de intrusões kimberlítica /lamproíticas ocorre de forma dispersa, se deu preferência pela coleta de material nos meios concentradores naturais destes minerais.

Com o conhecimento da localização das intrusões, procurou-se determinar drenagens fluviais que atravessassem as mesmas ou drenagens pluviais que permitissem a concentração de minerais. A partir da determinação da posição das intrusões e pontos favoráveis à coleta de material procede-se a coleta do material e seu posterior processamento em campo (Figura 2.2).

O equipamento para coleta das amostras é composto de um jogo de peneiras, sendo os crivos (abertura da malha) de 2,5; 1; 0,5; e 0,1cm, e batedeira de fundo chato; quando a área trabalhada apresenta material muito fino ou a prospecção é rigorosa, o mais indicado é usar peneiras com 1; 0,5; 0,2; e 0,1cm de malha e batedeira de fundo chato. O restante do material consta de uma pá, uma enxada, eventualmente um cavador de buraco, todos de cabos curtos para melhor manuseio e sacos de aniagem para transporte destes utensílios.

Utilizando-se da batedeira, obtém-se o material a ser lavado procedendo-se da seguinte maneira: após a escolha do ponto de coleta de material, as peneiras são posicionadas para o peneiramento, na ordem de baixo para cima, a batedeira e as peneiras 0,1; 0,5; 1 e 2,5 num

corpo d'água o mais calmo possível, despejando-se nelas o cascalho ou areia em volume em torno de 20 litros (2 ou 3 bateias cheias), de modo que a carga sobre as 2 primeiras peneiras seja razoável. A falta ou excesso de material ocasiona perda ou má concentração de minerais. Lava-se por vez o conteúdo de cada peneira, vertendo-se a água após alguns minutos de manuseio (como nos garimpos) do concentrado que é observado para a identificação de algum grão de mineral, procurado a olho nu, ou com lente para as devidas anotações na caderneta, para cada fração granulométrica.



Figura 2.2: Trabalho de peneiramento para concentração dos minerais indicadores *in-situ*.

2.4.2 - Peneiras e batéia

O conjunto de peneiras indicado acima é o comumente usado em garimpos de diamante, porém de diâmetro reduzido para facilitar o carregamento. Também o número de peneiras para prospecção pode ser maior do que se utiliza nos garimpos, ocorrendo maior divisão em frações granulométricas. Sendo as seguintes:

- Grossa ou “ralo” - Malha de 1,0cm de lado, concentrado acima de 1,0cm;
- Média - Malha de 0,5cm de lado, concentrado de 0,5 até 0,9cm;
- Fina - Malha de 0,2cm de lado, concentrado de 0,2 até 0,4cm;
- Muito Fina ou “de fubá” - Malha de 0,1cm de lado, concentrado de 0,1 até 0,2cm;
- Bateia - Recolhe os concentrados abaixo de 0,1cm. Os outros crivos também citados (2,5; 1; 0,5 e 0,1cm) são menos precisos.

Para melhor identificação dos minerais a olho nu podemos dar a seguinte distribuição dos minerais no fundo da batéia, de fora para dentro (caso da prospecção para diamante):

- a) Minerais que podem boiar (flotar) devido a sua forma em palheta ou pequenas placas, como as micas;
- b) Minerais que constituem a fração branca: feldspatos;
- c) Minerais que constituem a fração preta, na sua parte mais exterior: piroxênios;
- d) Minerais que constituem a fração preta, na sua parte mais interior: diamante, epidoto, granada, picroilmenita, magnetita, hematita, olivina, zircão;
- e) Minerais de fundo de bateia (mais raros): cromita (Cr-espinélio).

2.4.3 – Ensacamento

Após a verificação visual de cada fração granulométrica que é lavada e despejada no terreno com a “batida” da peneira, recolhe-se com as mãos o centro do material concentrado. Este é reunido com as demais frações em um só saco plástico, marcado externamente com “pincel atômico” (tinta hidrográfica) com o número do ensaio, sem separações nem secagem.

Tal processamento é mais aconselhável no campo, onde as dificuldades são sempre maiores, impedindo que haja extravio de uma ou outra fração, trazendo-se para o laboratório, sempre com melhores recursos, apenas um saco para cada ensaio.

2.4.4 - Secagem

Iniciando os trabalhos de laboratório, o saco do ensaio deve ser aberto e secado em recipiente próprio (estufa, chapa elétrica, etc.) com calor artificial. São requeridos certos cuidados para não alterar algum mineral susceptível ao calor, por isso temperaturas acima de 100° C não são recomendáveis.

2.4.5 - Separação granulométrica

Após a secagem, utilizando-se peneiras tipo *Tyler* (*Granutest* ou outra), separa-se cada fração que é ensacada em separado, aguardando o estudo sob a lupa binocular. As separações devem ser nos intervalos de 2/4 mm, 1/2 mm e bateia. Cada fração é submetida à separação magnética por imã portátil, guardando-se o material magnético em separado.

2.4.6 - Exame sob lupa binocular

Este estudo inicial dos concentrados, no campo ou logo após os trabalhos de coleta, deve ser feito pelo coletor. Isso permitirá avaliação de cada ensaio em conjunto com as informações de campo, anotadas em caderneta, tais como geologia, proveniência do material, assembléia mineral, quantidade, desgastes dos grãos, etc. O sistema de qualificação de cada ensaio será por notas (valores numéricos) atribuídas a cada ensaio depois do exame binocular, levando-se em conta abundância, grau de desgaste e faixa granulométrica.

Quando minerais de interesse prospectivo característicos de kimberlitos/lamproítos eram identificados, individualizavam-se agrupamentos dos mesmos de forma a constituírem concentrações favoráveis a posteriores exames sedimentológicos e geoquímicos (sejam por raios-X ou microsonda eletrônica).

Para o trabalho em questão os concentrados obtidos foram separados preferencialmente na fração $< 0,5$ e $> 0,25$ mm, por apresentar maior assembléia de minerais indicadores. Esta fração foi estudada sob lupa binocular onde se procedeu a separação de granada, picroilmenita, diopsídio, Cr-espinélio e eventualmente sanidina.

2.4.7 – Análises com microsonda eletrônica

Para a obtenção de informações mais detalhadas sobre a composição química dos minerais indicadores, a técnica de análise com microsonda eletrônica tem por objetivo fornecer dados quantitativos sobre a composição química de pontos que ocupam no material sob estudo volumes da ordem de alguns micrometros cúbicos, permitindo assim a análise de fragmentos ínfimos de um mineral. A técnica, de caráter não destrutivo, permite também a visualização do material ao tempo de sua análise, possibilitando uma correlação direta entre a morfologia da amostra e sua composição química. Outras vantagens da seleção do ponto a ser “dosado” são as eliminações de partes mais alteradas, inclusões, exsoluções, etc. Para a

execução das análises de amostras previamente selecionadas, foi utilizada a microsonda eletrônica (Figura 2.3) disponível no Laboratório de Microanálises (LMA) do Departamento de Física do Instituto de Ciências Exatas da UFMG (JEOL – JXA-8900 Superprobe), dotada de quatro espectrômetros e adequada a fornecer análises qualitativas (EDS) e quantitativas (WDS).

No âmbito do estudo, o conhecimento da composição química de determinados minerais permite a obtenção de dados importantes a respeito das rochas matrizes primárias do diamante. A simples existência de minerais como granada, picroilmenita, diopsídio e espinélio, não indica necessariamente a presença de uma rocha matriz nas proximidades. Refere-se, em alguns casos, à presença de certos elementos característicos e que dificilmente seriam detectados por análises químicas convencionais. O objetivo inicial foi a análise dos seguintes minerais: piropos, picroilmenita, diopsídio e espinélio.

Na caracterização do conteúdo químico de um mineral na microsonda previamente são necessários: (a) Identificação do grão isolado, ou em lâmina delgada de rocha, em geral por métodos ópticos ou análise com EDS. (b) Quando em grãos, conforme utilizado em material proveniente de prospecção aluvionar, esses devem ser montados em “forminhas” próprias de fundo removível, completadas com resina epóxi (em geral Araldite + endurecedor) de onde se preparam as seções polidas. Depois de secas, um bom polimento progressivo com lixas (180-600-1.000), abrasivo 1.000, pasta de alumina 1 μ m e pastas diamantadas (1 μ m e ¼ μ m) é essencial, para se obter uma superfície perfeitamente lisa e paralela dos grãos com a resina. (c) No laboratório de microanálises, as seções devem ser metalizadas para criar uma superfície eletricamente condutora. A metalização é feita por evaporação de grafita a vácuo, onde a seção é coberta com uma película de grafita de cerca de 250 Å.

Com a seção metalizada, passa-se à etapa analítica propriamente dita na microsonda. Nesses procedimentos, definitivos para a obtenção dos dados químicos dos grãos sob análise, seguem-se sete etapas consecutivas no aparelho:

(1) Definição dos elementos químicos a serem analisados entre os que constituem naturalmente o mineral, mais aqueles outros provavelmente presentes, detectados anteriormente através de análises com EDS;

(2) Definição das raias analíticas utilizadas para cada elemento químico selecionado: K, L ou M. O ideal é que seja utilizada a raia K, entretanto em diversos casos isso não é possível. Por exemplo, para os elementos terras raras Ce e La, pode-se somente

usar a raia $L\alpha$, mas para Nd e Pr, apenas a raia $L\beta$ é indicada, para evitar interferências de outros ETR. Já no caso do Th, somente a raia $M\alpha$ é utilizável;

(3) Definição das condições instrumentais, que vão depender das raias analíticas selecionadas. Para excitar convenientemente o elemento químico, deve ser usada 2-3 vezes os valores de sua energia crítica. Em geral 15.000 eV de tensão de aceleração com corrente de feixe de 10 n\AA é suficiente para excitar todos os elementos em função de suas raias. Por exemplo, a raia $K\alpha$ do lantânio possui energia crítica de cerca de 33.000 eV; para excitá-la seria necessário 70-90.000 eV de tensão, fora do alcance do aparelho. Por isso, usa-se a raia $L\alpha$ (4-6 keV), que com 15 keV é suficientemente excitada. Quando o elemento apresenta-se em concentrações ínfimas ($<0,5\%$) recomenda-se aumentar a corrente do feixe em até 20 n\AA ;

(4) Estabelecimento dos tempos de contagem para cada elemento químico no pico e nos *backgrounds*. Devem ser usados tempos maiores para elementos com concentrações inferiores, pois com a melhoria do fator estatístico permite-se uma redução na “taxa de erro”. Esse tempo em geral varia entre 30-60 seg totais. Por exemplo, uma boa calibração é a de contagem de 20 seg no pico e 10 seg nos *backgrounds* negativo e positivo (40 seg totais). Em suma, pode-se utilizar tempos de contagem específicos e nos *backgrounds* em função do elemento dosado;

(5) Escolha dos padrões analíticos, onde os elementos químicos presentes estejam perfeitamente estabelecidos. Estes padrões podem ser naturais (minerais), sintéticos de determinados minerais, ou mesmo vidros e ligas enriquecidas em determinado elemento. Como regra geral, um padrão de boa qualidade deve ser o mais semelhante química e estruturalmente com o mineral sob análise. Além de ser homogêneo e estável em escala micrométrica. É aconselhável que o padrão possua uma concentração superior a do elemento a ser dosado na amostra (ou que se espera encontrar na mesma);

(6) Contagens analíticas. A aparelhagem conta o elemento no padrão escolhido e na amostra, sob as mesmas condições estabelecidas. Um programa da própria microsonda faz as correções de efeito matriz, uma vez que os padrões nunca serão iguais ao material analisado.

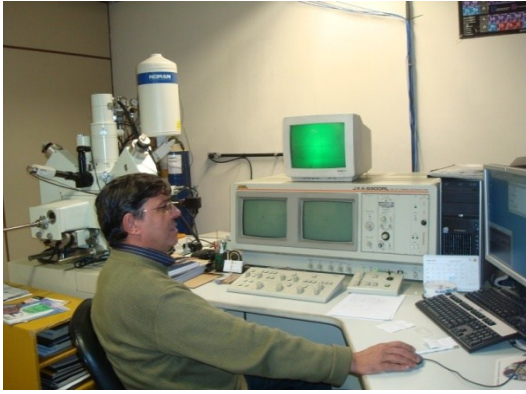
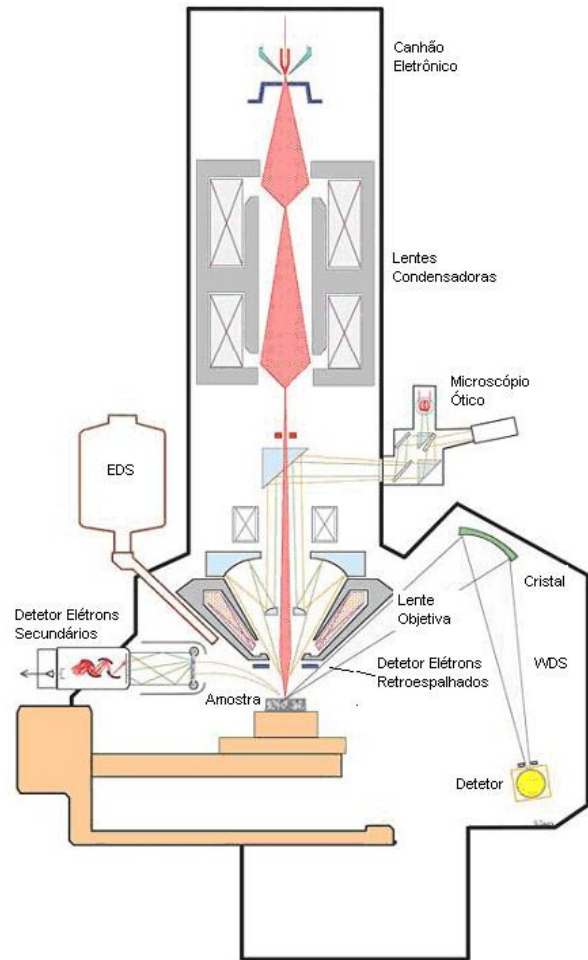


Figura 2.3: Visão geral da aparelhagem (a esquerda) e esquema de funcionamento da microsonda eletrônica JEOL – JXA-8900 Superprobe, instalada no Laboratório de Microanálises do Departamento de Física, ICEX/UFMG (a direita).



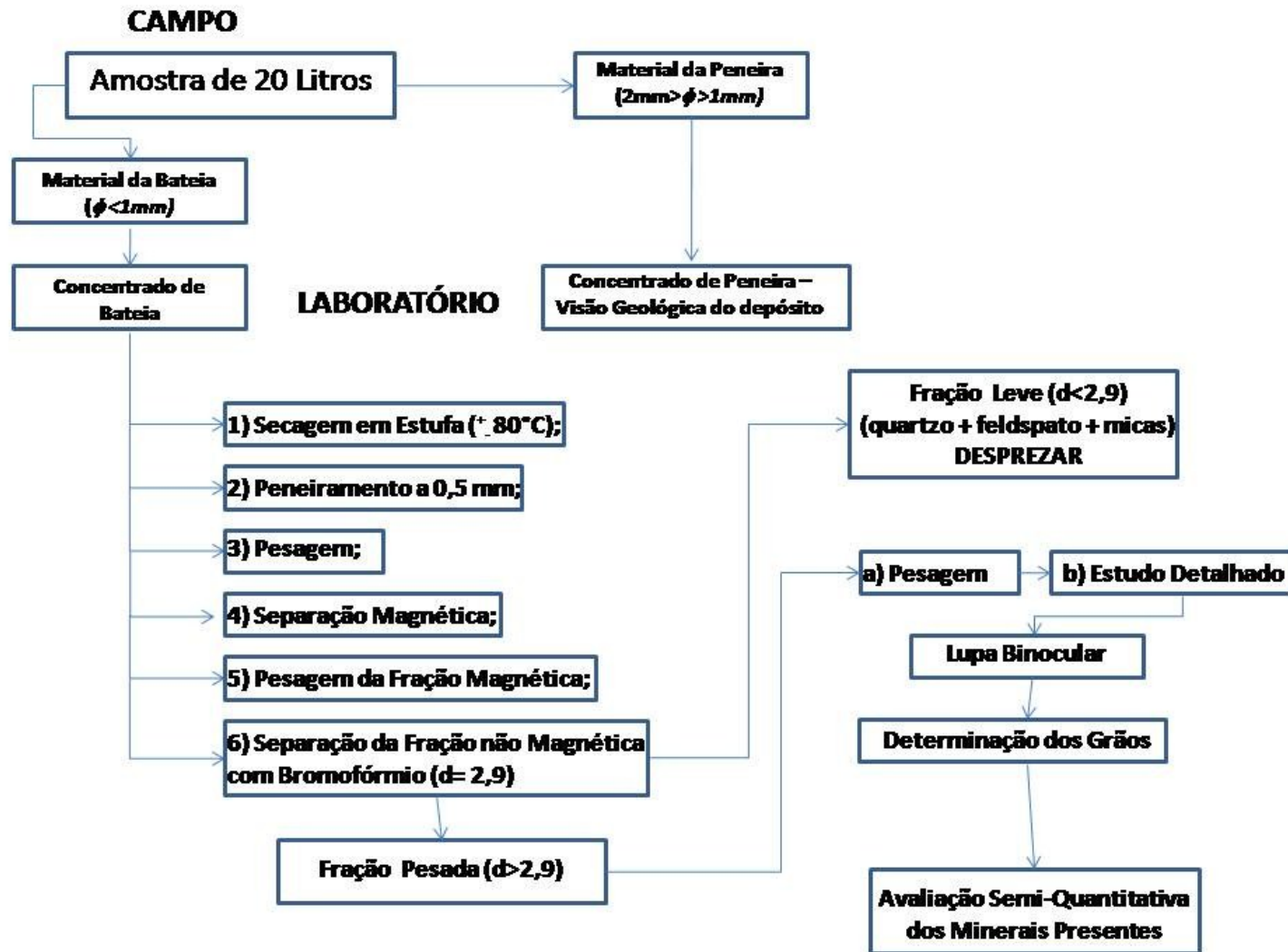


Figura 2.4: Procedimentos básicos utilizados na amostragem e tratamento de concentrados de minerais pesados em aluviões.

3 – ASPECTOS GEOLÓGICOS

Almeida (1977) definiu os limites do Cráton do São Francisco (Figura 3.1) segundo o conceito de consistir em uma plataforma estável cujo embasamento se consolidou anteriormente ao Evento Orogenético Brasileiro (0,6-0,5 Ga), sendo seus limites marcados por descontinuidades e deformações (Almeida, 1981).

Segundo o mesmo autor, tais descontinuidades configuram-se como falhas de empurrão, na transição das faixas de cavalgamento e dobramentos de antepaís, envolvendo o embasamento e avançando para as coberturas sub-horizontalizadas no interior do cráton. Seus limites foram então definidos pelas faixas de dobramentos denominadas Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana, Araçuaí e Alto Rio Grande (Almeida, 1977).

Ao sul, a individualização do cráton no interior da placa continental se deu ao longo da orogenia Brasileira, quando as inversões causadas pelas colisões ou fechamento das bacias geraram os cinturões dobrados marginais que moldaram o Antepaís do São Francisco (Alkmim *et al.*, 1993).

Rochas do embasamento arqueano e paleoproterozóico, constituídas por terrenos metamórficos de médio e alto grau, bem como associações granito-*greenstone*, afloram nas regiões norte e sul do cráton (Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa & Sabaté, 2003). A evolução geológico-geotectônica do cráton deixa claro que a orogenia paleoproterozóica foi responsável pelo amálgama e deformação de diferentes blocos arqueanos, cuja unidade relativamente estável, constituída pelos terrenos paleoproterozóicos e arqueanos, foi em parte retrabalhada durante a orogenia Brasileira no Neoproterozóico.

O arcabouço litológico do Cráton do São Francisco compreende terrenos antigos granito-gnáissicos e granito-*greenstones*, bem como coberturas proterozóicas e fanerozóicas. Tais terrenos em praticamente toda a sua extensão encontram-se envolvidos pela orogênese Brasileira. Em sua porção sudeste, calcários e diamictitos respectivamente dos grupos Bambuí e Macaúbas, estão em contato com sedimentos do Supergrupo Espinhaço que comporta-se como uma faixa intercratônica de orientação NNW-SSE, incluindo sedimentos clásticos e vulcânicos subordinados, com dobramentos e metamorfismo de baixo grau também gerados pelo evento Brasileiro (Almeida, 1977; Alkmin, 2004; Teixeira *et al.*, 2000; Bizzi *et al.*, 2003).

Na extensão sudoeste do cráton, encontram-se metassedimentos dos grupos Paranoá, Araxá, Ibiá e Canastra, em contatos com o Grupo Bambuí através de falhas de empurrão vergentes

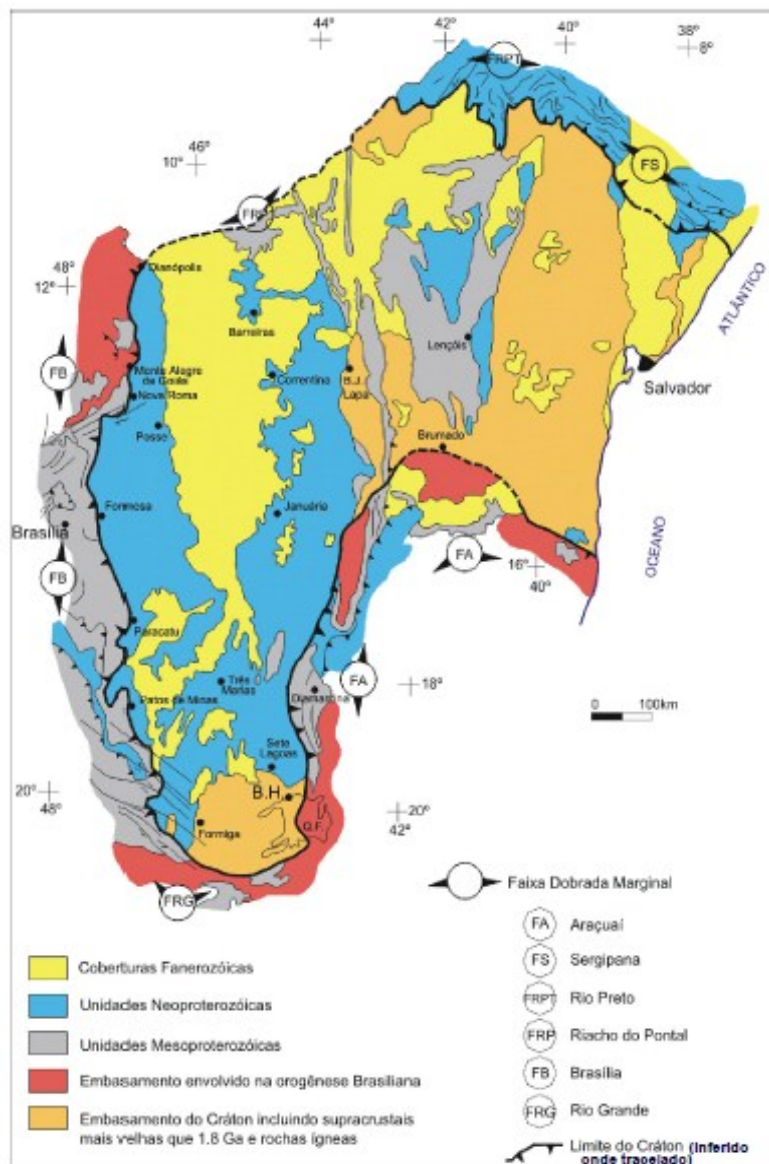


Figura 3.1: Limites do Cráton do São Francisco segundo Almeida (1977, 1981), modificado de Alkmin *et al.* (2003).

para oeste. O embasamento do cráton caracteriza-se por terrenos granito-gnaiss, granito-*greenstone* de idades desde o Arqueano até o Proterozóico Inferior.

A área de abrangência do presente trabalho insere-se no contexto do Cráton do São Francisco e sua faixa marginal sudoeste, a Faixa Brasília. De forma a descrever as unidades geológicas integrantes nesta porção sul do cráton, as mesmas podem ser separadas em terrenos distintos, designados:

- Embasamento Cristalino
- Faixa Brasília

3.1 – Embasamento Cristalino

O Embasamento Cristalino caracteriza-se por um extenso complexo gnáissico metamórfico de idade arqueana, que se estende pela porção sul e norte do cráton (Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa & Sabaté, 2002). Apresenta diversas denominações locais, sendo constituído de forma generalizada por rochas gnáissicas de composição tonalítica a granítica, além de subordinadamente granitos, granodioritos, anfíbolitos e intrusões máficas e ultramáficas (Herz, 1970; Cordani *et al.*, 1980; Ladeira *et al.*, 1983; Teixeira, 1982; Evangelista & Müller, 1986). Dados geocronológicos de rochas diversas deste complexo apresentam idades entre 2,9 a 3,2 Ga (Carneiro, 1992; Carneiro *et al.*, 1995).

3.2 – Greenstone Belt de Piumhi

O Greenstone Belt de Piumhi (Schrack, 1982) corresponde a uma grande estrutura com comprimento da ordem de 70 km e orientação preferencial NNW, aflorando discordantemente sob rochas do Grupo Bambuí. A porção SW do maciço faz contato tectônico com quartzitos do Grupo Canastra, e caracteriza-se como um dos registros mais antigos de vulcanismo máfico a ultramáfico do Cráton do São Francisco (Machado e Schrank, 1989).

Segundo Ferrari e Ferrari *et al.* (1996), as unidades constituintes do maciço podem ser divididas em três grupos principais.

Na base, o Grupo Ribeirão Araras corresponde a antiga denominação de “Grupo Inferior” de Fritzsens *et al.* (1980), sendo constituído de rochas vulcânicas ultrabásicas, básicas e intermediárias, incluindo basaltos komatiíticos, basaltos toleíticos e andesitos, além de níveis tufáceos intraderrames, que segundo Schrank & Silva (1993) representam a deposição de sedimentos durante períodos de quiescência do vulcanismo. Ocorrem ainda brechas e tufos vulcânicos, diques e *sills* de dacitos e riódacitos, assim como intrusões graníticas, representadas pelo “Granito Matinha” (Mimura *et al.*, 1992), ou “Granito Norte” de Fritzsens *et al.* (1980), intrusivo ao Grupo Ribeirão Araras. Este grupo constitui-se em parte de um *greenstone belt* arqueano com idade atribuída ao vulcanismo komatiítico de 3,1 Ma (U/Pb diluição isotópica de zircão, Machado & Schrank, 1989).

O Grupo Paciência corresponde ao “Grupo Intermediário (Fritzsens *et al.*, 1980), sotoposto ao Grupo Ribeirão Araras por discordância tectônica. Constitui uma sequência do tipo flysch, formada por metagrauvacas, metapsamitos, metapelitos e rochas carbonatadas (Ferrari, 1996). O Grupo Lavapés, sotoposto tectonicamente aos grupos Paciência e Ribeirão Araras, é uma unidade alóctone, transportada durante uma fase tangencial de S para N. Este grupo constitui uma

associação complexa de metassedimentos, metaultramáficas com lentes de cromititos, lentes grafitosas, formação ferrífera a manganésifera bandada e granitos milonitizados, representados pelo Granito Taquari (Mimura *et al.*, 1992) que corresponde ao “Granito Central” de Fritzsos *et al.* (1980).

Segundo Fritzsos *et al.* (1980), a evolução tectônica do Maciço de Piumhi se deu em três fases cinemáticas distintas. A primeira fase corresponde a dobramentos das rochas vulcânicas. A segunda fase consiste na compressão W-E que proporcionou o dobramento intenso das rochas do Grupo Paciência. E, a última fase, teria provocado dobramentos e deslocamentos das rochas do Grupo Bambuí. As vulcânicas não atingidas pela primeira fase seriam atingidas pelas fases subseqüentes de dobramentos e desenvolvimento de foliação, comportando-se de maneira rígida com movimentos diferenciais de blocos.

A evolução tectônica segundo Schrank (1992) pode se explicada através de dois episódios de cavalgamentos no Neoproterozóico. O primeiro seria marcado por zonas de cisalhamento sub-horizontais com lineação de alongamento 180°, responsáveis pelo cavalgamento S-N do Grupo Lavapés. O segundo episódio seria marcado por falhamentos inversos, de direção W-E e desenvolvimento de estruturas rúpteis no maciço de Piumhi, relacionados à deformação regional do Grupo Canastra, com vergência também de W para Este (Ferrari, 1996).

3.3 – Faixa Brasília

Pertencente à Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981), a Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) representa um sistema orogênico de largas dimensões desenvolvido durante o Neoproterozóico (Figura 3.1), em função da convergência e colisão de três blocos continentais. Representa o mais bem preservado e completo orógeno do Brasileiro no Brasil, e compreende uma espessa seqüência de margem continental, fragmentos ofiolíticos, extenso arco magmático juvenil e importante anomalia gravimétrica indicativa de uma sutura nos blocos continentais envolvidos. Estas feições indicam que a diferenciação estrutural final da FDB é resultado do fechamento de uma ampla bacia oceânica durante o Neoproterozóico (Pimentel *et al.*, 2001), sendo estes blocos o Cráton Amazônico a noroeste, o Cráton São Francisco à E/SE, e o suposto Cráton Paranapanema (abaixo da Bacia do Paraná) à leste (Dardenne, 2000; Bizzi *et al.*, 2003). A FDB estende-se por mais de 1.000 km no sentido N-S ao longo da borda oeste do Cráton do São Francisco (Almeida *et al.*, op. cit.). A faixa tem como limites o Cráton São Francisco à leste, a Bacia do Paraná à sudoeste, a Faixa Paraguai-Araguaia à oeste, e o Cráton Amazônico à noroeste.

As unidades sedimentares e metassedimentares da FDB apresentam deformação tectônica e aumento no grau metamórfico de leste para oeste, desde incipiente até fácies granulito.

Esta variação reflete sua vergência em direção ao cráton e permitiu o seu zonamento tectônico (Fuck *et al.*, 1994), aproximadamente definido e individualizado como zonas cratônica (constituída por exposições do embasamento cobertas pelas seqüências sedimentares proterozóicas dos grupos Paranoá e Bambuí), interna (compreende rochas do Grupo Araxá e de áreas de embasamento expostas entre os xistos), e externa (representada pelas seqüências metassedimentares dos grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá), respectivamente de leste para oeste.

Suprimindo o segmento menos relevante para a área do trabalho (segmento norte), o segmento sul apresenta feições tectônicas completamente distintas deste outro. A intensa deformação e metamorfismo associado obliteraram as relações estratigráficas de várias unidades dificultando o entendimento da evolução geotectônica das mesmas. Os grupos Canastra, Ibiá, Araxá e Vazante estão envolvidos em um complexo sistema de *nappes* e empurrões imbricados, indicando transporte tectônico de alta magnitude da ordem de dezenas a centenas de quilômetros. O contato entre as várias unidades envolve zonas de cisalhamento de baixo ângulo com forma arqueada de dobras em bainha desenvolvendo rampas laterais de cisalhamento (Simões & Valeriano, 1990; Valeriano & Simões, 1997; Seer, 1999).

A deformação e o metamorfismo decrescem progressivamente em direção ao CFS (Figura 3.2), justificando a divisão da FDB, sendo seus contatos marcados por grandes falhas regionais de direção N-S. A vergência da deformação inicial no segmento sul da FDB indica um *trend* compressional de direção WNW-ESE, com transporte predominante para ESE marcado por falhas inversas subhorizontais e falhas transcorrentes subhorizontais (Simões & Valeriano, 1990; Valeriano & Simões, 1997; Seer, 1999).

3.3.1 – Grupo Canastra

Este grupo foi definido inicialmente por Barbosa (1955), com *status* de formação, para incluir um conjunto de quartzitos e filitos grafitosos ocorrentes na região ao sul de Araxá. Barbosa *et al.* (1970) elevam tal seqüência ao *status* de grupo, abrangendo um grande conjunto de rochas formado por quartzo-muscovita-sericita xistos, muscovita-biotita xistos, quartzitos (ferruginosos a itabiríticos), filitos prateados e filitos grafitosos com pirita. Campos Neto (1984) estabelece a litoestratigrafia do Grupo Canastra, e os trabalhos de Freitas-Silva & Dardenne (1994), Pereira *et al.* (1994) e Simões & Valeriano (1990), envolvem e discutem as diversas propostas que tratam de toda a extensão dessa unidade. Outros trabalhos (Barbosa *et al.*, 1970, Marini *et al.*, 1984, Bizzi *et al.*, 2001) expandiram as extensões desta unidade a áreas do oeste mineiro, Goiás e Distrito Federal.

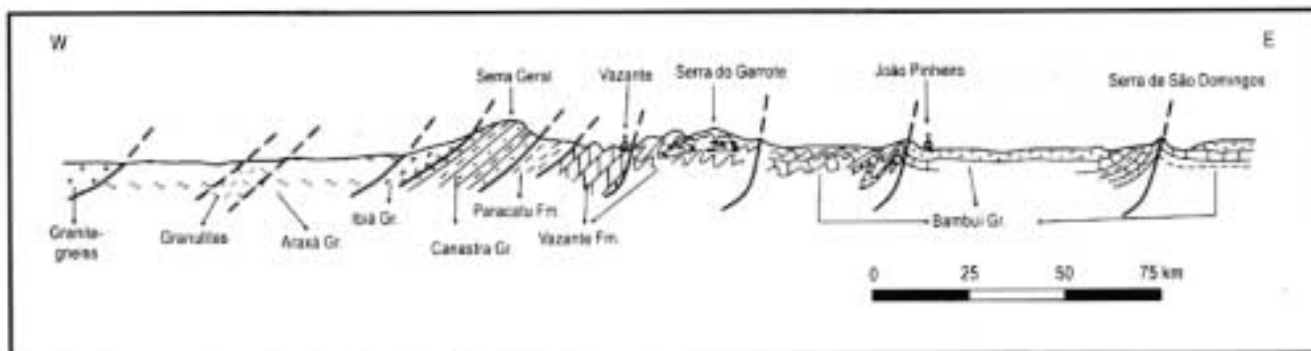


Figura 3.2: Perfil esquemático mostrando a relação entre as unidades Araxá, Ibiá e Canastra (extraído de Dardenne, 2000).

Assim, Freitas-Silva & Dardenne (*op. cit.*), dividem-no em três unidades, as formações Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões. A Formação Serra do Landim, na base, foi antes definida por Madalosso & Valle (1978) e Madalosso (1980) como parte da Formação Vazante, representada por calcifilitos ou calcixistos ricos em clorita.

A Formação Paracatu, definida por Almeida (1969), foi dividida em dois membros por Freitas-Silva & Dardenne (*op. cit.*), Morro do Ouro (basal), iniciando com níveis relativamente contínuos de quartzitos de espessura de alguns metros até 100m, transicionando para camadas de filito carbonáceo com intercalações de quartzito no topo. O membro superior, Serra da Anta, é representado por espessos níveis de filito cinza a esverdeado com intercalações de quartzitos. No topo, a Formação Chapada dos Pilões é representada por dois membros, o Serra da Urucânia que consiste em regulares intercalações de quartzito e filito (Figura 3.4), e o Membro Hidroelétrica Batalha, consistindo de quartzitos como os encontrados ao norte de Coromandel (Pereira *et al.*, 1994).

As Formações Paracatu e Chapada dos Pilões representam uma sucessão de granulometria ascendente constituindo um megaciclo regressivo formado por sedimentos de água profunda que grada de turbiditos depositados no talude continental por correntes gravitacionais para depósitos plataformais no topo com estruturas *hummocky* e estratificações cruzadas, com transportes de leste para oeste. Esta associação sedimentar caracteriza um ambiente de plataforma rasa dominada por correntes de maré (Pimentel *et al.*, 2001).

O Grupo Canastra é comumente considerado como um equivalente lateral mais metamorizado do Grupo Paranoá no segmento sul da FDB (Campos-Neto, 1984; Dardenne, 1978; Pereira, 1992; Pereira *et al.*, 1994; Pedrosa-Soares *et al.*, 1994). A idade do grupo Canastra ainda é controversa. Uma idade Sm-Nd de 2,2 Ga (Brod, 1999, in Seer & Dardenne, 2000) é estabelecida para a base deste grupo com um valor de $\epsilon_{NdT} = -12,77$; indicando uma predominância de áreas fonte mais antigas e uma residência crustal maior que a dos grupos Araxá e Ibiá. Este fato reforça a

interpretação desta unidade como uma seqüência regressiva de plataforma continental na borda da massa continental paleoproterozóica-arqueana do São Francisco, principal fonte destes sedimentos (Seer & Dardenne, op. cit.).

De outro modo, Freitas-Silva (1996) obteve na região de Paracatu, uma idade de 660 – 700 Ma (Rb/Sr) para o metamorfismo da seqüência, e 950 e 1.000 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) para os filitos desta unidade. Trabalhos mais recentes de datação desta unidade (Rodrigues, 2008; Rodrigues et al, 2010) estabeleceram um limite máximo de 1.000 Ma para a deposição do Grupo Canastra, com intervalos de idade entre idade entre 1040 – 1400 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) para a maior concentração de zircões da Formação Paracatu, e 1070 – 2700 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) para Formação Chapada dos Pilões.

3.3.2 – Grupo Ibiá

Descrito inicialmente por Barbosa *et al.* (1970) com *status* de formação, para designar o conjunto de rochas xistosas existentes nas proximidades de Ibiá (MG). Como característica que reforçava tal *status*, a ocorrência de um metaconglomerado ao norte de Coromandel, no contato basal contendo clastos de ortoquartzitos do Grupo Canastra, ao qual se encontra sobreposto (Barbosa *et al.*, op. cit.). De outro modo, Ferrari (1989) incluiu a unidade na base do Grupo Araxá, com uma suposta origem vulcânica.

Posteriormente a unidade foi também interpretada como de origem glacial e equivalente ao horizonte Jequitaí-Macaúbas, presente na borda ocidental do cráton, no norte do Estado (Dardenne, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1988; Pereira *et al.*, 1994; Pedrosa-Soares *et al.*, 1994). Ainda foram incluídas na unidade associações de pséfitos e rochas máficas metamorfsadas presentes nas proximidades de Araxá e incluídas no grupo de mesma denominação. (Simões & Navarro, 1996).

Pereira (1992a, 1994), em estudos na região de Coromandel, eleva a Formação Ibiá à categoria de grupo, definindo-o como representante de uma seqüência glaciogênica composta de duas formações principais: Cubatão e Rio Verde. Seer (1999, 2000) e Pereira *et al.* (1992) caracteriza o contato entre este grupo e os grupos Canastra e Araxá como de caráter tectônico, através de zonas de cisalhamento (Figura 3.3).

A Formação Cubatão (Figura 3.4), na base, assenta-se em desconformidade erosiva ou por contato tectônico com o embasamento formado pelo Grupo Canastra (Seer, 1999, 2000). É representada por metadiamicititos com clastos extremamente variados (granitos, filitos, carbonatos, formação ferrífera, rochas básicas, xistos, quartzo e quartzitos) e matriz constituída de sericita/muscovita, clorita, quartzo de grã fina e fenocristais de quartzo, plagioclásio, *chert*, quartzito, arenito e calcita. Estes metadiamicititos tiveram seu ambiente de deposição caracterizado

como glaciomarinho por fluxos gravitacionais (Dardenne *et al.*, 1978; Pereira, 1992a; Pereira *et al.*, 1994; Lima *et al.*, 2003). Segundo tais autores, as melhores exposições encontram-se próximas à cidade de Ibiá. Para sul, o horizonte apresenta-se intemperizado e de espessura reduzida, e na cidade de Coromandel encontra-se ausente (Dardenne *et al.*, op. cit.).

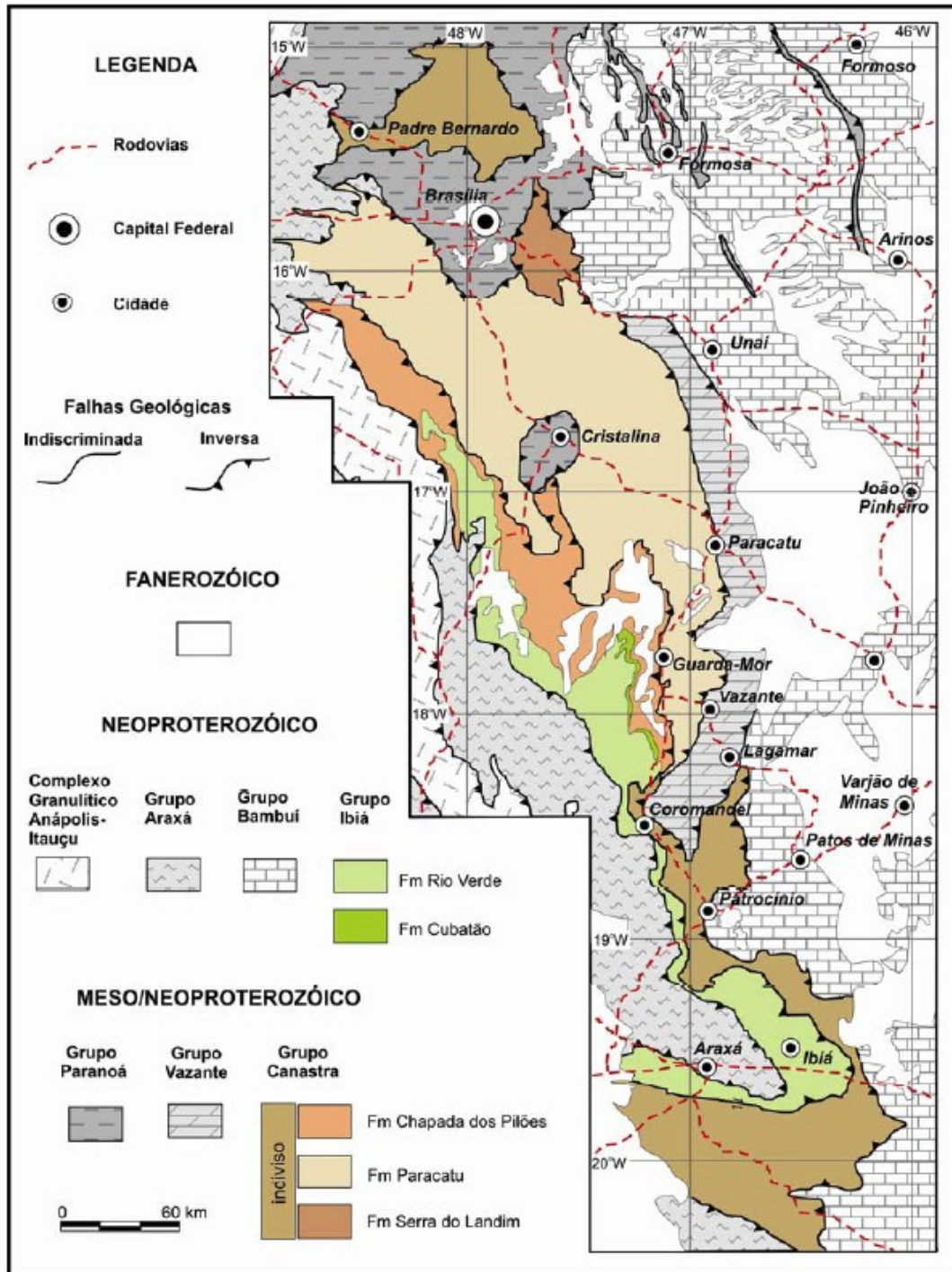


Figura 3.3: Mapa Geológico da porção sudoeste da Faixa Brasília, destacando os grupos Canastra e Ibiá (modificado de Bizzi *et al.*, 2001, in Rodrigues, 2008).

A Formação Rio Verde, no topo, é composta essencialmente de filitos calcíferos esverdeados (calcifilitos), com bandas centimétricas e rítmicas quartzosas e micáceas como única estrutura sedimentar reliquiar. Mineralogicamente apresenta semelhança à matriz dos metadiamicititos da Formação Cubatão, com bandas micáceas de clorita e sericita ou muscovita, bandas quartzosas de quartzo fino e fenocristais de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e calcita. Tem espessura estimada em torno de 1.000 m (Pereira *et al.*, 1994), com ambiente de deposição marinho de profundidade considerável e originado a partir de correntes de turbidez diluídas distais (Seer *et al.*, 2000).

Estudos de proveniência (Seer, 1999) indicam que os sedimentos do Grupo Ibiá tiveram origem em um primitivo arco de ilhas, com idade Sm/Nd de 1,16 a 1,33 Ga (Seer, *op. cit.*; Pimentel *et al.*, 2001). Valores de ϵ_{NdT} (-0,11 a -0,93) indicam que estes sedimentos apresentam curto tempo de residência crustal, caracterizando um ciclo sedimentar primário de uma área bacinal de retroarco, com aporte de sedimentos deste arco (Seer *et al.*, *op. cit.*). Estes autores obtiveram por dados petrográficos e geoquímicos que esta unidade não apresenta qualquer relação genética com os grupos Canastra e Araxá, e foi caracterizada como um terreno tectonoestratigráfico.

Em Rodrigues (2008) e Rodrigues *et al.* (2010) são descritos três picos principais de idades (U/Pb SHRIMP), de 936, 1190 e 1840 Ma para zircões da Formação Cubatão, com idade mínima de deposição de 935 Ma, e idades 665, 740, 850 e 1070 Ma para zircões da Formação Rio Verde, considerando-se uma idade mínima para deposição desta unidade de 640 Ma.

3.3.3 – Grupo Araxá

Esse grupo foi definido por Barbosa (1955) como um complexo metamórfico pré-cambriano constituído de migmatitos, micaxistos, quartzitos, xistos verdes e filitos, que ocorrem próximo à cidade de Araxá. Esse autor dividiu tal complexo em duas formações: Araxá e Canastra, separadas por uma discordância angular. Barbosa *et al.* (1970) elevam a unidade para série e depois grupo, e retiram as rochas de origem granítica que ocorrem intercaladas aos micaxistos por efeitos de intensos dobramentos. Esses autores excluem o topo da seqüência, xistos calcíferos, que foram incluídos na Formação Ibiá, por estes apresentarem na base um conglomerado basal, e concluem também que o Grupo Araxá é produto de uma sedimentação pelítica e psamítica subordinada.

Fuck & Marini (1981) observam coincidências de linhas estruturais entre as unidades Canastra e Araxá, além de contato gradacional entre suas rochas na região da Serra da Canastra. Admitem então que na porção sul de Goiás e no Triângulo Mineiro, o Grupo Araxá ocorre por baixo do pacote de metamorfitos do Grupo Canastra, considerando a unidade como uma formação

de topo do Grupo Araxá, por não reconhecerem um hiato ou quebra metamórfica entre tais unidades.

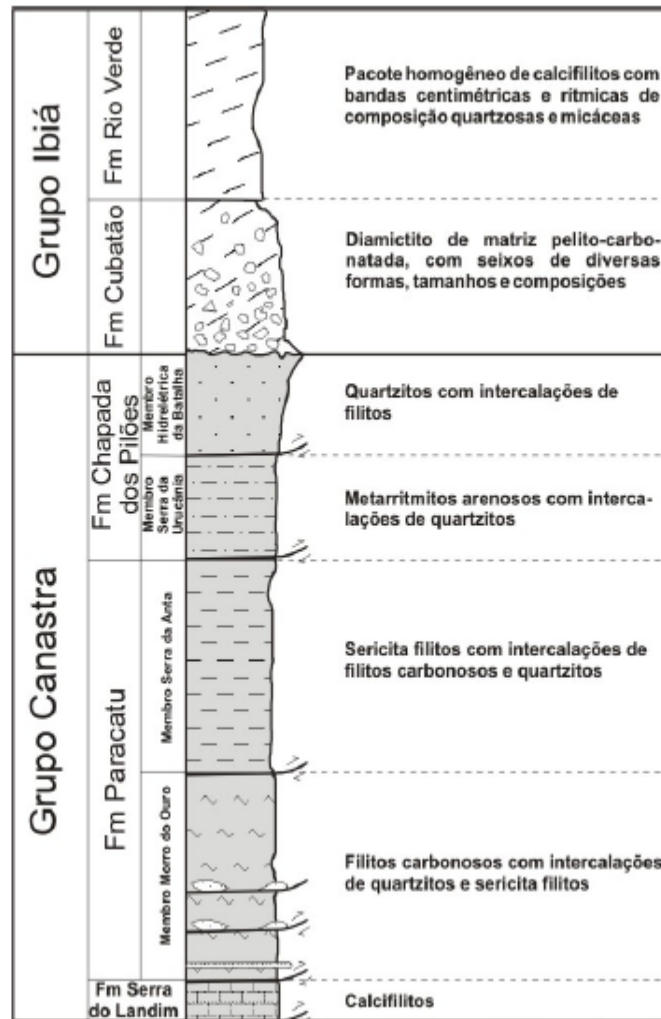


Figura 3.4: Coluna estratigráfica para os Grupos Canastra e Ibiá (modificado de Dardenne, 2000; Pereira, 1992; in Rodrigues, 2008).

Heibron *et al.* (1987), reiteram como não justificável separar-se os grupos Araxá e Canastra, por não serem observadas diferenças estruturais e metamórficas extremas. A maior frequência de quartzitos na parte basal do Grupo Canastra deve-se simplesmente a uma fácies sedimentar proximal, e as associações mais imaturas com contribuições vulcânicas são características da seqüência Araxá. Ferrari (1989) divide o Grupo Araxá em três associações, uma vulcânica ou vulcano-sedimentar, uma sedimentar e outra derivada de rochas ortomagmáticas. Seer (1999) caracteriza esta unidade como uma seqüência de anfibolitos derivados de rochas ígneas máficas a subordinadamente ultramáficas, capeadas por sedimentos detríticos de caráter pelítico

(micaxistos e quartzitos) com intrusões de granitos. Os granitos foram posteriormente milonitizados gerando xistos feldspáticos.

A estratigrafia interna do grupo é pouco conhecida (Figura 3.3) devido à intensa deformação e o desenvolvimento de falhas de empurrão de baixo ângulo. Apresenta em sua composição quartzitos micáceos, micaxistos, calcoxistos, clorita-muscovita xistos, biotita-granada xistos, xistos feldspáticos com intercalações de paragneisses e mármore (Pimentel *et al.*, 2001). Como idade mínima para a deposição desses sedimentos Pimentel *et al.* (2001) estabeleceram uma idade Sm-Nd em zircões entre 0,9 e 0,79 Ga. Seer *et al.* (2001), com base em isócronas Sm-Nd, propõem uma idade de cerca de 640 Ma para o metamorfismo superimposto.

3.4 – Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí ocorre a leste da faixa de exposição dos grupos Araxá e Canastra, sendo representado na porção sul do cráton por ardósias e metassiltitos, com lentes de metacalcários interdigitados e raros metaconglomerados polimíticos. Essas rochas assentam-se sobre o embasamento através de discordâncias tectônica e erosiva. Mais a sul da região, próximo a Carmo do Rio Claro, ocorrem metaconglomerados polimíticos, bastante alterados, com seixos de quartzo de veio, quartzitos, leucogneisses e micaxistos, que apresentam grau de esfericidade e arredondamento de um material mal selecionado.

A base de Grupo Bambuí, no sudoeste de Minas Gerais, é representada pela Formação Samburá (Branco, 1957), possível equivalente a Formação Jequitaí conforme descrita por Oliveira (1967). A Formação Samburá é composta por paraconglomerados com matriz esverdeada e seixos de quartzitos, calcários, granitos e rochas vulcânicas, que segundo Dardenne (1978), representam a expressão de uma glaciação em escala continental no Neoproterozóico.

Estas rochas foram descritas na região de Piumhi e Cristais por Ferrari & Brandalise (1971), assentando sobre os quartzitos dos Grupos Araxá e Canastra exibindo intercalações de arenitos feldspáticos e lentes de arcósios, com predominância de seixos maiores de quartzo e menores de filito. Estes autores interpretam tais depósitos como fanglomerados (Ferrari, 1996).

A estratigrafia clássica do Grupo Bambuí é atribuída a Costa & Branco (1961), e diversos autores que sucederam apresentaram variadas colunas estratigráficas e subdivisões de unidades (Oliveira, 1967, Braun, 1968, Costa et al, 1970; Dardenne 1978; Alvarenga, 1978; Barbosa et al., 70, Dardenne., 1979). No entanto, a proposta de Dardenne (2000) retoma a estratigrafia clássica, da base para o topo constituída pelas formações: Carrancas, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

A Formação Carrancas é constituída por diamctitos de matriz areno-carbonática contendo clstos angulosos a sub-angulosos de granitóides, quartzo e calcário. A Formação Sete Lagoas representa uma unidade carabonática, cosntituída de calcários laminados, calcários e dolomitos estromaticos, doloarenitos e brechas dolomíticas, depositados em ambiente de intermaré, inframaré e plataforma carbonatica (Nobre-Lopes, 1995).

A Formação Serra de Santa Helena apresenta elevada espessura apresentando siltito, folhelho e arenito finos e impuros, deopositados em plataforma dominada pela ação de ondas e tempestades (Guimarães, 1997). A Formação Lagoa do Jacaré caracteriza-se pela associação de depósitos carbonáticos retrabalhados, constituído por calcarenito oolítico e pisolítico, calcirudito e dolorudito, intercalado a níveis de siltito de espessura variável com bioconstruções carbonáticas.

A Formação Serra da Saudade, mais restrita entre todas as unidades, apresenta constituição dominante siliciclástica e formada por ritmito silto-arenoso, localmente fosfático, siltito arenoso, arenito grauvaquiano e subarcoseano e raras intercalações de pelitos verdes (Lima, 2005). A Formação Três Marias é dominada por arenito arcoseano médio a fino, com truncamentos de baixo ângulo, estratificação cruzada *hummocky*, intercalados em siltitos e ritmitos, depositados em plataforma siliciclastica dominada pela ação de ondas de tempestade (Chiavegatto, 1992).

4 – KIMBERLITOS E LAMPROÍTOS - CONCEITUAÇÃO E EXPLORAÇÃO

4.1 – Aspectos Gerais

O diamante é conhecido há mais de 4000 anos, desde quando eram recuperados de fontes aluvionares recentes e de idade pleistocênica na Índia. Os primeiros diamantes retirados em rocha compacta ocorreram na região de Grão Mogol, Minas Gerais, em 1839 (Chaves *et al.*, 2008, 2010), e posteriormente (na década de 1850), nos conglomerados das proximidades de Diamantina, ambos descobertos a partir da exploração dos aluviões próximos (Janse, 1984).

A associação de condutos vulcânicos com diamantes foi descrita por Ernest Cohen em 1872, caracterizando *pipes* de tufos eruptivos impregnados de diamantes (Janse, 1984, in Pereira, 2007), apesar do diamante já ser conhecido nos garimpos secos da África do Sul desde 1869. Estas rochas encontradas nas proximidades de Kimberley, África do Sul serviram de origem para o termo kimberlito (Clement, *et al.*, 1984; Janse, 1984). Em Draper (1905), encontra-se o relato de um garimpo em kimberlito ocorrido na fazenda Bulfontein em 1869, a partir de lavras de barro para uso em construção civil.

Nas décadas seguintes, diversos e importantes kimberlitos diamantíferos foram descobertos na África do Sul e outros países do continente africano. Descobertas mais expressivas fora da África somente tiveram grande repercussão a partir de 1954, com descobertas na Rússia, em 1979 na Austrália, e na década de 1990 no Canadá (Janse, 1984; Jaques *et al.*, 1984, 1986; Schiller, 1992; Jennings, 1993). Grandes depósitos aluvionares foram descobertos no Congo, Angola, Tanganica e Serra Leoa entre 1910 e 1930, sem identificação de fontes primárias. Posteriormente diques kimberlíticos foram descobertos constituindo-se nas possíveis fontes primárias dos depósitos explorados. Em 1967 e 1972 foram descobertos os importantes *pipes* mineralizados de Orapa e Jwaneng, no Botswana, e o *pipe* Venetia, na fronteira com o Zimbábue.

A partir do final da década de 1960 até o ano 2000 centenas de intrusões kimberlíticas foram achadas também no Brasil. Segundo Pereira (2007), descobriram-se cerca de 2.000 intrusões, das quais cerca de 20 contendo baixos teores de diamante e somente uma considerada como economicamente viável, o kimberlito Canastra-1, um dos objetos desse estudo (Pereira, 2007).

Na década de 1990 foram descobertos diversos kimberlitos diamantíferos no mundo, principalmente na Rússia (Sinitsyn *et al.*, 1992) e Canadá (Schiller, 1992; Jennings, 1993), os quais na atualidade encontram-se em operação comercial como importantes minas.

4.2–Conceituações

Definido como a rocha hospedeira de diamantes na região de Kimberley, o kimberlito, foi descrita inicialmente por Lewis (1887, *in* Clement *et al.*, 1984) como uma brecha vulcânica, contendo olivina como constituinte mais abundante, bronzita, Cr-diopsídio, anfibólio, biotita, perovskita, piropo, ferro metálico com titânio, ferro metálico com cromo e mais quinze minerais não identificados.

Considerando que as definições eram ainda incompletas, uma revisão do conceito de kimberlito quando Dawson (1967) propôs a definição de que “kimberlito constitui-se de mica peridotito serpentizado e carbonatizado de textura porfirítica, contendo nódulos de rochas ultrabásicas, caracterizado por minerais de alta pressão como piropo e diopsídio jadeítico, contendo ou não diamante”. Essa definição foi revista em 1971, quando Dawson especificou que “kimberlito é uma rocha muito rara, potássica, ultrabásica, híbrida, disposta em pequenos diatremas, diques e *sills* de extensão limitada. Possui textura inequigranular e aspecto porfirítico devido a megacristais de olivina, enstatita, cromo-diopsídio, piropo, picropicroilmenita e flogopita inseridos em uma matriz de granulação fina, constituída predominantemente por serpentina, carbonato, flogopita, magnetita e perovskita. Muitos megacristais presentes consistem em fragmentos de granada lherzolitos derivados do manto em vários estágios de reação com a matriz kimberlítica. Pode ou não conter diamante, e mesmo contendo o diamante é um mineral extremamente raro e amplamente disperso”. Contudo a definição não especificou a distinção clara entre megacristais derivados do manto e xenólitos, além da natureza química potássica e ultrabásica da rocha (Smith, 1984).

Clement *et al.* (1977) definem kimberlitos como “rocha ígnea, rica em voláteis, potássica, ultrabásica, textura inequigranular como resultado da presença de macrocristais inseridos em matriz essencialmente microporfirítica. A matriz contém olivina em abundância, e flogopita, calcita, serpentina, diopsídio, monticellita, apatita, espinélio, perovskita e picroilmenita ocorrem como fenocristais primários proeminentes e/ou constituintes da mesma. Outros minerais primários podem ocorrer como acessórios. Os macrocristais pertencem quase exclusivamente a uma suíte de minerais ferromagnesianos, anédricos, criptogênicos, incluindo olivina, flogopita, picropicroilmenita, granada magnésiana, cromo diopsídio e enstatita que podem estar presentes ou não. Grãos menores da mesma suíte dos macrocristais também ocorrem. Kimberlitos podem conter diamantes, porém somente como um constituinte acessório, bem como inclusões arredondadas de rochas ultramáficas, caracterizadas como peridotito, eclogito e piroxenito derivados do manto como xenólitos. Quantidades variadas de xenólitos crustais e xenocristais também podem estar presentes. Kimberlitos acham-se freqüentemente alterados, principalmente por processos de serpentinização e/ou carbonatização”.

4.3 – Geologia, Mineralogia e Diamantes

4.3.1 – Gênese e Formas de Ocorrência

Os kimberlitos ocorrem como intrusões associadas a estruturas cratônicas mais profundas na crosta, e que estão próximas ou atingem o manto. Por ascenderem à crosta em altas velocidades, trazem no percorrer deste trajeto fragmentos mantélicos, de grande importância para a comunidade geocientífica. Segundo Mitchell (1995), estes fragmentos podem consistir de peridotitos (dunito, harzburgito, lherzolito), ou ainda em alguns casos, eclogitos do manto mais profundo.

O magma kimberlítico se origina na região limítrofe entre o manto superior-astenosfera (Figura 4.1) e chega à superfície por meio de plumas que ascendem através da crosta continental (Haggerty, 1999). Conforme conhecido, o magma kimberlítico não apresenta qualquer relação genética com os diamantes, constituindo somente agente de seu transporte para a superfície (Mitchell, *op. cit.*).

Quanto a presença de diamante em kimberlitos, são indicadas pressões de 6-8 GPa para estabilidade relativa entre diamante e grafita nas temperaturas do manto, que correspondem a profundidades entre 200-250 km (Mitchell, *op. cit.*; Wilson & Head, 2007). Em relação às mineralizações diamantíferas, o maior interesse prospectivo se faz em relação aos corpos kimberlíticos alojados em regiões cratônicas e suas faixas marginais, devido a associação entre a ocorrência de diamantes e intrusões cujas sequências encaixantes foram estabilizadas no Pré-Cambriano (Janse, 1994).

4.3.2 – Classificação Petrológica

Kimberlitos são petrograficamente complexos por conterem não somente fases cristalizadas do líquido magmático, mas também fragmentos policristalinos ou cristais derivados de diversos tipos de xenólitos (McCall, 2005).

Tais rochas podem ser divididas em dois grupos, Grupo I e Grupo II (Smith *et al.*, 1985; Skinner, 1989). O kimberlito do Grupo I corresponde à rocha original (arquetipo) de Kimberley, África do Sul, que foi formalmente denominada de kimberlitos basálticos por Wagner (1914). O Grupo II, por outro lado, corresponde aos kimberlitos lamprofíricos, ou micáceos de Wagner (1914).

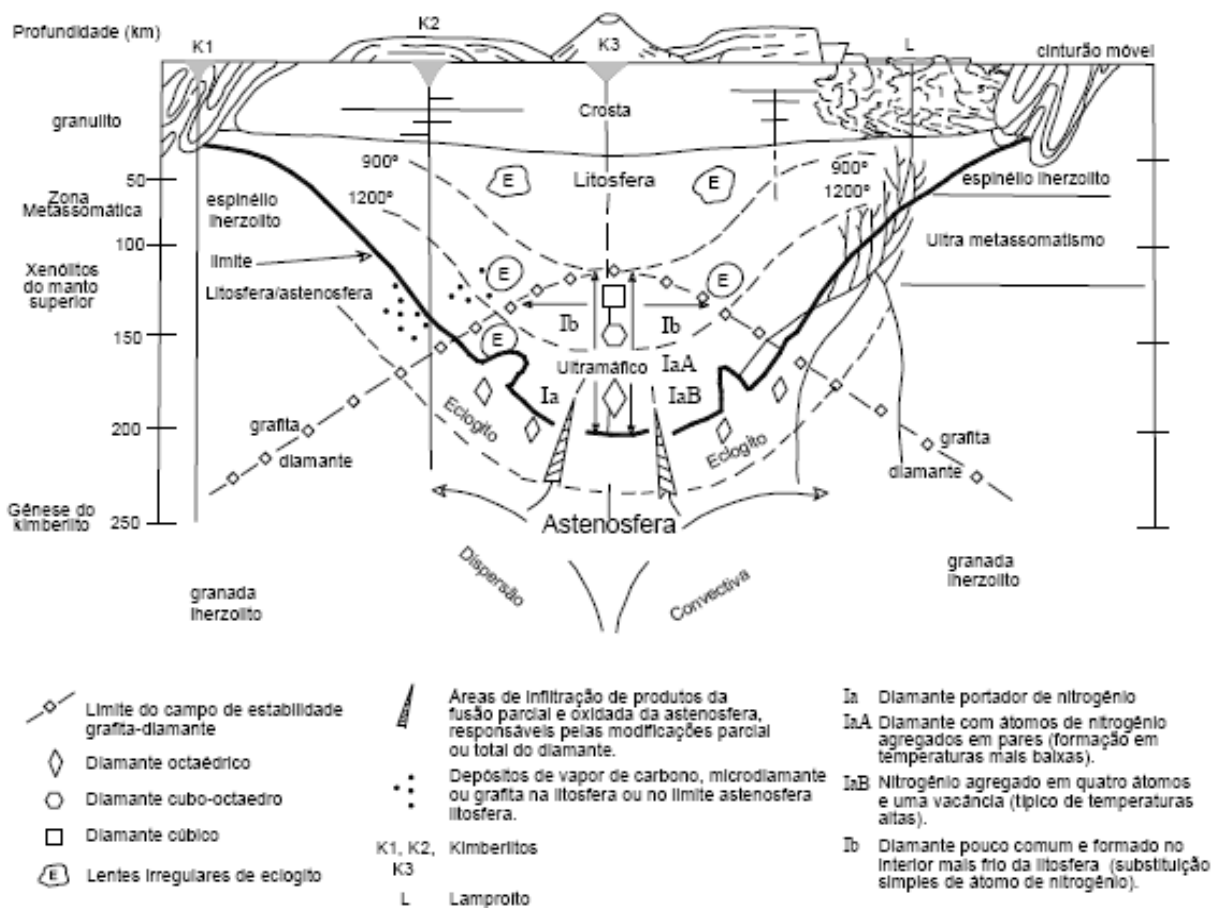


Figura 4.1: Representação esquemática para a gênese do diamante (modificado de Haggerty, 1986).

Diversos petrólogos que estudaram kimberlitos têm concluído que existem significantes diferenças entre os dois grupos, embora ainda sejam divididas as opiniões e muito extensas as revisões requeridas para estas nomenclaturas.

Kimberlitos do Grupo I

A definição mais utilizada para os kimberlitos do Grupo I é dada por Mitchell (1995), que utilizou critérios texturais e químicos. Nesta conceituação, tais kimberlitos constituem um grupo de rochas ultrabásicas potássicas ricas em voláteis (dominadamente CO₂), que comumente exibe uma textura inequigranular distintiva resultante da presença de macrocristais (um termo geral para cristais grandes, tipicamente 0,5-10 mm de diâmetro) e, em alguns casos megacristais (cristais ainda maiores, tipicamente 1-20 cm) colocados em uma matriz de granulação fina. A assembléia de macrocristais-megacristais, em que ao menos alguns são xenocristais, inclui cristais anédricos de olivina, picroilmenita magnésiana, piropo, diopsídio (algumas vezes subcálcico), flogopita, enstatita

e cromita pobre em Ti. Macrocristais de olivina são característicos e constituintes dominantes nos kimberlitos.

A matriz contém uma segunda geração de olivina primária euédrica a subeuédrica, que ocorre junto com um ou mais dos seguintes minerais primários: monticellita, flogopita, perovskita, espinélio (soluções sólidas de ulvoespinélio magnésiano - Mg-cromita, ulvoespinélio e magnetita), apatita, carbonato e serpentina. Muitos kimberlitos contêm micas poikilíticas tardias pertencentes à série Ba-flogopita – kinoshitalita. Sulfetos níquelíferos e rutilo são comuns como minerais acessórios. A substituição dos minerais precoces olivina, flogopita, monticellita e apatita, por minerais deutéricos como serpentina e calcita são comuns.

Membros evoluídos do Grupo I podem ser pobres ou desprovidos de macrocristais, e compostos essencialmente por olivinas de segunda geração, calcita, serpentina e magnetita, junto com flogopita, apatita e perovskita.

É evidente que kimberlitos são rochas híbridas complexas em que o problema de distinção entre constituintes primários de xenocristais dificulta uma definição simples. A caracterização acima atenta para o reconhecimento que a composição e mineralogia dos kimberlitos não são totalmente derivadas de um magma parental, e os termos não-genéticos macrocristais e megacristais são usados para descrever minerais de origem desconhecida (criptogênicos).

Macrocristais incluem olivina forsterita, Cr-piropo, almandina-piropo, Cr-diopsídio, picroilmenita magnésiana e cristais de flogopita, que agora acredita-se serem gerados pela desagregação de lherzolitos derivados do manto, harzburgito, eclogito e xenólitos peridotíticos metassomatizados. Os diamantes pertencem à suíte dos minerais menos comuns da definição acima.

Megacristais são predominantemente dados por picroilmenita magnésiana, Ti-piropo, diopsídio, olivina e enstatita, que têm composições relativamente pobres em cromo (<2% Cr₂O₃). A origem dos megacristais permanece ainda em debate (e.g. Mitchell, 1986), e alguns petrólogos acreditam que eles possam ser cognatos.

Ambas estas suítes de minerais são inclusas na caracterização devido a sua presença comum nos kimberlitos. Pode ser debatido se a referência dos constituintes característicos deve ser removida da definição de kimberlito. Estritamente, minerais que são conhecidamente xenocristais não devem ser incluídos em definições petrológicas, por não terem sido cristalizados pelo magma parental.

Grãos pequenos de ambas as suítes de macrocristais e megacristais também podem ocorrer, mas eles podem ser facilmente caracterizados a partir da sua composição. Neste sentido, é importante distinguir diopsídio pseudoprimário da matriz (*groundmass*) dos clinopiroxênio macrocristais e megacristais. Kimberlitos Grupo I não contêm geralmente exceções formadas como um produto de cristalização induzida pela assimilação de xenólitos silicosos (Smith *et al.*, 1983).

Kimberlitos do Grupo II ou Orangeítos

Estudos recentes (Smith *et al.*, 1985; Skinner, 1989; Mitchell, 1995; Tainton & Browning, 1991) tem demonstrado que os kimberlitos do Grupo I e do Grupo II são mineralogicamente diferentes e as rochas tipo podem ser separadas em termos petrogenéticos.

A definição para o Grupo II não tem sido bem aceita, assim como estas rochas têm sido insuficientemente estudadas. Mitchell (1986, 1994, 1995) sugeriu que estas rochas não são kimberlíticas como um todo e sugeriu o termo orangeíto, em reconhecimento a sua distinta característica e única ocorrência no estado livre de Orange, da África do Sul. Wagner (1928) previamente sugeriu que estas rochas poderiam ser chamadas de kimberlitos micáceos e Wagner (1914) que poderiam ser renomeadas de orangeíto. A seguinte caracterização destas rochas segue a correntemente descrita como kimberlito Grupo II ou kimberlito micáceo, conforme Mitchell (1995).

Kimberlitos do Grupo II (ou orangeítos) pertencem a um clã de rochas ultrapotássicas, peralcalinas ricas em voláteis (dominantemente H₂O), caracterizadas por macrocristais de flogopita e microfenocristais junto a uma massa de micas que variam em composição desde tetraferroflogopita a flogopita. Macrocristais arredondados de olivina são comuns, mas não são invariavelmente os constituintes principais.

Fases primárias características na matriz (*groundmass*) incluem: diopsídio, comumente zonado a manteado por aegirina titanífera, espinélios variando de composição desde cromita contendo Mg e magnetita contendo Ti; perovskita rica em Sr e ETR, apatita rica em Sr; fosfatos ricos em ETR (monazita, daqingshanita); titanatos ricos em Ba e K, pertencentes ao grupo hollandita; triskaidecatitanatos potássicos (K₂Ti₁₃O₂₇), rutilo contendo Nb e picroilmenita contendo Mn. Estes estão em uma mesostase que contém calcita, dolomita, ancylita e outros carbonatos de terras-raras, witherita, norsethita e serpentina.

Membros evoluídos do grupo contêm sanidina na matriz e K-richterita. Silicatos de Zr (wadeita, zircão, granada kimzeyítica, silicato de Ca-Zr) podem ocorrer como fases tardias dos minerais da matriz. Barita é um mineral deutérico secundário comum.

Note-se que estas rochas têm uma afinidade mineralógica maior com os lamproítos do que os kimberlitos do Grupo I. De qualquer forma, existem significantes diferenças, na composição e, sobretudo na assembléia mineral, como detalhado acima, que permite sua discriminação também dos lamproítos (Mitchell, 1994, 1995).

Lamproítos

O sistema de classificação de lamproíto descrito por Mitchell & Bergman (1991) envolve ambos os critérios mineralógicos e geoquímicos. Lamproítos ocorrem como dique ou pequenas extrusões. Mineralogicamente eles são caracterizados pela presença de ampla e variada quantidade das seguintes fases:

- (1) Fenocristais de flogopita titanífera pobre em Al (TiO_2 2% - 10%; Al_2O_3 5% - 12%).
- (2) Tetraferroflogopita poiquilítica titanífera na matriz (*groundmass*) (TiO_2 5% - 10%).
- (3) Richterita potássica titanífera (TiO_2 3% - 5%; K_2O 4% - 6%);
- (4) Olivina forsterítica;
- (5) Diopsídio pobre em Na e Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 1\%$; $\text{Na}_2\text{O} < 1\%$);
- (6) Leucita rica em ferro não-estequiométrico (Fe_2O_3 1% - 4%);
- (7) Sanidina rica em ferro (tipicamente Fe_2O_3 1% - 5%).

A presença de todas essas fases acima não é requerida em ordem para classificar a rocha como sendo um lamproíto. Qualquer mineral pode ser dominante e esse, junto com dois ou três minerais maiores presentes, é suficiente para determinar o nome petrográfico.

Fases menores ou acessórias incluem priderita, wadeíta, apatita, perovskita, magnesiocromita titanífera e magnetita titanífera magnesiânica e menos comum, mas característico, jeppeíta, armacolita, shcherbakovita, picroilmenita e enstatita.

A presença dos seguintes minerais impede uma rocha de ser classificada como um lamproíto: plagioclásio primário, melilita, monticellita, kalsilita, nefelina, feldspato alcalino rico em sódio, sodalita, noseana, haüyna, melanita, schorlomita ou kimzeyta.

Em termos químicos, os lamproítos apresentam as seguintes características:

- (1) Relação molar $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 3$, ou seja, eles são ultrapotássicos;
- (2) Relação molar $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0,8$, e frequentemente > 1 ;
- (3) Relação molar $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ tipicamente > 1 , ou seja, eles são peralcalinos;
- (4) Tipicamente FeO e CaO são ambos $< 10\%$, TiO_2 1% - 7%, Ba > 2000 ppm (comumente > 5000 ppm), Sr > 1000 ppm, Zr > 500 ppm e La > 200 ppm.

Em relação à nomenclatura, a subdivisão dos lamproítos deve seguir o esquema de Mitchell & Bergmann (1991), em que a terminologia histórica está descartada em favor de nomes compostos baseados na predominância de flogopita, richterita, olivina, diopsídio, sanidina e leucita. Deve ser notado que o termo madupítico nessa tabela indica que a rocha contém flogopita poiquilítica na matriz, como oposto ao flogopita lamproíto, no qual a flogopita ocorre como fenocristal.

Os critérios composicionais e mineralógicos complexos requeridos para se definir lamproítos são resultantes de diversas condições envolvidas na sua gênese, comparado com aquelas rochas que podem ser rapidamente classificadas usando o sistema IUGS. Os principais fatores petrogenéticos que contribuem para a complexidade composicional e mineralógica dos lamproítos são: a natureza variável de suas regiões de fontes metassomatizadas no manto, profundidade e extensão da fusão parcial, adicionadas com suas diferenciações extensivas e comuns.

4.4 – Métodos Exploratórios

4.4.1 – Introdução

A metodologia padrão para a exploração de diamantes deve ser composta inicialmente de uma pesquisa global, seguida de avaliações regionais de potenciais áreas-alvo. A primeira, resulta na delimitação de núcleos cratônicos antigos favoráveis (os Archons), muitas vezes separados por faixas móveis proterozóicas. Técnicas de sensoriamento remoto podem ser eficazes no delineamento dessas regiões favoráveis. Os russos têm utilizado dados gravimétricos regionais, sísmicos, magnéticos, topográficos, dados de geologia estrutural e encontrado kimberlitos com êxito. É provável que as estruturas locais favoráveis dentro de zonas regionais são, por vezes, as feições finais de controle final do *emplacement* dos kimberlitos (Jennings, 1995).

Dois métodos principais são utilizados na exploração de diamantes. Em primeiro lugar, uma variedade de métodos de amostragem para busca de minerais resistentes, derivados de kimberlitos e/ou lamproítos. Em segundo lugar, técnicas geofísicas diversificadas são usadas paralelamente.

4.4.2 – Amostragem de Minerais Indicadores

Após a delimitação de áreas potencialmente favoráveis, a exploração por métodos de amostragem tradicionais para minerais indicadores que possam ter assinaturas químicas favoráveis à uma gênese mantélica consiste no passo seguinte. Esta etapa pode consistir em amostragens variadas de acordo com o objetivo a ser alcançado, de reconhecimento, de amostragem de fluxo, a amostragem de deflação (baixo volume), amostragem detalhada de solo, teor de argilização, teor de argilização detalhado. Em certos locais onde a bioturbação está ativa, por exemplo, no Kalahari, a amostragem da zona de deflação é muitas vezes eficaz enquanto que em zonas rochosas, como nas armadilhas de Kimberley, uma amostragem de baixo volume é essencial (Muggeridge, 1995). Em regiões glaciais como no NW do Canadá, os terrenos de *tills*, *eskers*, sedimentos fluviais e de degelo (crioturbação), são os meios que muitas vezes podem ser amostrados. Em áreas de espessa

cobertura de areia ou desenvolvimento do solo pobre, pode haver flexibilidade no tamanho das amostras necessárias, que podem ser de até 200 kg, em vez dos habituais 10 a 20 kg.

4.4.3 – Técnicas Geofísicas

Como alternativa técnica exploratória, ou como técnica auxiliar à amostragem mineral, as técnicas geofísicas obtiveram grande sucesso para exploração de pipes diamantíferos. Elas consistem principalmente de levantamentos aéreos; levantamentos pioneiros de grande escala já foram realizados em diversas localidades potenciais a nível mundial.

Assim, em todos os continentes técnicas geofísicas são comumente utilizadas na busca de kimberlitos/lamproítos. Para que os levantamentos sejam bem sucedidos, deve haver suficiente contraste de susceptibilidade magnética, condutividade ou variação gravimétrica específica entre o kimberlito e suas rochas hospedeiras, para que o corpo seja detectável. Levantamentos aéreos podem ser realizados rapidamente e a um custo relativamente baixo, podendo ser usados como uma ferramenta de reconhecimento para detectar intrusões kimberlíticas onde trabalhos anteriores não foram realizados. Ou então, podem ser realizados para localizar diretamente kimberlitos, onde se efetuaram campanhas de coleta de minerais pesados com indicações positivas para existência de uma intrusão.

Em levantamentos aerotransportados em helicóptero, utiliza-se um sistema de multi-frequência coplanar e coaxial com respostas através de medidas de indução eletromagnética, juntamente com campo magnético total, gradiente vertical medida magnética e leituras de V.L.F. (baixa frequência). Sistemas de leitura eletromagnética no domínio do tempo são também comumente utilizados em aeronaves de asa fixa.

Em várias partes do mundo onde as assinaturas geofísicas foram estabelecidas, modernos equipamentos de navegação podem ser configurados ou ajustados para realçar frequências eletromagnéticas sutis e respostas magnéticas típicas para kimberlitos e lamproítos. Levantamentos geofísicos usando métodos digitais de gravação permitem o rápido processamento e conversão das informações em imagens, facilitando e permitindo melhores resultados nos levantamentos.

Programas de tratamento de imagem existentes hoje permitem mudanças no "ângulo de sol" para ressaltar estruturas geológicas e outros dados, além de permitir a sobreposição de imagens de satélite, geologia, topografia, etc., associado a plotagem de perfis ou contornos do campo magnético vertical, gradiente vertical, frequência eletromagnética coplanar ou coaxial e dados de resistividade. Tudo isso facilita muito a interpretação de grandes volumes de dados. O advento de

novas tecnologias, gerando baixo custo de armazenamento com sistemas de de alta capacidade e computadores pessoais permitiu um grande avanço na pesquisa geofísica de kimberlitos.

Informações mais detalhes sobre geofísica e outras técnicas utilizada para exploração geofísica de kimberlitos são descritos por Macnae (1995) e Jennings (1990). As técnicas de solo, magnéticas, eletromagnéticas profunda e penetrante, além de técnicas de gravimetria, são geralmente as mais eficazes. No entanto, a mais comum utilizada por geofísicos na exploração de kimberlitos é a magnética, sendo eficaz em pelo menos cerca de 70% dos casos em que é empregado. Seu uso generalizado é, em parte devido à sua relação custo/benefício muito inferior ao conjunto magnético/eletromagnético (chegando em certos casos a valores da ordem de um terço a até um quarto dos custos).

4.4.4 – Química Mineral

Os trabalhos pioneiros de Gurney & Switzer (1973) e Sobolev (1977) e Gurney (1984), na análise dos principais elementos alvo, e mais tarde de Griffin *et al.* (1989) e Griffin & Ryan (1995), levaram a grandes avanços numa previsão de que os kimberlitos apresentassem condições favoráveis para a presença e/ou preservação de diamantes.

O uso da química mineral, especialmente das granada piropo, cromo-espinélios e picroilmenita, seguido da análise de microdiamantes, foi de grande sucesso para campanhas de prospecção em Botsuana, para a determinação de quais dos muitos pipes encontrados abaixo de espessa cobertura arenosa deveriam passar por amostragem de grande volume.

Vasilenko *et al.* (2002) refinaram as metodologias prévias, tornando-as capaz de prever o teor de diamantes em kimberlitos baseando-se na química de minerais, principalmente granada e espinélio. Descreve-se no estudo de Gurney, que em associação a uma grande empresa o pesquisador, identificou o teor de diamantes um kimberlito, através de uma previsão baseada na química mineral de granada, antes que uma amostragem de grande volume fosse tomada. Nesta posterior amostragem de grande volume, demonstrou-se que o teor encontrado apresentava um desvio de somente 10% em relação ao teor do previsto na análises (Jennings, 1995).

Em trabalho não publicado de Griffin (1994, *in* Jennings, 1995), utilizando-se de elementos traço em cromita e piropo da Província de Slave, NW do Canadá, identificou-se um baixo gradiente geotérmico, uma litosfera fina e depletada, e um baixo grau para alta temperatura de metassomatismo, que se somam demonstrando o alto potencial da área. Este último método pode ser eficaz em algumas áreas onde a química convencional envolvendo elementos maiores mostra-se pouco confiável, por exemplo, na Austrália, e no pipe Zero próximo a Kuruman na África do Sul.

4.4.5 – Microdiamantes

O uso de microdiamantes (malha superior a 100 Tyler ou $\pm 5,2 \times 10^{-8}$ quilates) obtidos a partir de amostras pequenas a até amostras de algumas centenas de quilos foram utilizados pela primeira vez para avaliação pela mineradora De Beers.

Na Austrália, diamantes inferiores a 0,6 mm são referidos como microdiamantes, enquanto no Canadá esse tamanho é de 0,5 mm. Em diversas situações de lavra de macrodiamantes, os microdiamantes em kimberlitos ou lamproítos são rejeitados, pois eles tendem a quebrar durante o estágio de britagem e liberação dos demais diamantes maiores. A dissolução cáustica a quente, método empregado pela Lakefield Research apresenta-se como o melhor método para liberação de microdiamantes, minimizando as quebras, principalmente se uma britagem primária para tamanho inferior a 205 cm é utilizada. O uso de fragmentos de diamantes, que ocorre com frequência na maioria dos laboratórios, é inaceitável, pois torna impossível a utilização adequada de técnicas estatísticas para a previsão de tamanho e teores presentes nos depósitos diamantíferos

O uso de microdiamantes na avaliação da fase inicial de exploração de diamantes é uma ferramenta extremamente poderosa, podendo ser utilizada posteriormente como um suplemento à química mineral, e como método para a predição de kimberlitos de maiores potenciais para apresentar teores econômicos.

Deve-se tomar o cuidado na avaliação, pois um kimberlito pode ter mais de uma população de microdiamantes, por exemplo, diferentes fases com diferentes teores. Em pesquisas e relatórios de empresas no Canadá, tornou-se habitual anunciar o percentual de microdiamantes com relação a limpidez e cor. No entanto não se sabe se a porcentagem de pedras com valor e tamanho comercial segue o mesmo padrão e percentuais que os microdiamantes, requerendo-se pesquisas adicionais (Jennings, 1995).

4.5 – Minerais Indicadores

4.5.1 – Aspectos Gerais

A interpretação da composição dos elementos maiores constituintes de macrocristais de minerais mantélicos, recuperados durante campanhas de prospecção e *bulk-sampling* constitui-se em uma das formas de se avaliar o potencial de kimberlitos e lamproítos como fontes diamantíferas. Este estudo permite a avaliação qualitativa e semi-quantitativa para estimativa do potencial diamantífero. O acesso a composição dos macrocristais é de caráter primordial em extensos programas de exploração, e as diferenças na composição dos minerais mantélicos podem ser

utilizadas para identificar e isolar alvos exploratórios em províncias kimberlíticas, onde grande número de fontes favoráveis e corpos estéreis provavelmente coexistem.

A utilização de macrocristais de minerais mantélicos como guias prospectivos teve origem com a constatação de que diamantes ocasionalmente contem inclusões minerais (Sutton, 1928; Willians, 1932; *in* Gurney & Zwiestra, 1995). Este conceito foi aplicado por Meyer (1968), Meyer & Boyd (1969, 1972) e revisto por Sobolev *et al.* (1969, 1970, 1971) sugerindo que os minerais inclusos em diamantes e suas características tem presença similar nos kimberlitos e lamproítos, constituindo assim fator importante para a definição do potencial diamantífero.

Os diamantes são gradualmente liberados nos kimberlitos e lamproítos pela desagregação dos eclogitos e peridotitos em sua ascensão à superfície. Macrocristais pertencentes a estas rochas, também alcançam a superfície e constituem-se nos xenocristais de kimberlitos e lamproítos em diferentes magnitudes caracterizando o minério de diamante (Helmstaedt, 1992). Os minerais liberados na desagregação são mais comuns que a presença de diamantes no seu meio, e o reconhecimento da assinatura geoquímica destes minerais permite a avaliação de corpos diamantíferos e não diamantíferos, permitindo também a caracterização da gênese dos diamantes quando presentes.

Para a exploração de depósitos diamantíferos é necessário que os minerais sejam relativamente abundantes no meio sedimentar e na rocha matriz. Os mais relevantes minerais indicadores consistem na olivina, orto e clinopiroxênio, granada e cromita (Cr-espinélio). No entanto ortopiroxênios são reativos no magma kimberlítico, olivina e piroxênio são pouco ou não resistentes ao transporte em meio sedimentar, e assim granada e cromita são amplamente utilizados como indicadores. Outro mineral de origem kimberlítica altamente resistente aos processos intempéricos e ao transporte sedimentar, utilizado como guia prospectivo é a picroilménita, que raramente ocorre como inclusão em diamantes (Gurney, 1989).

A interpretação das informações geoquímicas dos minerais pesados cogenéticos ao diamante, as informações referentes à suas composições e a estimativa de sua abundância permitem o traçado geral de características e a avaliação da potencialidade de diamantes coexistindo e representam os primeiros sinais para a definição do potencial diamantífero em programas exploratórios.

4.5.2 – Granada

A granada comumente presente em rochas de afinidade kimberlítica é a granada classificada como piropo, quimicamente caracterizada por um alto conteúdo de MgO (>13% MgO) e valores de Cr₂O₃ variando de < 1 à 15 %. Piropos com valores de Cr₂O₃>2% são denominados

como Cr-piropos. Este tipo de granada é extremamente raro em rochas supracrustais, e sua principal fonte é de origem peridotítica, bem como kimberlitos e lamproítos (Deer *et al.*, 1997).

O piropo corresponde a um dos mais importantes minerais indicadores de kimberlitos e rochas afins. Na forma de xenocristais, as granada em kimberlitos ocorrem formando três grupos composicionalmente diferentes. Um primeiro grupo corresponde a granada de coloração variando de rosa a púrpura (raramente com coloração verde) correspondendo a granada de origem peridotítica (baixo-Ti, Cr-piropos), outro grupo de granada vermelhas presentes como xenocristais (baixo-Cr, alto-Ti piropos), e granada eclogíticas de coloração laranja (piropo-almandina-grossulária com baixos conteúdos de Ti e Na).

A composição de piropos a ser utilizada para avaliar o potencial diamantífero em kimberlitos é associada com baixo-Ca (subcálcico), granada harzburgito livre de Diopsídio - Cr e eclogitos do Grupo I (Gurney, 1984; Gurney & Moore, 1993; Fipke *et al.*, 1989; McCandless & Gurney, 1989). Cr-piropos de granada harzburgitos subcálcicos podem ser diferenciados de granada provenientes de outras fontes, incluindo granada lherzolitos, o que se faz pela relação $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$. Kimberlitos contendo piropos no campo de granada dos harzburgitos subcálcicos (granada G10) são potencialmente diamantíferos (Gurney, 1984; Gurney & Moore, 1993; Fipke, 1989), embora a maior parte dos macrocristais de granada titaníferas de baixo-Cr relatados em kimberlitos não indique o potencial diamantífero (Kerr *et al.*, 2002) o que permite inferir que o campo de definição de fertilidade poderia ser apresentado de forma mais restrita a somente apresentar as granada mais ricas em Cr.

Outro fator importante para caracterização da relação entre granada e o conteúdo diamantífero de kimberlitos é o teor de Na_2O em granada eclogíticas (Gurney, 1984). Teores de Na_2O superiores a 0,06% são considerados como bons indicadores da presença de diamantes eclogíticos. O alto conteúdo de sódio (Na) em granada é considerado como indicativo do equilíbrio em altas pressões, fato compatível com a presença de diamantes (Rombouts, 2003).

Baseado nos trabalhos de Dawson & Stephens (1975), Gurney (1984) e Schulze (2003), e derivado do sistema de *clusters* composicionais de granada identificadas em campanhas de exploração diamantífera estabelecido por Dawson & Stephens (1975) e Gurney (1984) Grütter *et al.* (2004) realizaram uma adaptação do sistema de classificação de granada de G0 a G12 (Figura 4.2).

No trabalho de Grütter *et al.* (2004) ficam estabelecidas as afinidades petrológicas das diferentes classificações de granada mantélica, onde G10, G9 e G12 afinidade peridotítica, G1 xenocristais, G11 metassomatizadas ricas em Ti, G4 e G5 piroxeníticas, G3 eclogíticas. No entanto, segundo Dawson & Stephens (1975) não é possível identificar claramente granada de origem piroxenítica (e websterítica) em um campo específico, mas estas granada ocorrem em uma faixa de transição desde granada de origem eclogítica (G3) a lherzólítica (G9). Granada G5 possui conteúdo

moderado a baixo de Cr ($1\% < Cr < 4\%$) em relação a granada G9 ($Cr > 4\%$), quando presentes são importantes em trabalhos de exploração por sua associação com diamantes (Gurney *et al.*, 1984; Aubach *et al.*, 2002) e também podem ser possíveis indicadores da destruição de diamantes na ascensão à litosfera (Pokhilenko *et al.*, 1999).

Segundo Sobolev (1977) e Gurney (1984) (*in* Rombolts, 2003) uma correlação positiva entre a abundância de granada piropo harzburgíticas sub-cálcicas e seu conteúdo diamantífero (granada ricas em cromo e de baixo cálcio estão relacionadas a um bom potencial diamantífero) é amplamente reconhecida em diversas intrusões. Estas granada são separadas das harzburgíticas – cálcicas e lherzolíticas pela linha entre os campos das granada G9-G10 respectivamente granada lherzolíticas e harzburgíticas. Segundo Grütter *et al.* (2004) e Haggerty (1995) granada harzburgíticas ocorrem mais comumente como inclusões em diamantes (correspondem a 85% das inclusões encontradas em diamantes) e por originar-se em condições barométricas mais favoráveis à formação do diamante.

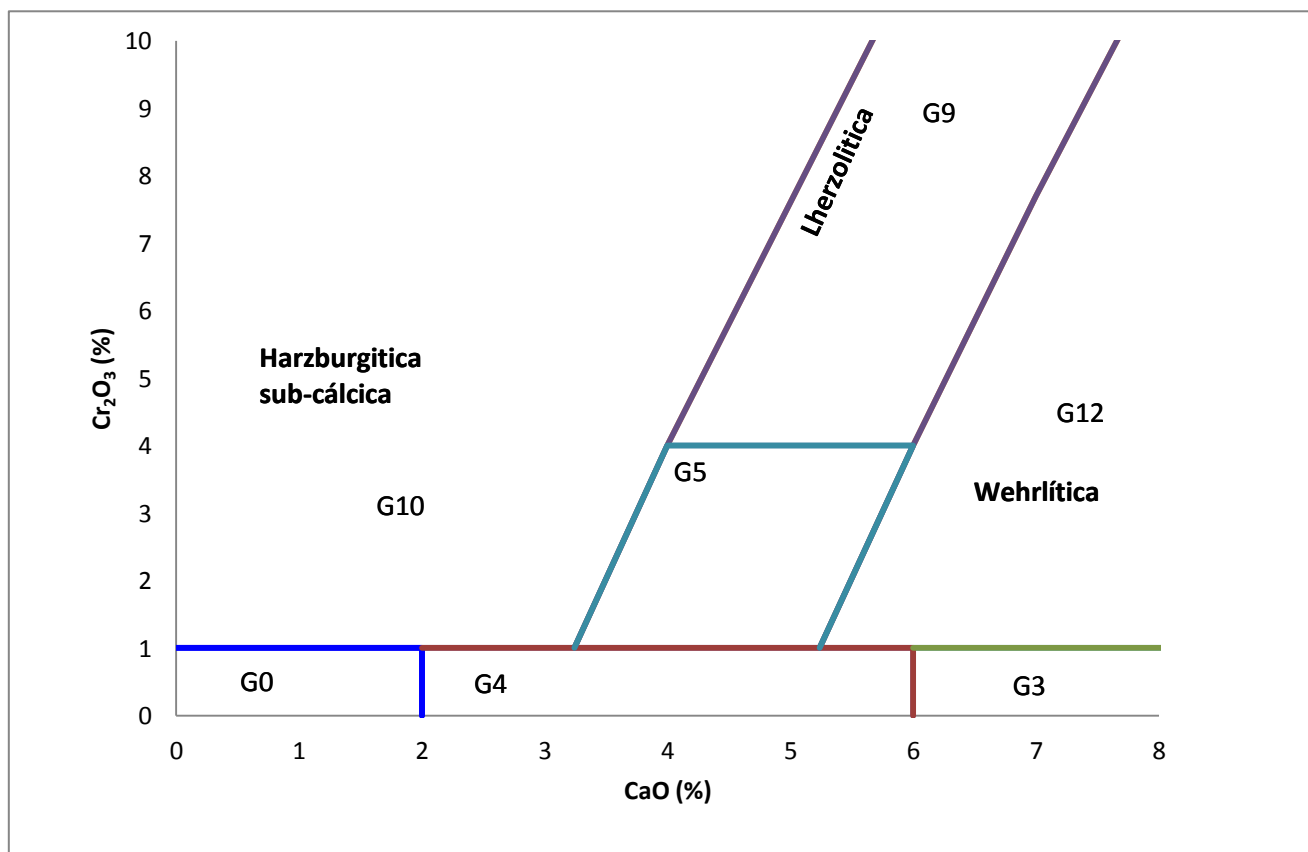


Figura 4.2: Diagrama estabelecido por Grütter *et al.* (2004) para classificação de granada pela relação CaO x Cr₂O₃.

4.5.3 – Piroxênio

Ortopiroxênios são característicos de suítes ultramáficas e clinopiroxênio são típicos de afinidade eclogítica e associações calcissilicáticas. Haggerty (1995) utilizando campos de definição de rochas basálticas (O’Reilly & Griffin, 1987) e campos de composição kimberlítica (Nixon, 1987)

estabelece um diagrama (Figura 4.3) que permite a distinção entre composições de afinidade piroxenítica, xenocristais e equivalentes de xenólitos piroxeníticos em rochas basálticas. O autor ressalta também como característica marcante a presença de piroxênios ricos em Cr em kimberlitos (Cr-diopsídios).

O Diopsídio - Cr de coloração verde-claro a verde esmeralda é um importante mineral indicador de kimberlitos, proveniente de xenólitos mantélicos (lherzolitos e wehrlitos), bem como em megacristais (intercrescimentos de picroilmenita/clinopiroxênio). Kimberlitos contêm diopsídios com uma variada gama de valores Cr_2O_3 (até 6%, Stephens & Dawson, 1977). Segundo estes autores a classificação de Cr-diopsídios deve ser baseada na análise de *clusters*. Esta análise indica que a maior parte dos Cr-diopsídios apresenta valores de Cr_2O_3 superiores a 1,45%, indicando que os Cr-diopsídios presentes em kimberlitos são de alto valor de Cr_2O_3 (McClenaghan *et al.*, 1993; McClenaghan *et al.*, 1995 e McClenaghan *et al.*, 1996).

Estes minerais se sobrepõem na extremidade inferior do espectro de Cr_2O_3 (< 1,5%) com a composição de diopsídios existentes em outras rochas de origem ultrabásica, tornando difícil a discriminação de diopsídios de origem kimberlítica e não kimberlítica em função do teor de cromo.

Estudos de composições do diopsídio em amostras da região do lago Kirkland (McClenaghan *et al.*, 1993) têm mostrado que Cr-diopsídios com conteúdo de Cr_2O_3 até 1,4% podem ser encontrados em diferentes abundâncias em amostras que não contêm outros minerais indicadores confiáveis de kimberlitos e, portanto, são provavelmente derivados de outras fontes. Caracteristicamente os Cr-diopsídios de coloração verde esmeralda com alto teor de Cr_2O_3 (>1,4%), porém, indicam a co-presença de granada derivadas de manto, de granada lherzolitos ou piroxenitos, que são tipicamente encontradas em kimberlitos ou lamproítos (McClenaghan *et al.*, 1993). Ramsay (1992) estabeleceu um diagrama (Figura 4.4) para diferenciação da afinidade mantélica de Cr-diopsídios em função da relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$.

Nimis *et al.* (2009) a partir de dados de Cr-diopsídios obtidos em concentrados minerais da intrusão kimberlítica estéril Zagadochnnaya, e com base na análise de elementos maiores e traços, propõem a subdivisão dos diopsídios em três grupos em função de suas composições anômalas. Os diopsídios do Grupo I apresentam teores de Al_2O_3 inferiores a 1,9%. Os diopsídios deste grupo são divididos em dois subgrupos. No Grupo IA, os teores de Al_2O_3 são muito baixos (0,21 – 0,56%), Na_2O baixos (0,93 – 1,2%) e de Cr_2O_3 moderados (1,2 a 1,7%). Os do Grupo Ib caracterizam-se por enriquecimento destes elementos e apresentar anomalias negativas de Hf e Sr. Os diopsídios deste grupo correspondem a segregação do magma kimberlítico mais primitivo.

Diopsídio-Cr do Grupo II caracterizam-se por mais alto conteúdo de Al_2O_3 (1,7 – 3,1%), de Na_2O baixos (1,7 – 2,8%) e teores moderados de Cr_2O_3 (1,0 a 3,5%) em relação aos do

Grupo I. Os Cr-diopsídios deste grupo apresentam os teores destes óxidos compatíveis com a composição característica deste mineral ocorrendo como xenocristais kimberlíticos e típicas de elementos maiores para cristais de origem peridotítica. Os Cr-diopsídios deste grupo são possivelmente originados de granada-peridotito presentes nos kimberlitos como xenólitos peridotíticos.

Os Cr-diopsídios do Grupo III são caracterizados por uma composição mais heterogênea de elementos maiores e conteúdo de Cr_2O_3 relativamente alto (3,0 – 4,0%). Os Cr-diopsídios deste grupo correspondem a deposição de porções metassomatizadas de fluidos e *melts* enriquecidos em Cr, Na e LREE de origem peridotítica.

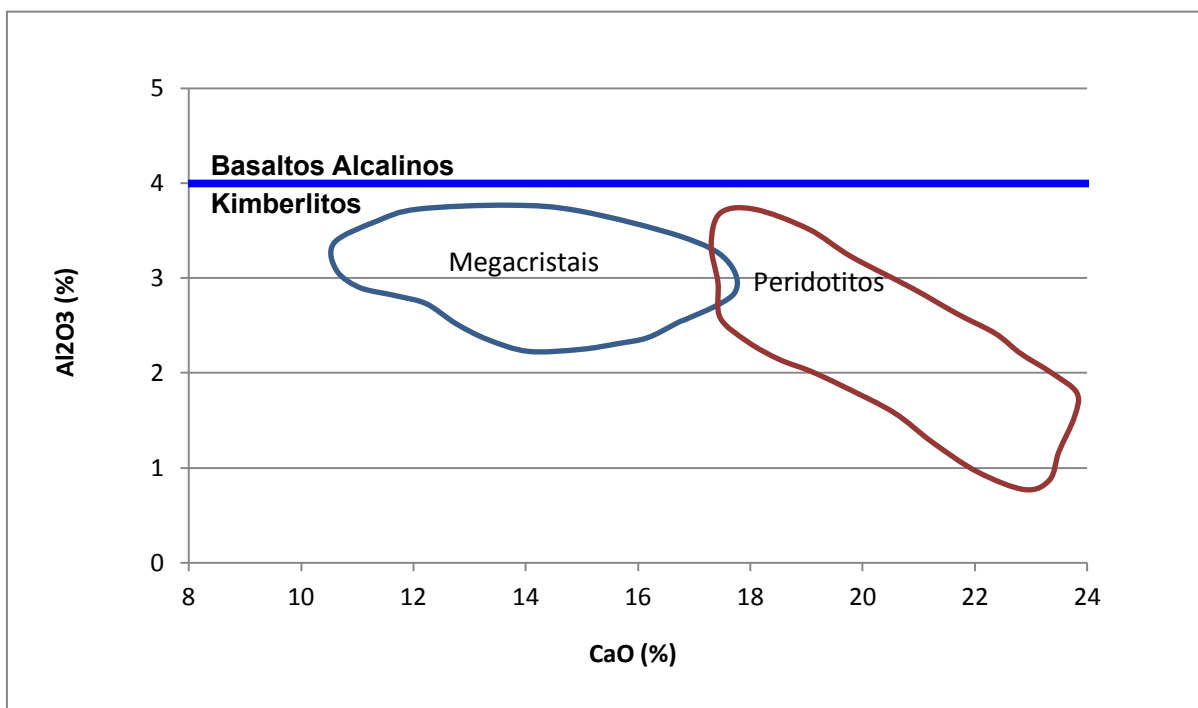


Figura 4.3: Diagrama modificado de Haggerty (1995) com campos definidos por O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) para relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ diferenciando picroilmenita de basaltos alcalinos e kimberlitos, com campos para definição de afinidade nas intrusões.

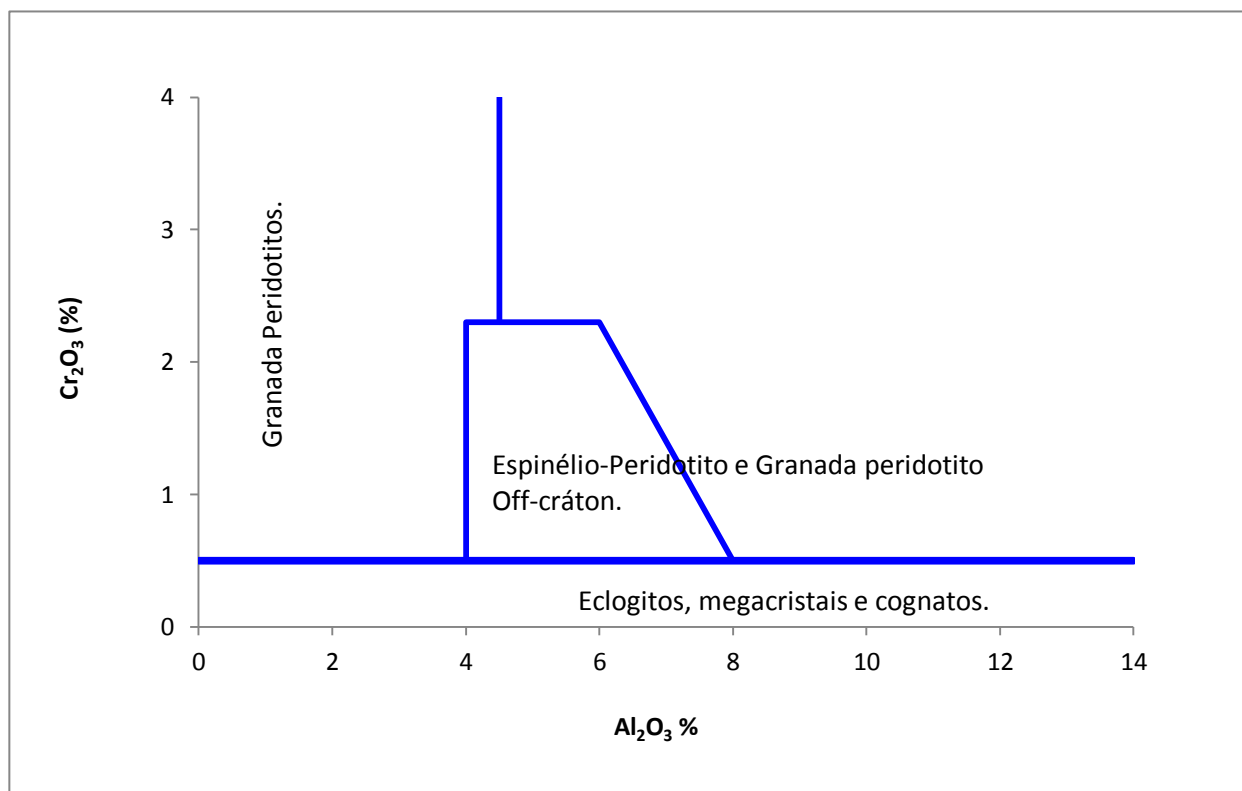


Figura 4.4: Diagrama para definição da composição/proveniência de clinopiroxênio para a relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ estabelecido por Ramsay (1992).

4.5.4 – Picroilmenita

A picroilmenita petrogeneticamente está entre um dos mais comuns indicadores kimberlíticos recuperados durante campanhas de exploração (Wyatt *et al.*, 2004). Todavia como ocorre em variada gama de rochas, como sucessões vulcânicas, gabros, noritos, granitos, anortositos e ortognaisses, podendo estas rochas se apresentar nas mesmas áreas onde ocorrem intrusões kimberlíticas, a distinção entre picroilmenita provenientes de kimberlitos ou não se torna de extrema importância nas campanhas de exploração.

Um sistema estabelecido por empresas de prospecção é descrito em Wyatt *et al.* (2004). Este sistema visa a diferenciação de picroilmenita kimberlíticas (*sensu strictu*) de picroilmenita não-kimberlíticas, utilizando diagramas bivariantes de elementos maiores. Diagramas $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ baseados em modelos estabelecidos por Sobolev (1977) e apresentando contornos da variação de Fe_2O_3 de Finger (1972), permitem a distinção entre picroilmenita kimberlíticas ou não, bem como a confiabilidade dos dados e grau de oxidação pela variação do conteúdo de Fe_2O_3 .

Diagramas $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ (Figura 4.5) baseados nos trabalhos de Haggerty (1975, 1976, 1991) e Mitchell (1973) são utilizados para a distinção entre picroilmenita kimberlíticas ou não. Seu atributo deve-se ao comportamento parabólico observado (Haggerty, 1991) em picroilmenita kimberlíticas para valores de MgO entre 6% e 14%. De forma isolada, picroilmenita kimberlíticas

podem apresentar valores de MgO de até 25%, mas no geral permanece entre valores de 4% a 18% estabelecido para kimberlitos e rochas afins (Wyatt *et al.*, 2004; McCallun & Vos, 1993). Os teores de Cr₂O₃ variam da ordem de 0,1 a 11,0% (Mitchel, 1986).

Como padrão para diferenciação de picroilmenita kimberlíticas e não kimberlíticas utiliza-se a relação MgO x Cr₂O₃ (Figura 4.6), e valores elevados desta relação indicam alto potencial da preservação diamantífera (Gurney, 1984). Este diagrama foi otimizado (Gurney & Moore, 1991) para a definição do padrão parabólico da determinação de grãos de picroilmenita originados de ambiente redutor (favorável a preservação de diamantes com o magma) e originados de ambiente oxidante (conclusivo para a reabsorção de diamantes no magma). Este diagrama foi baseado na possibilidade de incorporação de Fe₂O₃ na estrutura da picroilmenita ser dependente da fugacidade de oxigênio (*f*O₂) no magma kimberlítico (Haggerty & Tompkins, 1984). Condições de maior fugacidade (oxidantes) indicam menor formação de picroilmenita e deslocamento do equilíbrio, promovendo a formação de minerais mais ricos em titânio (rutilo e pseudobrookita). Em condições de baixa fugacidade (redutoras) o equilíbrio tende para manutenção do ferro em suas formas mais reduzidas favorecendo a geração da picroilmenita, condição esta também favorável à manutenção do diamante em forma estável. Comumente a química da picroilmenita é utilizada preferencialmente para a definição destas condições do magma favoráveis para preservação (condições redutoras) e para reabsorção de diamantes (condições oxidantes) no magma (Gurney & Zwiestra, 1995).

A relação de dependência entre a quantidade de Fe₂O₃ no sistema e a preservação do diamante no ambiente é demonstrada através do *trend* de padrão hiperbólico do diagrama MgO x Fe₂O₃ (Horwood & Gurney, 1993; Gurney & Zwiestra, 1995). Neste diagrama (Figura 4.7) pode-se observar um decréscimo das condições de preservação do diamante com o acréscimo do conteúdo de MgO. O diagrama sugere que tal relação apresenta aspecto qualitativo, uma vez que picroilmenita e mesmo diamantes podem em alguns casos serem encontrados em condições oxidantes (Gurney & Zwiestra, 1995).

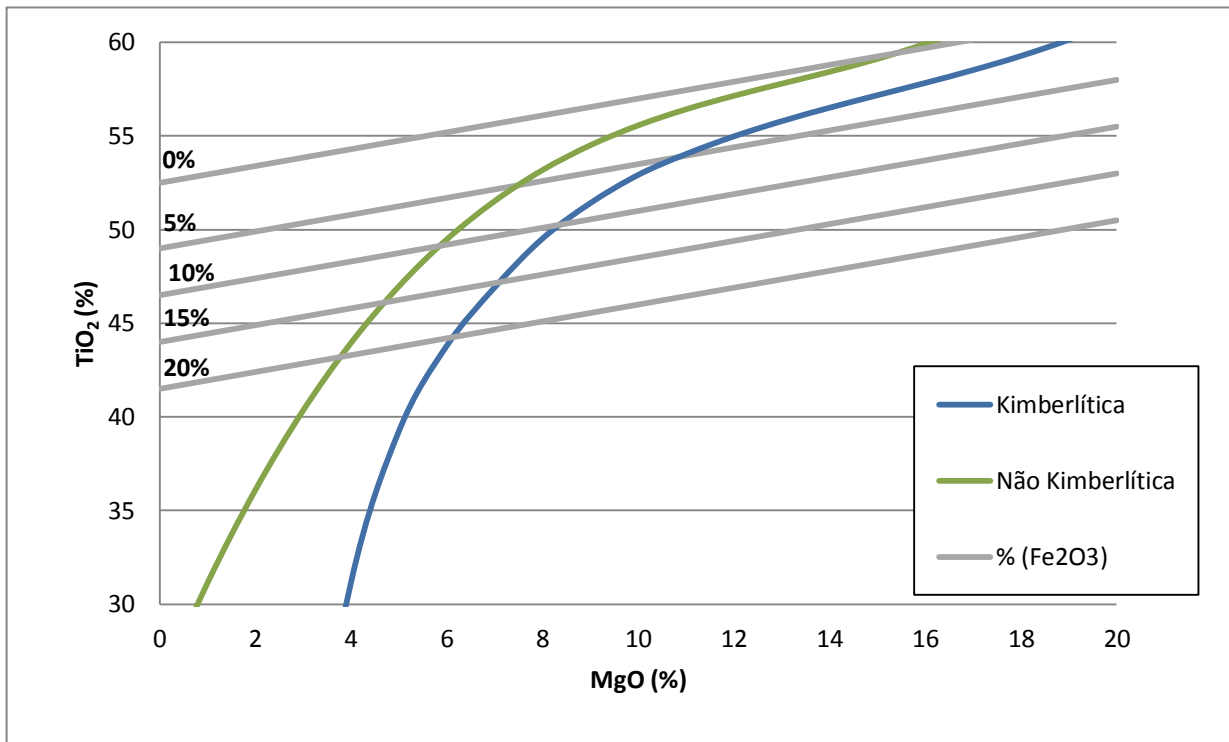


Figura 4.5: Diagrama estabelecido por Wyatt *et al.* (2004) para classificação de microilmenita de afinidade kimberlítica e não kimberlítica pela relação MgO x TiO₂.

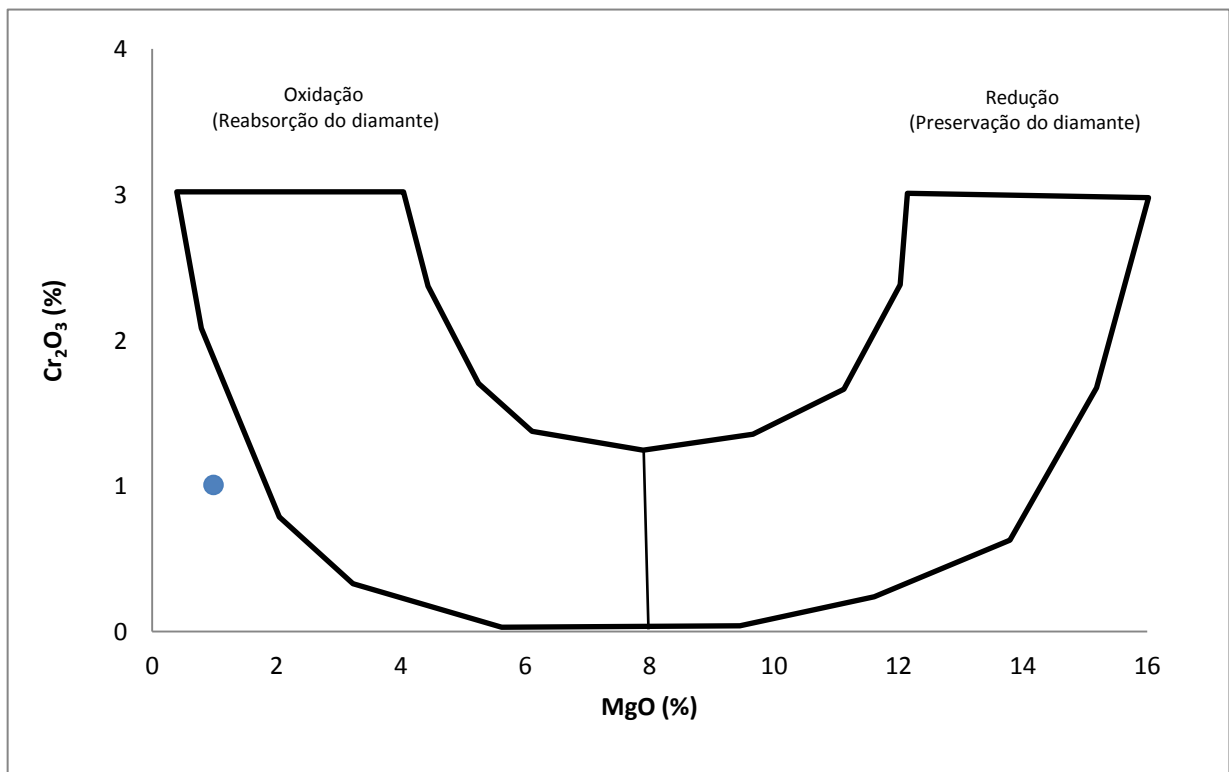


Figura 4.6: Diagrama estabelecido por Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991) para avaliação da preservação ou reabsorção do diamante em intrusões kimberlíticas em função da relação MgO x Cr₂O₃.

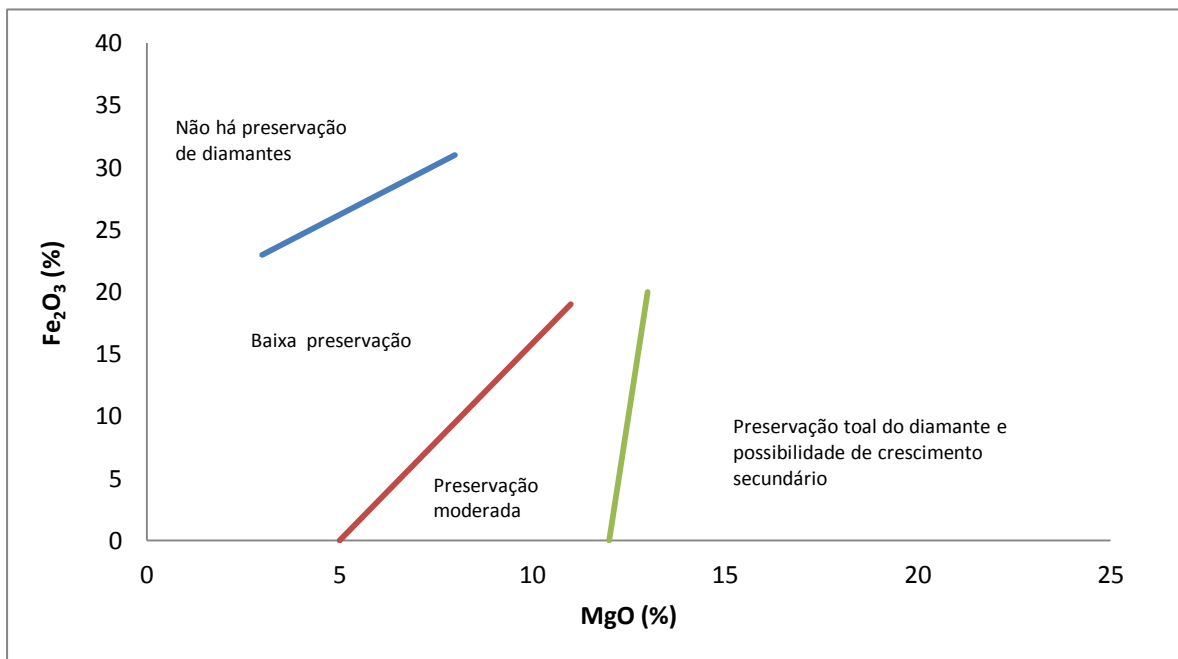


Figura 4.7: Diagrama de Gurney & Zwiestra (1995) para avaliação da preservação de diamantes em intrusões kimberlíticas em função da relação MgO x Fe₂O₃.

4.5.5 –Espinélio

O espinélio corresponde a um dos minerais indicadores de maior abundância nas suítes de minerais prospectados. A cromita sobrevive ao intemperismo da rocha dispersando-se em um halo de significativa importância na prospecção, juntamente com o pirope e picroilmenita. Sua importância é maior principalmente em terrenos tropicais de elevada umidade onde até mesmo as granada podem ser alteradas (Griffin *et al.*, 1997). Além deste fato constitui o segundo mineral de origem peridotítica não sendo facilmente reequilibrado no meio (Sobolev, 1977; Dong & Zhou, 1980; Gurney & Zwiestra, 1995).

O diagrama de classificação (Figura 4.8) mais utilizado para classificação de espinélios é o MgO x Cr₂O₃, onde a faixa composicional característica de kimberlitos corresponde aos Cr-espinélios (<20% a >60%Cr₂O₃) típicos de orangeitos (kimberlitos do Grupo II). Este posicionamento no diagrama caracteriza estes grãos como fenocristais na matriz e não tendo possibilidade de ocorrência como inclusões nos diamantes (Griffin *et al.*, 1994; Gurney & Zwiestra, 1995). Segundo Fipke *et al.* (1989, 1995) estes grãos correspondem ao primeiro tipo composicional de cromita, identificado como de alto Cr₂O₃, típico de kimberlitos mineralizados, e juntamente com valores elevados de MgO (> 10%) indicam intrusões férteis (Dong & Zhou, 1980; Fipke *et al.*, 1995; Gurney & Moore, 1991; Gurney & Moore, 1995).

Segundo Gurney & Zwiestra (1995), o potencial diamantífero é demonstrado mais facilmente pela expressão da relação TiO₂ x Cr₂O₃ (Figura 4.9), onde baixos conteúdos de TiO₂ e altos valores de Cr₂O₃ indicam potencial elevado. Valores de TiO₂< 1% e 60%<Cr₂O₃>70% (Morris *et al.*, 1998) indicam a presença de espinélios como inclusões em diamantes (Gurney,

1984). A química de espinélios, portanto, é extremamente favorável para avaliar o potencial diamantífero de kimberlitos, embora Schulze (1995) observe que a variação composicional de espinélios realmente coexistentes com diamantes não se restringe a este intervalo tido como domínio das inclusões presentes em diamantes.

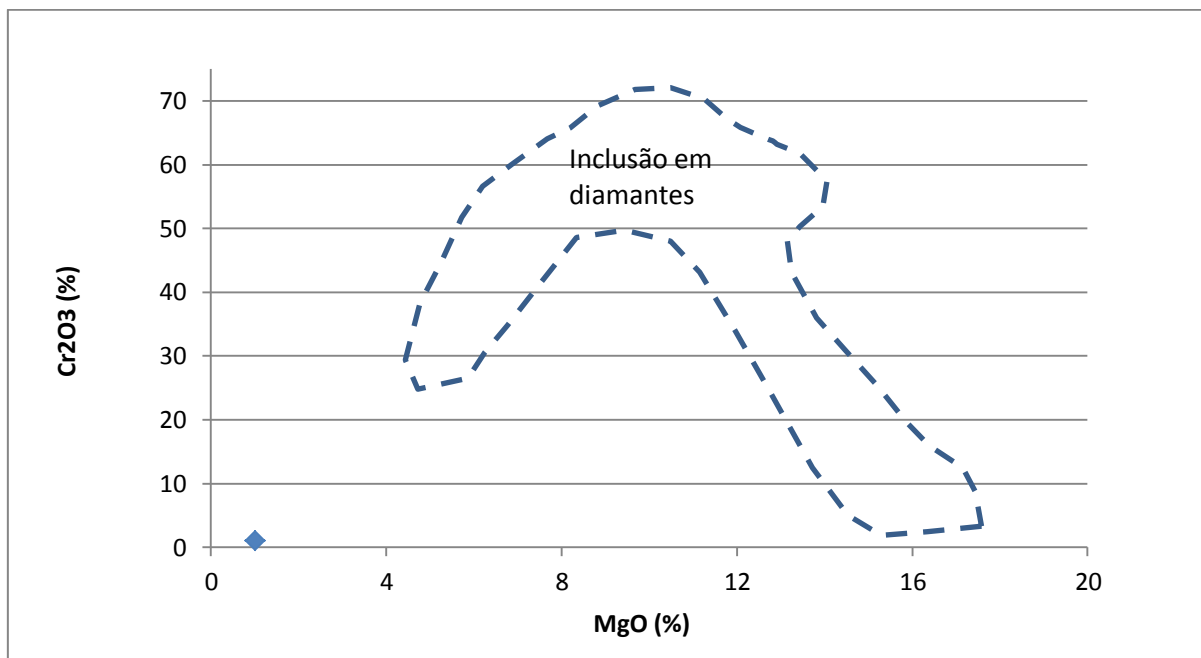


Figura 4.8: Diagrama de classificação de espinélios com campo de definição de ocorrência como inclusões em diamantes baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

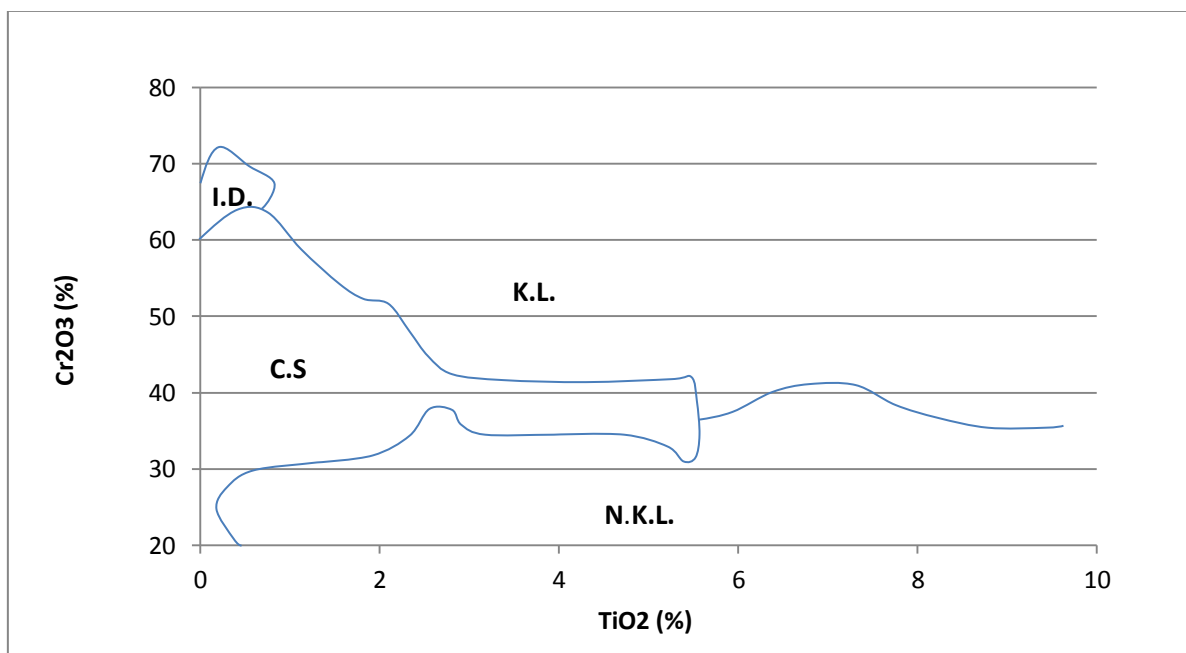


Figura 4.9: Relação $TiO_2 \times Cr_2O_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra, (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

5 – PROVÍNCIA KIMBERLÍTICAS/DIAMANTÍFERAS ENFOCADAS

5.1 – Arco do Alto Paranaíba

O Arco do Alto Paranaíba (Ladeira *et al.*, 1971), representa uma feição tectônica/morfológica caracterizada como um alto no embasamento expondo rochas proterozóicas, que ocorre na borda NE da Bacia do Paraná. Apresenta destacada feição representada por lineamentos que vão desde a plataforma oceânica, ao sul da Bacia de Campos até o arco de Iquitos no Acre, com uma orientação geral NW-SE.

No Proterozóico, o arco influenciou na deposição dos grupos Canastra e Ibiá (Campos & Dardenne, 1997). No Paleozóico, funcionando como um divisor de águas das bacias do Cretáceo, período no promoveu uma distinta variação de fácies e direções de sedimentação das bacias do Paraná e Sanfranciscana (Braun, 2005). Hasuy & Haralyi (1991) modelaram a reativação e efeitos desta na sedimentação durante o Meso/Neocretáceo por dados litoestratigráficos e geofísicos. Esta reativação caracteriza-se por um megadomeamento (Figura 3.5) por aquecimento mantélico, devido possivelmente a plumas do manto superior, além de diversas intrusões de caráter alcalino associados a tais anomalias (Almeida *et al.*, 1981; Bizzi *et al.*, 1991; Bizzi *et al.*, 1993; Campos e Dardenne, *op. cit.*).

5.2 – Província Alcalina do Alto Paranaíba

A Província Alcalina do Alto Paranaíba, localizada na borda nordeste da Bacia do Paraná, representa o resultado do soerguimento (Figura 5.1) promovido pela reativação por movimentos ascensionais do Arco do Alto Paranaíba (Almeida *et al.*, 1980). Relacionam-se a ela, dezenas de intrusões alcalinas de caráter kimberlítico, carbonatítico e kamafugítico. Bizzi *et al.* (1991, 1993) identificam dois grupos de idades Rb-Sr para estas intrusões, sendo um mais antigo entre 119 - 117 Ma e outro mais jovem entre 87- 83 Ma.

Esta província comporta importantes depósitos minerais associados às intrusões. Principalmente as de origem carbonatítica, representam expressivas fontes de minérios de fosfato e nióbio. Minérios de titânio e de terras raras são também associados a intrusões desta filiação, além de ocorrências similares descritas por Barbosa (1970) nas seqüências do Grupo Mata da Corda.

As diversas ocorrências kimberlíticas revestem-se de grande importância pela enorme expressão de depósitos aluvionares espalhados por toda região. Entretanto, são ainda poucos os corpos mineralizados conhecidos, e apenas um deles, o kimberlito Canastra-1 apresenta-se com viabilidade econômica de exploração (Chaves & Benitez, 2007, Chaves *et al.*, 2008a,b). Importante

ressaltar que Pisani (2006), considerou que os corpos kimberlíticos do Brasil apresentam seu conteúdo diamantífero subestimado, uma vez que as amostragens visando à detecção da mineralização realizada nas campanhas brasileiras são inferiores a amostragem ideal (acima de 50 toneladas). Desta forma diversos corpos supostamente mineralizados podem ter sua concentração do minério ainda não descoberta. Além disso, a possível mineralização dos corpos da Província Alcalina do Alto Paranaíba, foi assinalada por suas evidências petrológicas (Carvalho, 1997; Svisero *et al.*, 2004), as quais indicam um forte potencial ainda negligenciado.

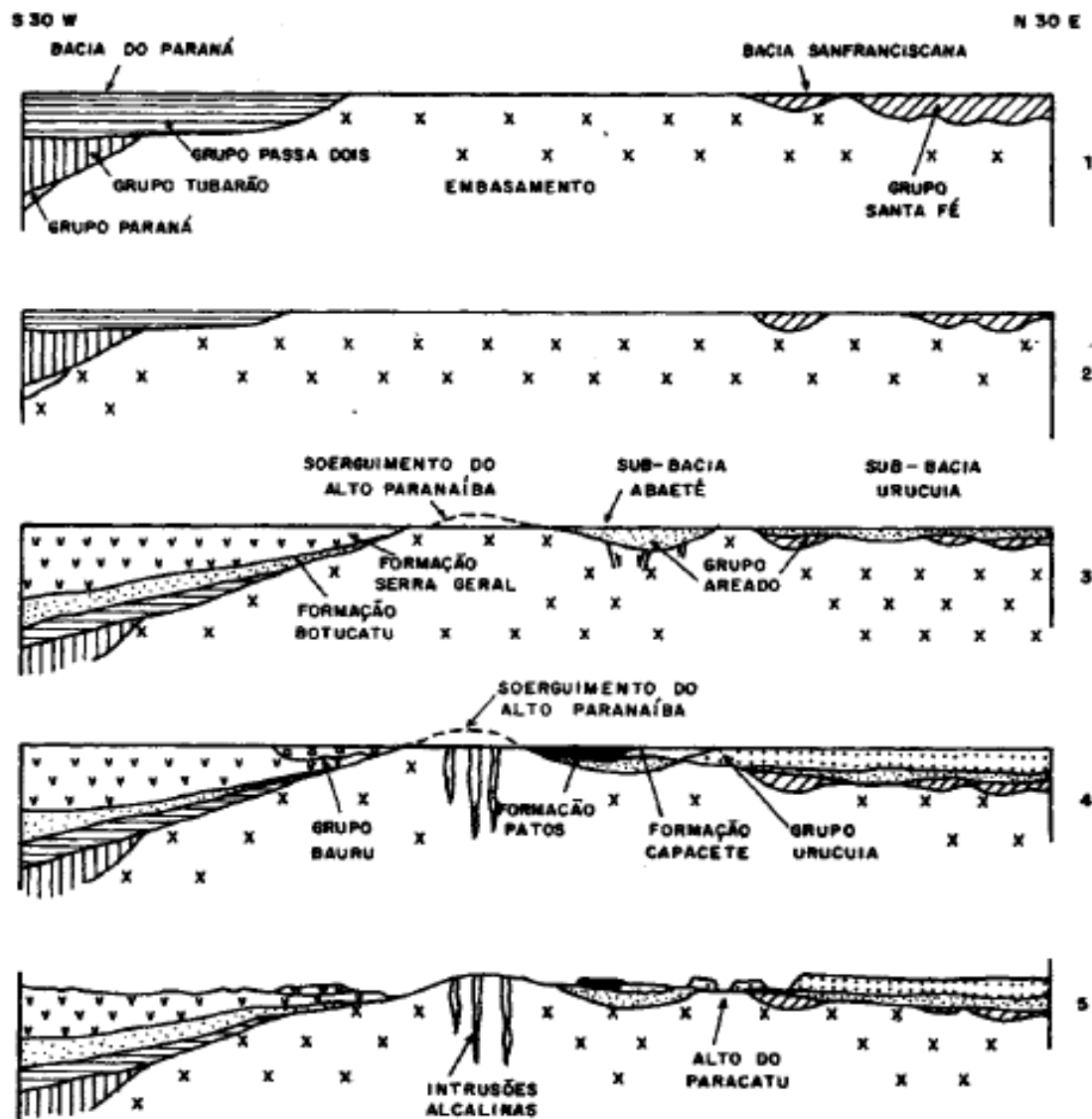


Figura 5.1: Evolução paleogeográfica do Arco do Alto Paranaíba (extraída de Hasui & Haraliy, 1991 e modificada por Campos & Dardenne, 1997). 1- Neopaleozóico – Ocorre a deposição do Grupo Santa Fé na porção norte da bacia. 2 – Eomesozóico – processos erosivos responsáveis pelo retrabalhamento da unidade Santa Fé. 3- Eocretáceo – deposição do Grupo Areado e desenvolvimento de feições tafrogênicas na Sub-Bacia Abaeté e início do soerguimento do Alto Paranaíba. 4 – Neocretáceo – auge do soerguimento do Alto Paranaíba. 5 – Cenozóico – Acumulação da Formação Chapadão, promovendo a formação da atual superfície do relevo e incisão de formas geomorfológicas de mesetas e extensas chapadas.

5.3 – Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra

A Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra corresponde aos terrenos abrangidos por uma das sete províncias kimberlíticas brasileiras relacionadas por Svisero & Drummond (1988). Penha *et al.* (2000) propõem a readequação da província como Província Diamantífera da Serra da Canastra e Franca (SP) em virtude de suas proximidades, dimensões reduzidas e por estarem situadas sobre mesmo contexto geológico-tectônico.

No entanto, em Chaves *et al.* (2008) é proposta a readequação da província seguindo os conceitos estabelecidos para caracterização de províncias metalogenéticas (Kun, 1963; Petrascheck, 1965; Clifford, 1966), onde se caracteriza como regiões extensas, da ordem de milhares de quilômetros quadrados, onde bens minerais podem ser encontrados e seus depósitos possuam afinidades geográficas, temporais e de ambiência tectônica.

Especificamente no caso do diamante (Chaves & Benitez, 2006) outra característica importante, e associada à constituição geográfica de uma província refere-se aos aspectos mineralógicos das populações de diamantes, ou sua “assinatura mineralógica”, onde os diamantes de uma mesma província apresentam características físicas análogas, como tamanho, forma, cor, etc. Fatores estes que são semelhantes para os diamantes da Serra da Canastra e Franca (Benitez, 2009).

Ressaltando estes aspectos e os relacionados à caracterização de províncias metalogenéticas, em Chaves *et al.* (2008) são reconhecidas quatro províncias diamantíferas em Minas Gerais (1 – Serra do Espinhaço, 2 Oeste São Francisco, 3 – Alto Paranaíba e 4 – Serra da Canastra), sendo ainda possível a compartimentação das províncias em distritos e campos diamantíferos com o aumento do conhecimento geológico sobre as mesmas. Este conhecimento é ainda deficiente em grande parte das províncias, excetuando a Província da Serra do Espinhaço.

Considerando as semelhanças espaciais, geológicas e dos aspectos relacionados ao diamante, a Província da Serra da Canastra pode ser subdivida nos distritos do Alto São Francisco e Médio Rio Grande. Esta província ressalta-se no contexto nacional por apresentar entre intrusões kimberlíticas e rochas parentais um *cluster* de 40 corpos relatados, além da primeira reserva primária comprovadamente dimensionada (kimberlito Canastra-1) e outros corpos com potencial econômico promissor, relatados e incentivadores de uma série de trabalhos na região (*eg.*, Garcia, 2004; Cookemboo, 2005; Pereira & Fuck, 2005, Pereira, 2007; Benitez & Chaves, 2007; Chaves & Benitez, 2007; Menezes & Garcia, 2007; Costa, 2008).

Considerando que na região incidem depósitos diamantíferos primários e secundários bem reconhecidos, a província pode ser denominada como Província Kimberlítica/Diamantífera da

Serra da Canastra em alusão ao completo quadro relacionado aos aspectos metalogenéticos do diamante.

5.3.1 – Distrito do Alto São Francisco

O Distrito Diamantífero do Alto São Francisco apresenta conotação espacial em referencia a designação “Alto São Francisco” atribuída por Barbosa *et al.* (1970), primeiro trabalho a caracterizar a região. Sua área de abrangência equivale, com mesmo significado geoGráfico-geológico de província metalogenética, à Região Diamantífera Serra da Canastra designada por Penha *et al.* (2000).

Este distrito engloba diversas áreas diamantíferas de produção essencialmente relacionada a depósitos aluvionares, como as de Vargem Bonita onde também se encontra o kimberlito Canastra-1, do Rio Samburá na bacia do São Francisco, do Rio Santo Antônio na bacia do Rio Grande (Delfinópolis), no Rio Quebra-Anzol e seu afluente Rio Misericórdia (Ibiá), integrantes da bacia do Rio Paranaíba.

O Rio São Francisco nasce em cotas próximas a 1.350 m de altitude, na Serra da Canastra, vindo a constituir uma extensa bacia hidrográfica (640.000 km²) que abrange grande parte de Minas Gerais. No local denominado Casca d’Anta, a cerca de 20 km de sua nascente, uma cachoeira com cerca de 200 m de altura marca o maior desnível do rio, que a partir de tal ponto desenvolve o seu médio curso. As ocorrências de diamantes nessa região foram assinaladas em 1920, pelo garimpeiro baiano José Zeferino Ferreira (Barbosa, 1991). Somente a partir de 1936, deu-se início a garimpagem no local, onde nos anos subseqüentes chegaram a trabalhar cerca de 5.000 garimpeiros, propiciando o surgimento da povoação de Vargem Bonita, elevada a categoria de município em 1953 (Chaves *et al.*, 2008).

A área de garimpo de Vargem Bonita estende-se por cerca de 35 km ao longo do Rio São Francisco, a partir da cachoeira da Casca d’Anta (Figura 3.6). Estima-se que a produção desde a década de 1930 seja de 500.000 quilates com teor médio entre 0,02 e 0,05 ct/m³ e peso médio das pedras igual a 0,3 ct. Os diamantes são em grande parte do tipo gema, representados principalmente por octaedros e dodecaedros (Pereira, 1995; Wheelock, 1995).

Esta relação foi também atestada por Benitez (2009), onde a população de diamantes da Província da Serra da Canastra, particularmente do Distrito Alto São Francisco revelou uma população de cristais incolores, formas octaédricas e de baixa dissolução, caracterizando uma tendência de baixo transporte para as pedras. Predominam os cristais de baixa quilatagem e alta qualidade gemológica, embora a proporção de pedras industriais seja alta. Estas características observadas nos diamantes recuperados dos garimpos da área diamantífera de Vargem Bonita

(Benitez, 2009) e de investigações do potencial diamantífero na mesma região (Pereira, 2007) indicaram a presença de fontes primárias próximas.

Pereira (2007) atesta que diamantes recuperados a jusante da cachoeira da Casca d’Anta apresentam sempre a mesma característica ao longo dos terraços do paleovale do Rio São Francisco (faixas essas extensamente garimpadas), e são semelhantes as características dos diamantes provenientes dos aluviões próximos e no próprio kimberlito Canastra-1. Associa-se também o fato de extensos trabalhos de amostragem ao longo dos garimpos da margem do Rio São Francisco e afluentes não apresentarem aporte de novas populações de minerais kimberlíticos e diamantes, indicando o kimberlito Canastra-1 como fonte primária dos diamantes garimpados na região de Vargem Bonita.

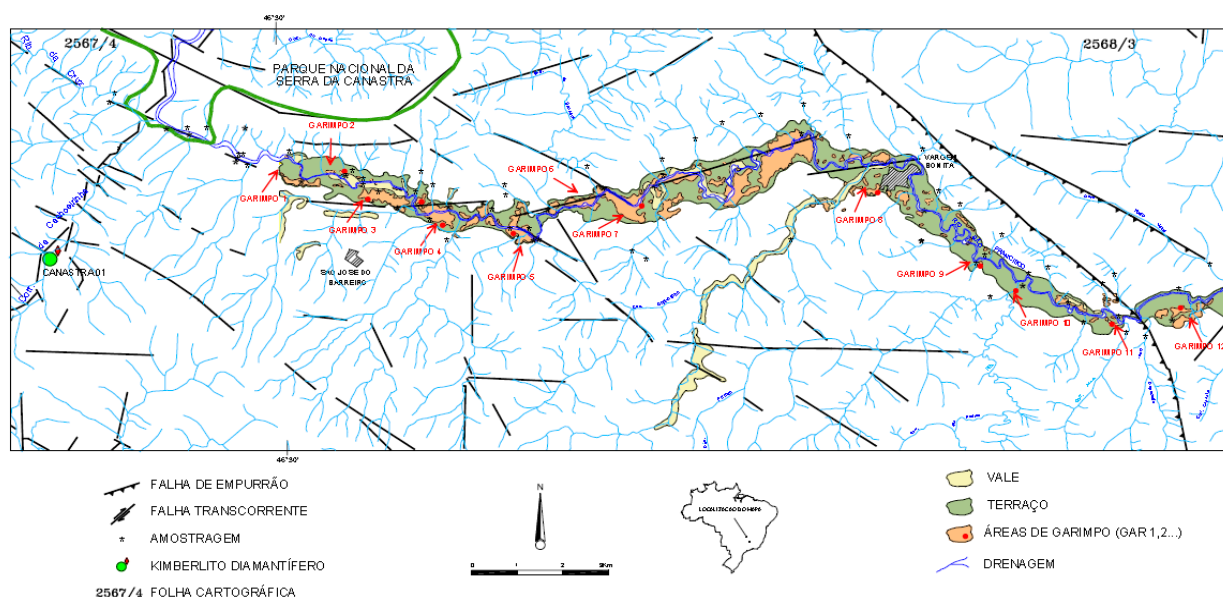


Figura 5.2: Aluviões e garimpos das margens e afluentes da cabeceira do Rio São Francisco (Pereira, 2007).

A importância do Distrito do Alto São Francisco é ressaltada por Chaves *et al.* (2008b) por ter seus diamantes entre os mais valorizados do país, atingindo valores da ordem de US\$ 180-200/ct com 60% dos cristais classificados como gemológicos, formas octaédricas, elevados graus de pureza e abundância de cores gemológicas (D até I), que os fazem conhecidos no mercado como diamantes do “tipo-Canastra” (Benitez, 2009).

5.3.2 – Distrito do Médio Rio Grande

O Distrito do Médio Rio Grande compreende uma parte da região limítrofe dos estados de Minas Gerais e São Paulo, com principal pólo de produção e comercialização encontrado nos arredores da cidade paulista de Franca. Neste distrito os diamantes são extraídos de depósitos aluvionares quaternários e de cascalheiras cenozóicas desde 1835. Situa-se na zona limite das faixas

de dobramentos proterozóicas Brasília e Alto Rio Grande, na extremidade sul-sudoeste do Cráton do São Francisco. Embora este seja um dos pólos produtores mais antigos do Brasil, poucas referências a ele são feitas na literatura. As esparsas informações relacionadas às características, proveniência e produção do diamante procedem em grande parte de relatos verbais.

Leite *et al.* (1984) caracterizam os depósitos diamantíferos quaternários e cenozóicos relacionados aos rios diamantíferos Canoas e São Tomé, os quais situam-se nas proximidades de depósitos conglomeráticos do Grupo Bauru. Esta associação espacial, aliada ao fato de que tais conglomerados apresentam a mesma assembléia de minerais pesados dos garimpos da área, caracteriza uma fonte nos depósitos sedimentares daquele grupo, embora não se descarte também a existência de rochas intrusivas que poderiam constituir fontes primárias.

Com relação aos aspectos econômicos, a produção anual de diamantes é estimada como da ordem de 1.000 ct. Considerando ainda as áreas garimpadas em território mineiro, este número poderia ultrapassar os 3.000 ct. Estimando-se este valor como um valor médio da produção histórica do distrito, o montante acumulado então poderia ser da ordem de 400.000 ct (Etchebehere *et al.*, 1991).

5.4 – Província Kimberlítica/Diamantífera do Alto Paranaíba

A Província Kimberlítica/Diamantífera do Alto Paranaíba tem como seu principal centro de expressão a região de Coromandel, referência regional de produção e comercialização de diamantes, além de abrigar diversas importantes intrusões kimberlíticas. Outros centros de importância são as cidades de Romaria e Estrela do Sul. Esta região figura como a segunda maior produtora de diamantes do Estado, sendo reconhecida mundialmente pela constante descoberta de diamantes gigantes, de pesos superiores a 100 ct (Chaves *et al.*, 2005).

A região do Alto Paranaíba apresenta uma rica rede hidrográfica, tendo como principais drenagens os rios Paranaíba e Dourados, além de seus numerosos afluentes. Desde Ituiutaba até Patos de Minas, o Rio Paranaíba e seus afluentes são garimpados a procura de diamantes. Por mais de dois séculos, esta região diamantífera forneceu a maior quantidade de grandes diamantes do Brasil, principalmente na área dos atuais municípios de Estrela do Sul, Abadia dos Dourados e Coromandel.

Os primeiros trabalhos que envolvem a caracterização da região do Alto Paranaíba devem-se a pesquisadores em busca de informações sobre as ocorrências e origem do diamante, descobertos na região por garimpeiros que abandonaram a região de Diamantina, sob intenso controle do governo colonial no século XVIII. Entre os relatos históricos mais importantes podem ser citados os trabalhos de Saint-Hilaire (1833) e Damour (1855). Durante a década de 1960 foi

realizado um completo estudo geológico na região visando o seu levantamento geológico básico e o inventário de recursos minerais. Este projeto denominado como “Projeto Chaminés” (Barbosa *et al.*, 1970), realizado pela PROSPEC sob contrato do DNPM, consiste ainda hoje no mais integrado acervo de dados sobre toda a região do Triângulo Mineiro e imediações.

Também na década de 1960, o geólogo francês M. Bardet, do BGRM, fomentou trabalhos de pesquisa na região que levaram a descoberta do primeiro kimberlito de Minas Gerais, o Vargem-1 (em 1969), embora esse fato tenha se mantido sob sigilo durante muitos anos (Svisero *et al.*, 1977, 1979, 1984, 1986).

No âmbito da Província Kimberlítica/Diamantífera do Alto Paranaíba são reconhecidos dois distritos principais, o Distrito de Romaria-Estrela do Sul e o Distrito de Coromandel (Hasui & Penalva, 1970).

5.4.1 – Distrito de Romaria-Estrela do Sul

O Distrito de Romaria-Estrela do Sul corresponde à porção da província situada a oeste do Soerguimento do Alto Paranaíba. Dados de prospecção e lotes de diamantes estudados deste distrito (Robinson, 1991; Robinson *et al.*, 1995) indicam que os diamantes destas localidades apresentam sua procedência em fontes próximas, sendo que diversos corpos kimberlíticos também são relatados em tal distrito.

5.4.2 – Distrito de Coromandel

O Distrito de Coromandel encontra-se nos terrenos a nordeste e sobre o Soerguimento do Alto Paranaíba. Constitui-se no principal distrito desta província, concentrando a produção dos maiores diamantes da região, onde cerca de 90% das pedras brasileiras com peso superior a 50 ct foram descobertas.

Esse distrito engloba principalmente a porção do Soerguimento do Alto Paranaíba ao sul do denominado “Planalto da Mata da Corda”, onde ocorrem centenas de corpos kimberlíticos, além de excelentes exposições da sequência conglomerática do Cretáceo, e os mais volumosos e ricos aluviões diamantíferos do Alto Paranaíba, ao longo dos rios Paranaíba, Santo Inácio, Dourados, Douradinho e Santo Antônio do Bonito (Benitez, 2009).

A Província do Alto Paranaíba destaca-se como uma das poucas regiões do globo terrestre onde ocorrem na mesma região, associados, kimberlitos, complexos carbonatíticos, além de rochas ultrapotássicas-kamafugíticas, constituindo diatremas, *stocks*, *plugs*, diques e derrames de tufo-lava, de modo semelhante ao que ocorre principalmente no leste da África (Lapin *et al.*, 2005).

A associação entre ocorrências diamantíferas e kimberlitos férteis é desde longa data considerada para a região (Barbosa *et al.*, 1970; Hasui & Penalva, 1970; Svisero *et al.*, 1979, 1984; Almeida *et al.*, 1980; Barbosa, 1991; Chaves, 1991; Svisero & Basei, 2005; Andrade, 2008). Kaminsky *et al.* (2001) e Benitez (2009) realizaram estudos das populações de diamantes da região, e afirmam que a maioria das pedras não apresenta evidências de retrabalhamento mecânico, indicando origem ou fonte primária próxima.

Svisero & Basei (2005) também apresentam dados sugerem fontes próximas para os diamantes. Ao datar macrocristais de zircão provenientes de intrusões kimberlíticas, bem como de conglomerados da Formação Capacete, obtiveram idades U/Pb no intervalo 80-90 Ma, concordantes entre si. Isto sugere uma origem única para os cristais de zircão das duas fontes, e ainda que o zircão esteja associado a uma assembléia mineral típica de xenólitos mantélicos, como granada piropo, picroilmenita magnésiana, diopsídio e espinélio, também presentes nos conglomerados. Estes autores assim afirmam que as intrusões kimberlíticas locais são a fonte dos minerais presentes nos conglomerados, bem como dos diamantes lavrados na região.

5.5 – Província Kimberlítica/Diamantífera do Oeste São Francisco

A procura por diamantes na bacia do Rio São Francisco teve início em meados do século XVII. Segundo Sapucaia Jr. (1986), os rios Abaeté, Indaiá, Santo Antônio e o córrego das Almas desde então foram objeto de atividades garimpeiras, com exploração mais avançada a partir de 1800. Ocorrências também são relatadas nas bacias dos rios da Prata e do Sono.

Na Província Kimberlítica/Diamantífera do Oeste São Francisco, as ocorrências de diamantes estão ligadas exclusivamente aos depósitos aluvionares dos rios que cortam as sequências cretácicas, sem que se tenha definição se os diamantes são provenientes de conglomerados cretácicos ou de possíveis intrusões kimberlíticas. A descoberta de pedras de até 354 ct é descrita nessa província (Achão, 1985), e os diversos rios da região contem grande quantidade de minerais indicadores de diamante, como granada piropo, picroilmenita magnésiana e perowskita (Francisco Ribeiro, inf. verbal, 2008; *in* Benitez, 2009).

A bacia do Rio do Sono, afluente do Rio Paracatu é considerada uma das principais áreas diamantíferas da província, contando ainda com atividades nos dias atuais. O Rio do Sono e parte de seus tributários (rios Santo Antônio e das Almas) drena regiões dos municípios de São Gonçalo do Abaeté e João Pinheiro, onde os eventos do Cretáceo possuem atividades vulcânicas associadas, possivelmente kimberlíticas, e um prolongado ciclo de sedimentação representado pelos grupos Areado (detritos fluviais e lacustrinos) e Mata da Corda (material piroclástico).

Os aluviões quaternários são particularmente expressivos ao longo do baixo curso do Rio do Sono, no sentido de Paredão de Minas, trecho onde as planícies de inundação são marcadas pela presença de meandros abandonados de larguras superiores a 700 m (Vieira & Heineck, 1983). O Rio Abaeté é famoso por causa de sua produção diamantífera, onde também ocorrem diamantes coloridos (Cookemboo, 2005).

Como *pipes* kimberlíticos ainda não foram encontrados intrudindo rochas da Formação Três Marias (Grupo Bambuí), unidade geológica mais antiga da região, é possível que considerável parcela dos diamantes ali ocorrentes seja proveniente das coberturas cretácicas situadas nos atuais altos topográficos das cabeceiras de drenagens, como o Córrego das Almas (Benitez, 2009). Vários afloramentos de conglomerados são freqüentes na região, em especial entre o Córrego das Almas e o Ribeirão das Gaitas, sendo correlacionáveis a Formação Abaeté do Grupo Areado, mas o caráter diamantífero dessas exposições não foi comprovado (Vieira & Heineck, 1983).

Vieira & Heineck (1983) sugerem que outra possível fonte secundária dos diamantes seja a fácies basal, psefítica, do Grupo Mata da Corda (Cretáceo Superior), que ocorre ao longo do Chapadão das Gerais de forma bastante lateritizada, constituída por conglomerados oligomíticos.

6 – PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA/DIAMANTÍFERA DA SERRA DA CANASTRA

6.1 – Geologia da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra

Dados de detalhe sobre a geologia da região, e trabalhos regionais mais específicos sobre a geologia da região, geralmente envolvem problemas relacionados a compartimentação estrutural da porção sul da área enfocada, e são devidos a Machado Filho *et al.* (1983), Simões (1995), Valeriano (1995), Sousa (2001), entre outros (Chaves, no prelo).

Segundo Chaves (no prelo) o arcabouço geológico da região compartimenta-se em três grandes conjuntos litoestratigráficos principais do Grupo Canastra com grandes influencia dos processos deformacionais que originaram a Nappe de Passos e o Grupo Araxá (Mapa Geológico – Anexo 01).

6.1.1 Grupo Canastra (Unidade C)

Na porção norte da área estudada ocorrem litotipos classicamente incluídos no Grupo Canastra, ora divididos nas unidades C1, C2 e C3.

A Unidade C1 ocorre mais ao norte da área, compreendendo a parte principal da Serra da Canastra, acima da Cachoeira da Casca d’Anta, se estendendo amplamente nesta mesma direção. Ela corresponde à sequência que Machado Filho *et al.* (1983) designaram de “Formação Tromenta”, termo que nunca mais foi utilizado na literatura. O principal litotipo da unidade é um metarenito de coloração creme clara, de granulação fina a média, pouco micáceo, com intercalações locais de filitos e, mais raramente, microconglomerados (Figura 6.1). Estruturas primárias são observadas, como interaleitamento de grãos e marcas onduladas. Essas rochas frequentemente apresentam-se tectonizadas, exibindo aspectos de milonitização, onde são comuns as venulações de quartzo (Figura 6.2).

Em aparente posição superior, a Unidade C2 aflora na faixa conhecida como vale ou “vão” dos Cândidos, com drenagens estruturalmente controladas, direcionadas para NW (Ribeirão das Posses, bacia do Rio Grande) ou SE (Córrego da Cachoeira, bacia do Rio São Francisco). Esse vale delimita as serras da Canastra e da Guarita, possuindo cerca de 35 km de extensão por 5-8 km de largura (Figura 6.3). O contato com C1 é dado por uma extensa e imponente falha normal, que define o limite principal sul da Serra da Canastra. Machado Filho *et al.* (1983) integraram tal unidade à “Formação Guapé”, e na concepção desses autores a mesma se posicionaria abaixo da sequência anteriormente descrita. Compreende majoritariamente quartzo micaxistos e localmente

quartzo xistos, estes últimos colocados de modo preferencial na suposta base da unidade, nas proximidades com a Unidade C1.



Figura 6.1: Aspecto comum do quartzito da Unidade C1 do Grupo Canastra, observando-se as camadas (S0) bem preservadas.



Figura 6.2: Aspecto mais deformado dos quartzitos dessa mesma unidade, exibindo foliação forte e venulações de quartzo milimétricas intercaladas.



Figura 6.3: Aspecto mais arrasado do vale dos Cândidos, pela presença de litologias filíticas/xistosas da Unidade C2. Ao fundo, o “paredão” dado pelos quartzitos da Serra da Canastra (Unidade C1).

A Unidade C3 constitui o topo desta unidade sugerido para o Grupo Canastra na área, correspondendo morfológicamente a noroeste à Serra da Guarita e a sudeste ao Chapadão da Babilônia. Tal unidade corresponde à “Formação Guarita” de Machado Filho *et al.* (1983), e ocorre em sobreposição nítida sobre os micaxistos da sequência inferior. Constitui-se predominantemente por quartzitos brancos, finos e micácios, em geral plaqueados, com intercalações locais de micaxistos e raros níveis decimétricos de metaconglomerados monomíticos, a seixos de quartzo. Os kimberlitos Canastra-1 e Canastra-3 ocorrem embutidos nos litotipos da presente sequência (Figura 6.4 e 6.5).

6.1.2 Grupo Canastra (Unidade N)

Compreendem o aqui designado Grupo Canastra, três unidades de mapeamento designadas N4, N5 e N6, as quais correspondem ao conjunto externo da “Nappe de Passos” (Simões, 1995) megaestrutura constituída pelo Grupo Araxá (Santos & Simões, 2009).

A Unidade N4 ocorre numa faixa relativamente estreita na porção central da área, constituindo morfologia rebaixada, por onde passam o Rio Santo Antônio em seu baixo curso, e seu afluente Ribeirão da Babilônia. Machado Filho *et al.* (1983) associaram esse domínio, aproximadamente, à sua “Formação Guapé” (ou Unidade C2, anteriormente descrita). Entretanto, o reconhecimento de uma imponente falha de empurrão que delimita a sul esta unidade, e uma zona de cisalhamento definindo seu contato norte, com a Unidade C3, possibilitou Sousa (2001) a caracterizá-la como uma “*mélange* tectônica”, associada ao falhamento citado. Compreende rochas com foliação milonítica intensa, incluindo filitos/xistos, quartzitos, gnaisses e rochas ultrabásicas,

representando uma mistura de rochas do embasamento e da porção inferior da sequência. O possível *sill* kimberlítico Canastra-35 ocorre embutido nas rochas desta unidade.



Figura 6.4: Em primeiro plano, área de escavação para *bulk sample* do kimberlito Canastra-1, encaixado, como observado ao fundo, pelos quartzitos da Unidade C3.



Figura 6.5: Em baixo relevo e cobertura arbórea intensa, observa-se em destaque a área de afloramento do kimberlito Canastra-3, encaixado nos quartzitos da Unidade C3.

As unidades N5 e N6 integram um conjunto de serrotes designados de diferentes maneiras, tais como “serras” Preta, da Furna, Grande, da Matinha, etc., principalmente sustentadas pela primeira. Essas unidades foram reconhecidas inicialmente por suas litologias em Sousa (2001), mas de fato constituem um conjunto integrado na base por quartzitos e quartzitos micácios (N5), e no topo por muscovita xistos com intercalações decimétricas de quartzitos, quartzitos micácios, e raras lentes métricas de mármore (N6) (Figuras 6.7 e 6.8). Aquele autor, no entanto, considerou um ordenamento inverso dessas duas unidades, o que, pelo próprio arranjo superficial delas e de suas estruturas, não seria possível. Os quartzitos de N5, cinza esbranquiçados, apresentam bandamento composicional primário, dado por níveis centimétricos mais escuros, ricos em turmalina, magnetita, picroilmenita e zircão. No mapa, identificou-se ainda horizonte mais ou menos contínuo, preferencialmente basal, de quartzitos micácios. A importante intrusão kimberlítica Canastra-8, constituída de dois *blows* distintos, se associa à Unidade N5 (Figura 6.6).



Figura 6.6: Aspecto do solo argiloso do corpo kimberlítico Canastra-8, em contraste com as rochas encaixantes, quartzitos da Unidade N5, ao fundo.

6.1.3 Grupo Araxá (Unidade A)

O Grupo Araxá aflora ao sul, integrando também a Nappe de Passos, sendo constituído pelas unidades A7, A8 e A9. Apresentam importância menor no contexto do estudo, pois nenhuma das intrusões se posicionou em suas rochas.



Figura 6.7: Afloramento de quartzito micáceo da Unidade 6, mostrando ao fundo um relevo mais arrasado, onde afloram exclusivamente rochas do Grupo Araxá.

A Unidade A7 é caracterizada por biotita-muscovita xistos e muscovita xistos, e mais raramente de anfibólio xistos, com intercalações delgadas de quartzitos impuros. Acima, em contato gradacional (A8), aparecem biotita-muscovita gnaisses com bandamentos centimétricos, apresentando intercalações locais de quartzitos, por vezes feldspáticos, e de muscovita xistos. A Unidade A9, composta de granada-biotita-muscovita xisto, compõe o topo da sequência. Intercalam-se nesta unidade camadas decimétricas a métricas de quartzito, quartzo xisto, muscovita xisto e anfibolito, além de ocorrências esparsas de gnaisses. Valeriano (1995) e Sousa (2003) relacionaram os grupos Canastra e Araxá na Nappe de Passos a dois ciclos deposicionais distintos dentro de um mesmo conjunto litológico (Araxá-Canastra).

6.1.4 Geofísica

Os dados geofísicos regionais da Província Diamantífera da Serra da Canastra (Figura 6.8 e 6.9) exibem o contraste magnético das litologias presentes, bem como o comportamento estrutural, ressaltados na figura de amplitude sinal analítico de magnetometria.

Na imagem gerada (Figura 6.8) fica evidente a orientação NW-SE do conjunto litológico, sobretudo ressaltado nos vales encaixados e orientados segundo os falhamentos originados da disposição estrutural das camadas. O alto contraste magnético expresso nestes vales corresponde ao acúmulo de material lateritizado e formação de crostas lateríticas presentes nestes vales e em parte nos terrenos mais elevados.

O alto contraste magnético pode ser observado também a leste em terrenos pertencentes à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná e a norte nas intrusões de natureza alcalina de Tapira e Pratinha, além dos destacados lineamentos magnéticos (AZ 125°) observados no extremo NE.

Além destas feições, são observadas diversas anomalias menores de forma circular. Estas anomalias em parte podem corresponder a intrusões de afinidade kimberlítica/lamproítica. As intrusões abrangidas por este trabalho correspondem a algumas destas anomalias pontuais (figura 6.9). Outras anomalias assinaladas na figura 5.8 correspondem a intrusões integradas no banco de dados de intrusões kimberlíticas da CPRM (Bizzi *et al.*, 2003) obtido do banco de dados da De Beers gerado durante seus trabalhos no Brasil. Além destas intrusões assinaladas e correspondendo a anomalias na figura, grande número de outras anomalias ocorre na região. Estas anomalias possivelmente correspondem a outras intrusões de mesma afinidade, podendo ser desconhecidas, ou mesmo ocorrerem em subsuperfície.

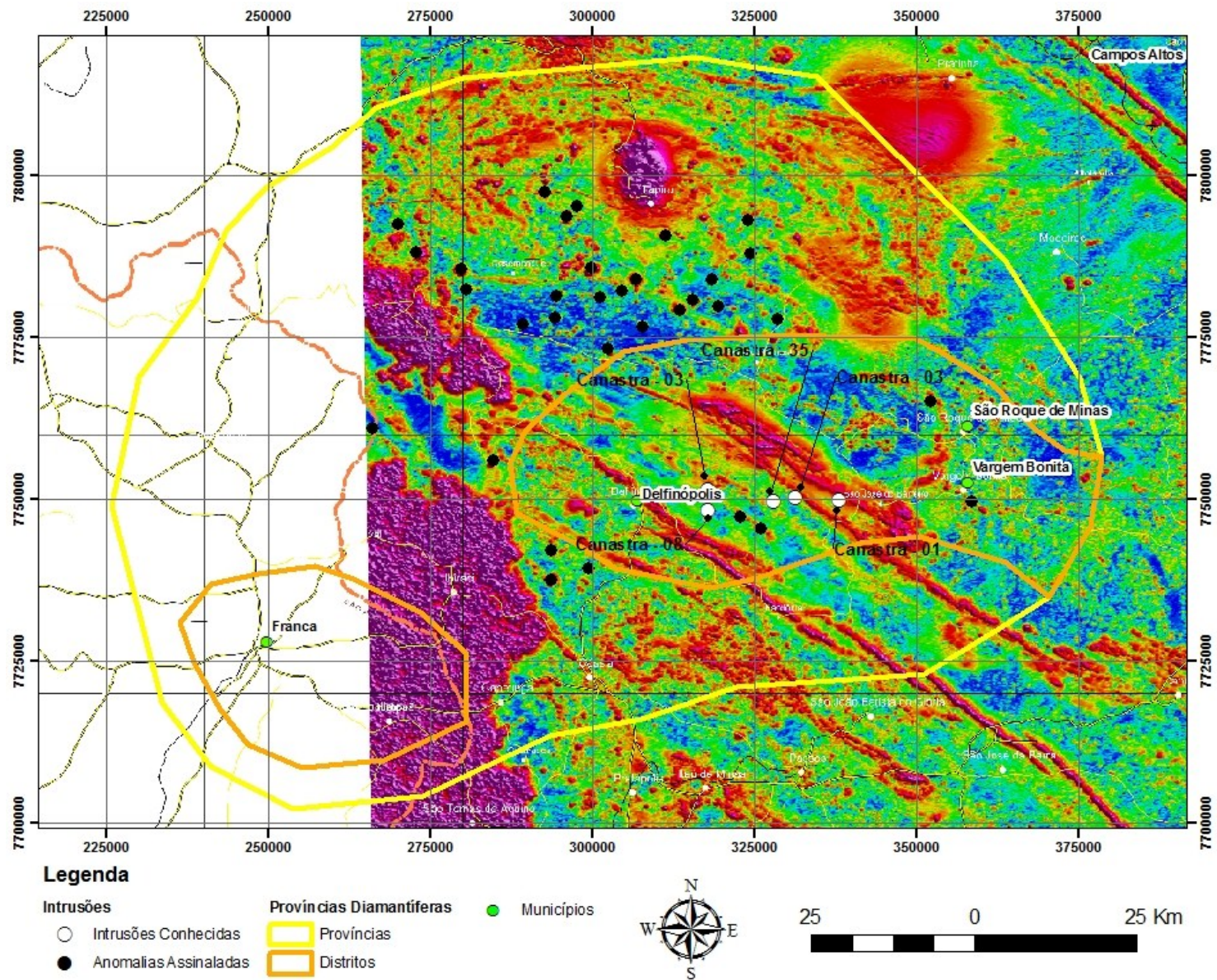


Figura 6.8: Anomalias assinaladas e contraste magnético da região Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra (Base: Mapa Magnetométrico de Amplitude de Sinal Analítico – CODEMIG, 2006 - Área 7).

6.2 – Canastra - 1

6.2.1 – Caracterização da Intrusão

O kimberlito Canastra-1 está situado na porção S-SE da Serra da Canastra (Figura 6.8), conhecida como Chapadão da Babilônia, município de São Roque de Minas (UTM-GPS 338203E/7749850N, zona 23), sendo atravessado pelo Córrego da Cachoeira, e por isso foi chamado pelos prospectores que o descobriram como “kimberlito Cachoeirinha”. Ele pode ser acessado desde Belo Horizonte pela MG-050 até Pium-hi, daí em direção a Vargem Bonita e depois, por estradas de terra em direção à Cachoeira da Casca d’Anta atingindo São José do Barreiro, e por fim seu sítio no vale do Córrego Cachoeira na encosta norte do Chapadão da Babilônia.

Na região da Serra da Canastra a pesquisa de kimberlitos iniciou-se nos primórdios da década de 1970, tendo como alvo principal a zona das cabeceiras do Rio São Francisco, onde, desde 1937 são conhecidas diversas ocorrências detrítico-aluvionares nos arredores de Vargem Bonita. A prospecção aluvionar de minerais indicadores levou à descoberta, em 1974, do kimberlito Canastra-1 pela SOPEMI, do grupo francês BRGM. Entretanto, a pesquisa nessa época se limitou ao setor (NW) da intrusão que possui teores desprezíveis em diamantes. Passaram-se cerca de quinze anos até que uma nova fase de pesquisas voltasse a ser efetuada, agora pela SAMSUL (Grupo De Beers). Assim, em 1989 foram escavados seis poços de pesquisa, envolvendo maiores volumes, onde a SE do corpo encontrou-se grande quantidade de microdiamantes.

Pesquisa de detalhe foi efetuada no período 1992-98 e, em 2001, foi protocolado no DNPM o Relatório de Pesquisa com a definição das reservas diamantíferas do corpo Canastra-1. Este relatório concluía sobre a viabilidade técnica e econômica para a exploração de diamantes. No ano seguinte a SAMSUL foi adquirida pelo grupo canadense Black Swan Resources, criando-se então a Brazilian Diamonds (BDY), que atualmente tenta junto aos órgãos nacionais competentes a liberação das atividades de lavra.

Os depósitos diamantíferos que ocorrem na zona do alto Rio São Francisco se inserem, geograficamente, na designada “Região Diamantífera Serra da Canastra” (Penha *et al.*, 2000) ou, em termos metalogenéticos, na “Província Diamantífera Serra da Canastra” (Chaves, 1999; Chaves *et al.*, 2008a, 2008b). Nesses últimos trabalhos, propõem-se uma compartimentação de tal província, reconhecendo-se os distritos de Franca e do Alto São Francisco, de modo que a área em questão integra o último distrito citado.

Na área da intrusão Canastra-1, ocorre quartzito fino, branco, com intercalações métricas de filito sericítico do Grupo Canastra. A faixa regional de domínio do Grupo Canastra é

marcada estruturalmente por forte tectônica de cavalgamentos com transporte de massas de SW para NE, bem como dobramentos apertados, mostrando vergência para o interior do cráton, justapondo sequências mais jovens sobre as mais antigas. Esses empurrões possuem direções entre N40°-60°W, assinaladas por drenagens encaixadas e fortes escarpamentos. A idade do kimberlito Canastra-1 foi determinada (K/Ar em flogopita) em 120 ± 10 Ma (Pereira & Fuck, 2005) e possivelmente podem representar rampas laterais das nappes cujo transporte tectônico foi para ESE.

O kimberlito intrude as rochas do Grupo Canastra no *trend* regional N60°W, e compreende dois *blows* separados um do outro por cerca de 40 m. O *blow* NW possui uma forma semicircular, com cerca de 120 m de diâmetro, sendo em termos texturais homogêneo e constituído de uma brecha kimberlítica macrocrística. O outro *blow* (SE) é um pouco maior e apresenta uma forma parecida a de um “feijão”, de comprimentos máximos de 150 m e 80 m, nele ocorrendo uma mistura de diversas fácies, destacando-se (i) uma brecha kimberlítica macrocrística de contato, de coloração avermelhada com macrocristais de picroilmenita predominantes, (ii) uma brecha kimberlítica macrocrística de coloração verde-escura, com macrocristais de olivina, e (iii) outro tipo de kimberlito macrocrístico, porém com macrocristais (picroilmenita e olivina) de tamanho mais reduzido. As principais fácies presentes indicam que as mesmas se associam à zona de raiz da intrusão (Chaves *et al.*, 2008a), embora o intemperismo atuante só permita estudos de maior detalhe através dos testemunhos de sondagem da época da SOPEMI-De Beers.

A resposta geofísica à intrusão é mínima, devido à reduzida dimensão do corpo e sua situação geomorfológica peculiar, encaixado numa borda serrana que não propicia a concentração de um halo de minerais magnéticos em sua área de influência. O mesmo não acontece em relação a outras intrusões próximas, conhecidas como Canastra-3 e Canastra-8, as quais mostram forte contraste no meio magnético (Figura 6.9).

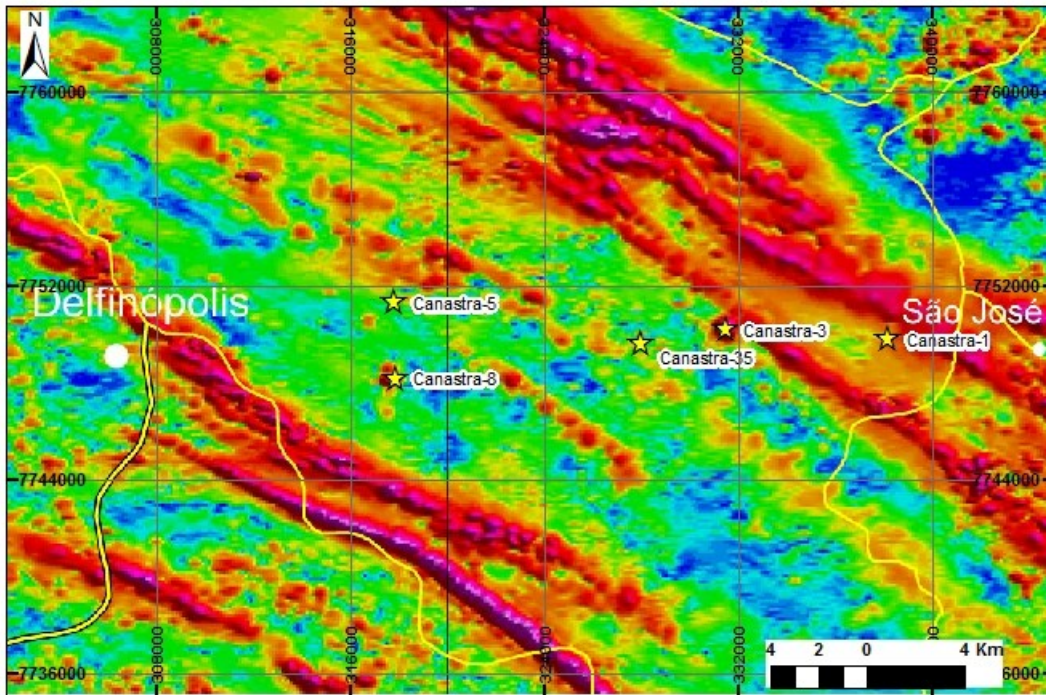


Figura 6.9: Mapa magnetométrico da Serra da Canastra na área das intrusões Canastra-1 (ora estudada), Canastra-3, Canastra-5, Canastra-8, Canastra-35 ressaltando o forte contraste magnético das duas últimas em relação à primeira (fonte: CODEMIG, 2005-2006).

A presença de fácies distintas, a curta distância entre os *blows* e a forma “anormal” da intrusão, permite supor que ambos se juntem em profundidade, e que o *blow* NW seja um braço abortado da intrusão que, no seu conduto principal (o *blow* SE), teria atingido porções superiores da crosta (cf. esquema de Chaves *et al.*, 2008b, mostrado na figura 6.10 e figura 6.11). Depósitos coluvionares, com espessuras variáveis entre 2-4 m de espessura, cobrem o corpo, e são formados principalmente por seixos, blocos e matações angulosos de quartzitos Canastra deslocados das partes serranas. Logo abaixo, a zona intemperizada da intrusão, com 16-18 m de espessura, constitui um típico *yellowground* à semelhança da maioria das intrusões kimberlíticas sul-africanas.

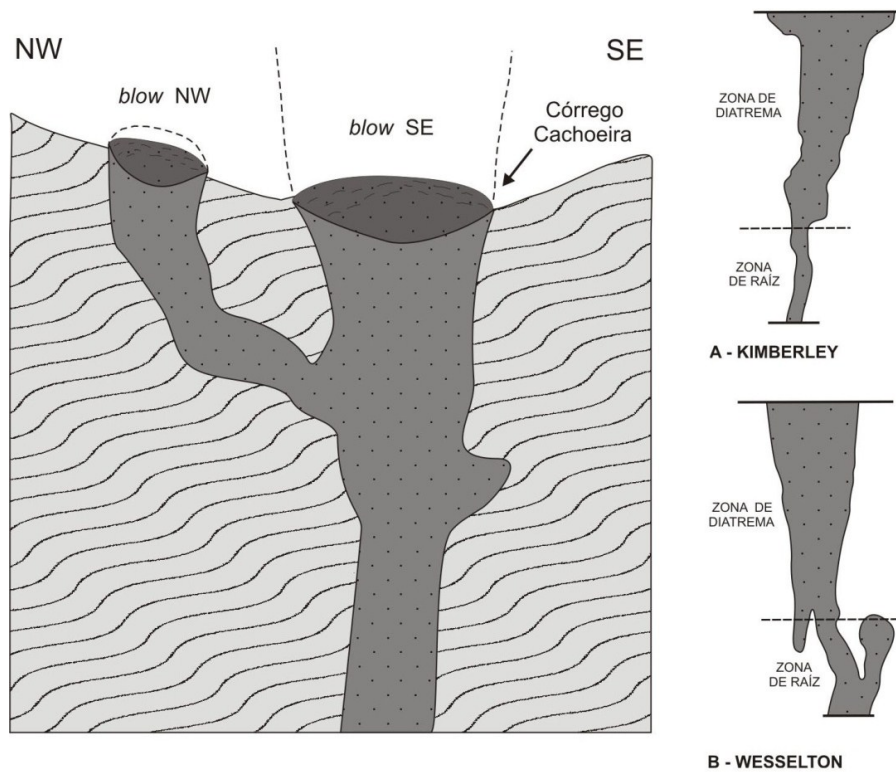


Figura 6.10: Modelo de relação dos *blows* NW e SE da intrusão Canastra-1 (conforme Chaves *et al.*, 2008b), ao lado comportamento em profundidade de conjuntos de *pipes* sul-africanos bem conhecidos, Kimberley e Wesselton (extraído de Mitchell, 1986). O segundo exemplo apresenta a zona de raiz em que se observa um conduto abortado à direita, configuração muito semelhante ao do modelo apresentado.

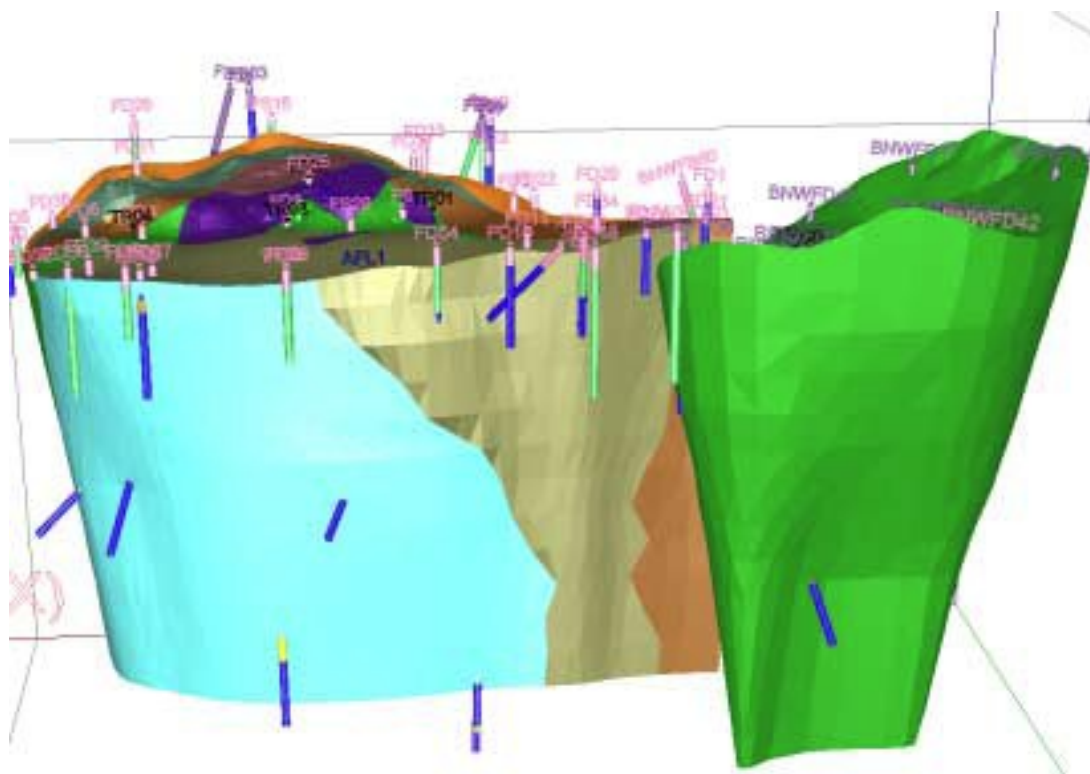


Figura 6.11: Modelo tridimensional dos *blows* do kimberlito Canastra-1 visto a partir do sul. A direita o *blow* SE e a esquerda o *blow* NW (Wannweg, 2001).

6.2.2 – Química Mineral

Para o kimberlito Canastra-1 foram coletados minerais diretamente sobre a intrusão, e em um ponto localizado imediatamente a jusante da intrusão, no Córrego Cachoeira. Para esta intrusão as amostras coletadas e processadas segundo a metodologia adotada (item 2.3) forneceram respectivamente 120, 120, 119 e 180 grãos de granada, diopsídio, picroilmenita e espinélio. Estes grãos analisados também segundo a metodologia de análise adotada forneceram os dados apresentados a seguir. Os dados analíticos obtidos estão sintetizados nas tabelas em anexo.

6.2.2.1 – Granada

Os grãos de granada obtidos da intrusão Canastra-1 lançados sobre o diagrama de classificação CaO x Cr₂O₃ (Schulze, 2003; Grutter *et al.*, 2004) apresentam um claro *trend* com tendência linear passando desde granada de origem piroxenítica (G5) até granada de origem lherzolítica (G9). Alguns dados apresentam uma leve tendência a distribuição segundo outro *trend* de orientação entre granada G9 (lherzolítica) a G10 (harzburgítica), sendo esta distribuição amplamente relacionada a fertilidade em diamantes. Os teores de Na, também importantes para a identificação de possível presença de diamantes eclogíticos (Gurney, 1984) não puderam ser avaliados devido a restrições na aparelhagem de análise com limites de detecção desfavoráveis para quantificação deste óxido (Anexo II). Observa-se nos teores de CaO uma variação desde 3,12 até 5,95% e teores de Cr₂O₃ desde 1,42 até 8,82%.

Ainda conforme a afirmação de Dawson & Stephens (1975) não é possível identificar claramente granada de origem piroxenítica (e websterítica) em um campo específico, mas estas granadas ocorrem em uma faixa de transição desde granada de origem eclogítica (G3) a lherzolítica (G9). Esta distribuição é clara no diagrama CaO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.1), onde uma distribuição linear ocorre desde granada G5 a G9 caracterizando as granada do kimberlito Canastra-1 como pertencentes ao grupo peridotito lherzolítico. A presença de uma leve tendência de existirem granada no trend G9-G10 indica que houve uma amostragem de material de origem harzburgítica-lherzolítica durante a ascensão desta intrusão.

Esta presença de granada G10, embora pouco significativa nos dados obtidos nesta intrusão, remete a situação clássica da relação entre granada harzburgíticas e a mineralização em diamante. Condizente com a situação do kimberlito Canastra-1 cujo conteúdo diamantífero é amplamente conhecido. No entanto a forte presença de granada G5 indica que possivelmente parte

do conteúdo diamantífero da intrusão possa ter sido reabsorvido durante a ascensão da intrusão (Pokhilenko *et al.*, 1999).

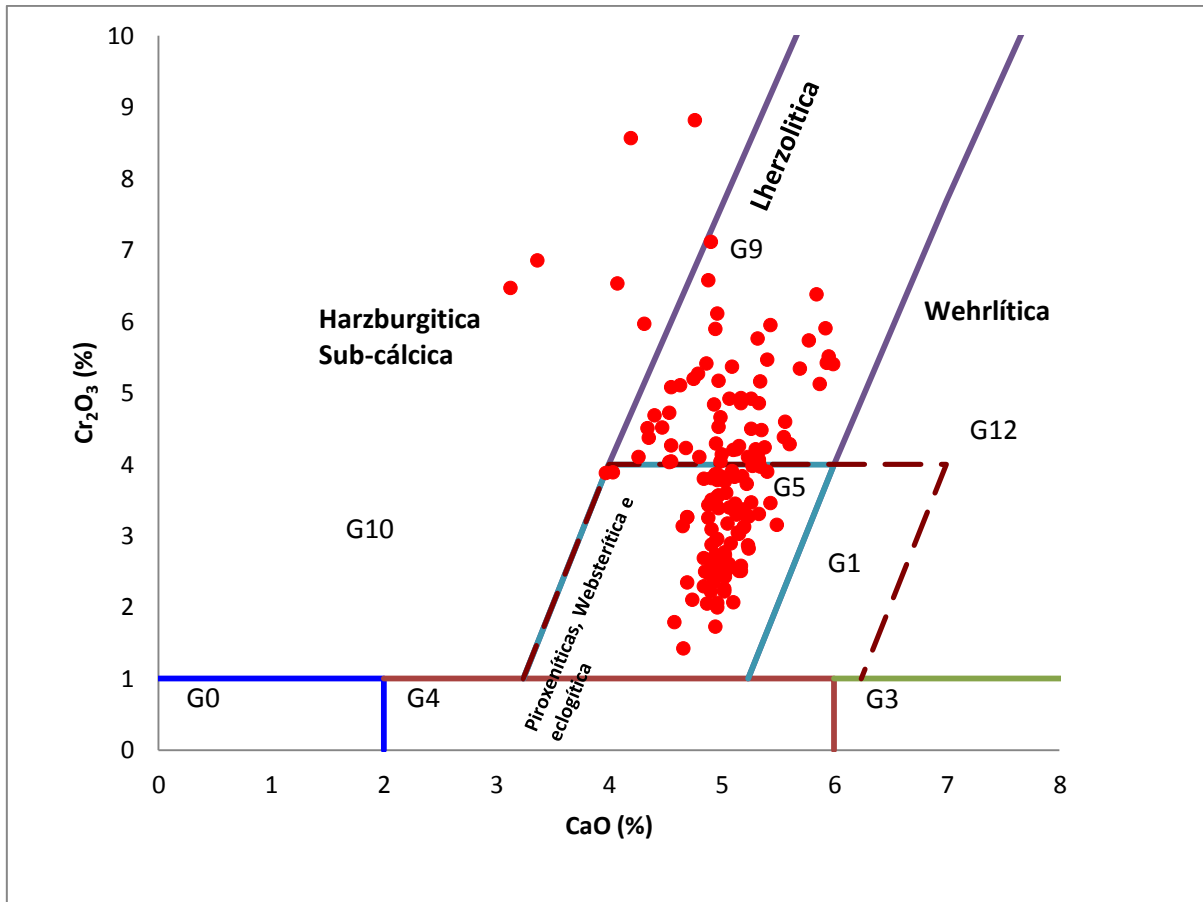


Gráfico 6.1: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004).

6.2.2.2 – Piroxênio

Os grãos de piroxênio presentes na intrusão Canastra-1 plotados no diagrama (Gráfico 6.2) de classificação CaO x Al₂O₃ indicam a forte tendência de material de origem peridotítica e afinidade kimberlítica. No entanto os valores médios de Al₂O₃ para os grãos obtidos são da ordem de 1,89% (entre 1,05 até 3,39%) e correspondem à faixa limite de teor deste óxido em piroxênios presentes também em outras rochas de afinidade ultrabásica (Gráfico 6.2).

No entanto, estes mesmos teores elevados de Cr₂O₃ (Anexo II e Gráfico 6.3) indicam que estão relacionados a presença de granada derivadas de lherzolito e piroxenito presentes em kimberlitos (McClenaghan *et al.*, 1993). No entanto o diagrama Al₂O₃ x Cr₂O₃ evidencia a clara tendência de origem peridotítica para os minerais presentes na intrusão. Origem esta amplamente associada a ambiente fértil em diamante. Os teores de Cr₂O₃ entre 0,79 e 2,83% condizem com a

classificação como diopsídios do Grupo II, de origem peridotítica e afinidade tipicamente kimberlítica.

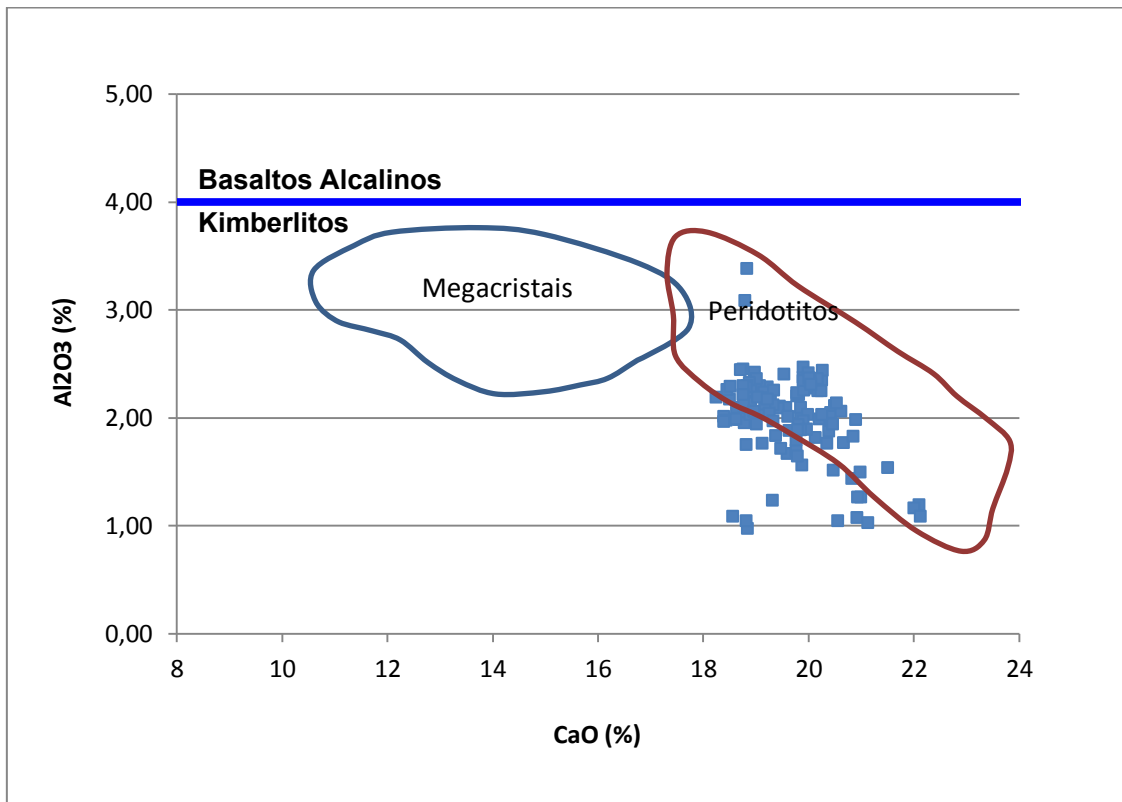


Gráfico 6.2: Relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995).

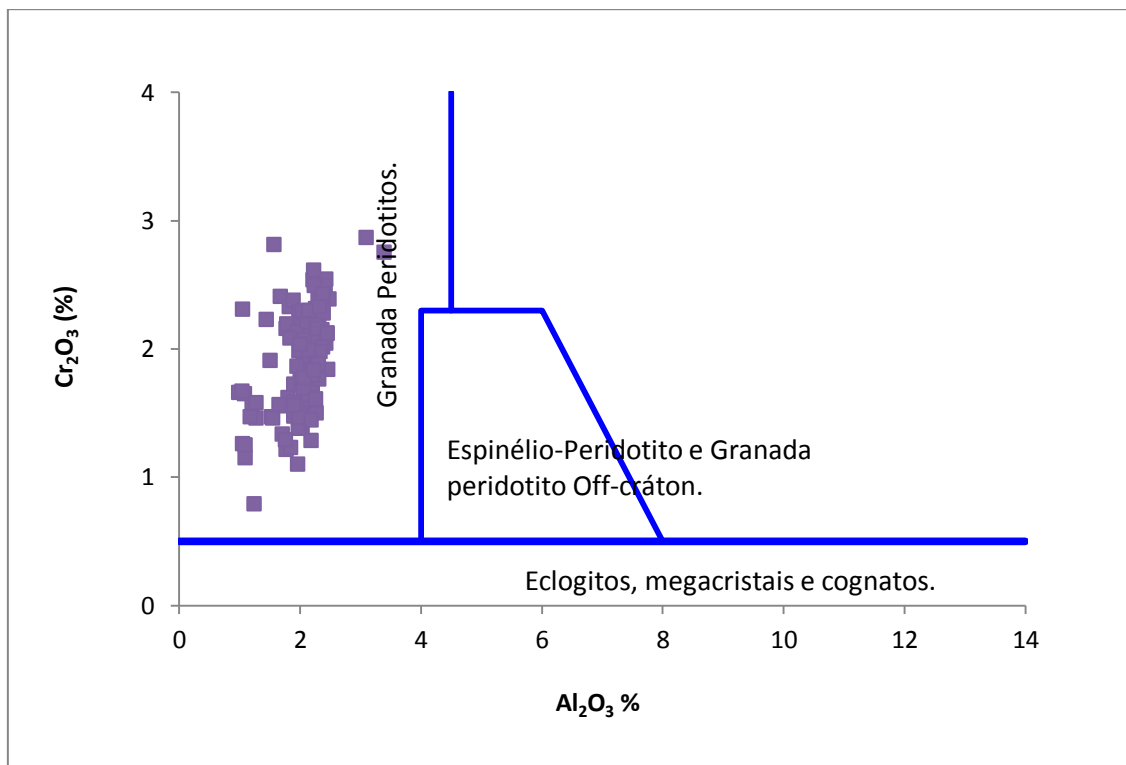


Gráfico 6.3: Relação $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992).

6.2.2.3 – Picroilmenita

A expressão dos grãos de picroilmenita pela relação MgO x TiO₂ (Gráfico 6.4) permite a distinção entre picroilmenita de origem kimberlítica e não-kimberlítica. Para os grãos da intrusão Canastra-1 fica clara a presença de picroilmenita de origem estritamente kimberlítica. Somente uma análise apresentou valor destoante e origem não-kimberlítica, no entanto o teor muito baixo de MgO indica que a análise em questão consiste possivelmente de um grão já intensamente alterado, onde grande parte do magnésio foi lixiviado.

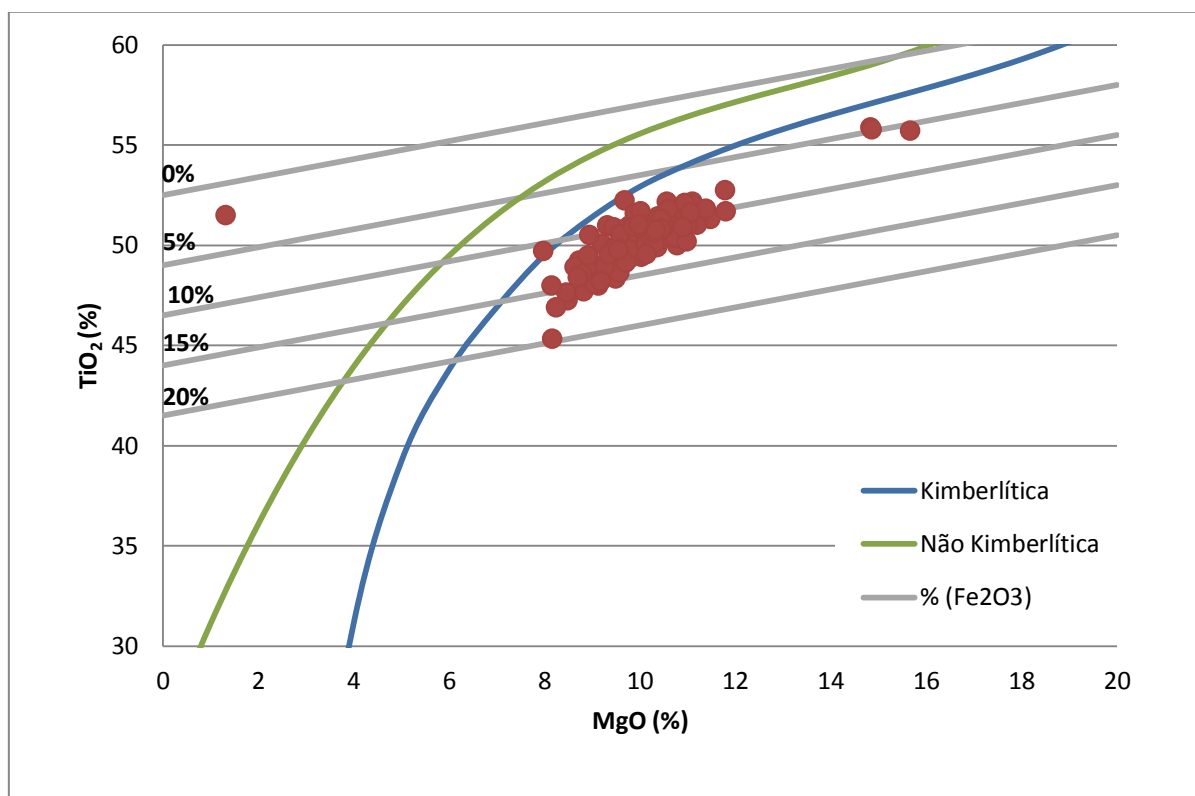


Gráfico 6.4: Relação MgO x TiO₂ para classificação de picroilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004).

Já a distribuição da relação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.5) é diagnóstica por uma distribuição parabólica da relação existente entre os teores destes óxidos em função da existência de um ambiente redutor ou oxidante nesta intrusão onde picroilmenita encontra-se presente. Segundo o diagrama observa-se uma clara evidencia do ambiente apresentar condições redutoras. Este ambiente que, caracteriza-se por teores baixos a elevados de Cr₂O₃ e elevados de MgO é favorável a preservação de diamantes. Neste ambiente as alterações promovidas por uma lenta ascensão do kimberlito que favorece a ação de condições oxidantes da crosta foram pouco significativas.

Esta condição é reforçada pela distribuição observada no diagrama $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Gráfico 6.6). Este gráfico expressa a relação que evidencia a preservação de diamantes. Teores elevados de Fe_2O_3 e baixos de MgO , assim como é evidente no Gráfico 6.4 indicam condições desfavoráveis (ambiente oxidante) à preservação de diamantes. Os teores moderados destes óxidos indicam um desequilíbrio na relação, o que promove a baixa a moderada preservação de diamantes em função da ação de processos oxidantes no meio.

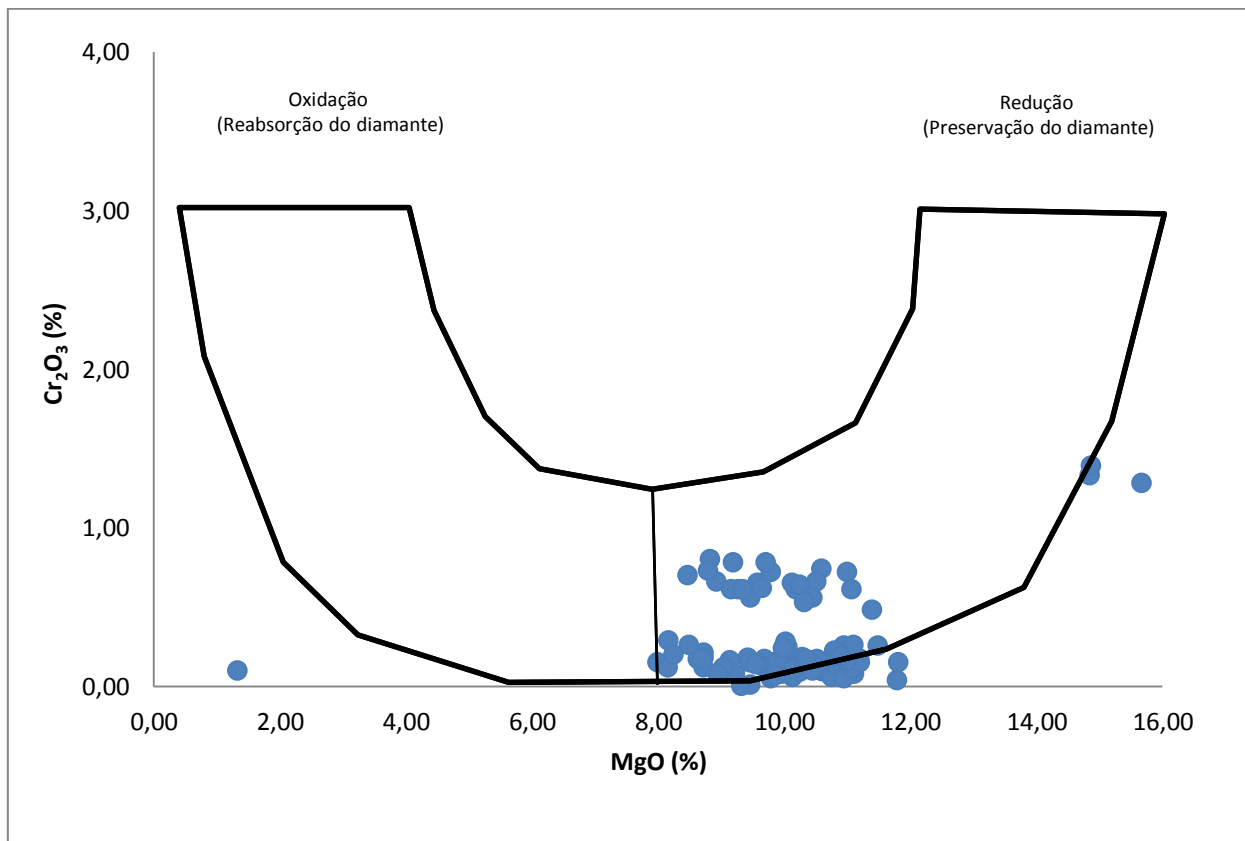


Gráfico 6.5: Relação $\text{MgO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para classificação de picroilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

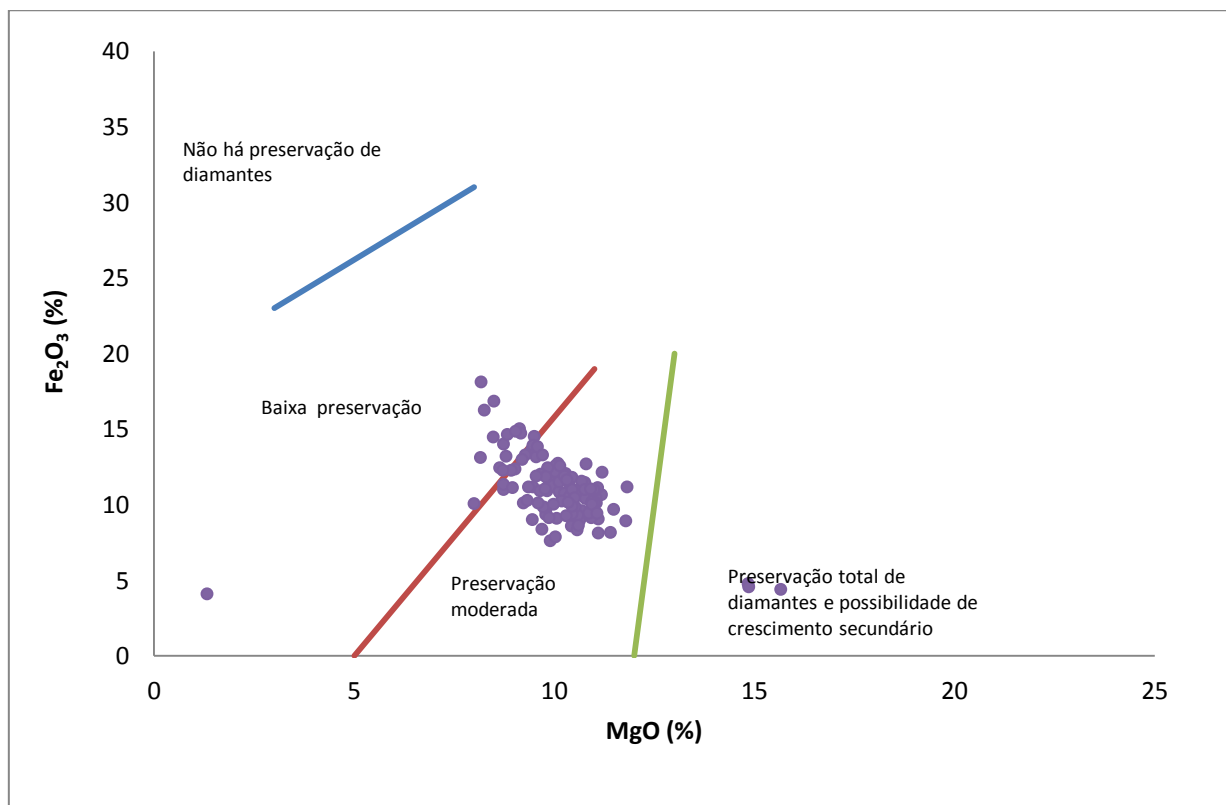


Gráfico 6.6: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes, modificado de Gurney & Zwiestra (1995).

6.2.2.4 – Espinélio

A relação MgO x Cr₂O₃ (Gurney & Moore, 1995) (Gráfico 6.7) apresenta grande concentração de grãos de espinélio correspondentes ao campo de ocorrência como inclusões em diamantes e de composição típica de Cr-espinélos (cromita). Esta distribuição evidencia a forte afinidade entre este mineral e o conteúdo diamantífero. Esta típica composição indica que os diamantes presentes nesta intrusão possuem mesma origem que os cristais de espinélio, e os mesmos ocorrendo como xenocristais. Como foi constatado nas relações obtidas para os grãos de piroxênio, tanto os grãos de espinélio obtidos quanto os diamantes presentes na intrusão são de origem peridotítica.

Já na relação TiO₂ x Cr₂O₃ (Gráfico 6.8) não fica evidente uma definição sobre a origem dos grãos de espinélio, no entanto pode-se observar uma suave tendência dos valores se deslocarem ao longo de um trend orientado na direção do campo de composição kimberlítica/lamproítica (teores moderados a altos de TiO₂). Esta distribuição de valores com alto Cr e baixo Ti é indicativa de alto potencial mineralizado.

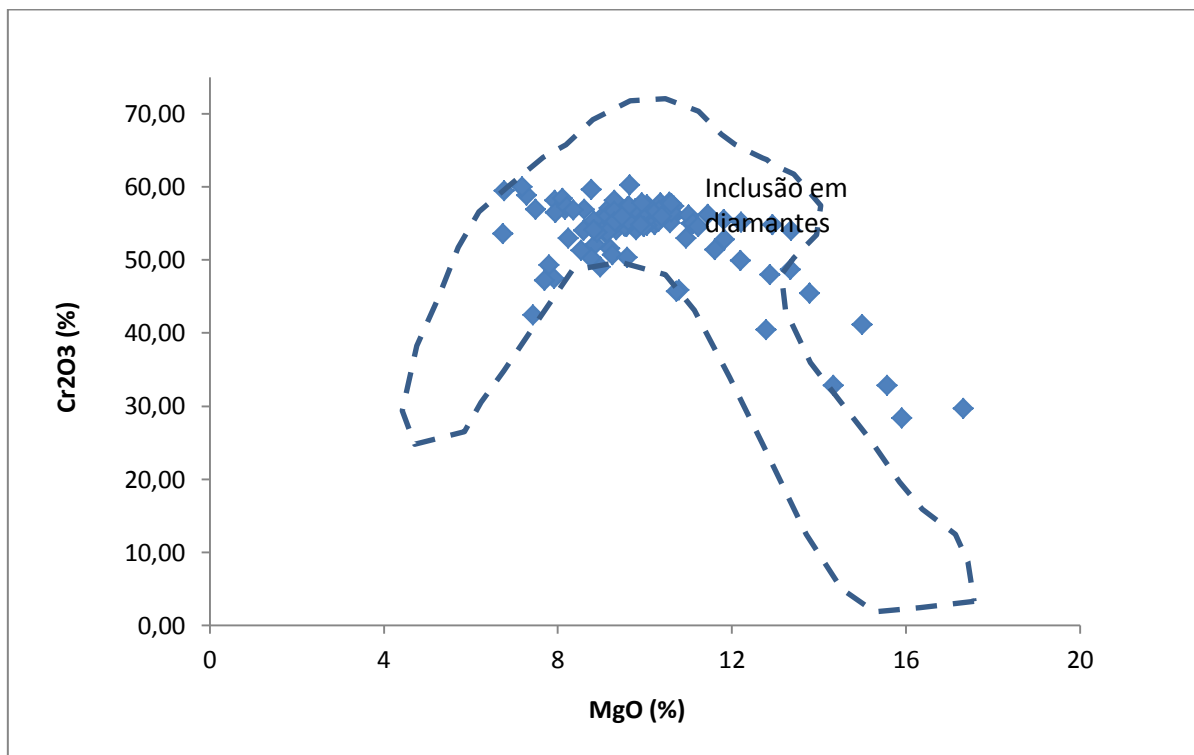


Gráfico 6.7: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

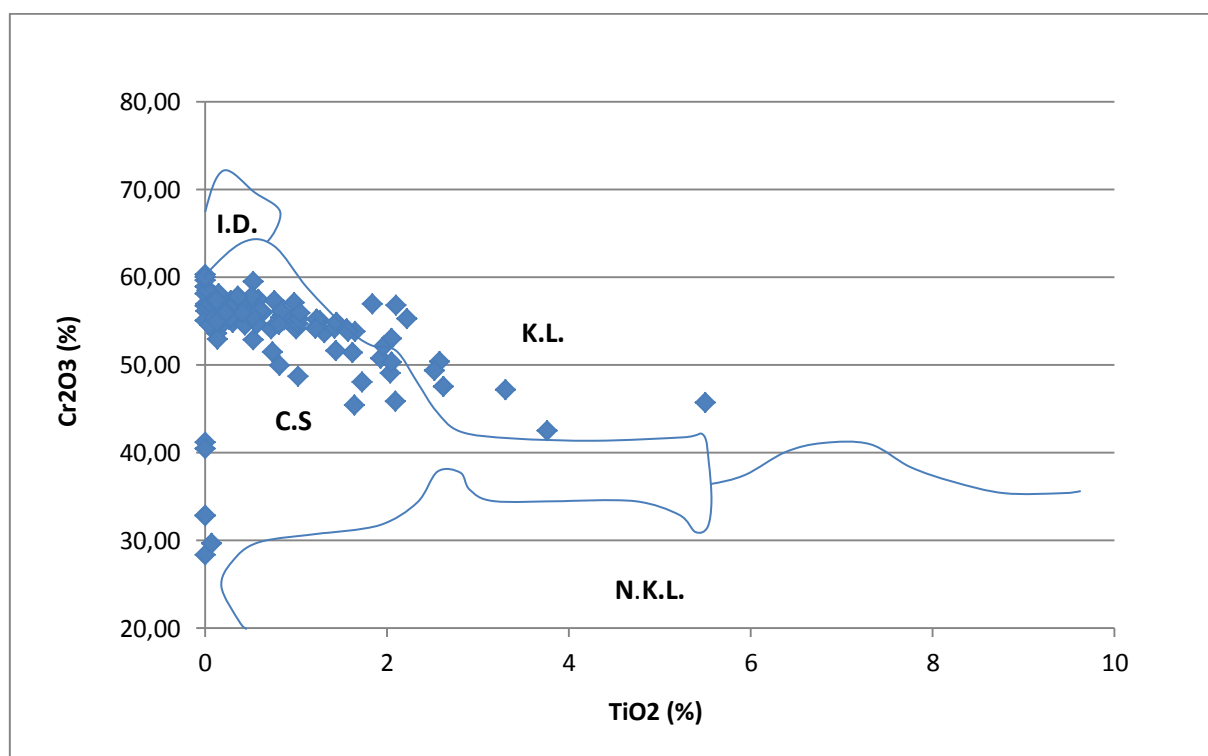


Gráfico 6.8: Relação TiO₂ x Cr₂O₃ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.*, 1995; Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

6.3 – Canastra - 3

6.3.1 – Caracterização da Intrusão

A intrusão denominada Canastra-3 (nomeclatura SOPEMI/Grupo De Beers) foi descoberta por esta empresa em 1976, assim como diversas outras intrusões por anomalias magnéticas. Esta intrusão descoberta em 1976 e estudada pela empresa apresenta uma anomalia magnética de proporções consideráveis (Figura 6.9). Em campo ocorre em um vale encaixado às cristas de serra na bacia do Rio Santo Antônio (Figura 6.12), amplamente reconhecido pelo seu conteúdo diamantífero.

O local onde se apresenta a anomalia caracteriza-se pela inexistência de afloramentos da intrusão, encaixada entre os quartzitos do Grupo Canastra e apresentando em toda sua extensão cobertura constituída de solo residual, que indica uma forma aproximadamente circular para a intrusão.



Figura 6.12: Aspecto morfológico da área de ocorrência do kimberlito Canastra-3, mostrando sua expressão em baixo relevo e com vegetação adensada (A) onde, no fundo, uma pequena lagoa delimita sua porção central (B).

6.3.2 – Química Mineral

O kimberlito Canastra 3 teve seus dados obtidos a partir de amostragem do solo residual. As amostras após processadas forneceram respectivamente 120, 5, 121 e 119 grãos de granada, diopsídio, picroilmenita e espinélio. Estes grãos analisados também segundo a metodologia de análise adotada forneceram os dados apresentados a seguir. Os dados analíticos obtidos estão sintetizados nas tabelas (Anexo III).

6.3.2.1 – Granada

Pelos dados de granada piropo da intrusão Canastra-3, plotados no diagrama CaO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.9), fica evidente a presença de dois *trends* principais da distribuição dos valores. O primeiro *trend* apresenta variação de baixo a alto CaO entre os campos G10 (harzburgítico) a G9 (lherzolítico). O segundo *trend* varia desde granada de baixo a alto Cr₂O₃, distribuídas entre os campos G5 (piroxenítico) a G9 (lherzolítico). No entanto o *trend* G5-G9 indica que os conteúdos diamantíferos se presentes podem ser subeconômicos e a presença de granada G5 podem indicar que processos de reabsorção do diamante se desenvolveram na intrusão, de forma moderada, devido à baixa concentração desta composição.

A predominância de granada G9, juntamente com a relativa abundância de granada G10, corresponde a fortes indícios da presença de diamantes na intrusão. A associação de granada G10 com intrusões férteis é bem caracterizada por suas origens intimamente associadas com as condições de pressão e temperatura típicas da formação do diamante (Gráfico 6.9).

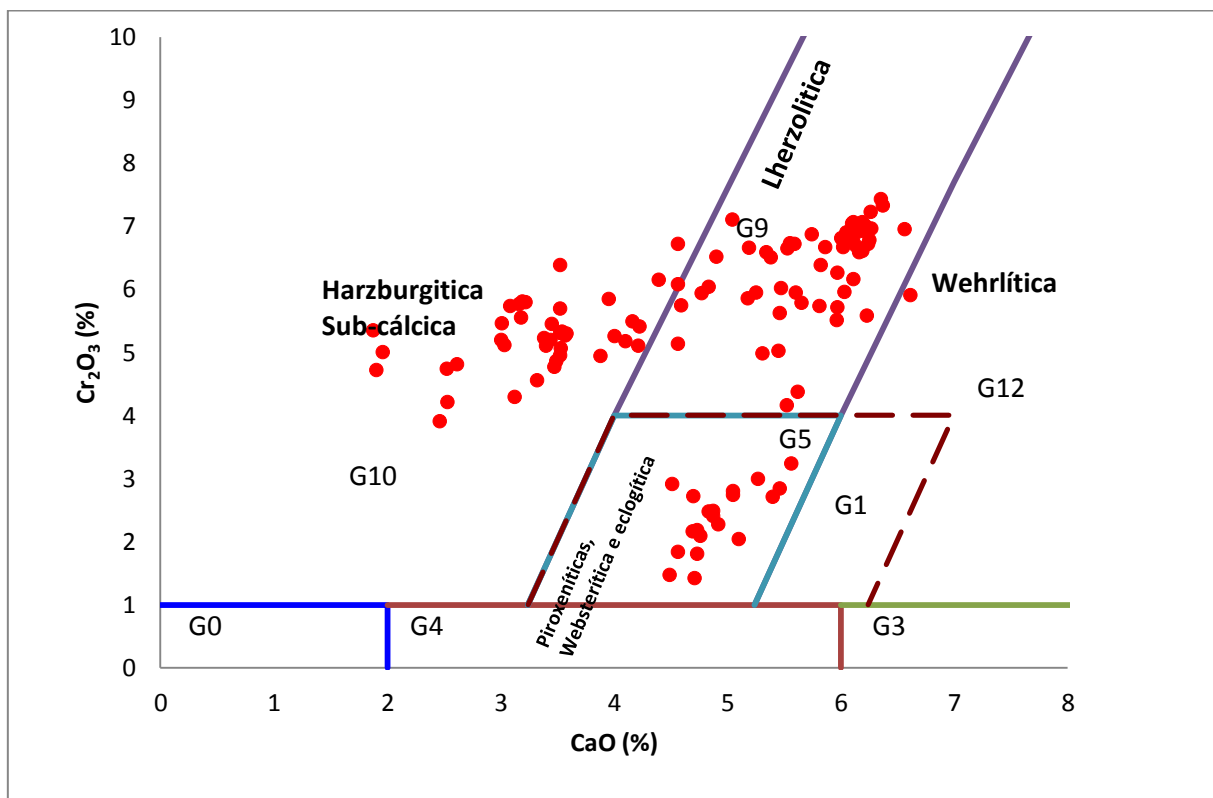


Gráfico 6.9: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlítica, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004).

6.3.2.2 – Piroxênio

Os dados do diopsídio, obtidos sobre somente cinco grãos são quantitativamente insuficientes para qualquer caracterização estatística. No entanto estes poucos grãos distribuíram-se no campo de diopsídios originados de kimberlitos até o limite de transição para composição favorável à de ocorrência em rochas básicas alcalinas (Gráfico 6.10). Três dos grãos analisados apresentam composição incidente no campo correspondente a origem peridotítica, relação também observada no diagrama $Al_2O_3 \times Cr_2O_3$ (Gráfico 6.11) onde os mesmos grãos apresentaram associação com o campo definido para afinidade composicional com granada peridotitos. Composição esta correspondente como as fontes mantélicas férteis em diamantes.

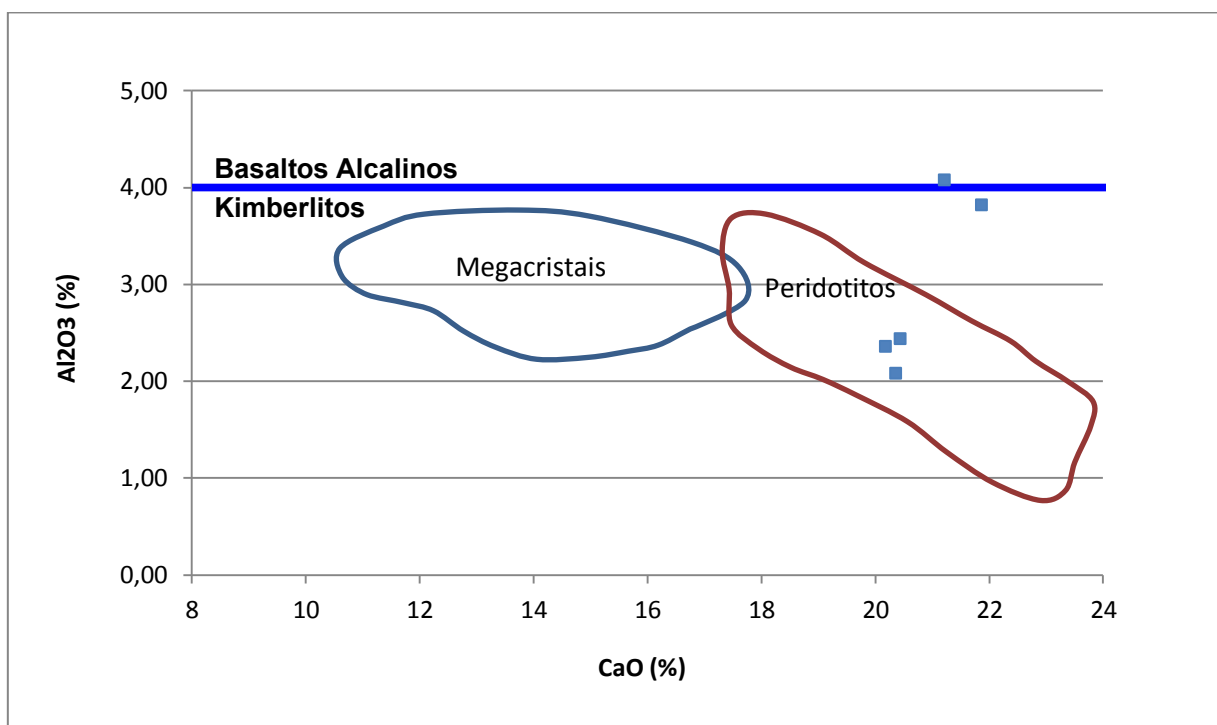


Gráfico 6.10: Relação CaO x Al_2O_3 para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995).

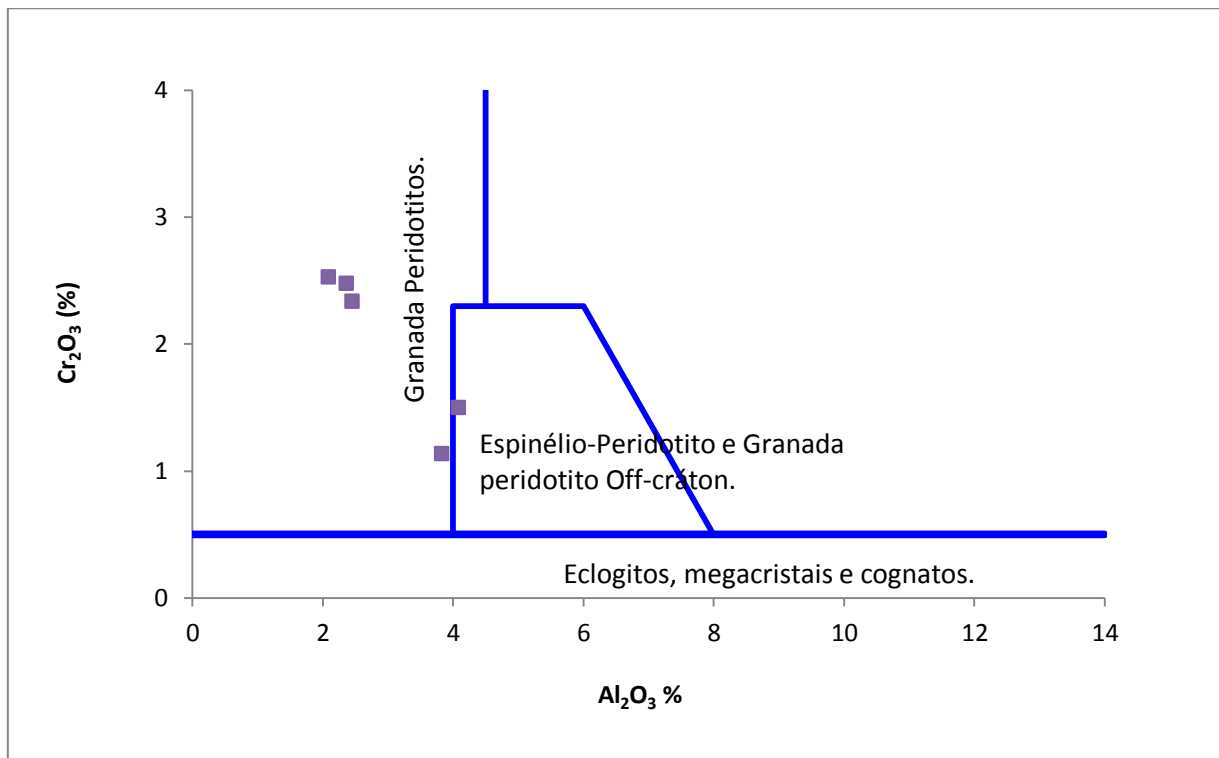


Gráfico 6.11: Relação Al_2O_3 x Cr_2O_3 para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992).

6.3.2.3 – Picroilmenita

A distribuição dos valores para relação MgO x TiO_2 (Gráfico 6.12) das análises dos grãos de picroilmenita para a intrusão Canastra 3, apresenta a série de MgO variando entre 0,52 % até 12,06% para valores em uma faixa praticamente constante de TiO_2 (46,41% a 55,82%) e Fe_2O_3 entre 5 e 10%. Embora grande parte dos valores encontra-se no campo de composição relacionada a kimberlitos, muitos grãos apresentam composição na faixa de valores correspondente a composição não kimberlítica.

Os valores anômalos fora do campo correspondente a composição kimberlítica possivelmente deve-se ao zonamento de cristais promovido pela alteração superficial dos grãos de picroilmenita. Esta alteração promove o decréscimo dos teores de MgO nas camadas superficiais dos grãos gerando o *trend* observado no gráfico.

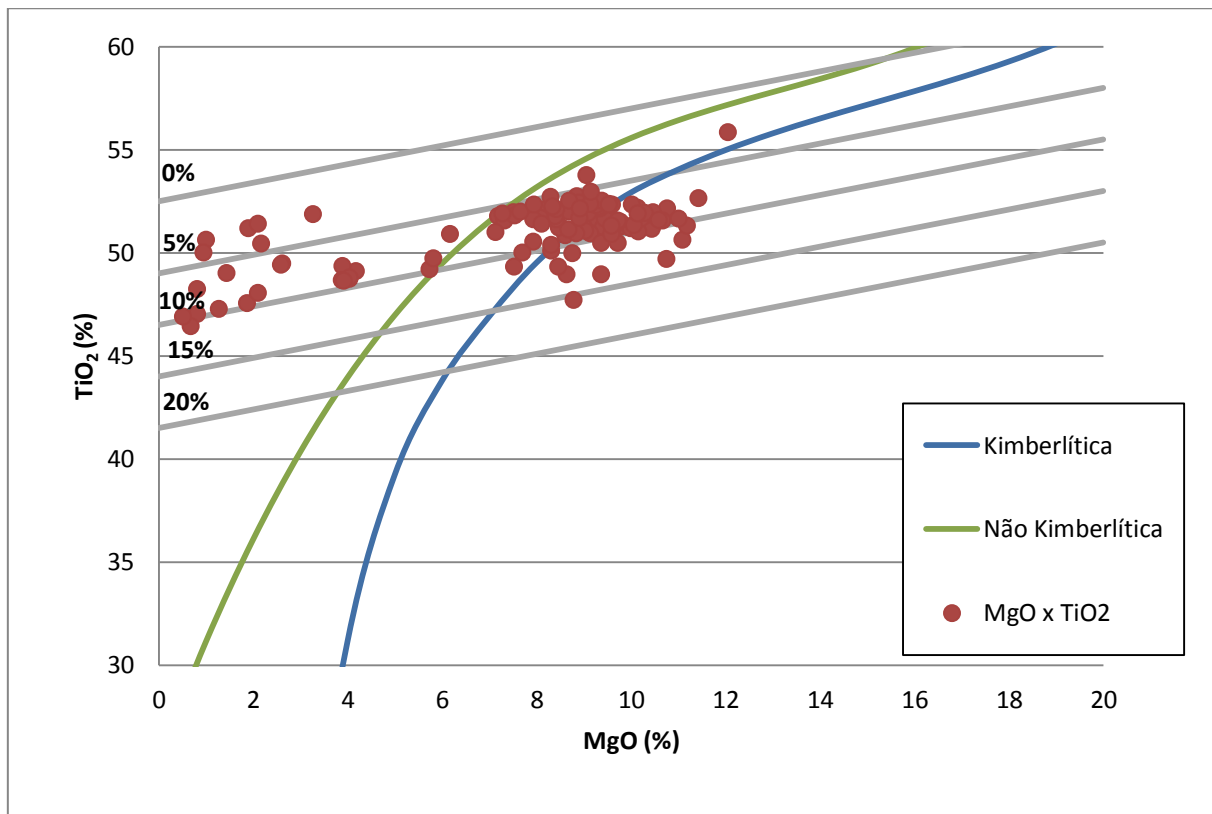


Gráfico 6.12: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004).

Já para a relação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.13) observa-se uma clara tendência para o lado da parábola correspondente ao ambiente redutor favorável a preservação de diamantes. No entanto significativa concentração de dados encontra-se no campo da parábola correspondente as condições oxidantes. A existência de teores baixos a moderados de MgO demonstram que nesta intrusão possivelmente desenvolveu-se em maiores proporções o processo de reabsorção de diamantes.

Esta condição é evidente também no diagrama MgO x Fe₂O₃ (Gráfico 6.14) onde podem ser diagnosticadas as baixas condições de manutenção do conteúdo diamantífero pela relação inversa entre MgO e Fe₂O₃. Teores baixos de MgO e moderados a altos de Fe₂O₃ indicam que a intrusão sofreu influência de condições oxidantes típicas da crosta, que promovem a reabsorção do diamante.

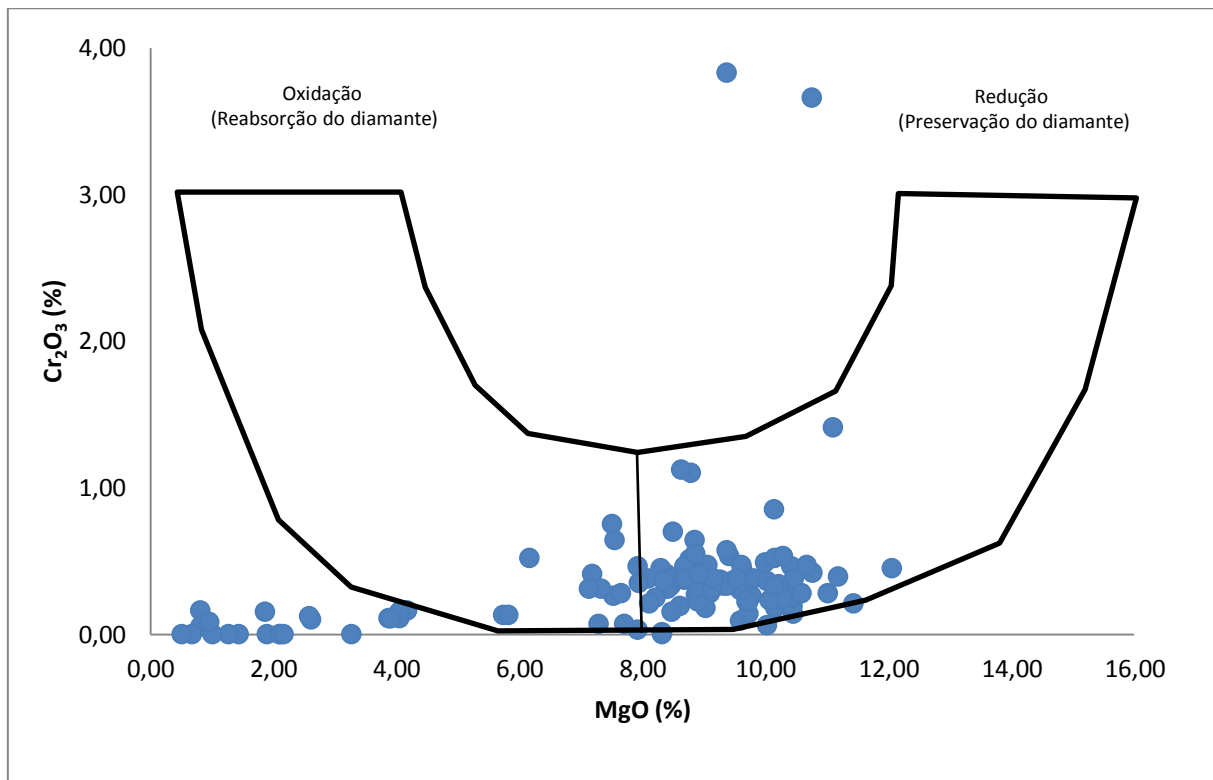


Gráfico 6.13: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

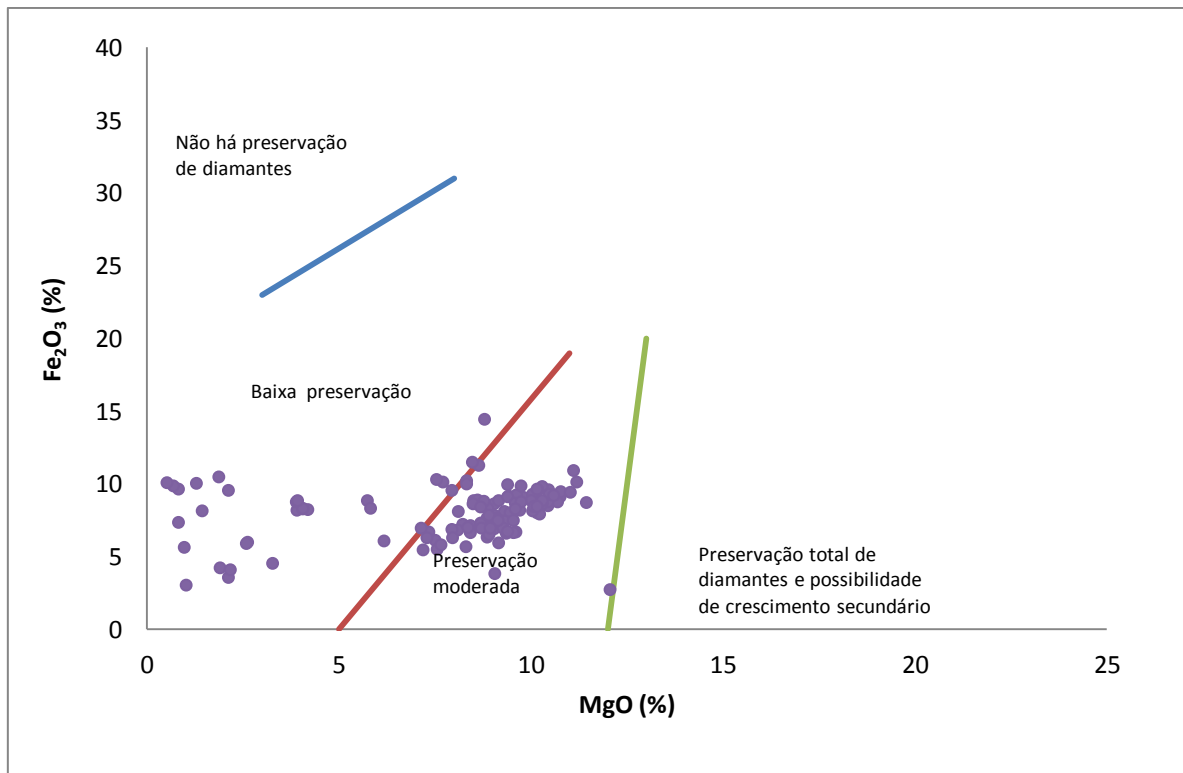


Gráfico 6.14: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis, modificado de Gurney & Zweistra (1995).

6.3.2.4 – Espinélio

Os grãos de espinélio analisados apresentam forte concentração no campo correspondente a ocorrência como inclusões em diamantes no diagrama MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.15). Esta associação indica que os cristais de espinélio encontrados nesta intrusão são de ambiente mantélico condizente com condições favoráveis a existência de diamantes. Alguns poucos grãos apresentam-se fora do campo relacionado à ocorrência como inclusões e intercrescidos a diamantes, no entanto a baixa incidência destes valores permite inferir que deva se tratar somente de grãos alterados.

O diagrama TiO₂ x Cr₂O₃ (Gráfico 6.16) indica que os grãos de espinélio obtidos para esta intrusão ocorrem no campo de sobreposição de composições, ao longo da qual não pode se distinguir certamente a afinidade da rocha em função deste mineral. No entanto, apesar desta indefinição, este intervalo de composição (TiO₂ >6% e Cr₂O₃ 20%<Cr>60%) é compatível com espinélios presentes em kimberlitos. Os dados obtidos seguem a proposição de que altos valores de Cr e baixos de Ti são indicativos favoráveis a presença de diamantes na intrusão.

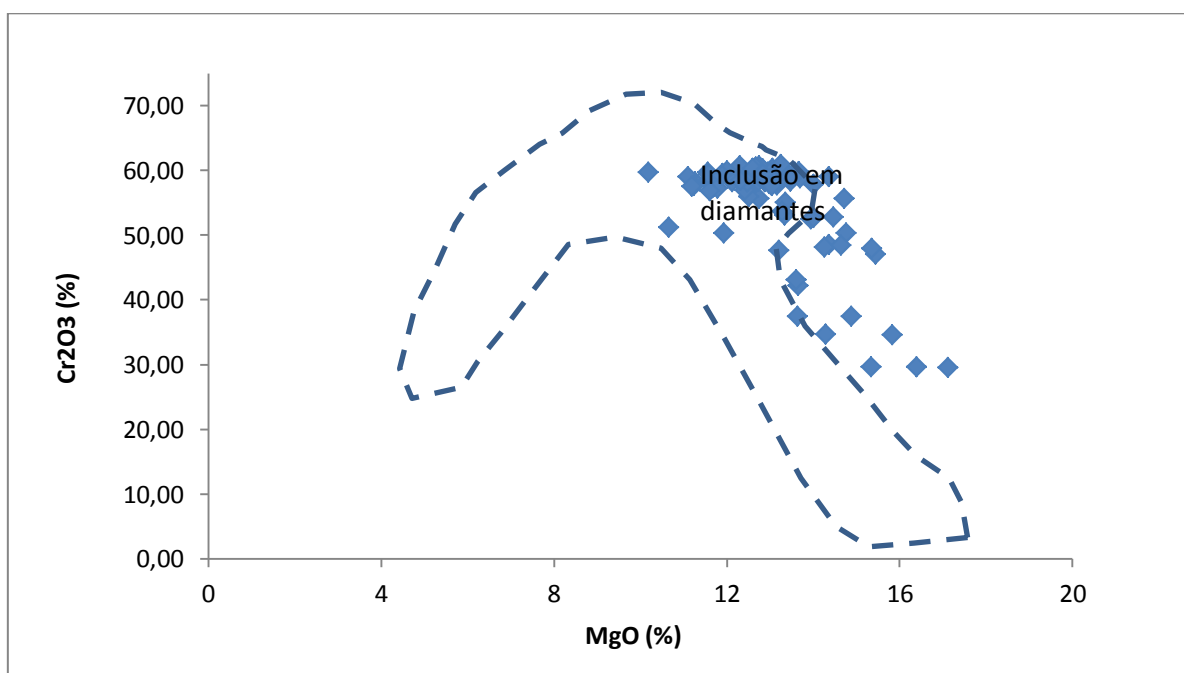


Gráfico 6.15: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

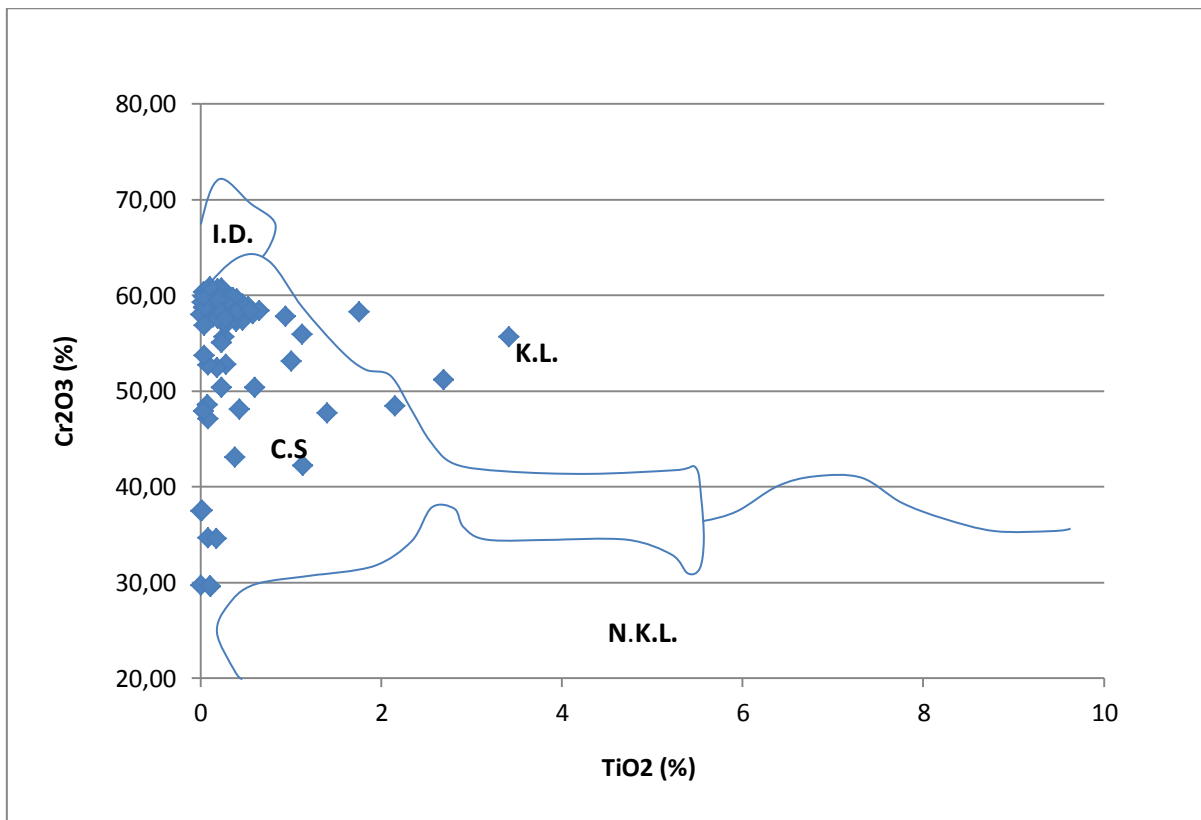


Gráfico 6.16: Relação TiO_2 x Cr_2O_3 para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

6.4 – Canastra – 05

6.4.1 – Acervo de Dados

Para o kimberlito Canastra-5 foram coletados minerais sobre a intrusão. As amostras foram coletadas e processadas segundo a metodologia adotada (item 2.3). Forneceram respectivamente 108, 115 grãos de granada e de espinélio. Para os demais minerais não foram obtidos quaisquer grãos no concentrado obtido. Considerando o desconhecimento da fácies amostrada e do nível de erosão, no qual a intrusão se encontra a quantidade destes minerais pode variar pela maior ou menor incidência de xenólitos e xenocristais na matriz da rocha.

Os grãos obtidos foram analisados, também, segundo a metodologia de análise adotada e forneceram os dados apresentados a seguir. Os dados analíticos obtidos estão sintetizados nas tabelas em anexo (Anexo IV).

6.4.2 – Química Mineral

6.4.2.1 – Granada

Os grãos de granada obtidos para a intrusão Canastra-5 apresentam maior variabilidade. Coexistem dois *trends* marcantes, no sentido de granada G9-G10-G12 e também no sentido G4-G5-G9. Uma maior concentração de dados ocorre no campo das granada lherzolíticas, tendendo a werhlíticas. O segundo *trend*, de relação com composições harzburgíticas a lherzolíticas está intimamente associado ao ambiente mantélico de condições favoráveis a preservação de diamantes.

A presença de granada desta composição na intrusão corresponde a um dos fatores prospectivos mais importantes para demonstrar sua condição favorável a mineralização de diamantes. A presença de granada de alto CaO e Cr₂O₃ (composição lherzolítica – werhlítica) raramente são associadas a conteúdo diamantífero, e casos pouco relatados apresentam-se como inclusões (Sobolev *et al.*, 1970), e também são conhecidas ocorrendo como xenólitos e microxenólitos (Gráfico 6.17).

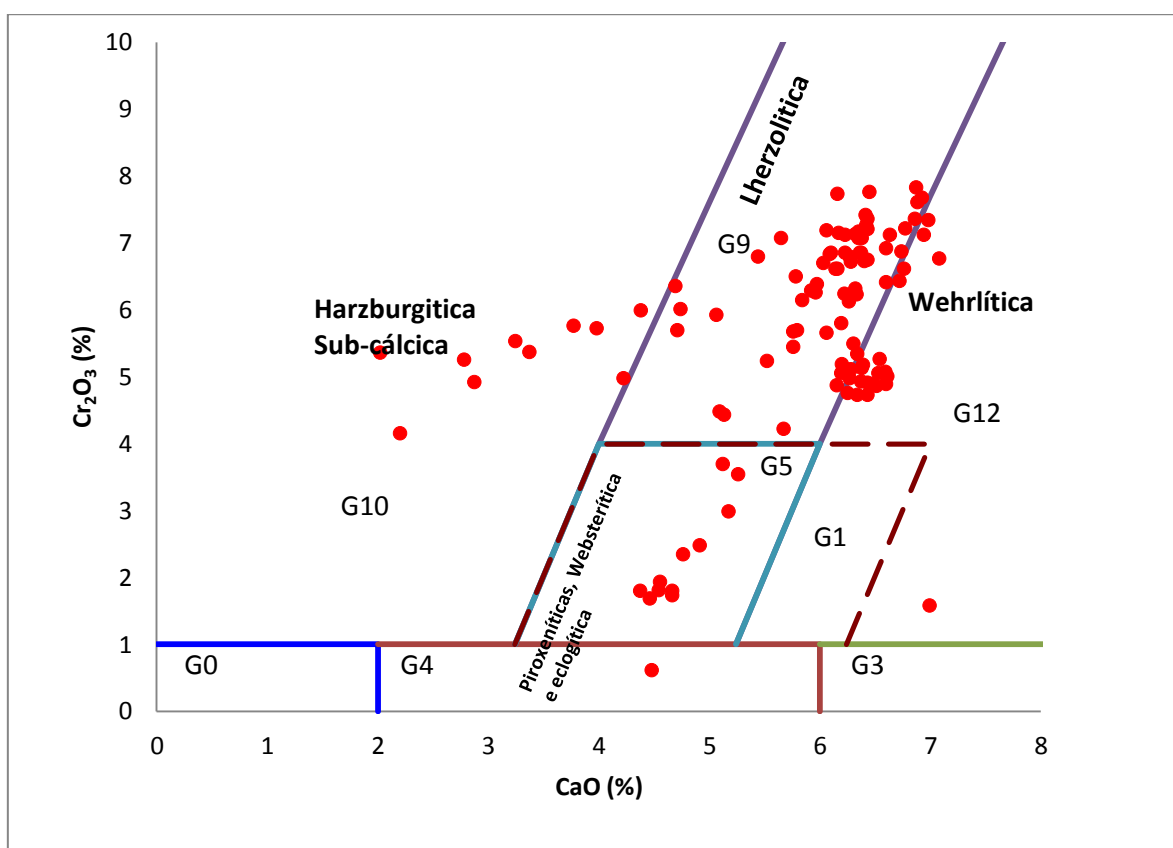


Gráfico 6.17: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004).

6.4.2.2 – Espinélio

No diagrama de classificação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.18) os grãos de espinélio obtidos e analisados para esta intrusão são caracterizados como Cr-espinélios (cromita). Os dados plotados distribuem-se na maioria sobre o campo correspondente a ocorrência como inclusões em diamantes. Esta distribuição onde se reconhece altos teores de Cr (>28,74%) juntamente com teores elevados de Mg (>8,0%) condizem com conteúdo típico de intrusões férteis em diamante.

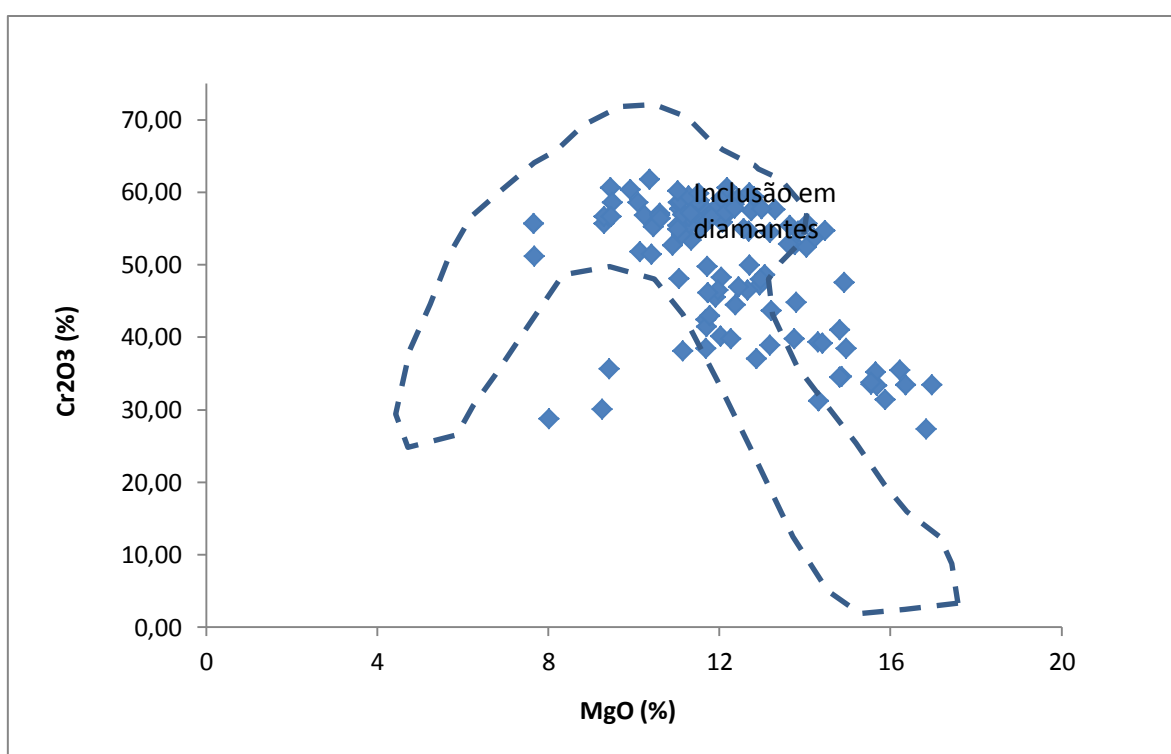


Gráfico 6.18: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

Na relação obtida no diagrama TiO₂ x Cr₂O₃ (Gráfico 6.19) os valores se distribuem ao longo dos campos de sobreposição de composição até o campo de composição tipicamente kimberlítica/lamproítica. Esta distribuição dos dados ocorre ao longo do campo de ocorrência comum a espinélios de origem kimberlítica e não kimberlítica, a grande distribuição ao longo do campo de composição kimberlítica permite uma definição mais precisa da relação existente entre este mineral a sua capacidade de apresentar-se como parâmetro prospectivo.

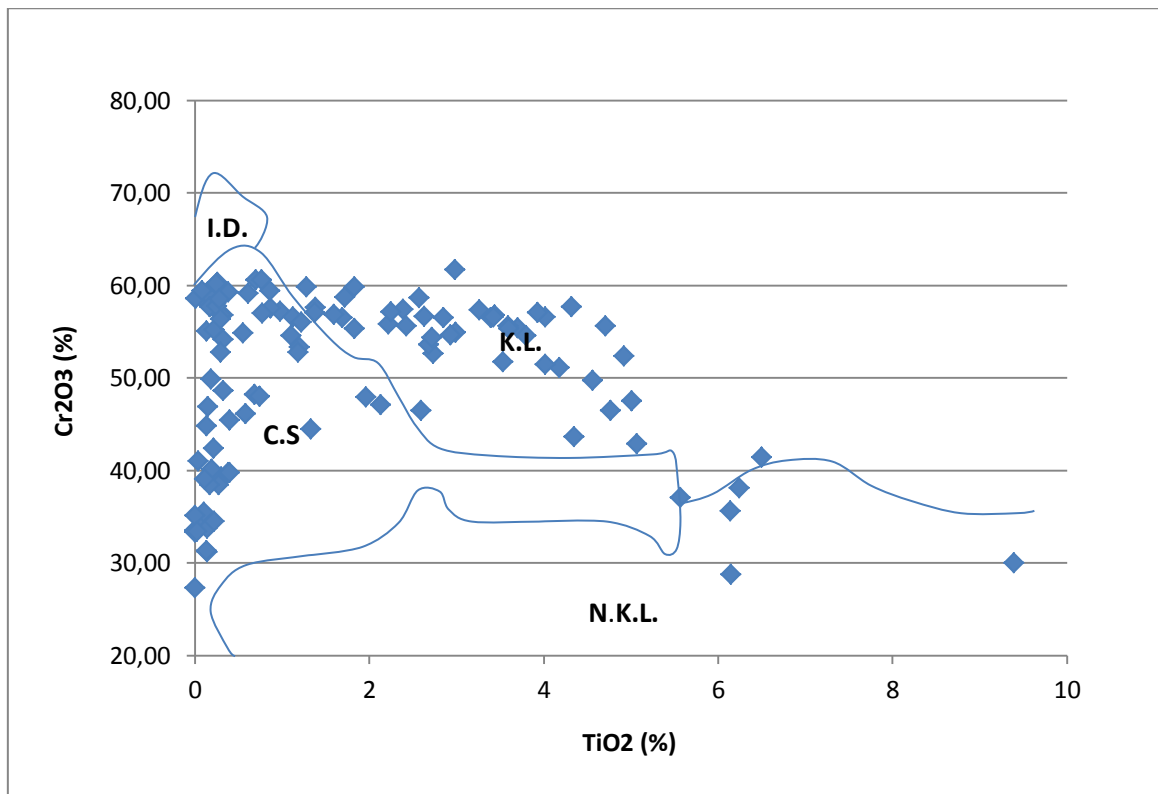


Gráfico 6.19: Relação TiO_2 x Cr_2O_3 para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

6.5 – Canastra – 08

6.5.1 – Acervo de Dados

O kimberlito Canastra-8 teve seus dados a partir de amostragem realizada sobre uma pequena ravina sobre a intrusão, com águas apenas na estação chuvosa, uma vez que drenagens perenes não são incidentes sobre a intrusão. Após o processamento da amostragem obteve-se respectivamente 120, 52, 119 e 108 grãos de granada, diopsídio, picroilmenita e espinélio. Estes grãos foram analisados também segundo a metodologia de análise adotada e forneceram os dados apresentados a seguir. Os dados analíticos obtidos estão sintetizados nas tabelas do Anexo V.

6.5.2 – Química Mineral

6.5.2.2 – Granada

Os grãos de granada obtidos plotados no diagrama CaO x Cr_2O_3 exibem nitidamente dois *trends* distintos, variando de G10 a G9 e de G5 a G9 com uma distribuição bastante regular. A relação G9-G10 tem reconhecida afinidade com conteúdo diamantífero em intrusões kimberlíticas,

condição esta possivelmente recorrente a esta intrusão. A presença de granada G5, apesar da menor afinidade com alto conteúdo diamantífero, é importante em campanhas de prospecção por indicar potencial conteúdo diamantífero (Gráfico 6.20).

Raros grãos apresentaram composição condizente com granada G1 (megacristais) e G12 (wehrlítica). A granada G12 tem baixa relação com o conteúdo diamantífero e as granada G1 ocorrem como megacristais de baixo Cr_2O_3 , abundante em certos kimberlitos, mas possivelmente originados de xenólitos de afinidade piroxenítica e websterítica (Dawson & Stephens, 1975), os quais, no entanto não apresentam qualquer relação com a fertilidade de intrusões kimberlíticas.

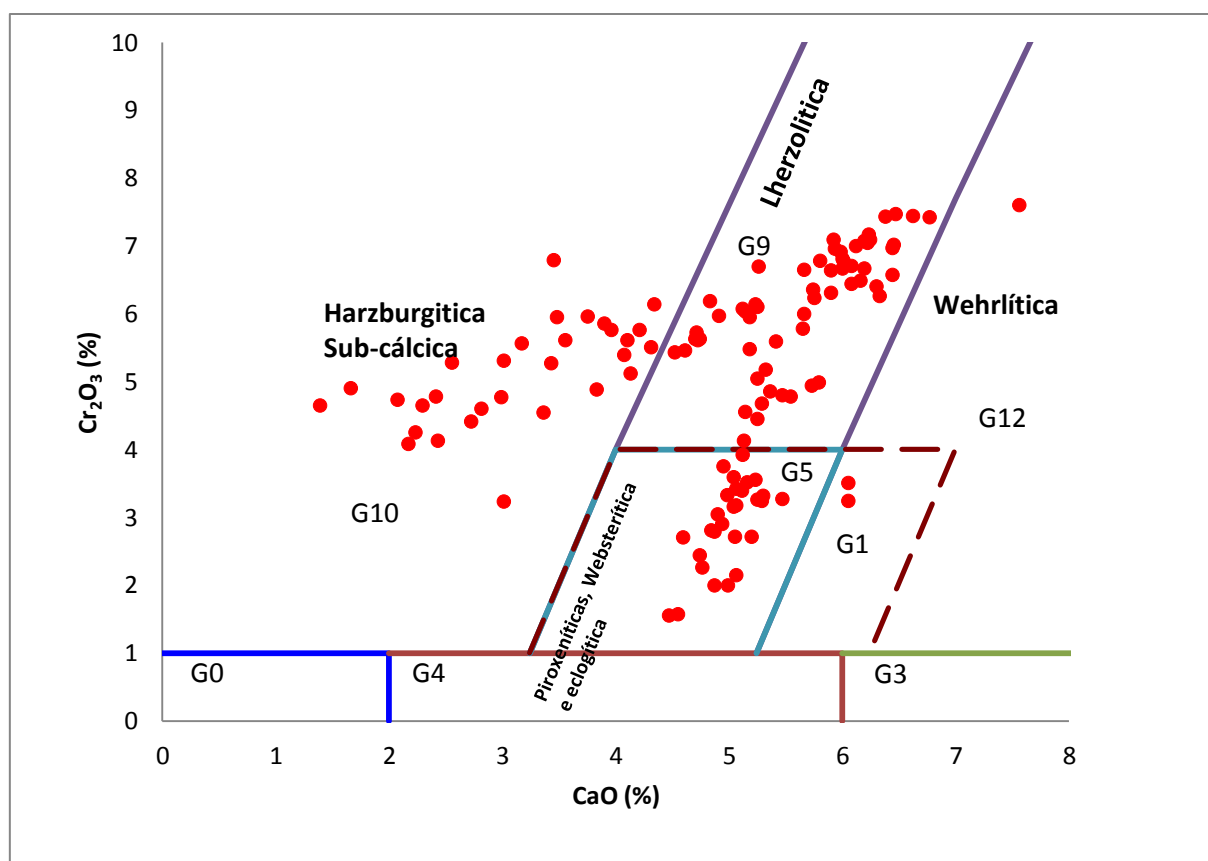


Gráfico 6.20: Relação CaO x Cr_2O_3 para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004).

6.5.2.3 - Piroxênio

O diagrama CaO x Al_2O_3 (Gráfico 6.20) exhibe a concentração de grãos com composição típica de origem kimberlítica, no entanto não se observa uma concentração de valores no diagrama que permita definir a afinidade dos grãos como peridotítica. A quase total ausência de grãos com esta composição indica que estes podem apresentar origem associada a porções do manto diferentes das condições de fertilidade de diamantes.

No entanto o diagrama Al_2O_3 x Cr_2O_3 (Gráfico 6.21) permite uma afirmação mais segura da origem/afinidade destes grãos como de origem peridotítica. A maior parte dos grãos analisados encontra associação com a composição típica de granada peridotitos. Os teores de Cr_2O_3 entre 0,81 a 2,76% encontram-se no intervalo típico de diopsídios do Grupo II e condizente com afinidade tipicamente kimberlítica.

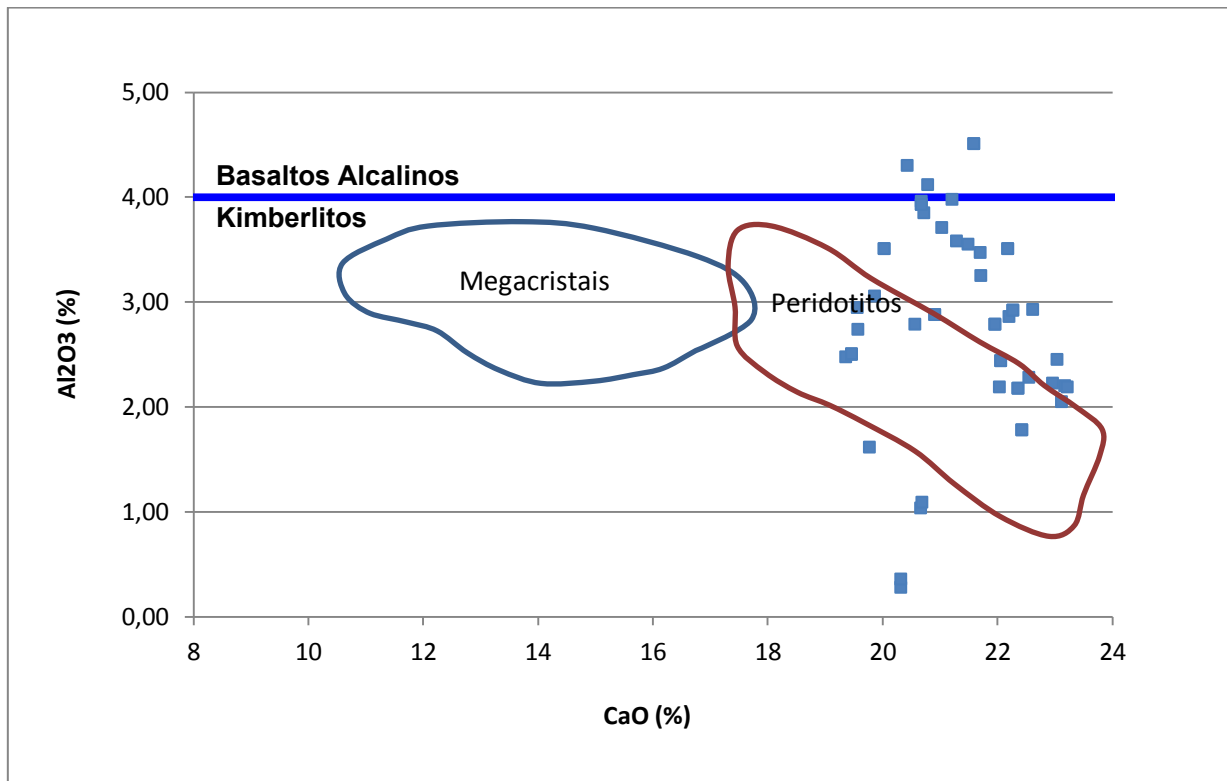


Gráfico 6.21: Relação CaO x Al_2O_3 para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995).

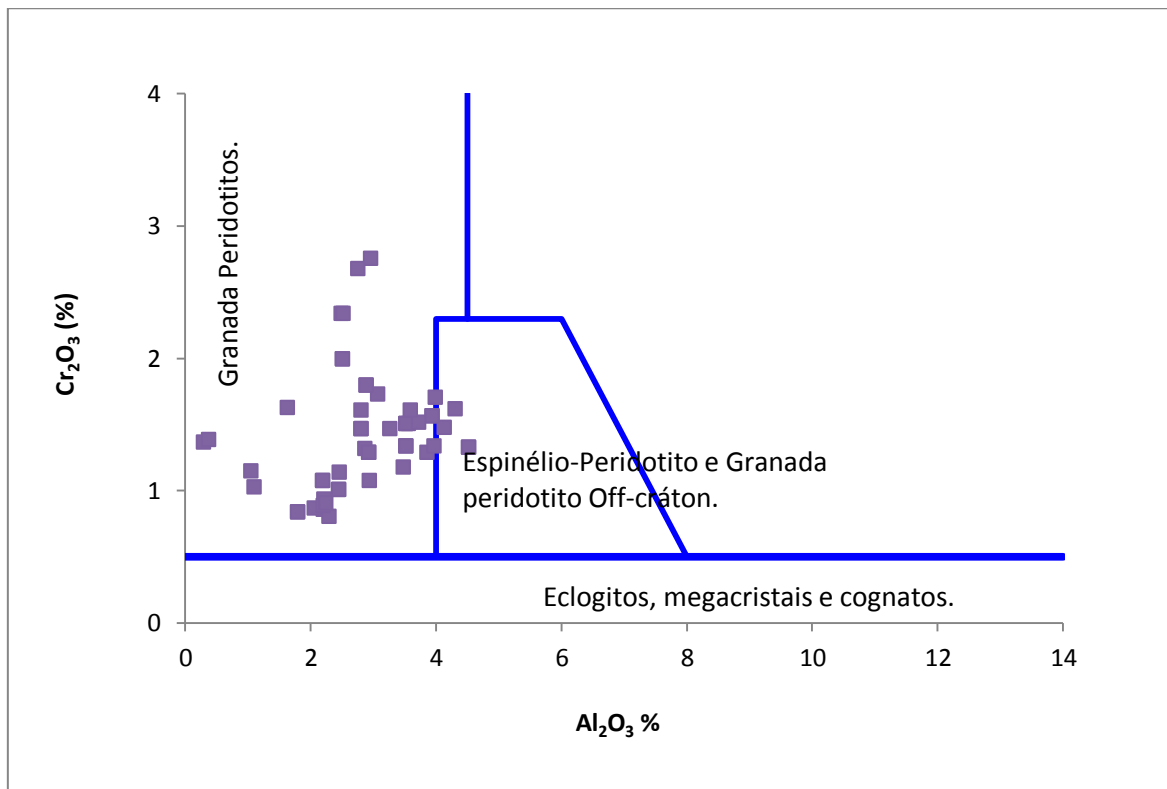


Gráfico 6.22: Relação Al_2O_3 x Cr_2O_3 para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992).

6.5.2.3 – Picroilmenita

Os grãos de picroilmenita analisados, quando plotados no diagrama MgO x TiO_2 , exibem composição essencialmente kimberlítica. Valores anômalos fora do *cluster* de maior concentração correspondem a prováveis grãos com zonamento promovido por alterações superficiais com o intemperismo dos grãos e lixiviação de MgO , mantendo o conteúdo de TiO_2 aproximadamente constante (Gráfico 6.23) comportamento semelhante ao observado na intrusão Canastra-3.

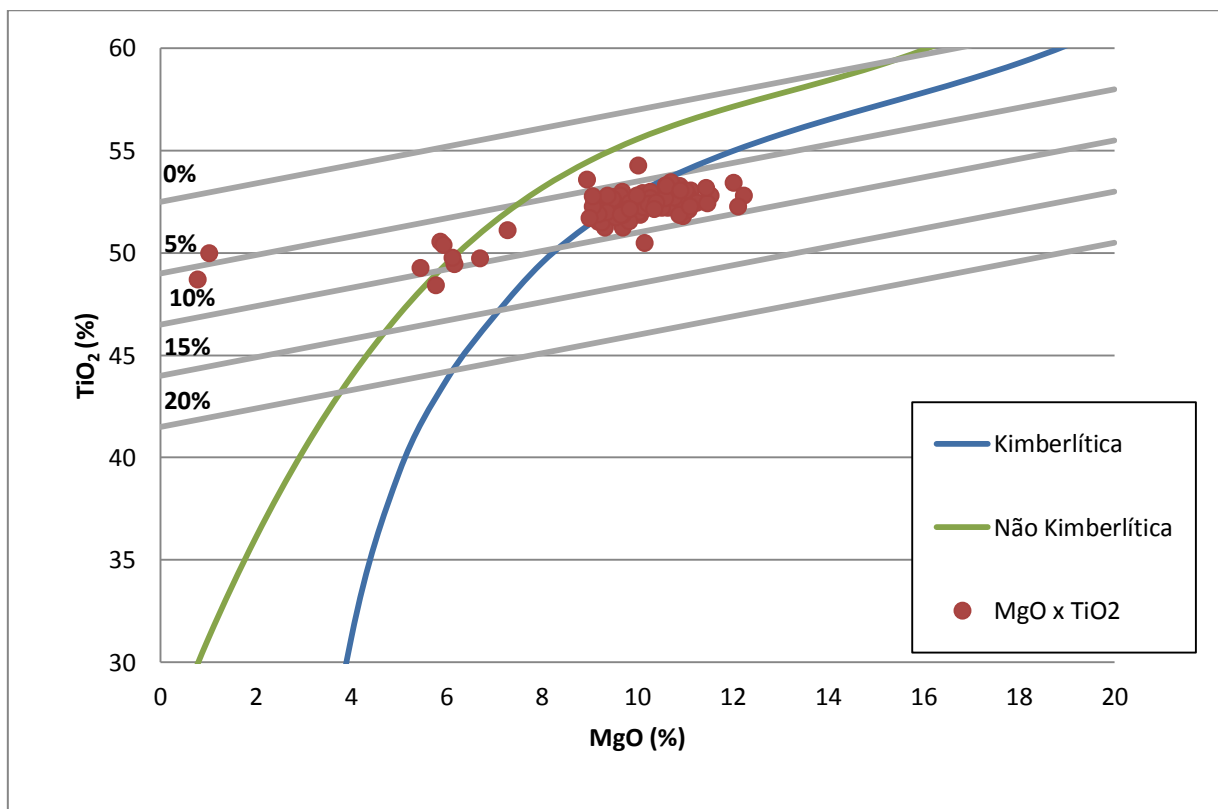


Gráfico 6.23: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004).

Para a relação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.24) o *cluster* de concentração de valores é condizente com o campo de ambiente redutor, favorável a preservação do diamante. Os valores anômalos a este cluster provavelmente referem-se a grãos zonados pela alteração das camadas superficiais mascarando os valores reais de sua composição (Gráfico 6.24).

Estas condições presentes são favoráveis a presença de mineralização de diamantes. Esta evidência é reforçada pela relação estabelecida no diagrama MgO x Fe₂O₃ (Gráfico 6.25) onde cluster se concentra no campo correspondente a preservação moderada de diamantes e poucos grãos se apresentam no campo de não preservação. Esta condição possivelmente é devida a alteração da superfície de alguns grãos de microilmenita por causa do intemperismo, lixiviando MgO mais facilmente solúvel em condições oxidantes.

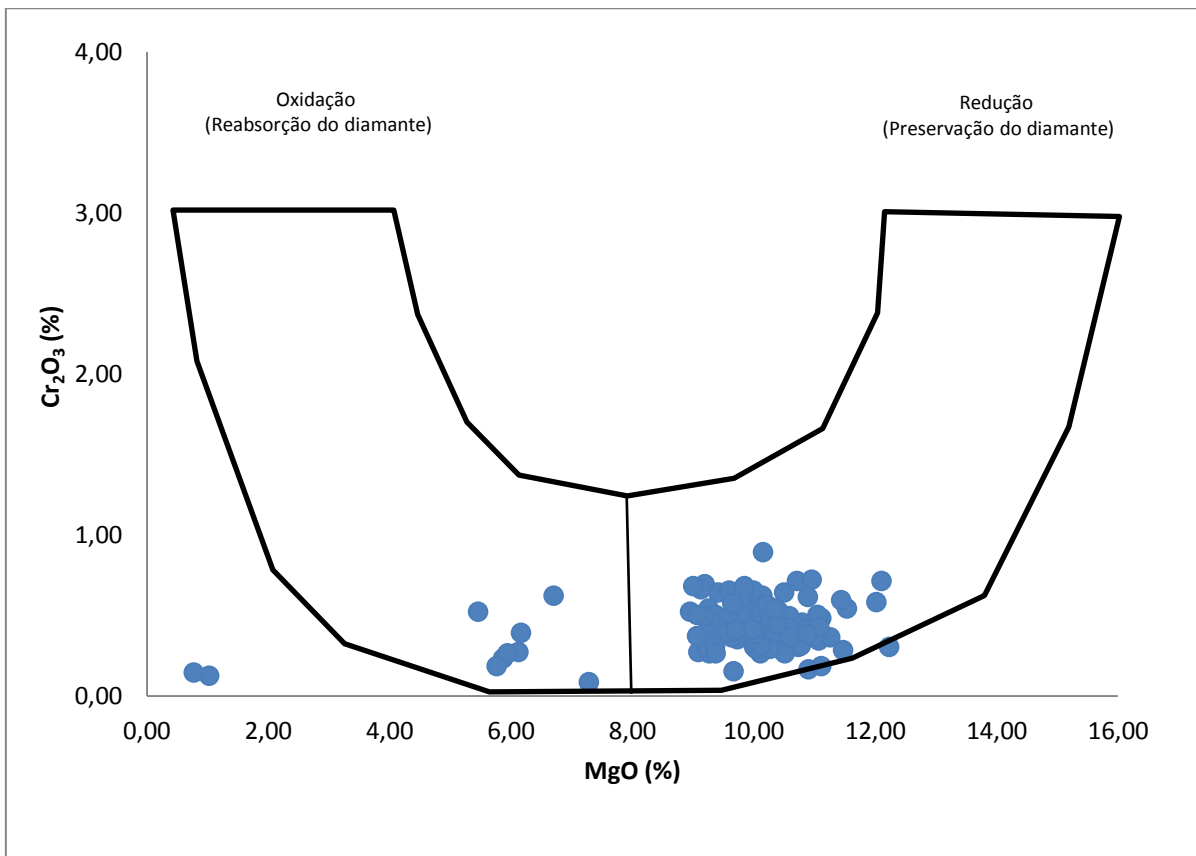


Gráfico 6.24: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

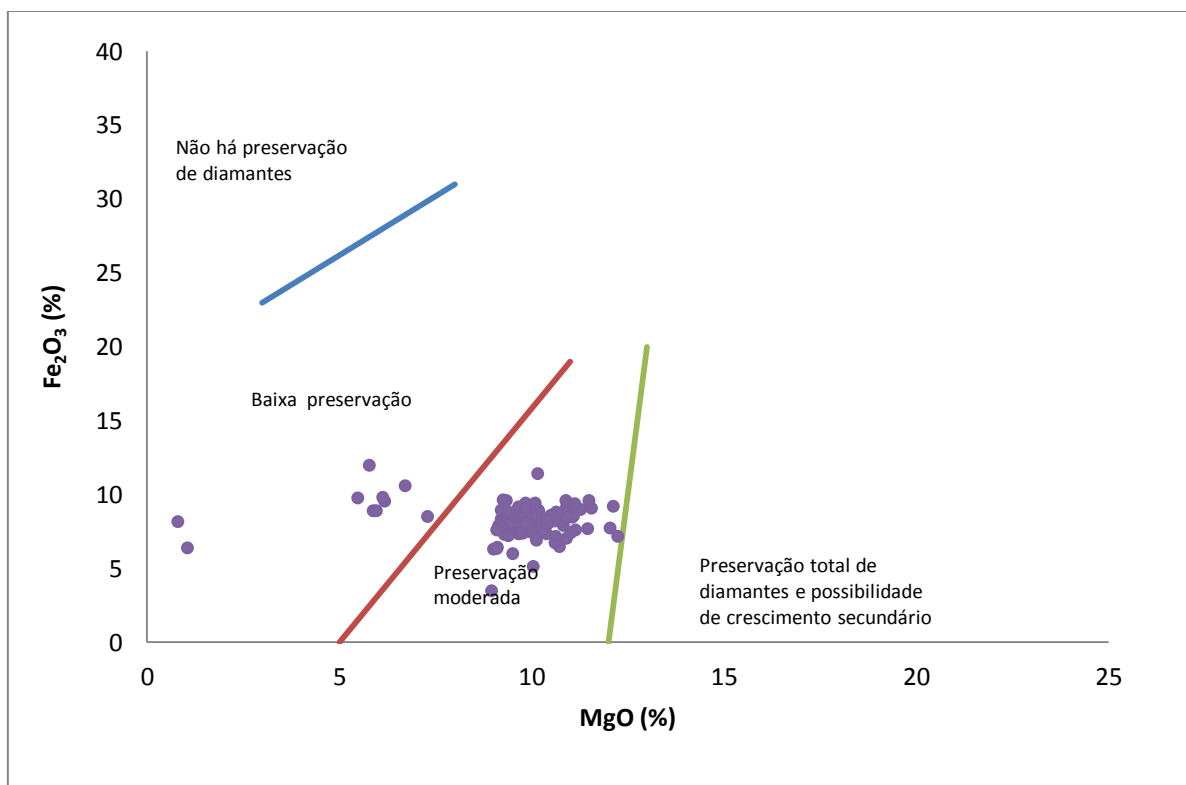


Gráfico 6.25: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis, modificado de Gurney & Zwiestra (1995).

6.5.2.4 – Espinélio

Os dados obtidos no diagrama MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.26) apresentam *cluster* de valores condizente com o campo de ocorrência de cristais intercrescidos com diamantes. Esta relação indica que esta intrusão se originou em ambiente com condições favoráveis para a mineralização de diamantes.

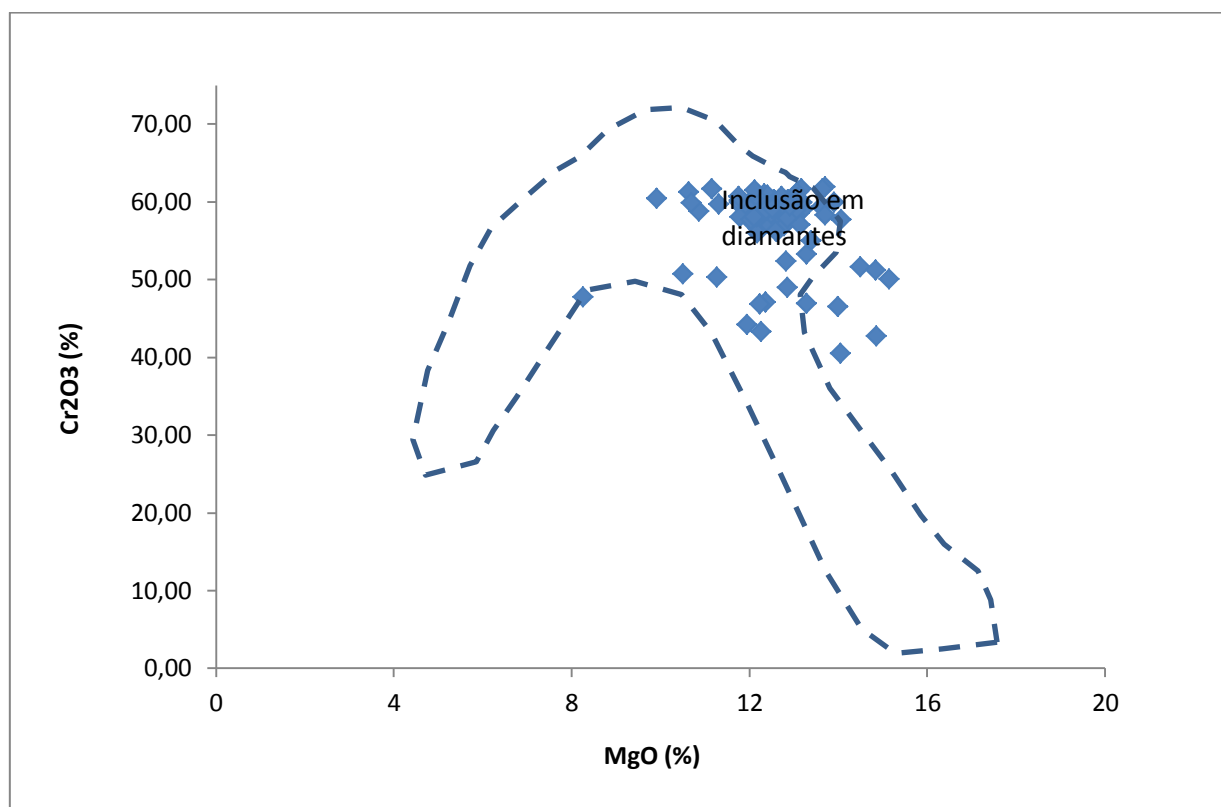


Gráfico 6.26: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

Os dados plotados sobre o diagrama TiO₂ x Cr₂O₃ exemplificam a mesma tendência. A maior concentração de dados ocorre no limite inferior do campo correspondente a ocorrência destes grãos como inclusões em diamantes, e possivelmente de origem cogenética (Gráfico 6.27). Apesar do cluster geral ocorrer no campo de composição indistinta entre kimberlitos e rochas ígneas parentais a tendência dos dados em relação ao campo de inclusão em diamantes demonstra que existe uma forte afinidade kimberlítica indicada pelos dados. E o comportamento dos valores de alto Cr e baixo Ti reforçam a tendência da intrusão ser fértil e apresentar conteúdo mineralizado considerável.

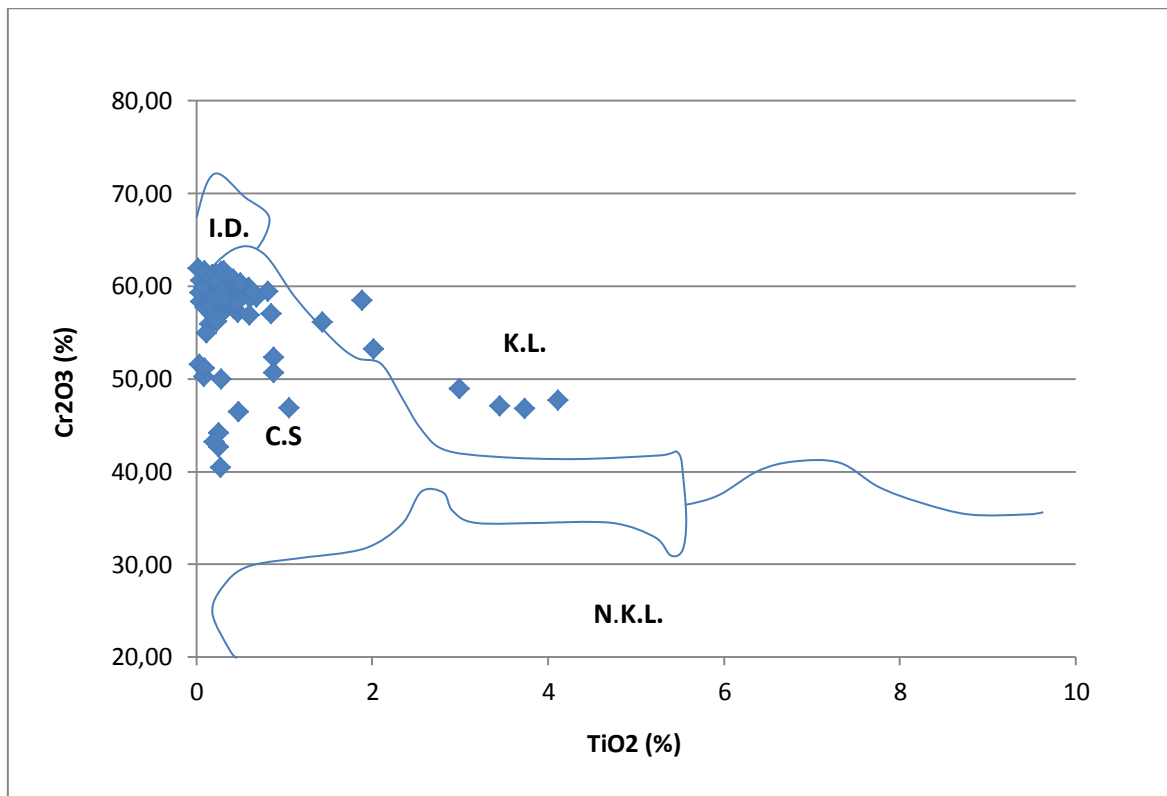


Gráfico 6.27: Relação $TiO_2 \times Cr_2O_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

6.6 – Canastra – 35

6.6.1 – Caracterização da Intrusão

Para o kimberlito Canastra-35 foram coletados minerais diretamente sobre a intrusão. Para esta intrusão, as amostras coletadas e processadas segundo a metodologia adotada (item 2.3) forneceram respectivamente 118, 79 e 120 grãos de granada, picroilmenita e espinélio. Estes grãos, analisados também segundo a metodologia de análise adotada forneceram os dados apresentados a seguir. Os dados analíticos obtidos estão sintetizados nas tabelas no anexo VI.

6.6.2 – Química Mineral

6.6.2.2 – Granada

Os grãos de granada analisados para esta intrusão quando plotados no diagrama $CaO \times Cr_2O_3$ exibem um *trend* de composição variando de granada G5 a G9, com maior *cluster* no limite entre esses campos. Esta distribuição é condizente com condições favoráveis à manutenção de

conteúdo diamantífero (Gráfico 6.28), no entanto o conteúdo diamantífero encontrado sobre estas condições geralmente é sub econômico.

Embora o trend tipicamente associado a fontes mineralizadas em diamante seja variando de G9 a G10 (harzburgítica a lherzolítica) o *trend* de composição variando desde composição piroxenítica até lherzolítica apresenta-se como importante fator na definição de fontes mineralizadas. A forte ocorrência de granada G5 em intrusões, geralmente é indicativo de que a mesma, possa ter passado por um episódio que favoreceu a reabsorção dos diamantes reduzindo o potencial econômico da intrusão.

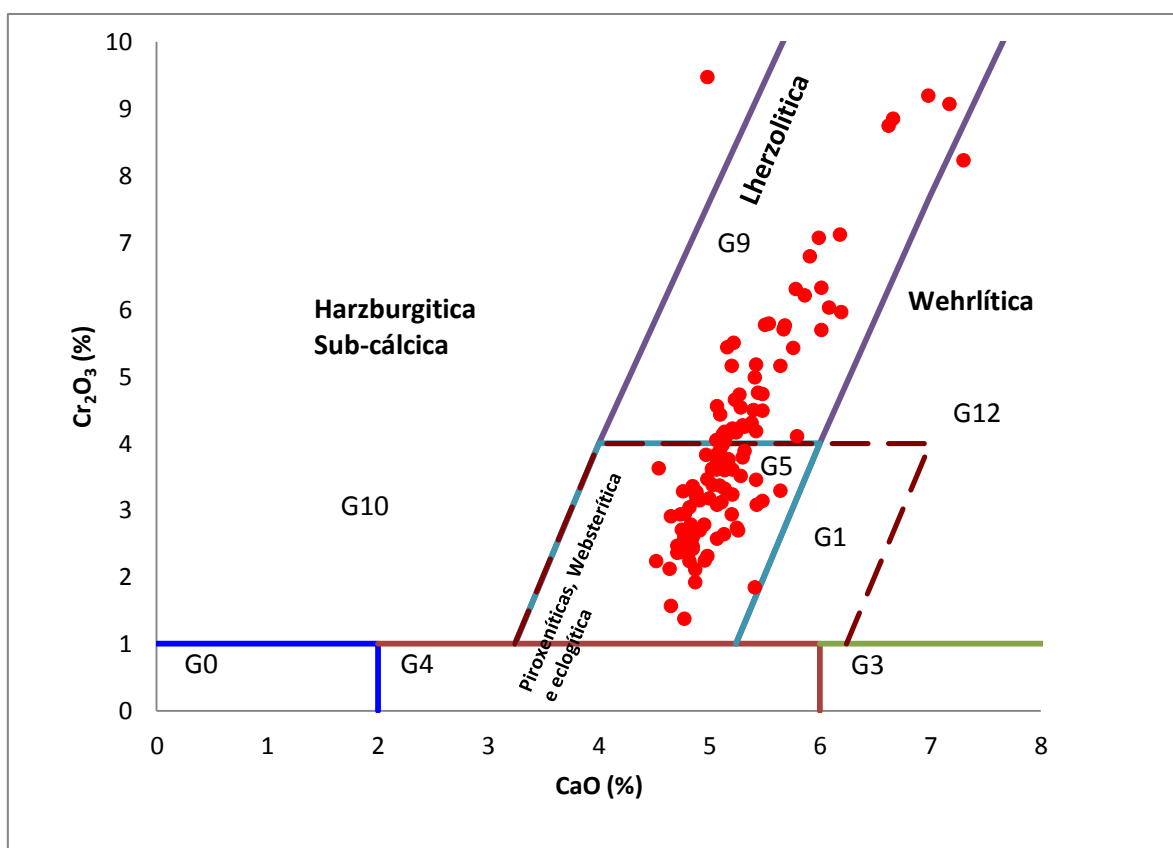


Gráfico 6.28: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004).

6.6.2.2 – Picroilmenita

O *cluster* dados de picroilmenita plotados no diagrama MgO x TiO₂ (Gráfico 6.29) exibe composição essencialmente kimberlítica. Raros grãos ocorrem fora do cluster principal, mas com composição no intermédio entre kimberlítica e não kimberlítica. A grande maioria dos grãos encontra-se ainda em um intervalo intermediário de concentração de Fe₂O₃. Estes valores de Fe₂O₃ indicam que o sistema permaneceu em equilíbrio durante a ascensão da intrusão, o que favorece a manutenção do conteúdo diamantífero da intrusão caso esteja presente.

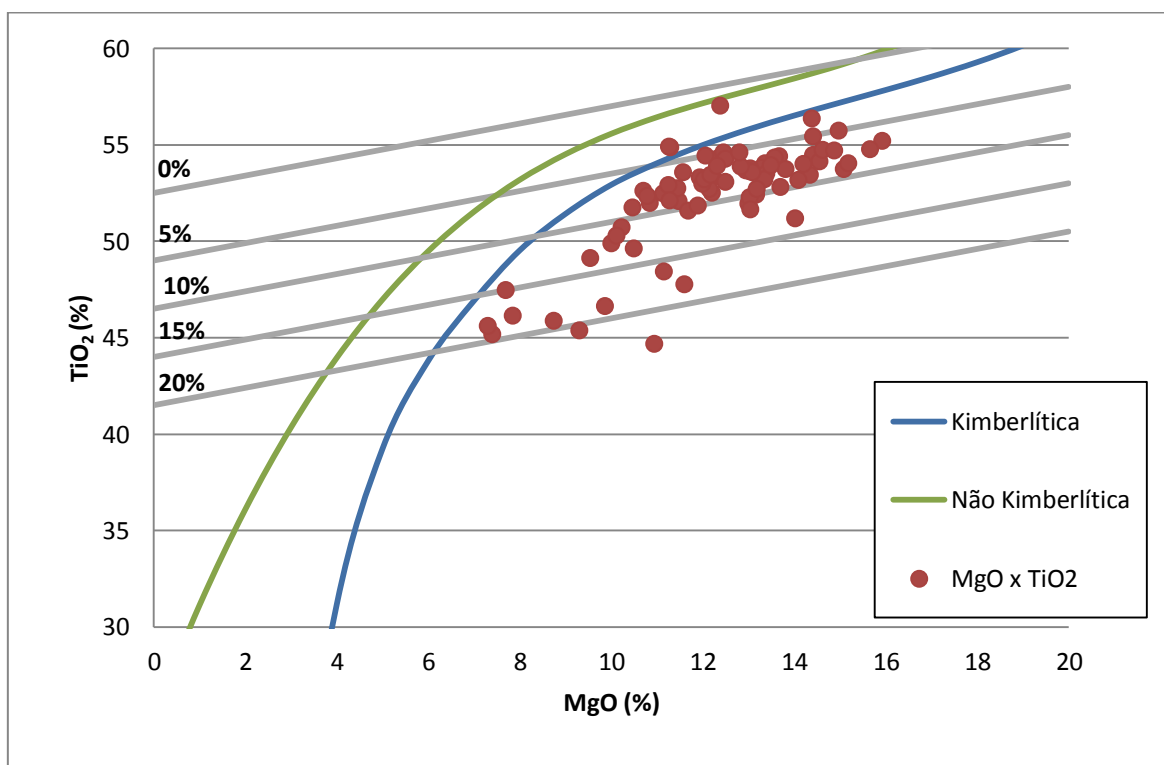


Gráfico 6.29: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004).

Para a relação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 6.30) observa-se a concentração dos valores na porção do diagrama correspondente a condições redutoras que permitem a preservação do diamante. Certa tendência de inflexão do *cluster* promove um desvio do comportamento do trend ao longo do campo correspondente a condições redutoras. Este desvio está relacionado ao baixo conteúdo geral de Cr₂O₃ dos grãos de microilmenita desta intrusão. No entanto esta condição é isolada para esta intrusão e não apresenta correlação com nenhum dos parâmetros prospectivos estabelecidos.

A forte tendência prospectiva desta intrusão apresentar conteúdo diamantífero é reforçada pelo diagrama MgO x Fe₂O₃ (Gráfico 6.31). Os pontos plotados neste diagrama apresentam distribuição entre os campos de moderada a alta preservação de diamantes. Esta distribuição está de acordo com a relação já observada nas intrusões já avaliadas, onde as condições mais favoráveis a preservação/mineralização de diamantes está relacionada à associação entre baixos teores de Fe₂O₃ e altos teores de MgO.

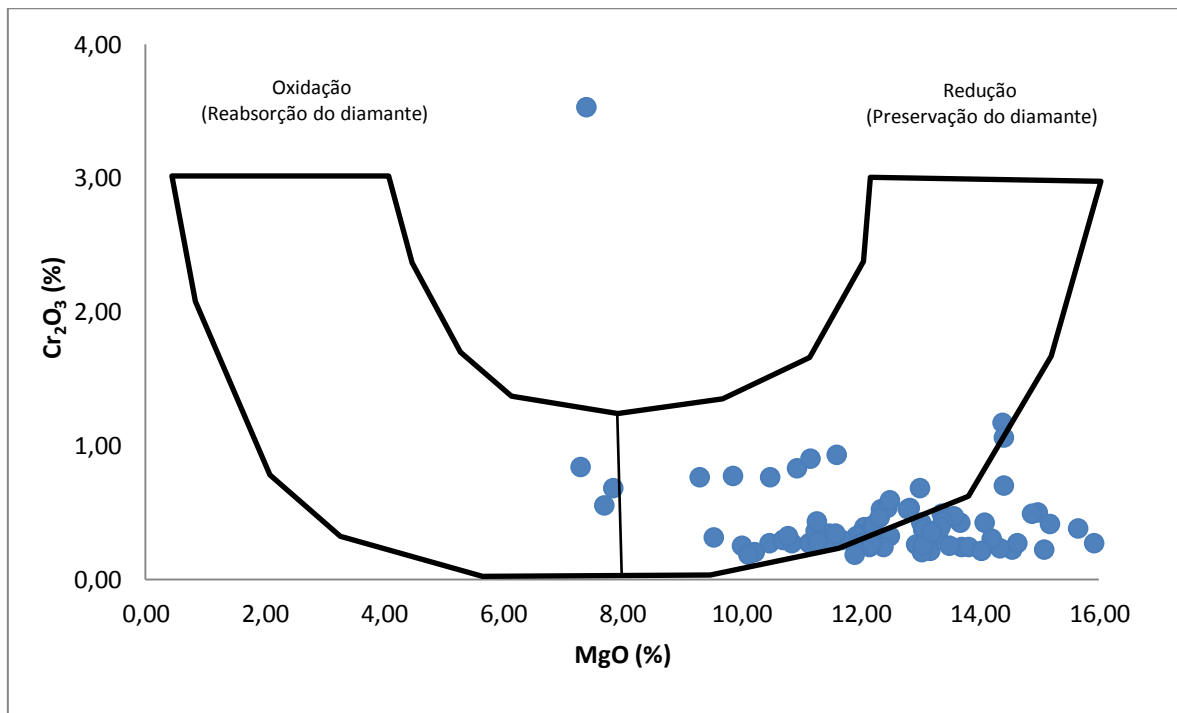


Gráfico 6.30: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

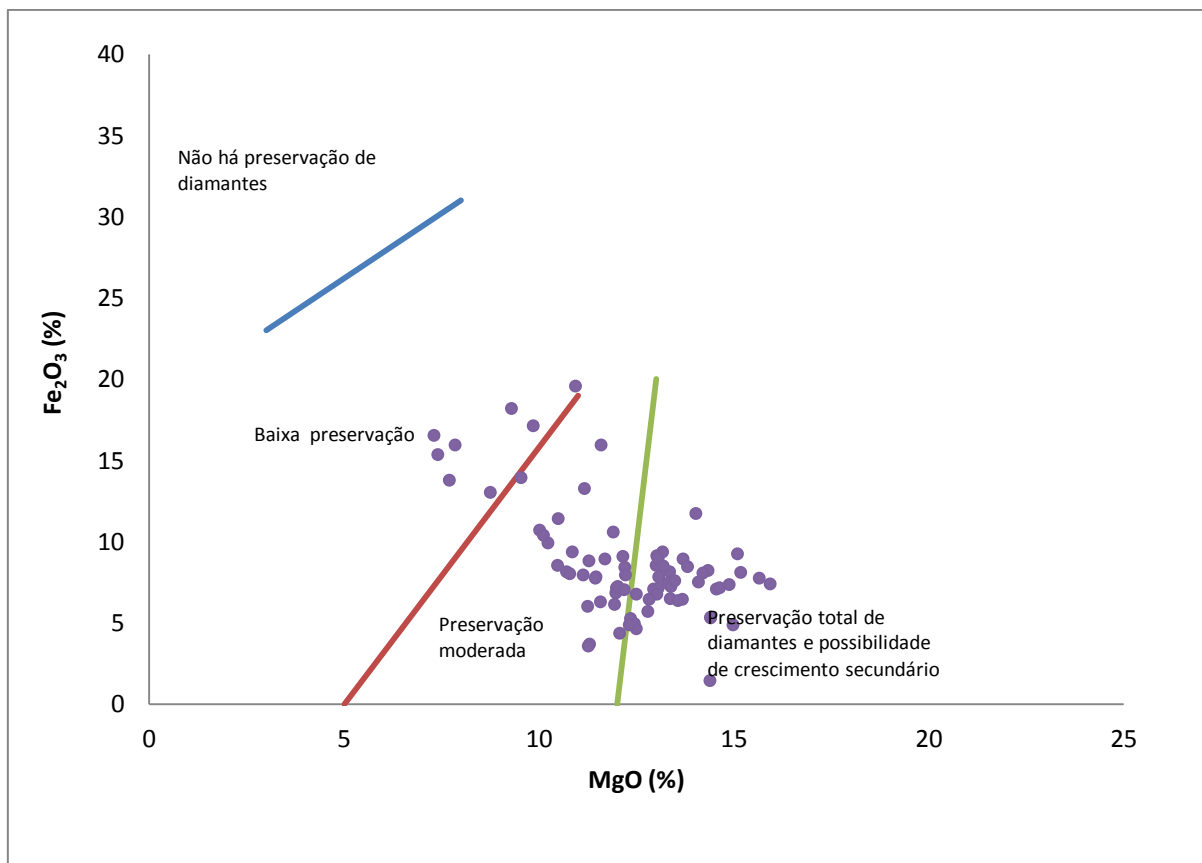


Gráfico 6.31: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis, modificado de Gurney & Zwiestra (1995).

6.6.2.3 – Espinélio

O *cluster* de dados obtidos na relação MgO x Cr₂O₃ relaciona-se claramente com o campo relacionado a ocorrência deste mineral como inclusão em diamantes. Estes grãos possivelmente correspondem a fenocristais dispersos na matriz kimberlítica e como resultado da desagregação de xenólitos mantélicos. Os altos teores de Cr₂O₃ associados a valores intermediários de MgO, também são condizentes com condições favoráveis a preservação de diamantes (Gráfico 6.32).

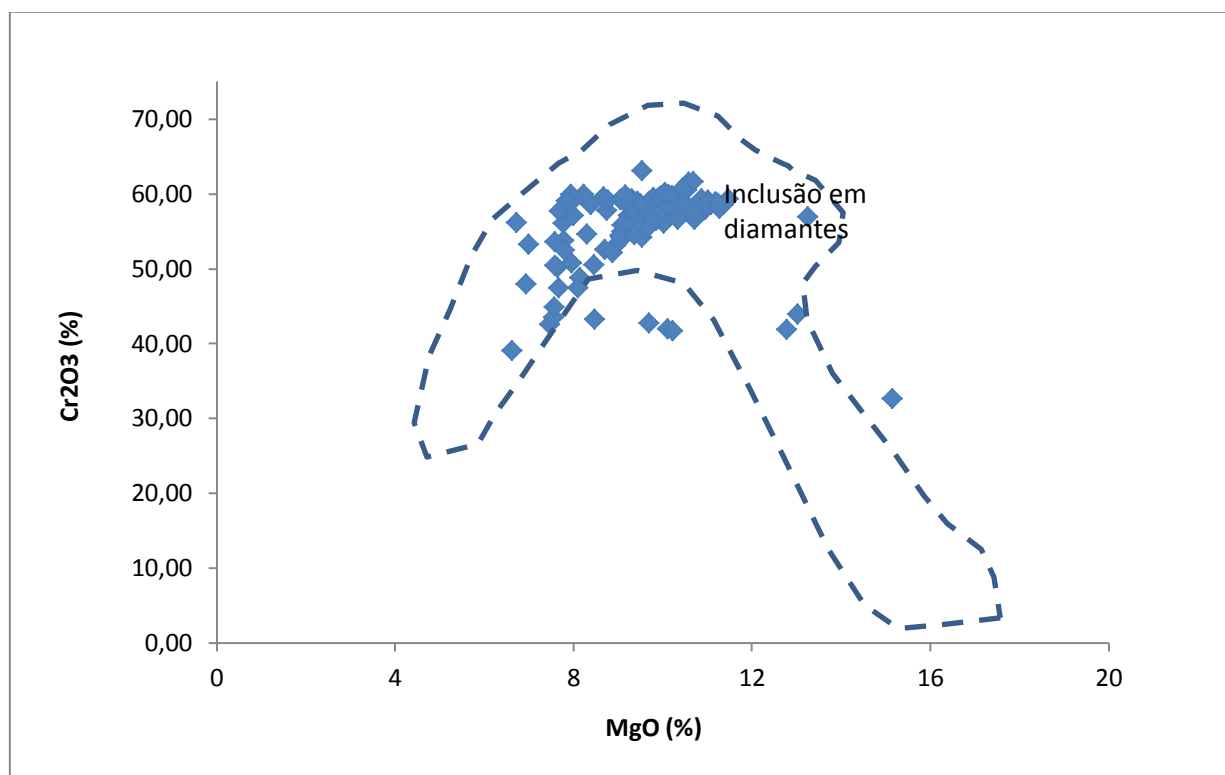


Gráfico 6.32: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

Os teores de TiO₂ em relação a Cr₂O₃ (Gráfico 6.33) incidem no campo que exhibe as condições pouco favoráveis à distinção entre espinélios de origem kimberlítica e não kimberlítica. Parte dos dados obtidos incide sobre o campo de sobreposição de concentrações (C.S), no entanto um *trend* pode ser percebido em direção ao campo de afinidade kimberlítica/lamproítica. O *cluster* existente no campo C.S ocorre em seu limite superior com tendência para o campo de ocorrência de diopsídios como inclusão em diamantes. Esta distribuição geral dos valores indica uma tendência geral dos dados de maior afinidade kimberlítica, associado a baixos valores de TiO₂ e altos teores

de Cr_2O_3 que caracterizam condições favoráveis a manutenção de conteúdo diamantífero reforçam o perfil prospectivo favorável desta intrusão.

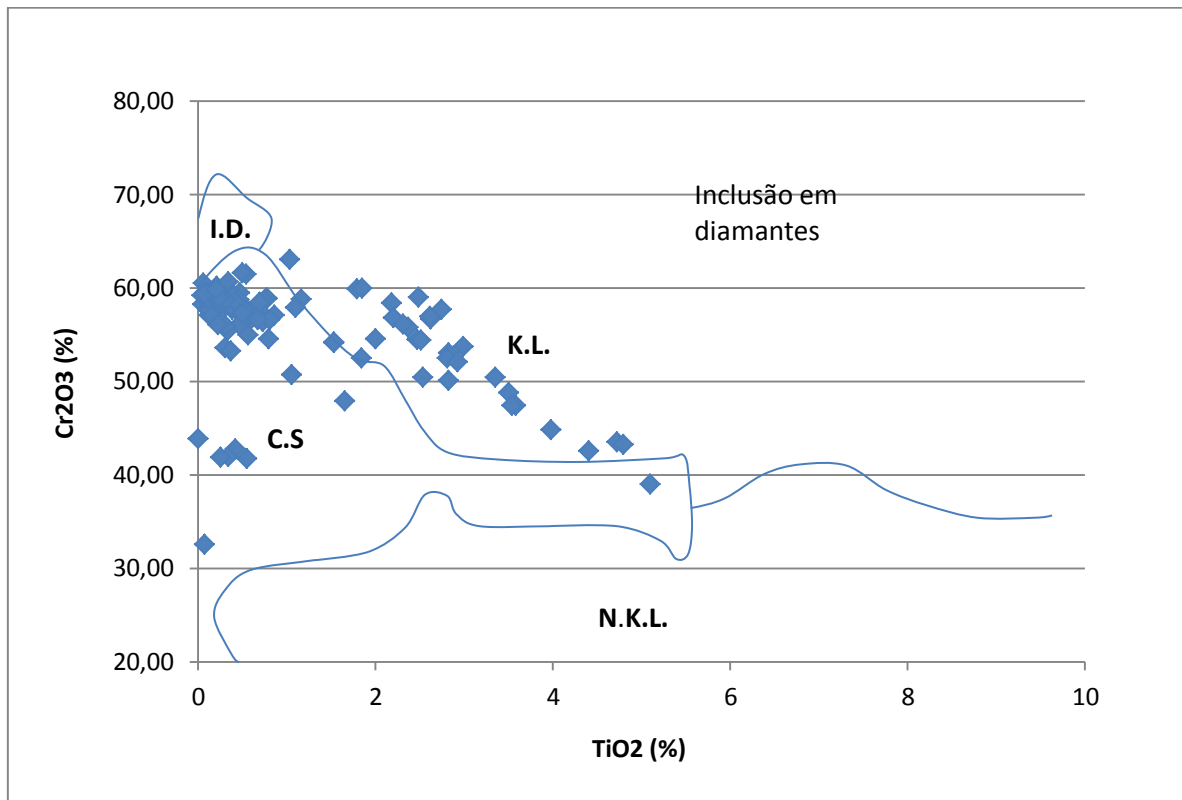


Gráfico 6.33: Relação $\text{TiO}_2 \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

7 – PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA/DIAMANTÍFERA DO ALTO PARANAÍBA

7.1 – Aspectos Geológicos Locais

O kimberlito Vargem (correspondente ao kimberlito Vargem-1 de Svisero *et al.*, 1986) encontra-se situado cerca de 25 km a sudeste da cidade de Coromandel. Esta intrusão foi a primeira das intrusões de afinidade kimberlítica descobertas no Cráton do São Francisco, em 1968, pelo consórcio firmado entre a francesa BRGM (*Bureau de Recherche Geologique et Minière*) e a CAEMI (Grupo Antunes) sendo então identificada como estéril (Pereira, 2007).

Estudada sob o ponto de vista mineralógico entre as décadas de 1970 e 1990 (Svisero *et al.*, 1977, 1986; Esperança *et al.*, 1995; Meyer *et al.*, 1994), a intrusão Vargem apresenta-se como afloramentos de dimensões métricas às margens do Rio Santo Inácio e no Ribeirão da Vargem (Figura 7.1). O material aflorante apresenta-se como uma massa argilosa verde amarelada (*yellow ground*) contrastando com a espessa cobertura aluvionar sobrejacente de coloração castanho avermelhada. Este material argiloso possui aspecto escamoso, e em avançado estado de alteração. Em meio à massa argilosa pode-se destacar restos de minerais originais, onde observa-se o alto conteúdo micáceo imerso em material serpentínico, possivelmente resultante da alteração de megacristais de olivina (Svisero *et al.*, 1986; Esperança *et al.*, 1995; Meyer *et al.*, 1994). Outro aspecto importante quanto ao material aflorante da intrusão é a grande presença de granada avermelhadas, alto conteúdo de opacos entre os quais distinguem-se picroilmenita, magnetita e cristais de diopsídio com coloração verde clara.

Em meio à massa argilosa podem ser observados xenólitos crustais das rochas que compõem o arcabouço geológico regional. Este arcabouço é representado por litotipos de idade pré-cambriana, principalmente metassiltitos do Grupo Bambuí, e quartzitos e filitos do Grupo Canastra (Meyer *et al.*, 1994).

Dados geofísicos da intrusão (Svisero *et al.*, 1986), além de ressaltarem a delimitação em subsuperfície do corpo, com dimensões da ordem de 260 x 130 m em uma área total de 3,5 ha, expressam outras anomalias de menores dimensões que talvez correspondem também a diques ou ramificações do kimberlito Vargem 1 (Figura 7.1). Os limites da intrusão são geralmente irregulares e marcados por falhamentos. Somente uma litologia é identificada na intrusão, questão esta muito mais relacionada a baixa exposição e elevada espessura de coberturas sedimentares sobre o corpo. A litologia aflorante possivelmente corresponde à fácies de conduto possivelmente em sua porção intermediária, de mais fácil preservação.

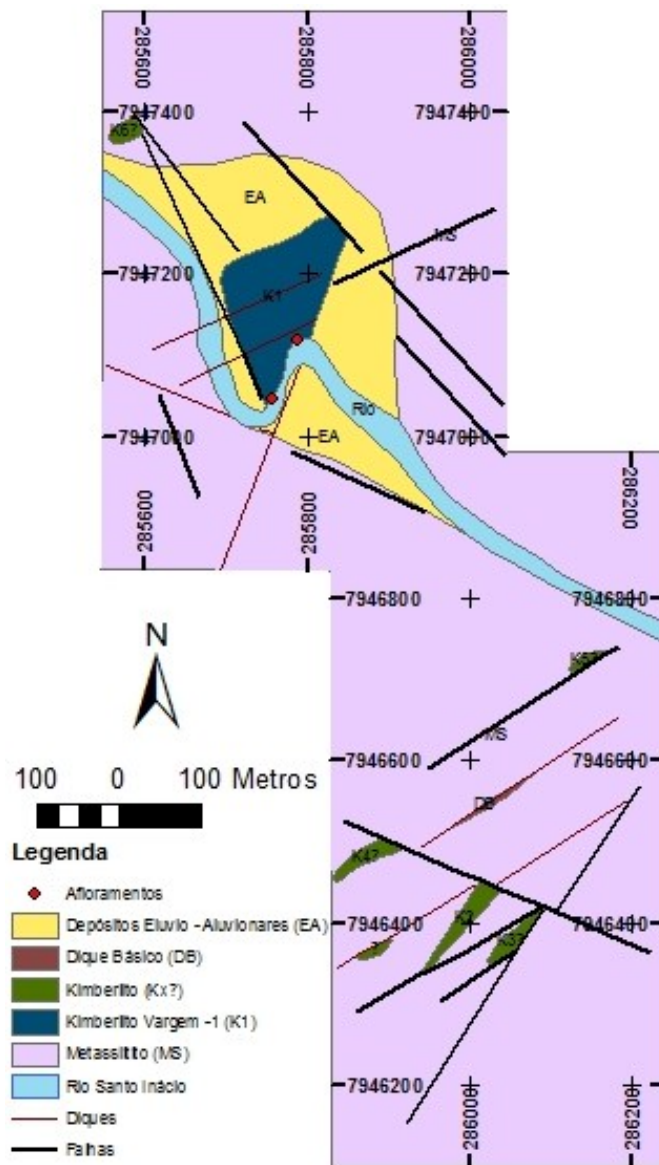


Figura 7.1: Mapa Geológico do Kimberlito Vargem 1 (K1), ocorrências correlatas (K2, K3, K4 e K5) e pontos de afloramento onde foram realizadas as amostragens (modificado de Svisero *et al.*, 1986).

Os dados geofísicos obtidos por Svisero *et al.* (1986) também identificaram mais cinco anomalias, entre as quais é confirmada a intrusão Vargem-2 (Figura 7.2). Esta intrusão apresenta-se como um corpo em forma de dique com dimensões da ordem de 150 m de comprimento por 25 m de espessura. As demais anomalias, por sua proximidade com a intrusão Vargem-1 correspondem a condutos subordinados a intrusão principal.

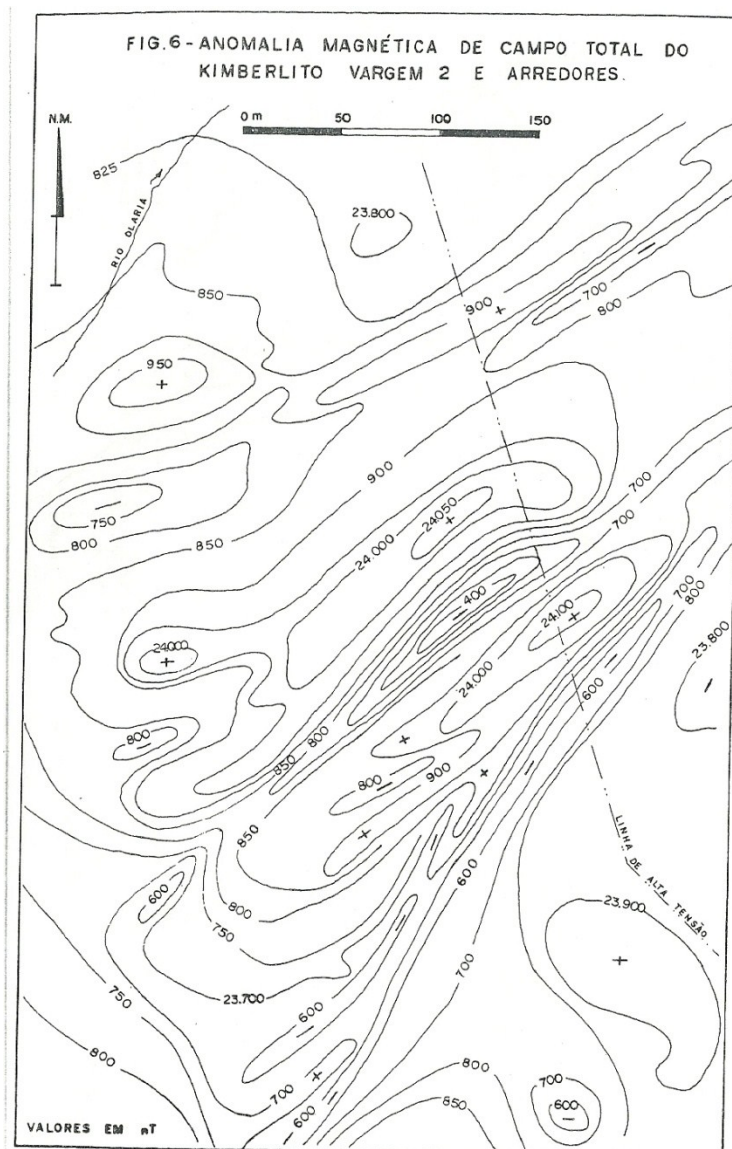


Figura 7.2: Mapa magnetométrico do Kimberlito Vargem 2 exibindo a conformação linear da anomalia gerada pela intrusão e anomalias menores possivelmente correspondendo a diques e condutos subordinados a intrusão Vargem 1 (obtido de Svisero *et al.*, 1986).

Ainda próximo às faixas limites da intrusão, também evidenciado pelo levantamento magnetométrico, pode ser observado afloramentos de material silexítico principalmente a leste da intrusão. Este material silexítico possivelmente foi gerado por fluidos hidrotermais originados do metamorfismo de contato com as rochas do arcabouço geológico regional.

A forma e disposição espacial da intrusão Vargem-2, assim como das demais permite inferir que as demais anomalias identificadas por Svisero *et al.*, (1986) possam corresponder a diques e diatremas derivados da intrusão Vargem-1. Outra característica que reforça a suposição é a disposição e orientação destas anomalias segundo a orientação das direções pretéritas de falhamentos associadas aos eventos Transamazônico e Brasileiro, reativadas no Cretáceo.

7.2 – Acervo de Dados

Os grãos de minerais indicados obtidos para avaliação do caráter prospectivo desta intrusão foram coletados a partir de dois afloramentos conhecidos (Figura 7.1). Estas amostras constituíram-se em frações de cerca de 30 kg.

Estas amostras correspondendo ao material argiloso da intrusão foram processadas em laboratório segundo o procedimento de preparação de amostras (item 2.3), onde os trabalhos de lavagem e pré-concentração foram também realizados em laboratório.

Após todos os trabalhos de preparação das amostras foram obtidos 171 grãos de granada, 114 grãos de picroilmenita e 114 grãos de diopsídio submetidos aos critérios de classificação e avaliação segundo os diagramas classificatórios do caráter prospectivo da intrusão.



Figura 7.3: Trincheira para amostragem de *bulk-sample* executada pela GAR Mineração Ltda. para testes de viabilidade do Kimberlito Vargem utilizada para amostragem no trabalho (Ponto 1).



Figura 7.4: Trincheira para amostragem de *bulk-sample* executada pela GAR Mineração Ltda. para testes de viabilidade do Kimberlito Vargem utilizada para amostragem no trabalho (Ponto 2).



Figura 7.5: Material kimberlítico fragmentado obtido na trincheira do Ponto 2 preparado para tratamento na planta de beneficiamento da GAR Mineração Ltda, ao fundo.

7.2.1 – Granada

Seguindo o diagrama de classificação de granada estabelecido por Grütter *et al.* (2004), os dados obtidos tendem a se distribuir em um único *trend* (Gráfico 7.1). Os teores de CaO encontram-se no intervalo de 4,04 a 6,64% (Tabela – Anexo 6). Os teores de Cr₂O₃ variam entre

1,41 e 8,64% com o *trend* composicional indicando granada desde G5 (piroxeníticas, websteríticas e eclogíticas) até G9 (lherzolíticas).

Granada com esta composição, obtidas em campanhas de prospecção apresentam baixa relação com intrusões férteis. Segundo Gurney (1984) somente 15% das inclusões de granada em diamantes apresentam esta composição. Gurney *et al.* (1984) e Aubach *et al.* (2002) estabelecem que granada classificadas como G5 (moderado a baixo teor em cromo) são importantes para avaliação do conteúdo diamantífero em campanhas de exploração, porém sua presença também pode ser indicativa da destruição dos diamantes na chegada a litosfera (Pokhilenko *et al.*, 1999).

Conforme as constatações obtidas e os padrões estabelecidos as granada obtidas na intrusão Vargem apresentam composições fora das condições genéticas para preservação e existência de diamantes. No entanto, desde os trabalhos de Svisero *et al.* (1986) são relatadas ocorrências significativas de diamantes possivelmente extraídos desta intrusão, sendo agora mesma alvo de trabalhos de exploração pela GAR Mineração Ltda.

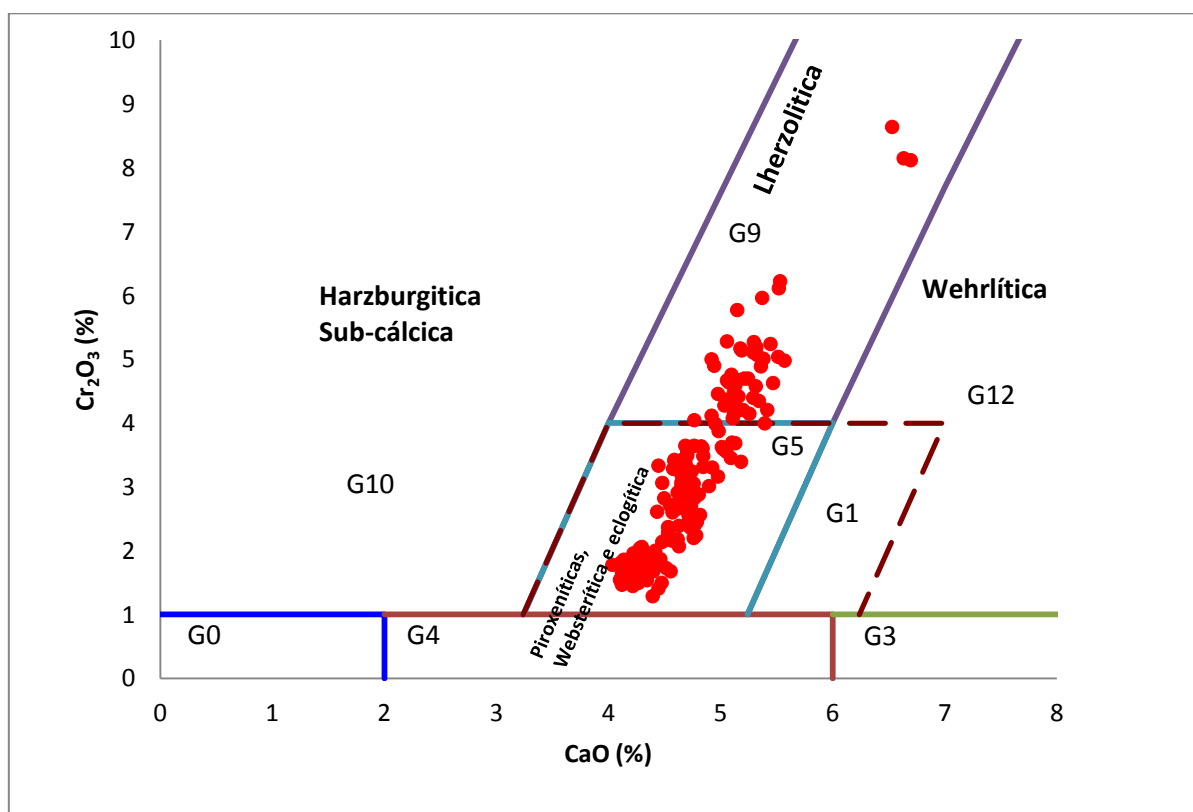


Gráfico 7.1: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlítica, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grutter *et al.* (2004).

7.2.2 – Piroxênio

Segundo os diagramas estabelecidos para as relações CaO x Al₂O₃ (Haggerty, 1995) e Al₂O₃ x Cr₂O₃ (Ramsay, 1992) os grãos de diopsídio analisados apresentam composição compatível com fontes peridotíticas, composição esta favorável a presença e fontes férteis em diamantes.

Na relação CaO x Al₂O₃ (Gráfico 7.2 e Anexo VII) os teores de CaO encontram-se entre 18,94 e 22,79% e os teores de Al₂O₃ entre 0,36 e 2,93%. Ainda no Gráfico 6.3 e Anexo VII, observa-se os teores de Cr₂O₃ variando entre 0,71 e 2,39%.

Esta composição indica que parte destes grãos correspondem a Cr-diopsídios, típico de kimberlitos. Segundo Nimis *et al.* (2009) os grãos analisados possuem composição semelhante a diopsídios do Grupo II (teores de Cr₂O₃ variando de 1 a 3,5%) de origem peridotítica e de afinidade kimberlítica. Esta constatação fica evidente também no Gráfico 7.3, onde todos os grãos analisados encontram-se no campo correspondente a granada-peridotito. Estas rochas assimiladas pelo kimberlito em sua ascensão teriam dispersado diopsídios e granada que permaneceram na estrutura da rocha como xenocristais.

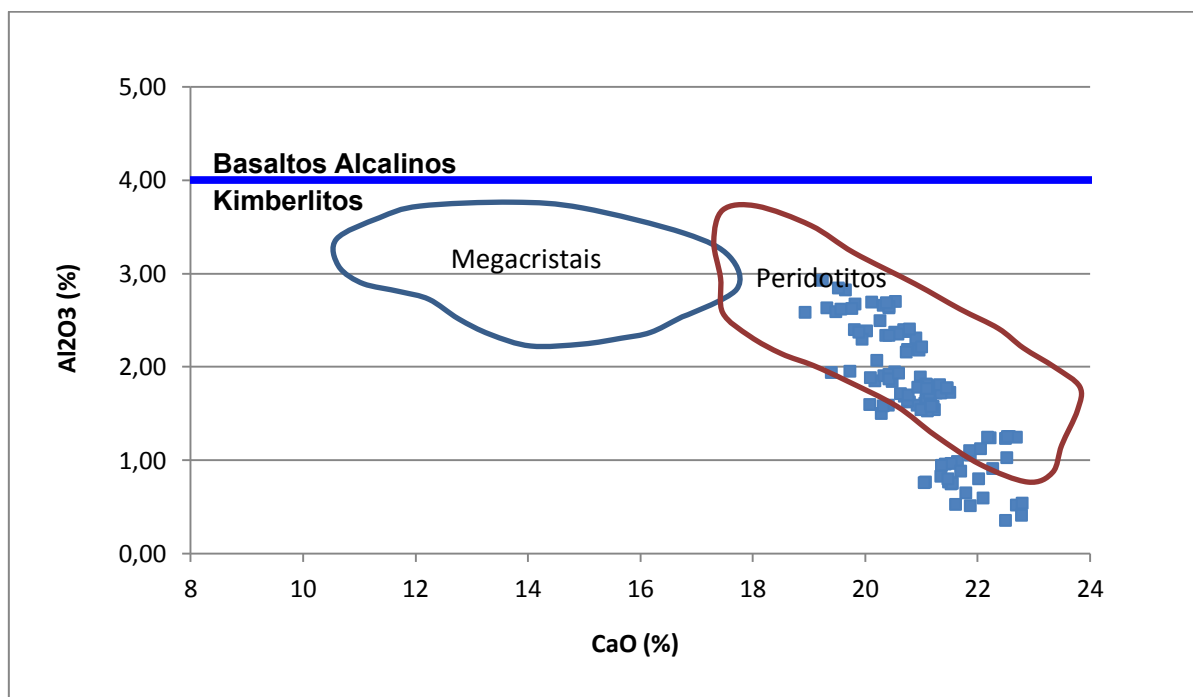


Gráfico 7.2: Relação CaO x Al₂O₃ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em baseado em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995).

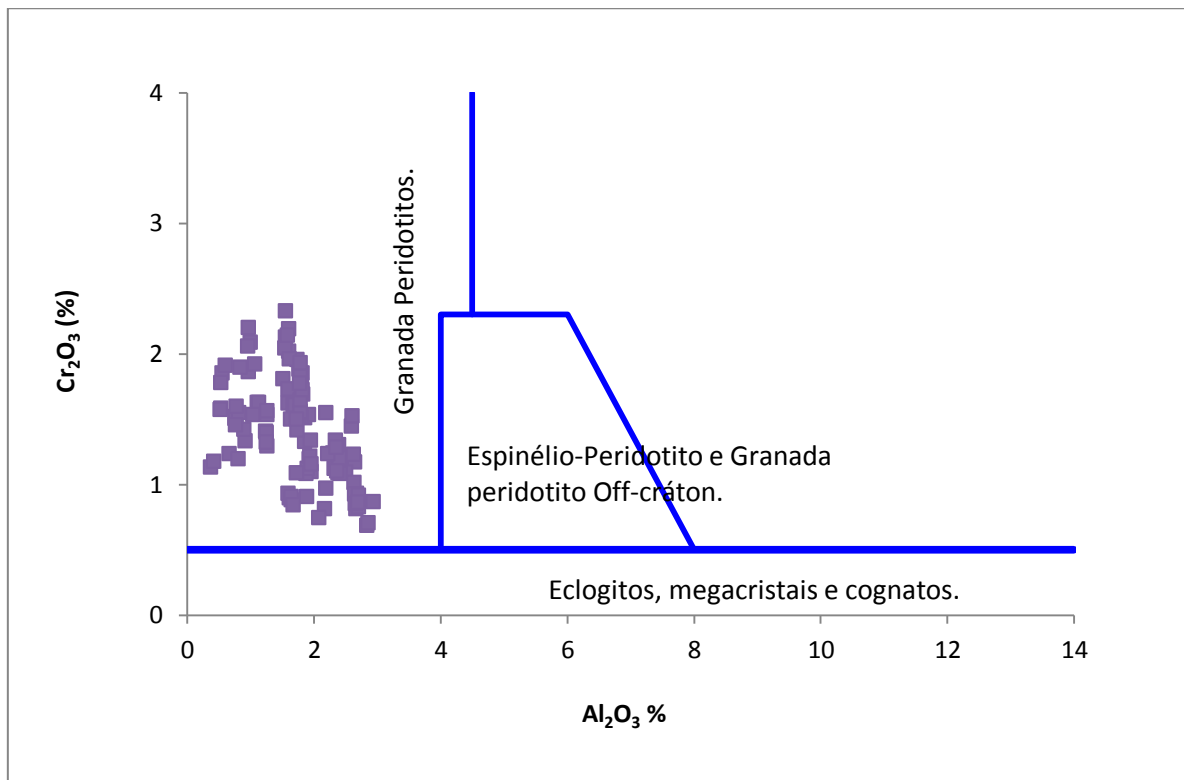


Gráfico 7.3: Relação Al_2O_3 x Cr_2O_3 para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992).

7.2.3 – Picroilmenita

Para a picroilmenita, os grãos analisados exibem clara afinidade kimberlítica quando plotados no diagrama MgO x TiO_2 (Gráfico 6.4). Os teores de MgO encontram-se entre 6,66 e 12,11%, e os de TiO_2 variam entre 45,37 e 52,83%. Os teores de Fe_2O_3 obtidos estequiometricamente (Wyatt *et al.*, 2004) encontram-se entre 6,00 e 16,51%, condição condizente com a preservação da picroilmenita e indicando que processos de oxidação não incidiram sobre o mineral, promovendo a dissociação entre Fe e Ti gerando minerais de alto conteúdo em titânio (rutilo e pseudobrookita).

Na relação estabelecida no diagrama MgO x Cr_2O_3 (Gráfico 7.5), a condição de preservação do diamante na intrusão pode ser observada nos dados obtidos. A maioria dos grãos apresenta teores de MgO superiores a 8 %, indicando a manutenção de ambiente redutor na intrusão, o que é favorável à preservação de diamantes. No entanto, os teores de Cr_2O_3 mais elevados 0,02 a 2,65% fogem do comportamento parabólico evidenciado por Gurney & Moore (1991); grande parte dos grãos analisados não segue este comportamento.

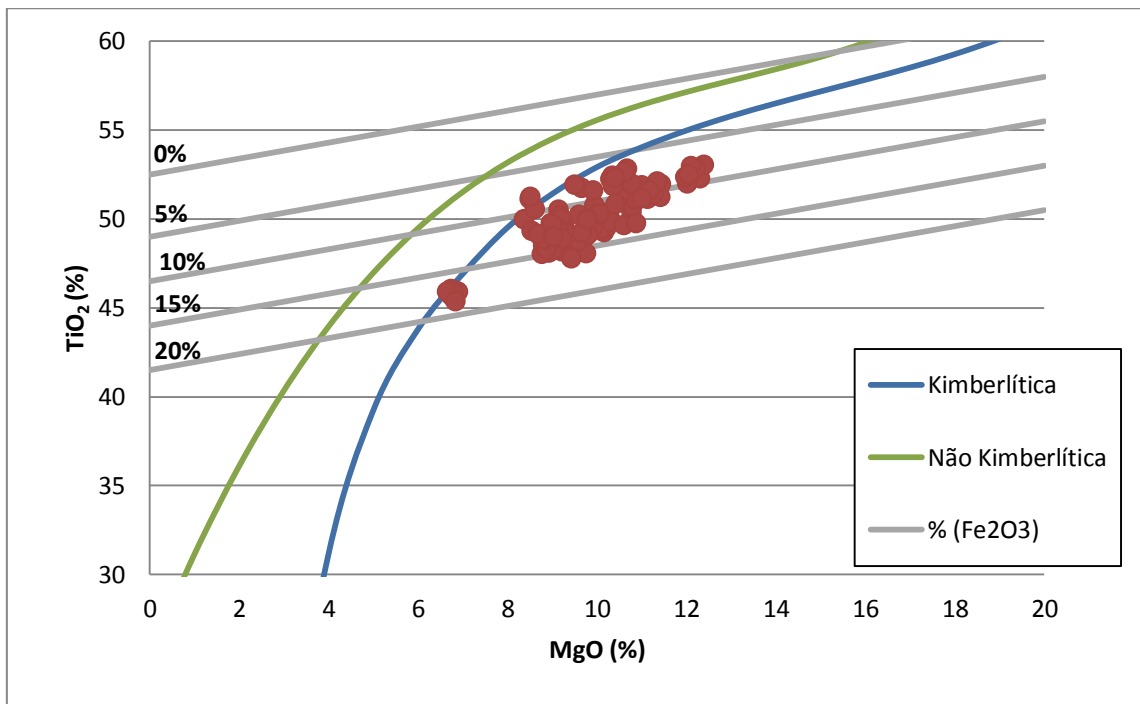


Gráfico 7.4: Relação MgO x TiO₂ para classificação de picroilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al* (2004).

Esta condição também é evidente no diagrama MgO x Fe₂O₃ (Gráfico 7.6) onde a grande maioria dos valores obtidos segue um *trend* variando de uma maior incidência para preservação moderada em direção a baixa preservação. Esta condição evidencia a existência de uma relação inversa entre os teores de Fe₂O₃ e MgO. Um acréscimo dos teores de MgO favorece a estabilidade da picroilmenita frente as condições de oxidação existentes no ambiente, que promove a dissociação de Fe e Ti.

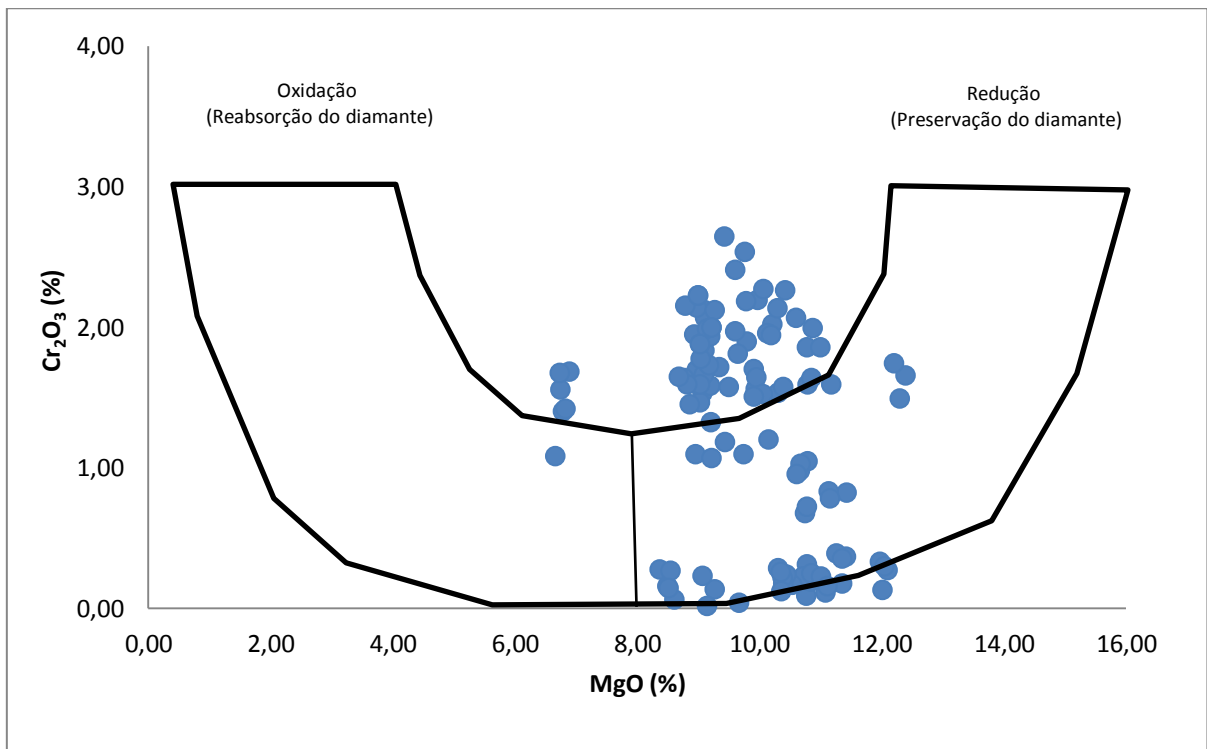


Gráfico 7.5: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

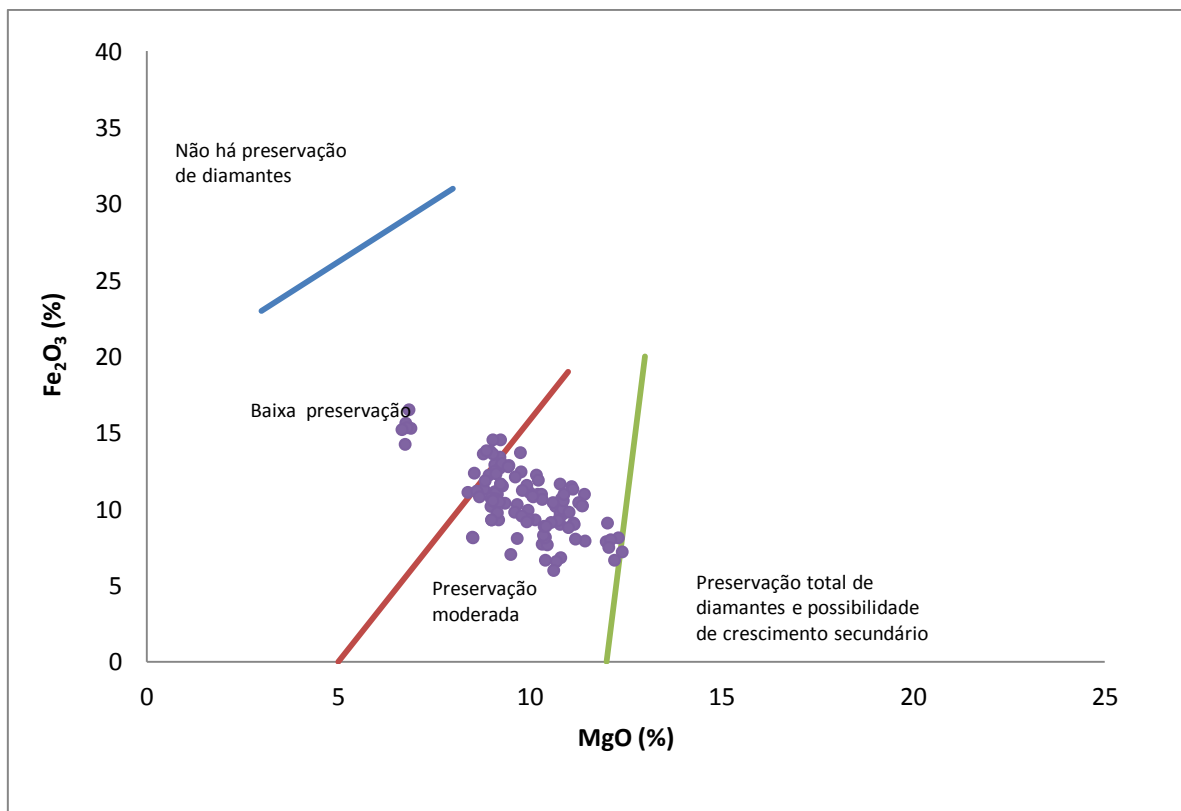


Gráfico 7.6: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes na intrusão Vargem, modificado de Gurney & Zwiestra (1995).

8 - PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA/DIAMANTÍFERA DO OESTE SÃO FRANCISCO

8.1 – Aspectos Geológicos Locais

A intrusão Abel Régis foi descoberta em 1970 por prospectores da empresa De Beers próximo a cidade de Carmo do Paranaíba (cerca de 12 km a WNW), sendo considerada, a princípio como um kimberlito (Read *et al.*, 2004; La Terra, 2006; La Terra *et al.*, 2006, 2010). Embora trabalhos prospectivos tenham sido desenvolvidos por empresas de mineração, poucos são os dados geoquímicos e/ou mineralógicos pertinentes publicados sobre a intrusão (Chaves *et al.*, 2009; Thomaz, 2009).

Número reduzido de trabalhos integra informações sobre esta intrusão. O trabalho de Read *et al.* (2004) inclui dados termobarométricos de xenocristais de piroxênio mantélico desta intrusão, assim como das intrusões Canastra – 1 e Três Ranchos. Tais dados indicam que a intrusão ocorreu durante o Cretáceo-Inferior em litosfera cratônica fria adequada a preservação de diamantes (Thomaz, 2009).

Em caráter local (figura 8.1) a intrusão encontra-se hospedada em seqüências de siltitos, argilitos e diamictitos do Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica (Seer *et al.*, 1989; Signorelli *et al.*, 2003; Tuller & Silva, 2003), próximo à margem oeste do Cráton do São Francisco. Assentados de forma discordante sobre o Grupo Bambuí ocorrem ainda arenitos e conglomerados do Grupo Areado (Cretáceo Inferior) e rochas tufáceas do Grupo Mata da Corda (Cretáceo Superior).

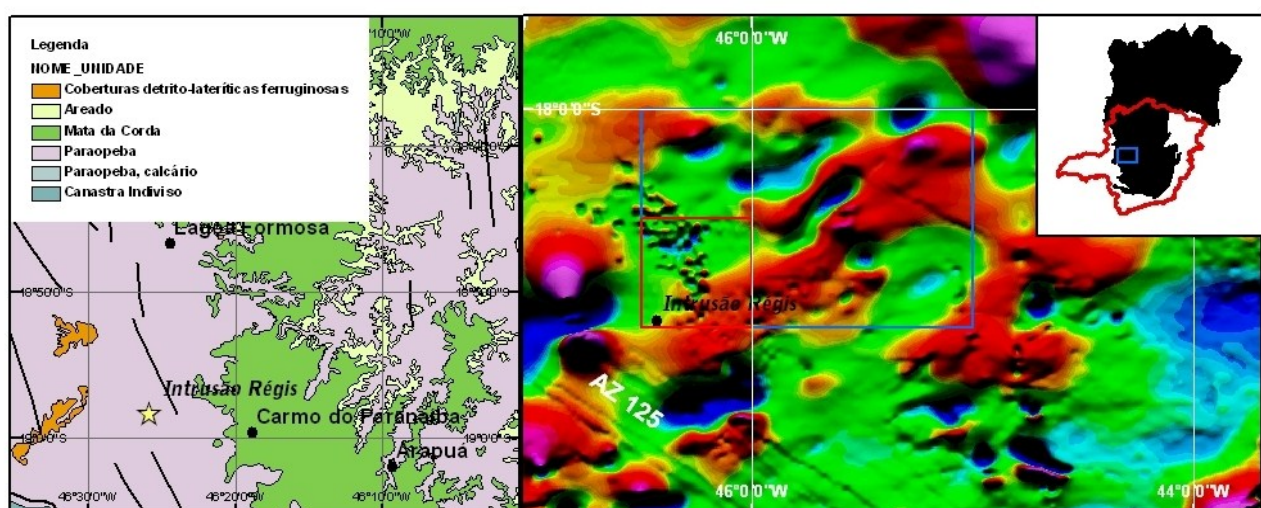


Figura 8.1: À esquerda, geologia da região de Carmo do Paranaíba, destacando a presença da intrusão Abel Régis (parcial e modificado de Seer *et al.*, 1989; Signorelli *et al.*, 2003; e Tuller & Silva, 2003). À direita, observam-se os principais traços estruturais regionais (Lineamento AZ125) sobre dados magnetométricos e a posição do *pipe* nas proximidades da margem oeste do Cráton do São Francisco.

A intrusão possui forma superficial aproximadamente circular com cerca de 1.400 m de diâmetro (± 140 ha de área). Embora a maioria dos afloramentos encontre-se em adiantado estado de intemperismo, foram identificadas quatro fácies petrográficas (figura 7.2): (1) A fácies dominante, presente em cerca de 60 % da exposição e de modo característico em suas bordas, consiste em uma brecha vulcânica compacta e pouco selecionada (Figura 8.3); (2) Localizada preferencialmente na porção centro-sul da intrusão, possuindo em torno de 30% de expressão areal, aparece uma fácies de tufos, finos até grossos, argilitizados e ricos em minerais indicadores; (3) Uma terceira fácies, de brecha grossa, é observada no bordo oeste e sudoeste do corpo, com cerca de 8% de domínio de superfície, constituindo uma zona com abundância de xenólitos crustais (principalmente quartzito e metassiltito), com blocos de material silexificado (parede da intrusão?) dispersos na superfície; (4) De ocorrência restrita a pequeno setor ao norte da intrusão (~2% de expressão areal) ocorre uma fácies de tufo acamadado, com material piroclástico (*lapilli*) associado (Chaves *et al.*, 2009; Thomaz, 2009).

A intrusão é uma das poucas de toda província onde ainda encontram-se preservadas feições da zona de cratera. O conduto superior de uma intrusão é de difícil preservação, por apresentar composição de material tufáceo ultrabásico que sob condições exógenas é rapidamente erodido. As crateras exibem estrutura em funil resultante de seu colapso, preenchida por sedimentos estratificados, remobilizados do próprio *pipe* (Chaves *et al.*, 2009).

8.2 – Acervo de Dados

De forma a obter a caracterização mineraloquímica da intrusão procedeu-se a amostragem em três pontos distintos da superfície do corpo. Estes três locais consistiram em dois pontos de amostragem sobre a fácies da brecha de borda e uma sobre a fácies de tufos (central), compreendendo 30 kg em cada ponto. O procedimento de coleta desses minerais foi preferencialmente orientado a trechos que continham drenagens pluviais sobre o corpo. Estes pontos permitem um acréscimo na concentração dos minerais de interesse, amplamente disseminados na rocha dificultando sua coleta e exigindo amostragens de volume bem maior. Nestes pontos onde o fator de concentração dos minerais pesados pode alcançar valores 10 vezes superior ao existente na rocha.

Após os procedimentos de preparação das amostras, seguindo o procedimento descrito no item 2.3 foram obtidos 119 grãos de granada, 40 grãos de diopsídio, 35 grãos de picroilmenita e 16 grãos de espinélio sendo submetidos aos procedimentos de classificação e caracterização nos diagramas apresentados de forma a avaliar seu caráter prospectivo.

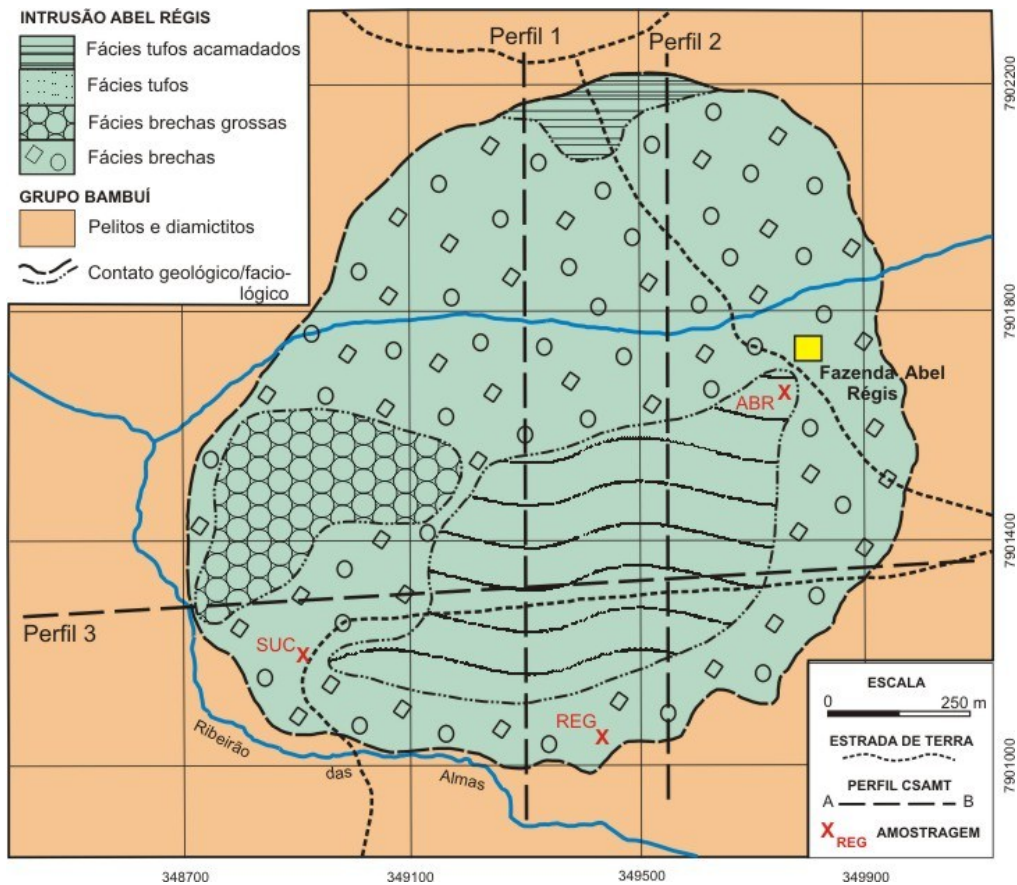


Figura 8.2: Expressão superficial e fácies petrográficas reconhecidas na intrusão Abel Régis, Carmo do Paranaíba (conforme Chaves *et al.*, 2009).



Figura 8.3: Aspecto da rocha da fácies de brecha do Kimberlito Régis.

8.2.1 – Granada

As granada desta intrusão apresentam concentração de CaO relativamente constante com média entre 3,83% e 7,12% (Anexo 8). Teores de Cr₂O₃ encontram-se variando entre 0,16 e 8,41% com médias entre 5,06 e 2,91% correspondem a média estabelecida para kimberlitos e para granada G9.

No diagrama que expressa as composições relativas de CaO x Cr₂O₃ (Gráfico 8.1), as granada analisadas da intrusão, apresentam população geral densamente agrupada nos campos mineraloquímicos G4-G5-G9 de Grütter *et al.* (2004). Segundo Dawson & Stephens (1975) e Grütter *et al.* (2004), tais campos correspondem a intrusões com reconhecido conteúdo diamantíferos, mas em muitos casos sub-econômicos.

Frente a estes fatos, as granada presentes na intrusão Abel Régis encontram-se principalmente distribuídas nos campo de composição lherzolítica e piroxenítica em condições de conteúdo diamantífero pouco acentuado. De forma respectivamente, afirmativa e divergente a esta observação, dados de Thomaz (2009) baseados em campanhas de prospecção de empresas detentoras dos direitos de exploração da intrusão, em períodos diferentes indicaram esterilidade (1970) e recuperação de diamantes (2004). Este fato indica que possivelmente tal parâmetro apresente exceções e assim o conteúdo diamantífero não esteja associado exclusivamente a presença de granada harzburgítica, ou ainda tal intrusão não tenha um comportamento geoquímico definido para kimberlitos *strictu sensu*.

Consideração também relevante a esta questão, está ligada ao grande conteúdo de granada G5 encontrado na intrusão. O alto conteúdo de granada com moderado a alto teor de Cr é importante em campanhas de exploração de diamantes, para a distinção da associação com diamantes (Gurney *et al.*, 1984; Aubach *et al.*, 2002) e segundo Pokhilenko *et al.* (1999) poderia indicar a possibilidade de destruição dos diamantes na litosfera.

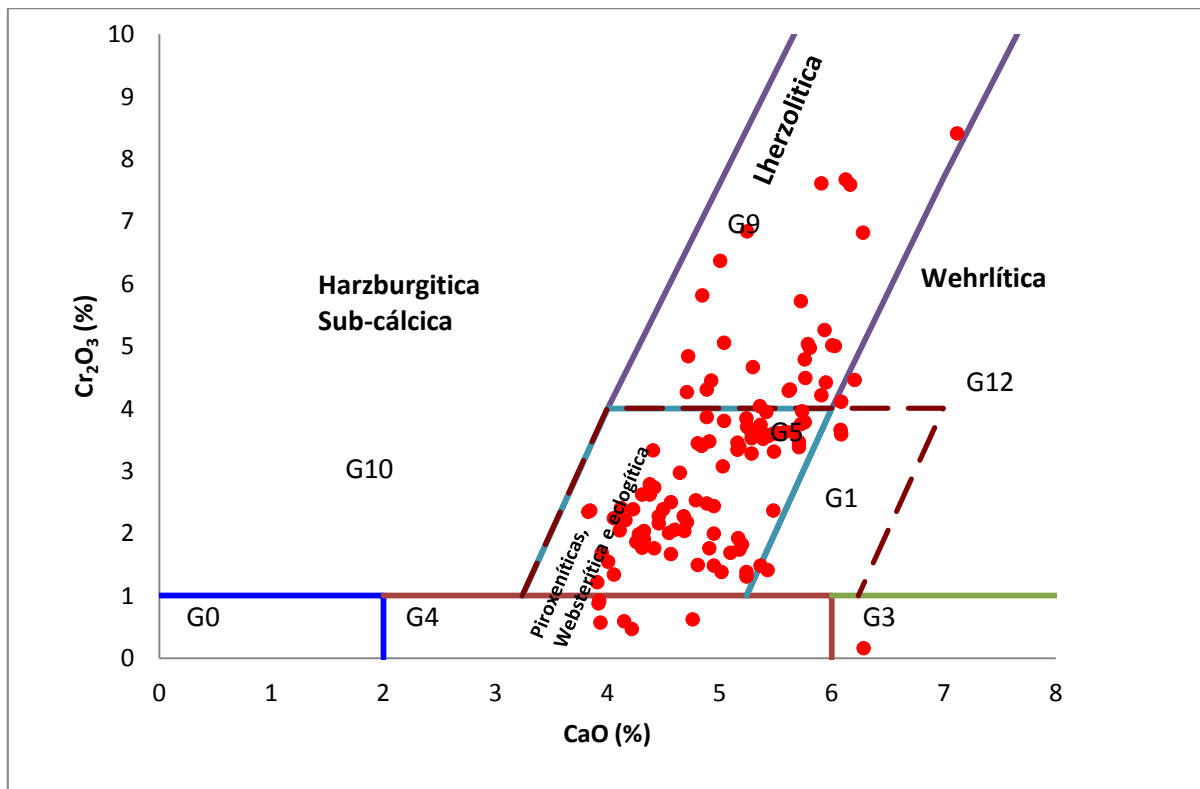


Gráfico 8.1: Relação CaO x Cr₂O₃ para granada kimberlíticas, os campos de classificação referem-se ao sistema estabelecido por Grütter *et al.* (2004).

8.2.2 – Piroxênio

Os grãos de diopsídio recuperados foram analisados segundo a metodologia adotada e seus dados expressos na tabela de dados analíticos (Anexo VIII). Todos os grãos apresentam composição relacionada ao campo dos clinopiroxênio de afinidade kimberlítica segundo o diagrama estabelecido por Haggerty (1995) a partir de dados de basaltos alcalinos de O'Reilly & Griffin (1987) e de kimberlitos de Nixon (1987). A área onde se distribuem os valores no diagrama CaO x Al₂O₃ (Gráfico 8.2) indica que os cristais de diopsídio presentes nesta intrusão são todos de origem kimberlítica por apresentar valores de Al₂O₃% inferiores a 4,0% (média de 2,47%). Ainda no diagrama de classificação estabelecido por Haggerty (1995), os grãos analisados apresentam-se como megacristais (Al₂O₃ entre 1,67% 2,51% e CaO entre 11,59% e 15,14%) e a maioria deles como de origem peridotítica, informação reforçada pela relação Al₂O₃ x Cr₂O₃ (Ramsay, 1992), onde os teores de cromo encontram-se limitados entre 0,59% e 2,39% (Gráfico 8.3).

Tais peridotitos provavelmente consistem em granada-peridotito mantélico presente como xenólitos (Gráfico 8.3). Tais rochas teriam passado por processo de assimilação parcial nos kimberlitos dispersando as granada e os diopsídios como xenocristais (Nimis *et al.*, 2009). Valores médios de Na₂O para os grãos de diopsídio em torno de 1,51%, associado ao relativo conteúdo de

Cr_2O_3 reforça a caracterização da origem peridotítica, uma vez que diopsídios eclogíticos possuem baixo conteúdo de Cr_2O_3 frente ao enriquecimento de Na_2O .

A composição dos cristais de piroxênio analisados pelo conteúdo de Cr_2O_3 (%) com média de 1,12% os caracterizam em parte como Cr-diopsídios ($1\% < \text{Cr}_2\text{O}_3 > 1,4\%$), sendo este conteúdo típico de kimberlitos e bastante elevado para orangeítos (kimberlitos do grupo II) e lamproítos. Ainda segundo a classificação proposta em Nimis *et al.* (2009) os grãos de piroxênio obtidos apresentam valores de Cr_2O_3 (1,0 % a 3,5%) classificados como diopsídios do Grupo II, onde os teores de Na_2O e Al_2O_3 relativamente altos correspondem a diopsídios de origem peridotítica, típicos de afinidade kimberlítica e ocorrendo nestas rochas como megacristais ricos em cromo.

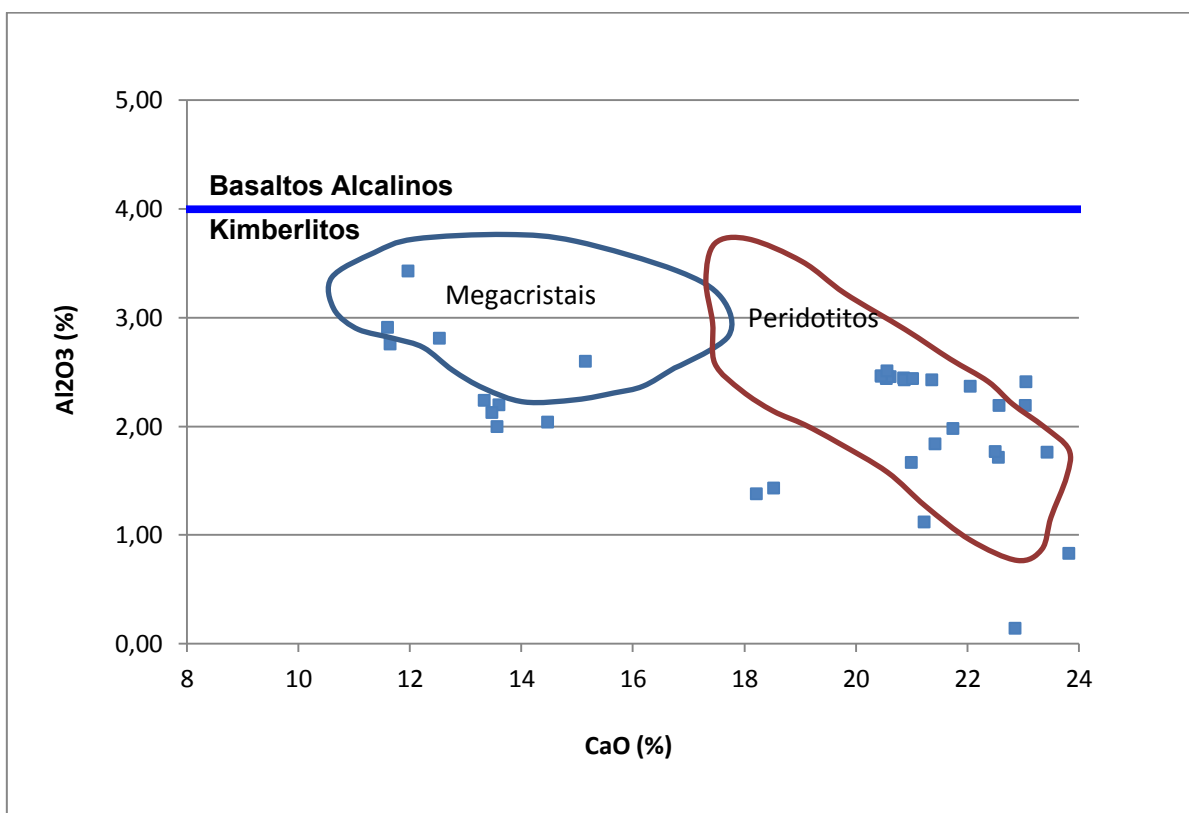


Gráfico 8.2: Relação $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ para composição/proveniência de clinopiroxênio, campos baseados em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987) em diagrama de Haggerty (1995).

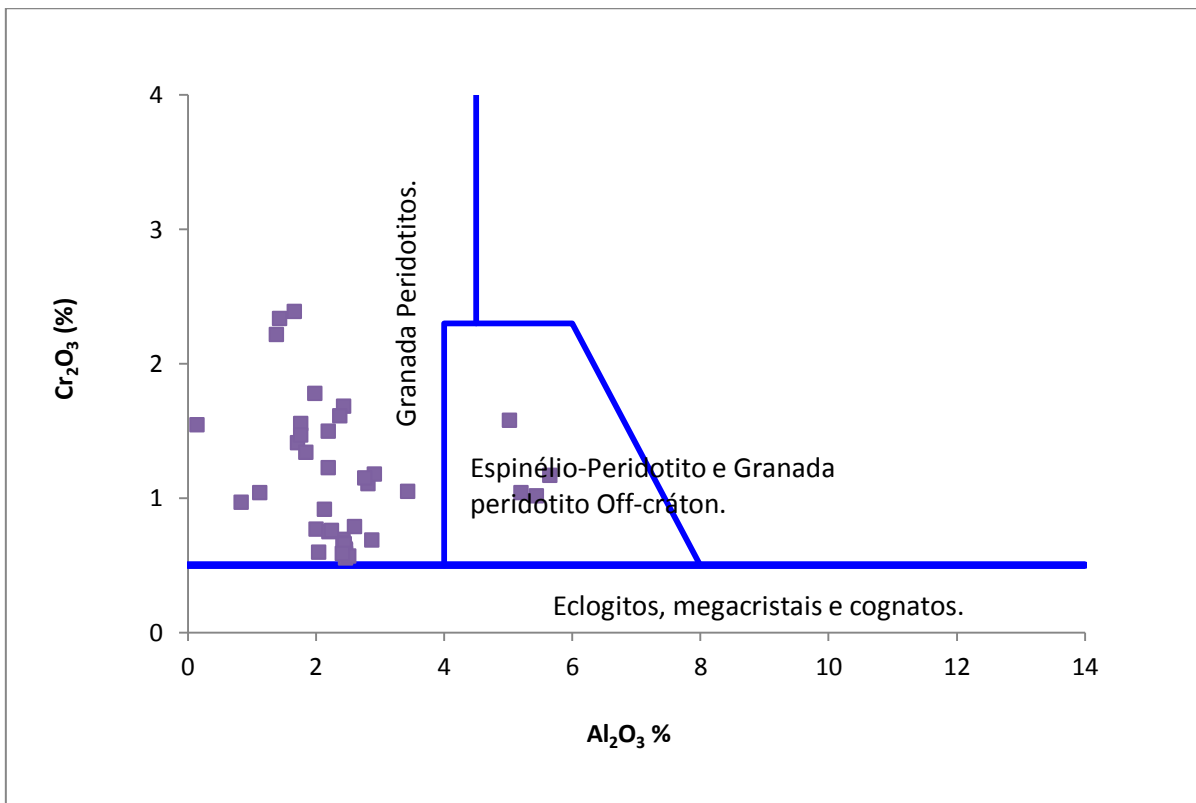


Gráfico 8.3: Relação Al_2O_3 x Cr_2O_3 para composição/proveniência de clinopiroxênio, modificado de Ramsay (1992).

8.2.3 – Picroilmenita

Os dados plotados no diagrama MgO x TiO_2 (Gráfico 8.4) evidenciam que os grãos analisados apresentam composição essencialmente kimberlítica, no entanto os dados expressam acentuada dispersão que pode ser resultado de processos de alteração que incidiram sobre os grãos. No diagrama MgO x Cr_2O_3 (Gráfico 8.5) fica evidente a preservação de diamantes na intrusão Régis pela distribuição dos valores no campo relacionado a esta condição segundo Gurney & Moore (1991). Um considerável número de grãos apresenta tendência para distribuírem-se no campo correspondente à não preservação de diamantes. Esta evidência é reforçada no diagrama (Gráfico 8.6) para a relação MgO x Fe_2O_3 , onde todos os grãos distribuem-se no campo relacionado a uma preservação moderada de diamantes. Estas constatações corroboram as informações anteriormente relatadas para a intrusão, atestando em períodos diferentes sua esterilidade e mineralização.

Os valores médios de CaO obtidos para a intrusão, em torno de 0,04% relacionam-se a valores mais baixos desse óxido, geralmente atribuídos a lamproítos (cf. Mitchell & Bergman, 1991). Já os valores de Cr_2O_3 observados com média de 1,51% indicam que os grãos analisados representam picroilmenita kimberlíticas ou de rochas associadas. A dispersão dos valores no diagrama MgO x Cr_2O_3 indica que os grãos analisados já possam ter sofrido processos de alteração, tendo seu conteúdo de MgO lixiviado, dificultando o estabelecimento das condições características desta intrusão.

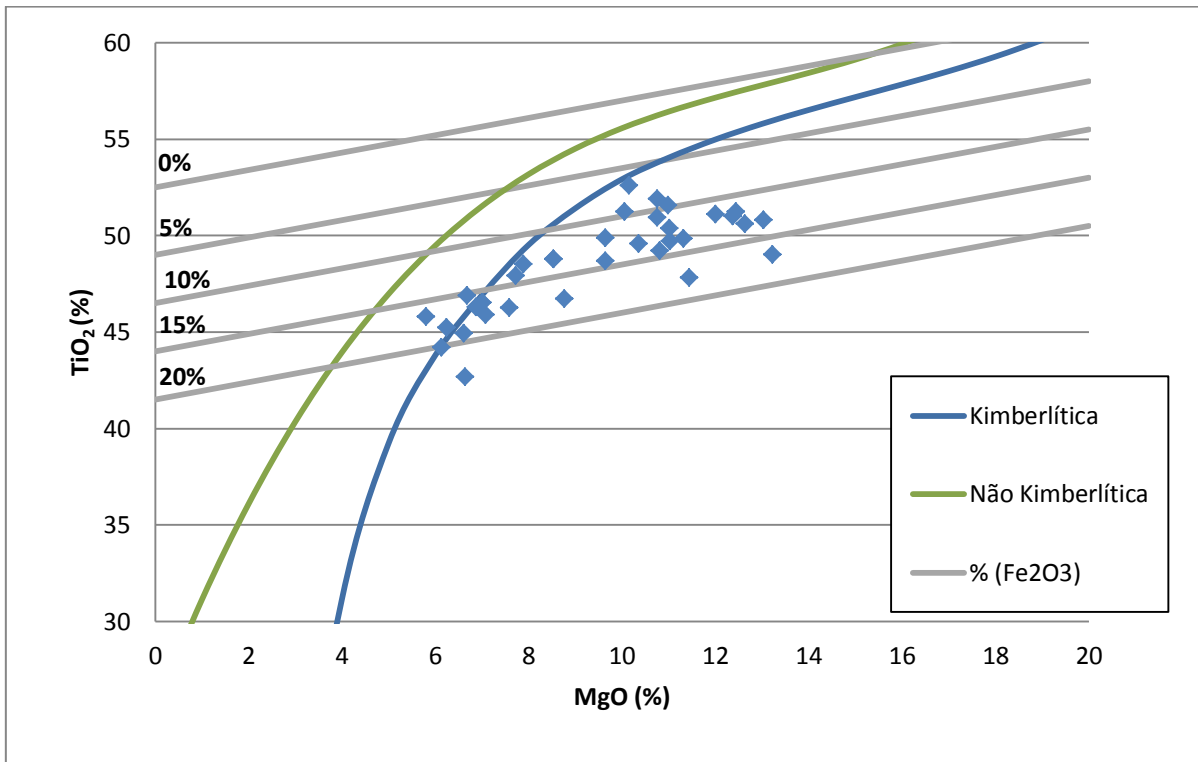


Gráfico 8.4: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmenita, curvas de definição de referem-se ao sistema estabelecido por Grütter *et al.* (2004).

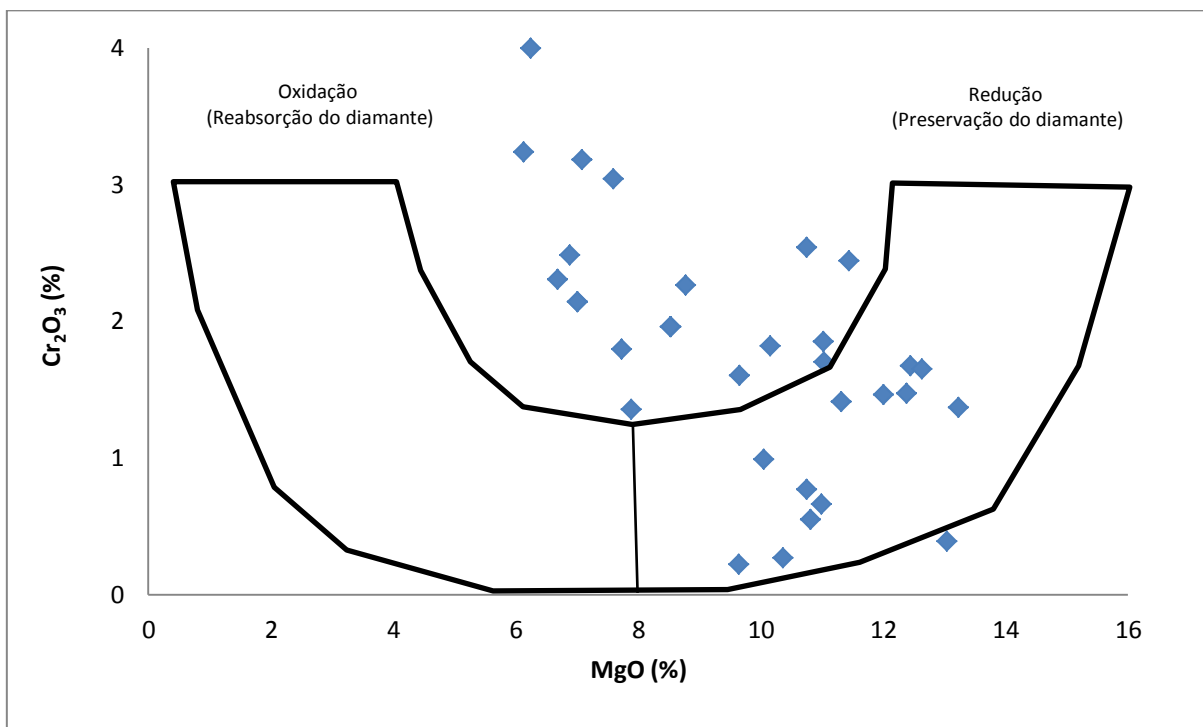


Gráfico 8.5: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de microilmenita, modificado de Grütter *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

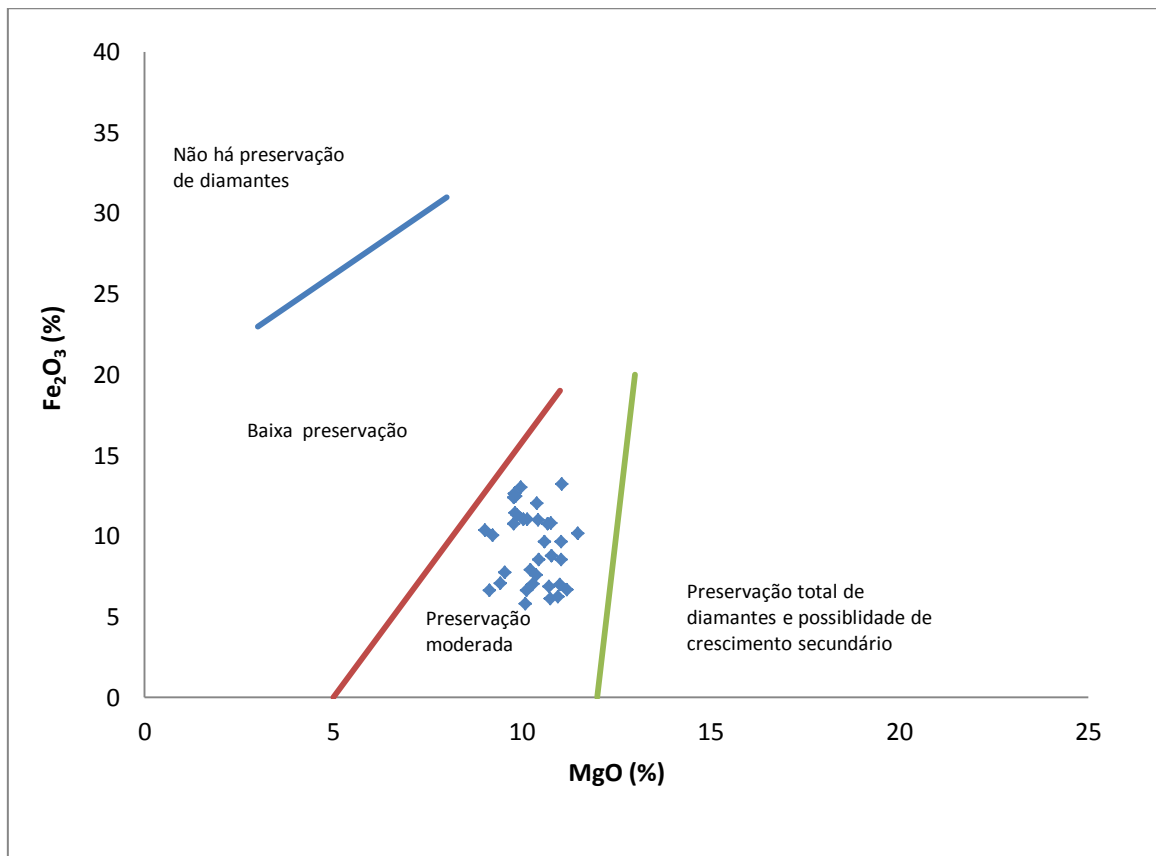


Gráfico 8.6: Relação MgO x Fe₂O₃ expressando a preservação a preservação moderada de diamantes no intrusão Régis, modificado de Gurney & Zwiestra (1995).

8.2.4 – Espinélio

Segundo diagrama de classificação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 8.7), os grãos de espinélio analisados caracterizam-se como cromita de alto-Cr, típicas de orangeítos (kimberlitos do grupo II). O posicionamento no Gráfico caracteriza os grãos também como fenocristais da matriz, e não relacionados à ocorrência como inclusões nos diamantes (Griffin et al., 1994; Gurney & Zwiestra, 1995). Entretanto, segundo Fipke *et al.* (1989, 1995) tais grãos correspondem ao primeiro tipo composicional de cromita identificado como de alto Cr₂O₃ típico de kimberlitos mineralizados juntamente com valores elevados de MgO (superior a 10% - média de 11,76% para a intrusão Régis) indicam intrusões férteis com conteúdo diamantífero (Dong & Zhou, 1980; Gurney & Moore, 1991) condizente com as condições presentes no corpo.

Segundo Gurney & Zwiestra (1995) o potencial diamantífero é demonstrado mais facilmente pela relação TiO₂ x Cr₂O₃ (Gráfico 8.8). Baixos conteúdos de TiO₂ e altos valores de Cr₂O₃ indicam um elevado potencial. No Gráfico 7.8 alguns grãos encontram-se no campo relacionado a inclusões em diamantes (valores de TiO₂ < 1% e 60% <Cr₂O₃> 70% - Morris *et al.*, 1998) o que atesta a relação de coexistência entre a composição destas cromita e as condições favoráveis à presença de diamantes.

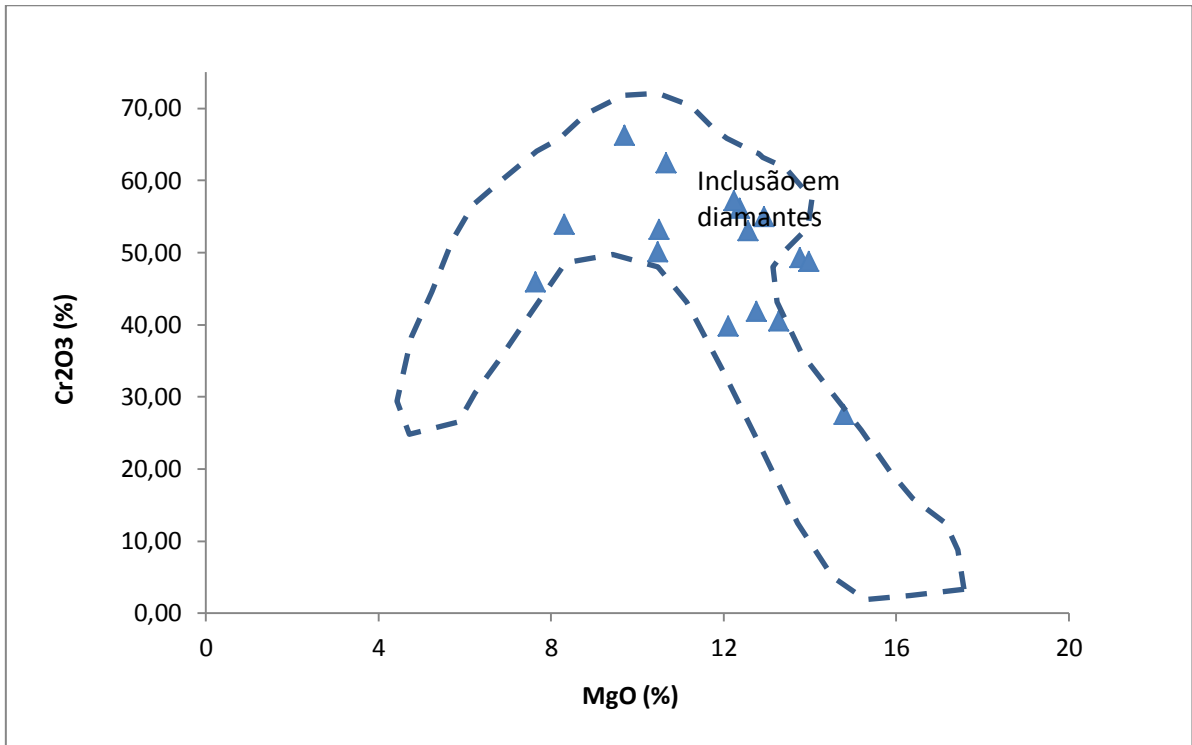


Gráfico 8.7: Relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de espinélio - Cr (cromita), baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

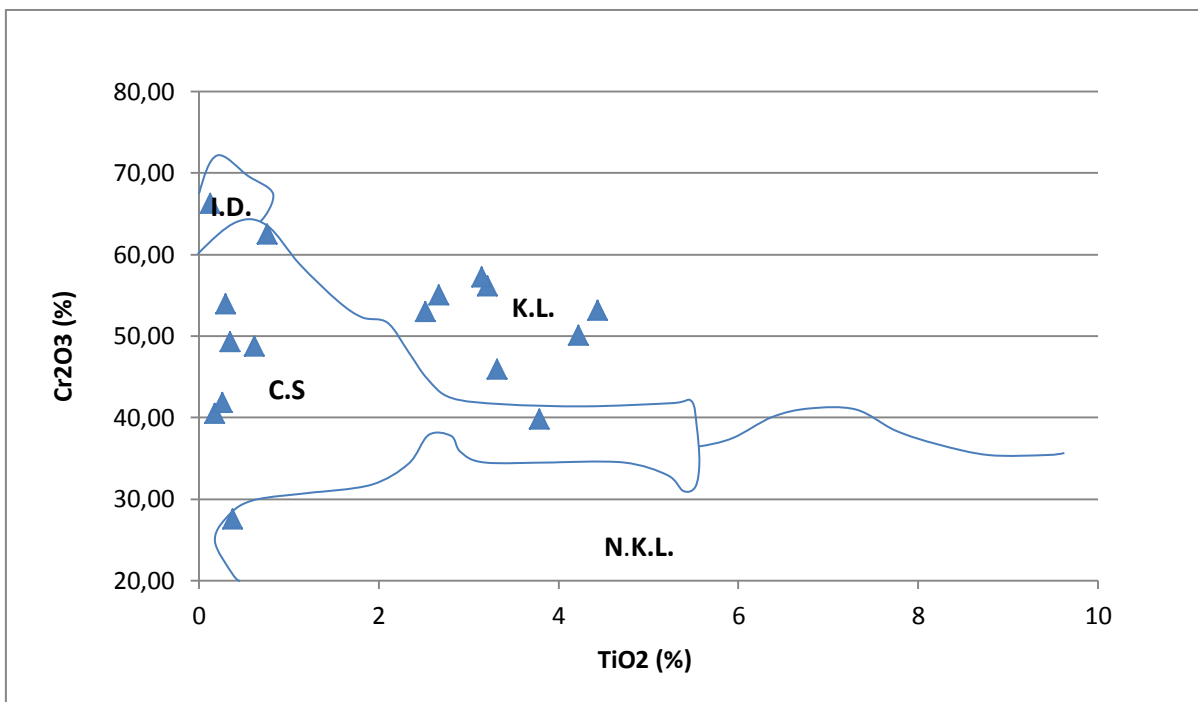


Gráfico 8.8: Relação TiO₂ x Cr₂O₃ para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas, segundo Fipke *et al.* (1995); Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

9 – DISCUSSÕES MINERALOQUÍMICAS

Constitui um desafio o entendimento da mineraloquímica dos principais indicadores do diamante nas províncias diamantíferas do sul-sudoeste de Minas Gerais, e suas possíveis relações com intrusões férteis ou inférteis. Como fator complicador, todas as intrusões não afloram, ou afloram sob condições muito intemperizadas, limitando quaisquer estudos petrográficos ou petrológicos afins, não se contando com amostragens de testemunhos de sondagem (inexistentes ou sob domínio exclusivo de mineradoras, muitas delas já extintas).

A SOPEMI, do grupo minerador sul-africano De Beers, durante cerca de 30 anos (1970-2000), com base em estudos de prospecção geofísica, geoquímica de rochas (com testemunhos de sondagem) e mineraloquímica de indicadores, pesquisou o diamante dessa extensa região, sem qualquer resultado positivo de grande monta. Além disso, o único kimberlito considerado mineralizado a níveis econômicos, o Canastra-1 apresentou uma química mineral pouco condizente com intrusões férteis a nível mundial, isto é, com baixo conteúdo de granada piropo do tipo G10.

De tal maneira, de forma a avaliar as características gerais dos dados obtidos para os minerais indicadores da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra (PKDSC), as informações anteriormente individualizadas para cada uma das intrusões (Canastras 1, 3, 5, 8 e 35), foram plotadas de forma conjunta (dados em vermelho) para melhor visualização.

Nos diagramas gerados, além de expressarem os aspectos prospectivos gerais para a Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra, foram plotados individualmente os dados das intrusões Vargem (em cor verde) pertencente à Província Kimberlítica/Diamantífera do Alto Paranaíba, e Abel Régis (em cor azul) da Província Kimberlítica/Diamantífera do Oeste São Francisco.

As informações obtidas permitem estabelecer uma assinatura química e prospectiva para os principais minerais indicadores da PKDSC, bem como compará-los com os dados de intrusões que apresentam as características típicas das províncias onde se encontram. Esta assinatura possibilitou uma caracterização prévia do comportamento químico dos diferentes minerais prospectados nesta província e dos parâmetros que indicam as condições, favoráveis ou não, para a possível presença de intrusões mineralizadas.

9.1 – Granada

Os dados das granada piropo analisadas para a PKDSC, quando plotados em conjunto no diagrama $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ (Gráfico 9.1), expressam características gerais já observadas individualmente na maior parte das intrusões estudadas.

Os pontos distribuem-se em dois *trends* muito bem caracterizados. O primeiro *trend* apresenta-se no campo de composição harzburgítica (G10) a lherzolítica (G9). O segundo *trend* distribui-se de granada piroxeníticas (G5) a lherzolíticas (G9). Sabe-se que o *trend* G9 – G10 apresenta perfil composicional fortemente associado a um favorável potencial diamantífero (Gurney, 1984; Gurney & Moore, 1993; Fipke, 1989). No entanto, proporcionalmente, o conteúdo de granada G9 é bem maior do que as G10; as granadas G9, embora importantes indicadoras de potencial diamantífero, não são originárias das porções do manto com condições ideais de pressão e temperatura associadas aos diamantes.

O *trend* G5-G9 pode também constituir importante definidor de potenciais fontes diamantíferas, especialmente nas províncias brasileiras, onde diversas intrusões que apresentam este *trend* composicional para granada constituem-se em intrusões férteis, independente da avaliação do aspecto econômico (Andrade & Chaves, 2011; Chaves *et al.*, 2008 a, b; Chaves *et al.*, 2009, Silva, 2008). As granadas G5 também apresentam gênese sob condições de pressão e temperatura favoráveis a preservação de diamantes, no entanto sua presença massiva entre os dados obtidos indica que processos de destruição dos diamantes na litosfera possam ter sido incidentes, condição esta também verificada através dos dados de picroilmenita observados para esta província (Item 9.3).

Algumas concentrações de valores incidem sobre o limite do campo correspondente a granada G12 (wehrlítica). Granadas desta composição raramente são observadas associadas a diamantes ou ocorrendo como inclusões nos mesmos (Sobolev *et al.*, 1970).

Os dados da PKDSC quando comparados aos das intrusões de outras províncias, apresentam comportamento completamente distinto (Gráfico 8.1). Os dados das intrusões Vargem e Abel Régis mostram distribuição muito semelhante, com valores dispersos no *trend* de composição variando de G5 a G9. Conforme anteriormente mencionado, apesar destas composições de granada estarem associadas às condições ambientais favoráveis ao potencial diamantífero, estas mesmas composições indicam processos de destruição de diamantes na litosfera, especialmente no caso da intrusão Abel Régis, onde a incidência de granada G4 reforça tal característica (Pokhilenko *et al.*, 1999).

Esta variação entre o comportamento/composição das granada das três províncias apresenta origem principalmente associada a condicionantes geológicos. A distribuição espacial das províncias no arcabouço geológico regional demonstra que as intrusões presentes amostraram diferentes porções do manto, promovendo a variabilidade composicional observada.

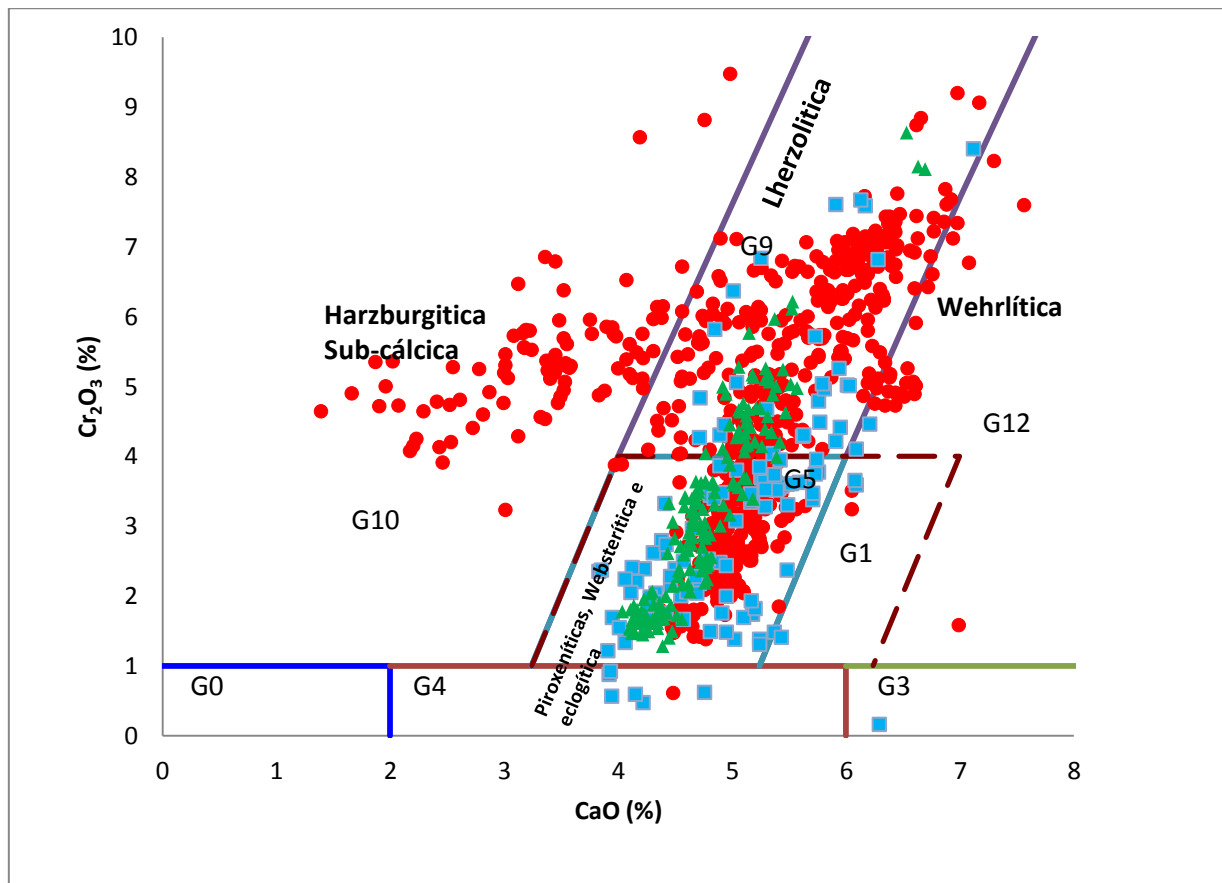


Gráfico 9.1: Diagrama estabelecido por Grutter *et al.*, (2004) para a relação CaO x Cr₂O₃ de classificação composicional de granada kimberlíticas da Província Kimberlítica/Diamantífera da Serra da Canastra (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul).

9.2 – Piroxênio

Para o comportamento químico do Diopsídio - Cr na PKDSC, pode-se observar uma relativa dispersão dos dados, onde identificam-se dois *clusters* principais quando plotados no diagrama CaO x Al₂O₃ (Gráfico 9.2). O principal *cluster*, de concentração mais definida, concentra-se no campo de diopsídios de origem peridotítica. O *trend* mais rarefeito e com teores de CaO e Al₂O₃ mais elevados, embora seja de composição ainda tipicamente kimberlítica, não apresenta relação e associação com os campos peridotítico e de megacristais.

Embora haja dispersão dos valores obtidos, a maior parte dos grãos analisados possui composição condizente com os diopsídios do Grupo II (Nimis *et al.*, 2009), de origem peridotítica e afinidade kimberlítica.

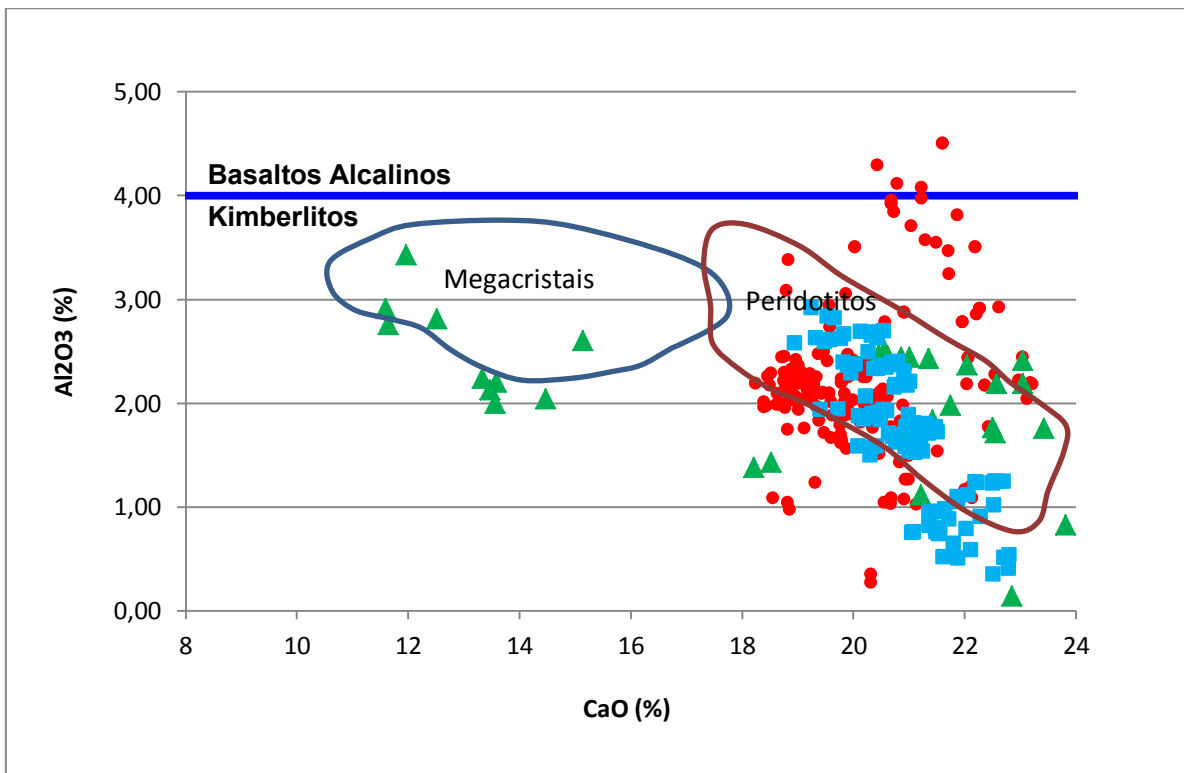


Gráfico 9.2: Diagrama da relação CaO x Al₂O₃ para composição/proveniência de clinopiroxênio da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Campos baseados em dados de O'Reilly & Griffin (1987) e Nixon (1987), em diagrama de Haggerty (1995).

Pelos dados plotados no diagrama Al₂O₃ x Cr₂O₃ (Gráfico 9.3), a composição essencialmente peridotítica dos diopsídios analisados é reforçada. A grande maioria dos grãos tem sua composição correspondente ao campo de origem/correlação como granada-peridotitos. Uma pequena parte dos dados obtidos encontra-se no campo correspondente a espinélio-peridotitos e granada-peridotitos, de ambientes externos a áreas cratônicas, típicos de faixas móveis (Ramsay, 1992).

Os dados das intrusões Vargem e Abel Régis apresentam comportamento diferente aos da PKDSC pelo diagrama CaO x Al₂O₃ (Gráfico 9.2). Os grãos de diopsídio da intrusão Vargem comportam-se em dois *clusters* específicos. Um *cluster* de afinidade peridotítica conforme o campo definido por Ramsay (1992), e um *cluster* típico de ocorrência deste mineral como megacristais dispersos na rocha. Os dados desta intrusão no diagrama Al₂O₃ x Cr₂O₃ (Gráfico 9.3) tem comportamento semelhante aos da PKDSC, com associação a granada-peridotitos, sendo que cristais de maiores proporções resistiram a assimilação na matriz kimberlítica e preservando-se como megacristais.

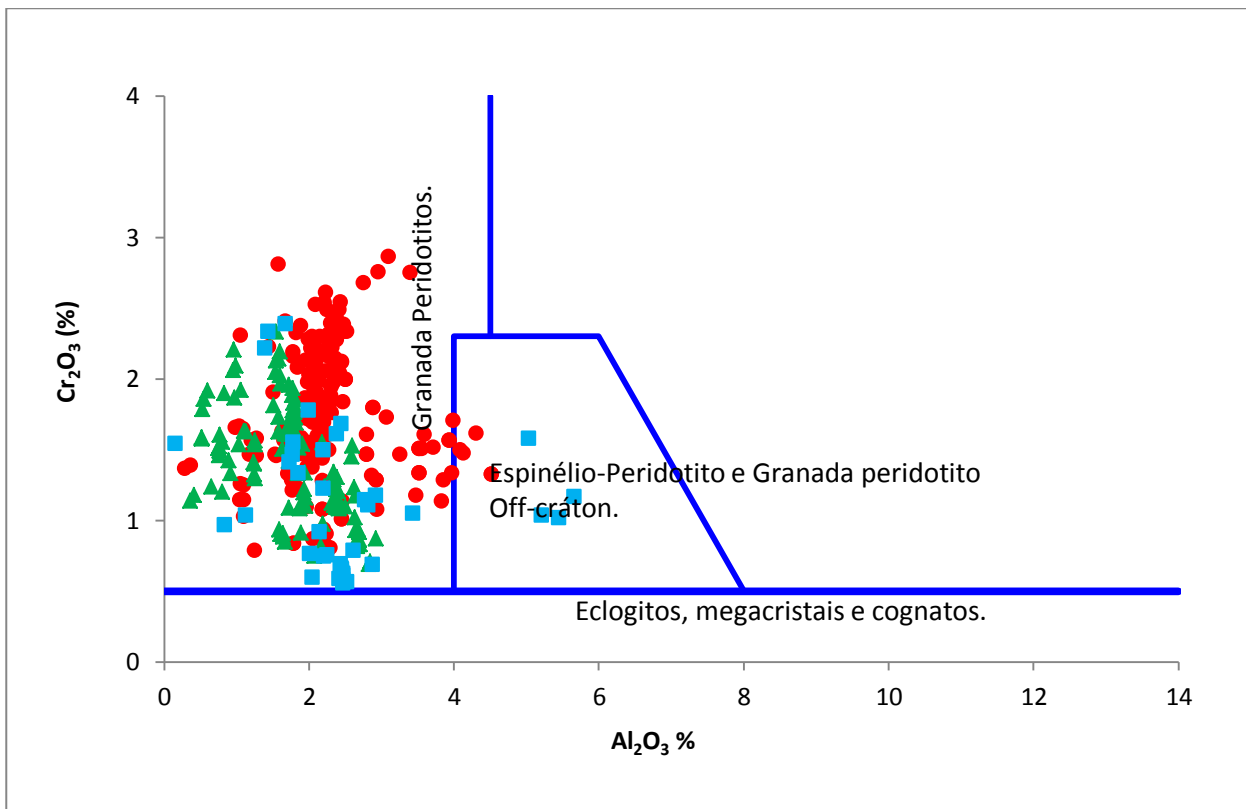


Gráfico 9.3: Diagrama para a relação Al_2O_3 x Cr_2O_3 definindo a composição/proveniência de clinopiroxênio da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Modificado de Ramsay (1992).

Os dados da intrusão Vargem possuem afinidade essencialmente peridotítica expressa em ambos os diagramas. Seus dados apresentam um *cluster* bem definido no diagrama CaO x Al_2O_3 (Gráfico 9.2), praticamente coincidente com o campo definido por Ramsay (1992). Já os dados gerais no diagrama Al_2O_3 x Cr_2O_3 (Gráfico 9.3) mostram-se dispersos, variando de afinidade com granada-peridotitos a uma associação restrita com espinélio-peridotitos/granada peridotitos.

9.3 – Picroilmenita

Os dados obtidos nas análises dos grãos de picroilmenita, plotados no diagrama MgO x TiO_2 (Gráfico 9.4) expressam tendência maior a se concentrarem no campo relacionado à uma composição de origem kimberlítica. O *cluster* observado para a PKDSC apresenta concentração preferencial em valores intermediários de MgO , TiO_2 e Fe_2O_3 . Principalmente os valores intermediários de Fe_2O_3 são importantes, por indicarem condições de ambiente favoráveis à preservação do diamante no sistema (baixa $f\text{O}$).

Uma série considerável de valores encontra-se no limite dos campos de afinidade kimberlítica/não kimberlítica e um número mais reduzido completamente no campo de afinidade não kimberlítica. Estes grãos cuja composição foge ao *cluster* observado, encontram-se mais

alterados em sua superfície, e assim apresentam valores de MgO menores, promovendo assim teores anormalmente baixos deste óxido.

Para as intrusões Vargem e Abel Régis, um comportamento semelhante às estudadas na PKDSC é observado. Os dados de ambas as intrusões apresentam *cluster* definido no campo de afinidade kimberlítica. No entanto estes *clusters* apresentam desvios quanto ao teor de TiO₂ presente. Progressivamente os teores de TiO₂ decrescem a partir da PKDSC, para Vargem e Abel Régis. Esta definição indica picroilmenita mais magnesianas na intrusão Abel Régis, sendo que tal condição é favorável ao potencial diamantífero desta intrusão. Segundo Meyer & Boyd (1972), Boyd (1972) e Mitchell (1973) picroilmenita magnesianas correspondem a condições do ambiente de cristalização do diamante.

Na relação MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 9.5) fica evidente a concentração dos valores no campo relacionado a ambiente redutor e favorável a preservação de diamantes nas intrusões em geral. Esta estruturação dos dados indica que possivelmente a intrusão passou por um evento de rápida ascensão pela litosfera, sofrendo pouca interferência das condições oxidantes presentes, preservando seu conteúdo diamantífero. Assim como no diagrama anterior (Gráfico 8.4), alguns pontos encontram-se plotados no campo do diagrama não condizente com a preservação de diamantes. Estes valores destoam do *cluster* geral dos dados, correspondendo portanto a grãos com conteúdo de MgO lixiviado, alterando a composição do mineral.

Os dados das intrusões Vargem e Abel Régis apresentam comportamento anômalo aos da PKDSC. Os resultados da intrusão Vargem concentram-se no campo correspondente a condições redutoras (preservação do diamante), mas os teores de Cr₂O₃ em geral são mais baixos que os da PKDSC e da intrusão Abel Régis.

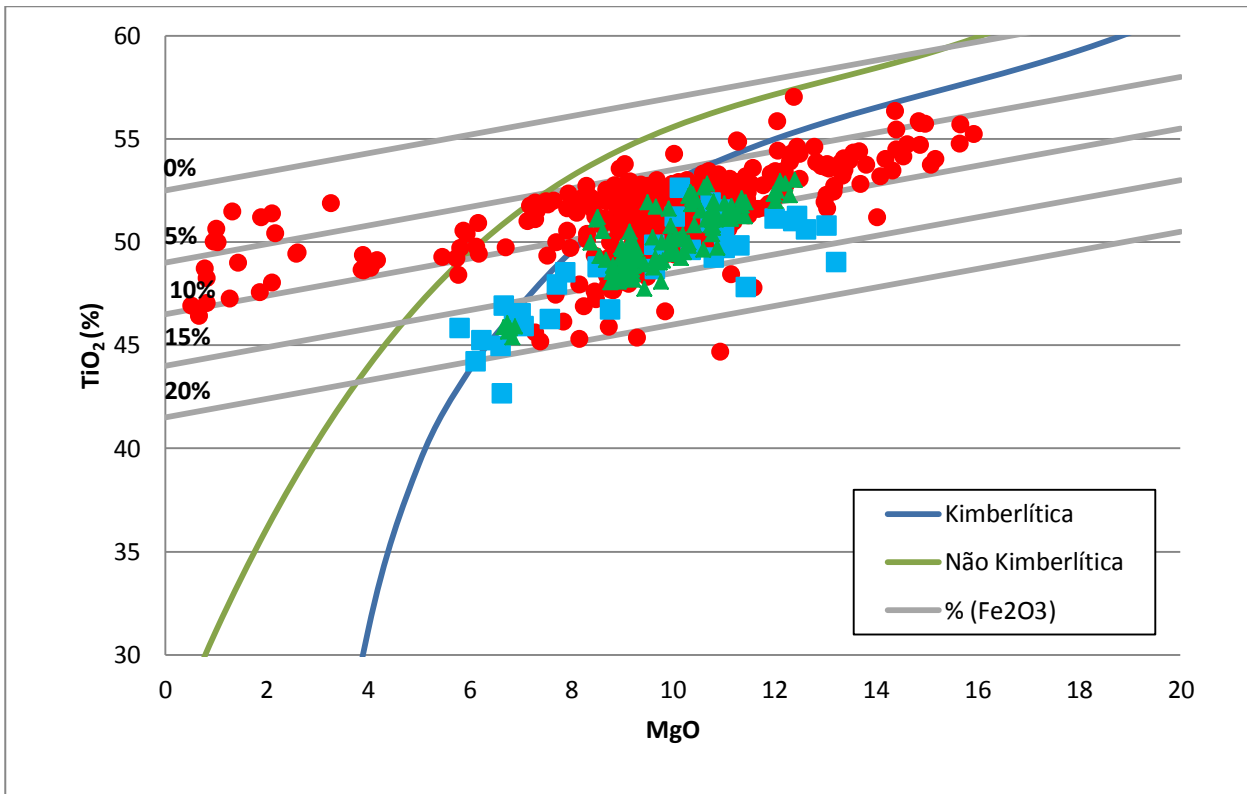


Gráfico 9.4: Relação MgO x TiO₂ para classificação de microilmunita da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). As curvas de definição referem-se ao sistema estabelecido por Wyatt *et al.* (2004).

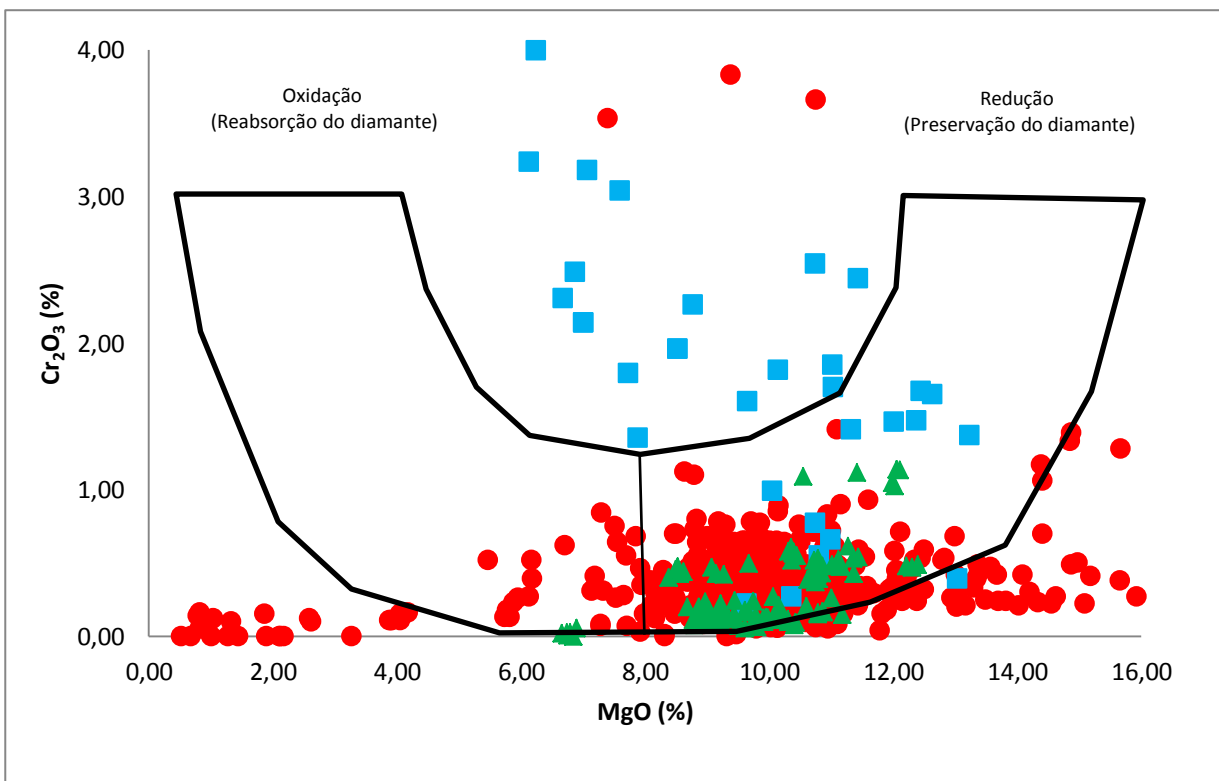


Gráfico 9.5: Diagrama de avaliação das condições de preservação/ reabsorção de diamantes pela relação MgO x Cr₂O₃ em microilmunita da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Modificado de Wyatt *et al.* (2004) e Gurney & Moore (1991).

A intrusão apresenta dispersão dos dados, em grande parte associados à porção do diagrama correspondente ao ambiente redutor. Os teores de MgO são característicos do campo redutor do diagrama e amplamente variado com relação ao conteúdo de Cr_2O_3 . Esta variação não apresenta interpretação conclusiva, no entanto inferências sobre o comportamento anômalo dos minerais indicadores da intrusão Abel Régis já foi alvo de estudos neste sentido (Chaves *et al.*, 2009).

No diagrama $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ os dados das três províncias apresentam comportamento similar. Tais dados mostram-se concentrados no campo relacionado a preservação moderada de diamantes, mas com valores desde baixa preservação até preservação total. Conforme já avaliado, os grãos com teores extremamente baixos de MgO correspondem a grãos alterados, e valores mais elevados correspondem a picroilmenita magnesianas condizentes com as condições de cristalização do diamante.

Segundo também já relatado nas avaliações anteriores e expresso em Gurney & Zwiestra, (1995), a condição de preservação do diamante avaliada em função da relação $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ em picroilmenita, segue uma relação inversamente proporcional. Teores elevados de Fe_2O_3 e baixos de MgO correspondem a ambientes oxidantes desfavoráveis à preservação do diamante. Teores intermediários a altos de MgO e baixos de Fe_2O_3 são relativos a condições redutoras e favoráveis à preservação do diamante.

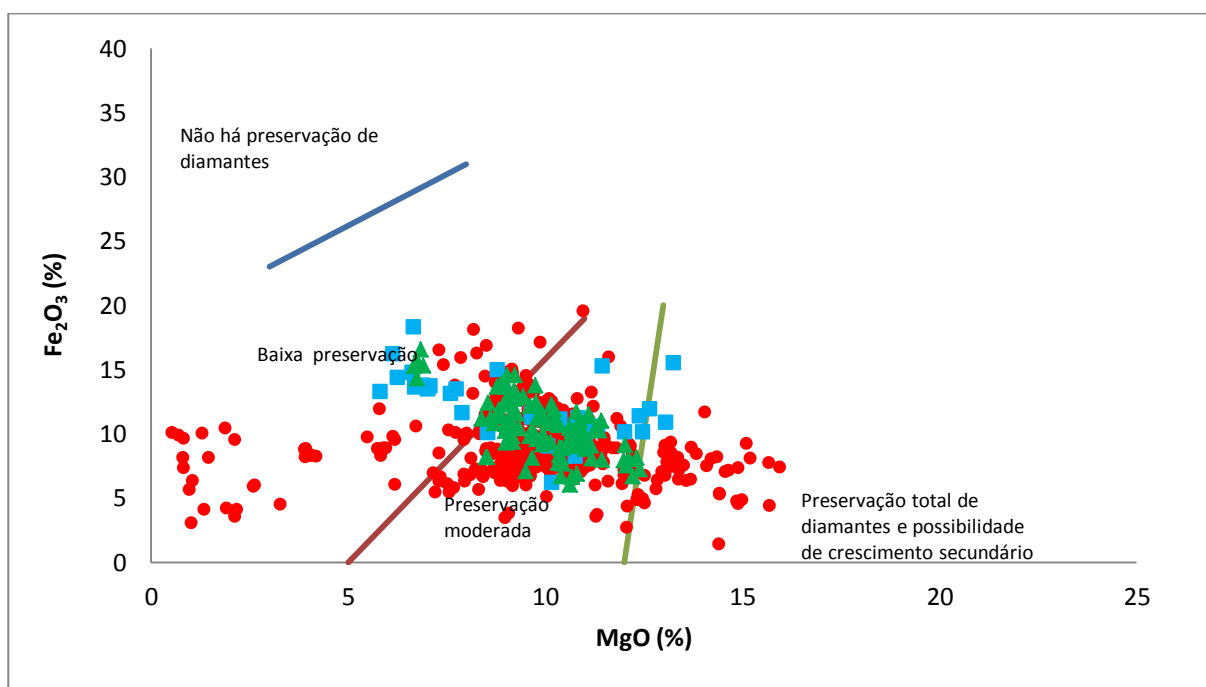


Gráfico 9.6: Diagrama para a relação $\text{MgO} \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ expressando as condições estabelecidas de preservação de diamantes da PKDSC (vermelho) e das intrusões Vargem (verde) e Abel Régis (azul). Modificado de Gurney & Zwiestra (1995).

9.4 – Espinélio

Os dados plotados no diagrama MgO x Cr₂O₃ (Gráfico 9.7) apresentam comportamento extremamente semelhante para a PKDSC e para a intrusão Abel Régis (na intrusão Vargem não foram recuperados grãos de espinélio).

O *cluster* obtido para os dois conjuntos de dados mostra clara sobreposição com o campo de ocorrência do mineral como inclusão em diamantes, estabelecido por Gurney & Moore (1995). Esta composição é típica de Cr-espinélio, forma mais comum do mineral associado a intrusões kimberlíticas. A relação observada indica que caso as intrusões analisadas apresentem conteúdo diamantífero evidente, possivelmente serão cogenéticos aos grãos de Cr-espinélio presentes.

No diagrama TiO₂ x Cr₂O₃ (Gráfico 9.8) um *trend* composicional pode ser observado desde o campo de sobreposição de composições até o campo de composição kimberlítica/lamproítica e imediatamente no limite de ocorrência como inclusão em diamantes. Segundo Gurney & Zwiestra (1995) e Morris *et al.* (1998) este diagrama expressa mais facilmente as condições do potencial de mineralização em diamantes, onde baixos teores de TiO₂ e altos teores de Cr₂O₃ indicam potencial mais elevado, condição seguida pelos dados obtidos para todo o acervo de grãos analisados.

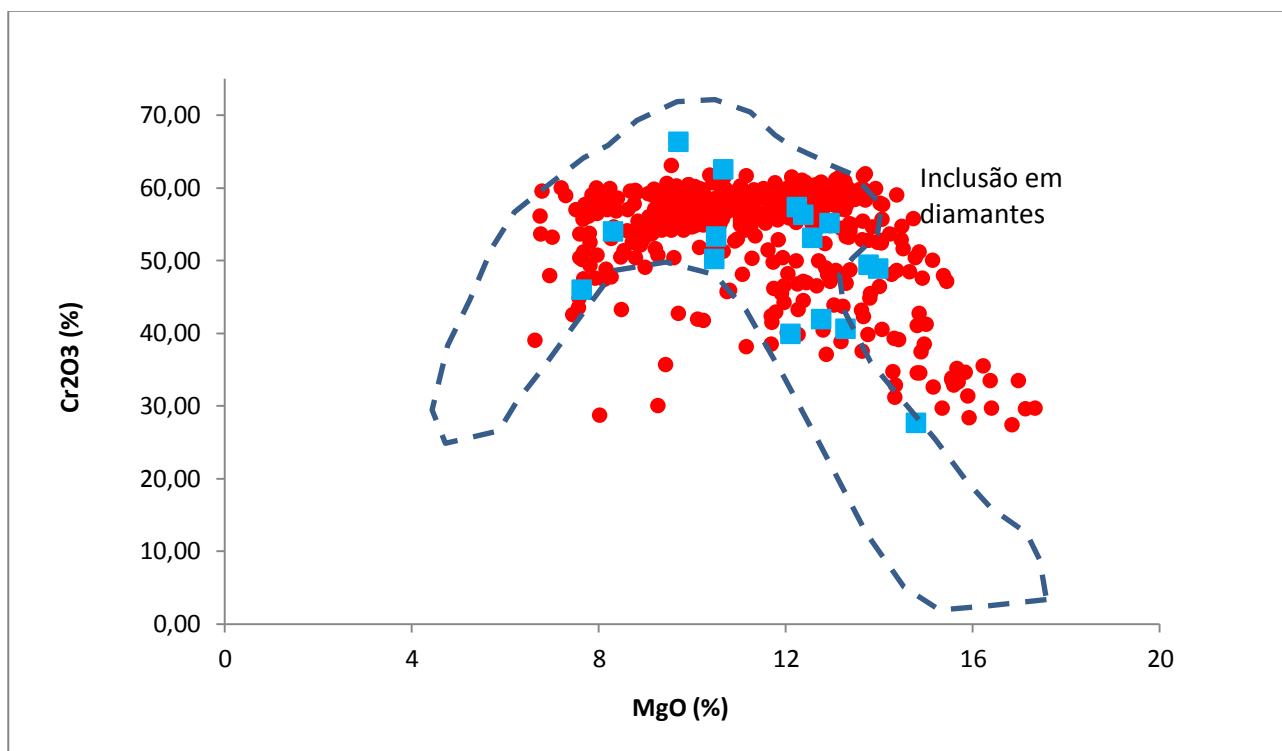


Gráfico 9.7: Diagrama para a relação MgO x Cr₂O₃ para classificação de cromo-espinélio (cromita) da PKDSC (vermelho) e da intrusão Abel Régis (azul). Baseado no sistema estabelecido por Fipke *et al.* (1989, 1995), Griffin *et al.* (1994) e Gurney & Zwiestra (1995).

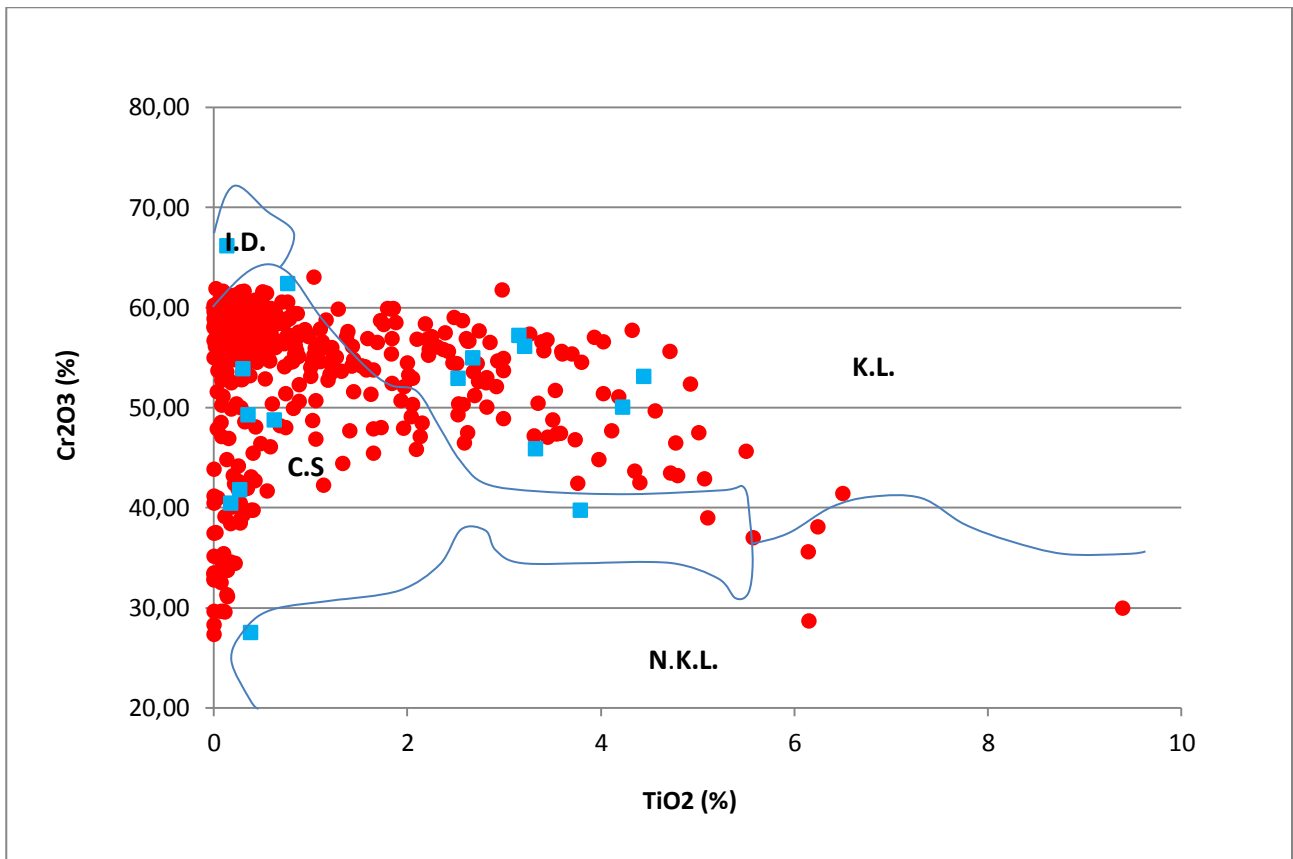


Gráfico 9.8: Diagrama para a relação TiO_2 x Cr_2O_3 para a caracterização da fertilidade de intrusões kimberlíticas da PKDSC (vermelho) e da intrusão Abel Régis (azul). Segundo Fipke *et al.* (1995) e Gurney & Zwiestra (1995). Onde, I.D. (inclusão em diamante), K.L. (afinidade kimberlítica/lamproítica), N.K.L. (de afinidade não kimberlítica/lamproítica) e C.S. (campo de sobreposição – afinidade indefinida).

10 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

No presente estudo, além dos dados de campo levantados, foram analisados grãos de minerais indicadores (piropo, picroilmenita, diopsídio, espinélio) com microsonda eletrônica, coletados diretamente no solo de alteração de cinco intrusões na PDKSC e, visando parâmetros comparativos, das intrusões Vargem (Província do Alto Paranaíba) e Abel Régis (Província do Oeste São Francisco).

De tal maneira, permitiu-se estabelecer que em termos gerais as intrusões estudadas podem apresentar condições favoráveis a constituir potencial diamantífero, salvo algumas variações pontuais de comportamento dos dados, condizentes com as condições geológicas de cada província. Neste sentido cada um dos minerais analisados, e sendo os mesmos os principais minerais indicadores de fontes mineralizadas em diamantes, fornecem características específicas para esta definição. De acordo com as informações que se pretende obter, determinado mineral poderá apresentar dados mais satisfatórios que os demais.

De tal modo, as granada piropo são capazes de fornecer informações relacionadas às condições ambientais da possível fonte diamantífera caso o kimberlito em sua ascensão em direção a crosta a tenha amostrado no manto. Particularmente o piropo é capaz de fornecer informações relacionadas às condições químicas e litológicas favoráveis ou não à formação e/ou preservação do diamante.

Os piroxênios, mais especificamente o Cr-diopsídio, são importantes na definição da composição litológica dos diferentes níveis mantélicos, os quais possam ter sido amostrados pela intrusão kimberlítica e sua associação com condições férteis ou não em diamantes, além da sua forma de disposição na estrutura da rocha.

A picroilmenita reflete tanto a afinidade do material coletado com a química característica de kimberlitos, bem como se as condições de ascensão e sobre o qual a intrusão ascendeu seriam favoráveis à preservação do possível conteúdo diamantífero.

Pelos espinélios, mais especificamente o Cr-espinélio (cromita), através de suas relações entre elementos maiores, pode-se supor se sua origem ocorreu em condições ambientais favoráveis a cristalização do diamante.

O conjunto de informações fornecido pelo acervo de dados dos diferentes minerais indicadores, permite conclusões mais assertivas que podem possibilitar a definição de rotas mais favoráveis às etapas de campanhas de exploração posteriores. Os dados obtidos para a PKDSC permitiram avaliar a existência de um perfil característico, e de certo modo uma assinatura química típica para cada um dos minerais prospectados.

Nesta região, os piropos exibindo dois *trends* distintos (Gráfico 9.1), indicam que as intrusões tenham se originado em condições de ambiente bem característico, onde tenha sido possível a assimilação de mais de um tipo de material (no caso, fontes harzburgítica-lherzolítica e piroxenítica-lherzolítica). Isto é substancialmente distinto do observado para as províncias Kimberlíticas/Diamantíferas do Alto Paranaíba e Oeste São Francisco, onde somente o *trend* piroxenítico-lherzolítico foi observado, o que caracteriza uma completa distinção químico-mineralógica entre as diferentes províncias.

Segundo Pereira (2007), condições anômalas e evolução complexa desenvolveram-se no manto sob toda a Província Alcalina do Alto Paranaíba. Esta evolução complexa, que permitiu em momentos distintos a intrusão de rochas kimberlíticas, kamafugíticas e carbonatíticas, teriam também por condições estruturais determinado que as intrusões kimberlíticas amostrassem níveis diferentes do manto.

Ainda segundo Pereira (2007), tais condições estariam relacionadas aos reais limites da placa continental existente no período. Estes limites seriam mais extensos aos limites definidos para o Cráton do São Francisco (no sentido de Almeida, 1977). Assim sendo, uma placa continental maior, apresentaria raízes mais profundas, e conseqüentemente permitiria a amostragem de porções diferentes do manto. Com isso, as intrusões de todas as províncias estudadas, anteriormente, tidas como de borda cratônica intrudidas sobre faixas móveis, seriam na verdade intrusões em zonas internas à área cratônica.

As faixas móveis sobre as quais se assentaram já se encontravam amalgamadas e estabilizadas, com raízes relativamente profundas para amostrar inclusive, zonas do manto férteis em diamante. Esta proposição é reforçada também pelo maior expressamento da crosta na porção W e SW de Minas Gerais promovido pelo avanço das nappes sobre as áreas cratônicas favorecendo o aumento das raízes cratônicas.

Estas variações são também expressas nos demais minerais, ao exemplo do Cr-diopsídio, que na PKDSC apresenta (Gráficos 9.2 e 9.3) composição não restrita a granada-peridotitos e avança também para possíveis contribuições de espinélio-peridotitos de condições de existência mais favoráveis a faixas externas à zona cratônica.

As condições expressas pela picroilmenita (Gráficos 9.4, 9.5 e 9.6) permitem inferir que as baixas condições de preservação de diamante expressa nos dados, apesar das informações da composição serem compatíveis com a preservação de diamantes, reforçam a evidência de uma litosfera espessa. Esta maior espessura promoveria influências na velocidade de ascensão da intrusão e conseqüentemente na manutenção das condições favoráveis à preservação dos diamantes a alcançarem a crosta.

Embora os dados do Cr-espinélio (Gráficos 9.7 e 9.8) reforcem o grande potencial diamantífero da PKDSC, somente a intrusão Canastra-1 é reconhecidamente diamantífera (Chaves *et al.*, 2007; 2008a, b). Trabalhos para melhor caracterização da província quanto aos aspectos geológicos, petrológicos e estruturais, se fazem necessários para elucidação da geoquímica das rochas e condições de *emplacement* das intrusões.

Frente ao elevado grau de intemperismo tropical que os terrenos brasileiros apresentam, a preservação e existência de rochas kimberlíticas frescas em superfície são extremamente escassas. Os dados existentes e coletados ao longo das últimas décadas são de exclusividade e sigilo das empresas de pesquisa e exploração da área que desenvolveram trabalhos nas diversas províncias kimberlíticas brasileiras.

Estas questões refletem a importância do estudo de minerais indicadores. Tais minerais, além de permitirem a caracterização das condições de fertilidade e possível presença de conteúdo diamantífero nas intrusões, demonstram indiretamente as condições do ambiente mantélico sobre a plataforma sul-americana e sua relação com o desenvolvimento e evolução da mesma.

11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Achão, S. M. 1985. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folha SE.23-Y-D Bom Despacho escala 1:250.000 Vol. 1* – Convenio DNPM-CPRM, Belo Horizonte, 37 p.
- Alkmim, F. F.; Neves, B.B.B.; Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco – Uma Revisão. *O Cráton do São Francisco*, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, p. 45-62.
- Alkmim, F. F. 2004. O que faz de um cráton um Cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantessoneto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. Geologia do continente sul americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções Culturais, 573 p.
- Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1969, p. 29-46.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Almeida, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Anais do Simpósio do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, SGB/NBASE,SGM/Sec. Minas e Energia, p.1-10.
- Almeida, F. F. M. & Svisero, D. P., 1991. Structural setting and tectonic control of kimberlites and associated rocks of Brazil. In: O.H. Leonardos; H.O.A. Meyer & J.C. Gaspar (editores). *International Kimberlite Conference*, Araxá. *Extend Abstract, CPRM-Special Publ.*, 2:2-5.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Davino, A.; Haralyi, N. L. E. 1980. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52:49-60.
- Alvarenga, C.J.S. 1978. Geologia e Prospecção geoquímica dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos – MG. Dissertação de Mestrado, IG-UnB
- Andrade, K.W. 2008. Geologia da Região Diamantífera do Rio Douradinho, ao Sul de Coromandel – MG. Belo Horizonte, Monografia de Graduação, IGC-UFMG, 101p.
- Andrade, K. W. & Chaves, M. L. S. C. 2011. Geologia e mineralogia do Kimberlito Grota do Cedro (Coromandel, MG). *Geonomos*, 19:39-45.
- Aubach, S.; Stachel, T.; Viljoen, K. S.; Brey, G. P.; Harris, J. W.; 2002. Eclogitic and websteritic diamond sources beneath the Limpopo Belt – is slab-melting the link? *Contribution of Mineralogical Petrology*, 143:56-70.
- Barbosa, O. 1934. Resumo da geologia do Estado de Minas Gerais. *Boletim do Serviço GeoGráfico e Geológico de Minas Gerais*, 3:1-40.
- Barbosa, O. 1955. Guia das Excursões. In: Congresso Brasileiro de Geologia 9, Noticiário, 3:3-5.
- Barbosa, O. 1965. Formação Areado. Congresso Brasileiro de Geologia, 19, Araxá. *Noticiário da Sociedade Brasileira de Geologia*.
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C. A. B. R; 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DPFM, *Boletim* 136, 140p.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2002. Geological feature and the paleoproterozoic of four archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira Ciências.*, 2: 343-359.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 7-14.
- Barcelos, J.H. & Suguio, K. 1980. Distribuição regional e estratigráfica das formações cretácicas do oeste mineiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, 2:683-690.

- Barcelos, J.H. & Suguio, K. 1980a. Ambiente de sedimentação da Formação Areado, Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 10(4):217-242.
- Barcelos, J.H. & Suguio, K. 1981. Estruturas sedimentares da Formação Areado, Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4):247-256.
- Benitez, L. 2009. Províncias diamantíferas de Minas Gerais: uma proposta para a caracterização de populações de diamantes típicas como subsídio à Certificação Kimberley. Tese de Doutorado, UFMG, 227 p.
- Benitez, L. & Chaves, M.L.S.C. Província Diamantífera da Serra da Canastra (MG). In: Simposio de Geologia de Minas Gerais, 13. Anais... Diamantina: SBG-MG, 2007. p.138.
- Bizzi, L.A.; Smith C.B.; Meyer, H.O.A.; Armstrong, R., De Wit, M.J.; 1991. Mesozoic kimberlites and related rocks in south-western São Francisco craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. In: International Kimberlite Conference, 5, Extended Abstracts, 17.
- Bizzi, L.A.; De Wit, M.J.; Smith, C.B.; Armstrong, R.A. 1993. Características isotópicas e origem dos kimberlitos e vulcânicas alcalinas relacionadas em Minas Gerais. In: Simpósio Brasileiro sobre a Geologia do Diamante, Brasil. Geol. Diamante. 1. Anais...Cuiabá. UFMT Publ. Esp. 2/93. p. 141-151.
- Bizzi, L.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H., Baars, F. J.; Delgado, I. M. O.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Santos, J.O.S.; 2001. Mapa geológico do Brasil. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: sistemas de informações geográficas – SIG. Mapas – Escala 1:2.500.000. CPRM, Brasília, registro digital. 4 CD-Rom.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Org.) 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Texto, Mapas e SIG.
- Blackburn, T. J.; Stockli, D. F.; Carlson, R. W.; Berendsen, P.; 2008. (U-Th)/He dating of kimberlites – a case of study from north-eastern Kansas. *Earth and Planetary Science Letters*, 275:111-120.
- Boyd, F. R. & Nixon, P. H., 1975. Origins of ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and Monastery mine, south Africa. *Phys. Chem. Earth*, 9:431-454.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Anais do XXII Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 155-166, Belo Horizonte.
- Braun, O. P. G. 2005. Algumas considerações geotectônicas sobre eventos vulcânicos mesozóico-cenozoicos no Brasil. In: Simp. de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, Anais.
- Branco, J. J. R. 1957. Conglomerado do Samburá, MG. *An. Acad. Bras. de Ciências*, 28:295-302.
- Brod, J.A. 1999. Petrology and Geochemistry of the Tapira Alkaline Complex, Minas Gerais State, Brazil. Tese de Doutorado, Department of Geological Sciences, University of Durham, 486p.
- Campos, J.E.G. 1992. A glaciação Permo-Carbonífera nas regiões de Cana-Brava e Santa Fé de Minas/MG, Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasília, 104p.
- Campos, J.E.G. & Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27:269-282.
- Campos, J.E.G. & Dardenne, M.A. 1997. Origem e evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27:283-294.
- Campos Neto, M.C. 1984. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 14: 81-91.
- Carneiro, M.A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.

- Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Teixeira, W. 1995. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *Revista da Escola de Minas*, 48: 264-273.
- Carvalho, J.B. 1997. Petrologia dos xenólitos mantélicos da província do Alto Paranaíba. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília.
- Chaves, M.L.S.C.; Andrade, K.W.; Benitez, L.; Brandão, P.R.G., 2008a. Província Diamantífera da Serra da Canastra e o Kimberlito Canastra-1: Primeira Fonte Primária de Diamantes Economicamente Viável no País. *Geociências*, UNESP, São Paulo, 27:299-317.
- Chaves, M.L.S.C.; Andrade, K.W.; Moreira, L. A., 2009. A intrusão Abel Régis (Carmo do Paranaíba, MG): kimberlito ou lamproíto?. *Revista Escola de Minas*, 62:431-438.
- Chaves, M.L.S.C.; Benitez, L.; Veiga, B. N.; Moreira, L. A., 2005. Microdiamantes da bacia do rio Douradinho (Coromandel): morfologia primária e aspectos de dissolução. *In: SBG-MG, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, 4, Diamantina, *Boletim*, 14, p. 39-42.
- Chaves, M.L.S.C. & Benitez, L. 2007. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): primeira reserva diamantífera primária comprovada no país. *In: Simposio de Geologia de Minas Gerais*, 13, Diamantina. Livro de Resumos... Diamantina: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 129.
- Chaves, M.L.S.C.; Brandão, P. R. G.; Girodo, A. C.; Benitez, L., 2008b. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas. *Revista da Escola de Minas*, 61:357-364.
- Clement C.R.; Skinner E.M.W.; Scott-Smith B.H. 1977. Kimberlite redefined. Extension abstract. 2nd International Kimberlite Conference, Santa Fe, New Mexico.
- Clement, C. R.; Skinner, E. M. W.; Scoot-Smith, B. H. 1984. Kimberlite redefined. *Journal of Geology*. 92:223-228.
- Chiavegatto, J.R.S. 1992. Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 216 p.
- Clifford, T. N. 1966. Tectono-metalogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 1:421-434.
- Cookenboo H.O. 2005. Exploration for diamond-bearing kimberlite in the Brasilia Belt of Minas Gerais. *IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, SBG, Núcleo de Minas Gerais, Boletim nº14*, p. 51-53.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Müller, G.; Quade, H.; Reimer, V. & Roeser, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero –Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 52:785-99.
- Costa, M.T. & Grossi Sad, J.H. 1968. O Cretáceo em Minas Gerais. *In: SBG, Cong. Bras. de Geologia*, 22, Resumos.
- Costa, A.J.M. 1989. Palmietfontein kimberlite pipe, South Africa – A case history. *Geophysics*, 54:689-700.
- Costa, G.V., 2008. Química mineral e geotermobarometria de xenólitos mantélicos do Kimberlito Canastra-1. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Mestrado.
- Costa, M.T. & Branco, J.J.R. 1961. Roteiro de Excursão Belo Horizonte-Brasília. *In: XIV Congresso Brasileiro de Geologia*, V. 15: 9-25. Belo Horizonte.
- Costa, G.V.; Gaspar, J.C.; Moraes, R.; Coelho-Silva, A.T.M; Carneiro, S. 2008. Mantle xenoliths from Canastra-01 kimberlite, Brazil. *Proceedings of the 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstracts*.
- Costa, L.A.M.; Angeiras, A.G.; Valença, J.G.; Stevenazzi, V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Bol. Geol. do Inst. Geoc.*, 5:3-34. UFRJ, Rio de Janeiro.
- Damour, A. 1855. Novas investigações sobre as areias diamantíferas. *Bulletin da Societe Geologique de France*, 13: 542-554.

- Dardenne, M.A. 1978. Geologia da região de Morro Agudo (MG). Soc. Bras. De Geologia, Boletim 7/8: 68-94.
- Dardenne, M.A. 1978. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paraná (Goiás). In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia (Recife). Anais... Vol. 2, pp. 611-621.
- Dardenne, M.A., 1979. Les minéralisations de Plomb, Zinc, Flúor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central. *Thesis*, University of Paris VI, 251 p.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília fold belt. In; Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz filho, A.; Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the International Geological Congress*, p. 231 – 263.
- Dawson J.B. 1967. Geochemistry and origin of the kimberlite; In Willie, P.J. (ed.), *Ultramafic and related rocks*, Wiley, New York, p. 269-278.
- Dawson, J.B. & Stephens, W.E. 1975. Statistical analyses of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *Journal of Geology*, 83:589-607.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1997. *Rock-forming minerals*. London, 3 Edition, Longmans, 696 p.
- Dong, Z. & Zhou, J., 1980. The typomorphic characteristics of chromites from kimberlites in China and their significance in the exploration of diamond deposits, *Acta Jeol. Syn.*, 4:299-309.
- Draper, D. 1905. Earliest discoveries of diamonds in Cape Colony and the Transvaal. *South African Mines, Com. Ind.*, 2, p.1501.
- Etchebehere, M. L.; Ponçano, W. L.; Silva, R.B. 1991. Garimpos de diamantes da região de Franca, SP. revista IG-USP, 12:67-77.
- Esperança, S.; Murray, D. C.; Lambert, D. D.; Svisero, D. P. 1995. The major trace element geochemistry of garnets from the Vargem 1 Kimberlite Pipe, Minas Gerais State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 67:293-306.
- Evangelista, H.M.G. 1986. Petrology of a transition zone between the Archeancraton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. *ChemErde* 45: 129-145.
- Ferrari, P.G. 1989. A Formação Ibiá e sua pertinência ao Grupo Araxá. In: Simp. De Geologia de Minas Gerais, 5, Anais, p. 257 - 261
- Ferrari, M.A.D., 1996. Aspectos tectono-estruturais do "GreenstoneBelt" de Piumhi, MG em relação a mineralização de cromita e ouro. Tese de Mestrado, UNICAMP, Campinas, 122 p.
- Ferrari, P.G., Brandalise, I. A. Projeto folha do Rio de Janeiro; Geologia da região do médio Rio Grande, Minas Gerais, na escala 1:100.000. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1971. v. 2.
- Ferrari, M.A.D.; Choudhuri, A.; Schrank, A. Petrografia e geoquímica das cromita de Piumhi - SW de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. Anais... Salvador: SGB, 1996. v. 6, p. 210-212.
- Finger, L.W., 1972. The uncertainty in the calculated ferric iron content of electron microprobe analysis. *Year B.-Carnegie Inst.* 71, 600– 603.
- Fipke, C. E.; Gurney, L. L.; Moore, R. O.; Nassichuck, W. W. 1989. The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes. *Geological Survey of Canada Open File 2124*, 621 p.
- Fipke, C.E.; Gurney, J.J.; Moore, R.O., 1995. The development of advanced technology to distinguish between diamantiferous and barren diatremes. *Geological Survey of Canada – Open File 2124*.
- Freitas-Silva, F.H. & Dardenne, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SBG, Simp de Geologia do Centro-Oeste, 4, Anais, p. 161-163.
- Freitas-Silva, F.H. 1996. Metalogênese do depósito do Morro do Ouro-Paracatu. MG. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado.

- Fritzsos Jr., O.; Biondi, J.C.; Chaban, N. 1980. Geologia da região de Piumhi (MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31. Camboriú, Anais 5, 2906-2917.
- Fuck, R.A. & Marini, O. J. 1981. O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: Simp. Sobre o Crátom do São Francisco e suas fixas marginais, 1, Anais, p.118-130.
- Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Del'Rey-Silva, L. J. H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Anais, p. 215-216.
- Garcia, M. D. M. 2004. Prospecção mineral para kimberlito: Estudo de caso na Serra da Canastra, ênfase em magnetometria. Dissertação de Mestrado de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 128 p.
- Griffin, W. L.; Smith, D.; Boyd, F. R.; Cousens, D. R.; Ryan, C. G.; Sie, S. H.; Suter, G. F.; 1989. Trace element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 561–567.
- Griffin, W. L.; Ryan, C. G.; Gurney, J. J.; Sobolev, N. V.; Win, T. T., 1994. Chromite macrocrysts in kimberlite and lamproites: geochemistry and origin. In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. H., (eds), *Kimberlite, related rocks and mantle xenoliths*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, SpecialPublication IA/93, p.366-377.
- Griffin, W.L.; Fisher, N.I.; Friedman, J.H.; Ryan, C.G., 1997. Statistical technics for the classification of chromites in diamond exploration samples. *Journal of Geochemical exploration*, 59-233-249.
- Griffin, W.L. & Ryan, C.G., 1995. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration. In: Griffin, L. (Ed.), *Diamond Exploration into the 21st Century*. J. Geochemical Exploration, 53:311 – 337.
- Grossi-Sad, J.H.; Cardoso, R. N.; Costa, M.T. 1971. Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 1:2-13.
- Grutter, H.S.; Gurney, J. J.; Menzies, A. H.; Winter, F. 2004. An update classification scheme for mantle-derived garnet for use by diamond explorers. *Lithos*, 77:841-857.
- Gurney, J.J., 1989. Diamonds. In: Ross J.; Jaques, A. L.; Ferguson, J.; Green, D. H.; O'Reilly, S. Y.; Danchin, R. V.; Jansé, A. J. A. (Editors), *Kimberlites and related rocks*. Proceedings of the fourth international kimberlite conference. Geological Society of Australia, Sydney, N.S.W., Australia, p. 935-965
- Gurney, J.J., 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: Glover, J. E. & Harris, P. G. (editors) *Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration*, Publication 8. Geology Dept. University Extension, University of Western Australia, Perth, p.143-166.
- Gurney, J.J. & Moore, R.O., 1991. Kimberlite garnet, chromite and ilmenite compositions. Applications to Exploration. In: *Internat. Congress on Applied Mineralogy*, Pretoria, Paper 21, 25p.
- Gurney, J.J. & Zwiestra, P., 1995. The interpretation of the major element composition of mantle minerals in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 53:293-309.
- Gurney, J. J. & Switzer, G. S., 1973. The discovery of garnets closely related to diamonds in the Finch Pipe, South Africa. *Contribution of Mineralogical Petrology*. 39:103-116.
- Gurney, J.J.; Harris, J.W.; Rickard, R.S., 1984. Silicate and oxide inclusions in diamonds from Orapa mine, Botswana. In: Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites II: The mantle and crust – mantle relationships*. Proc. 3rd. int. Kimb. Conf., vol. 2. Elsevier, Amsterdam, p. 3 - 9.
- Guimarães, D. 1927. O diamante no Estado de Minas Gerais. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 24:5-46.
- Guimarães, D. 1931. Contribuição à geologia do estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 55, 36 p.
- Guimarães, E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 270 p.
- Hannweg, G.W., 2001. Canastra-01 Trial mining feasibility study evaluation report (Draft 2). Restrict Report. Samsul, 120 p.

- Hasui, Y. & Haralyi, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, 10:57-77.
- Haggerty, S.E., 1975. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite. In: Ahrens, L.H.; Dawson, J.B.; Duncan, A.R.; Erlank, A.J. (Eds.), *Proc. 1st Int. Kimb. Conf., Physics Chem. Earth*, vol. 9, pp. 195–307.
- Haggerty, S.E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble, D. (Ed.), *Oxide Minerals. Mineral. Soc. Am. Short Course Notes*, vol. 3, pp. Hg 101–Hg 300.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. *Oxide Minerals. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, vol. 25, pp. 355–416.
- Haggerty, S.E. 1999. A diamond trilogy: superplume, supercontinent, supernovae. *Science*. 285:851-859.
- Haggerty, S.E & Tompkins, L.A., 1984. Subsolidus reactions in kimberlitic ilmenites. In: Kornprobst, J. (Ed.) *Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks. Proc. 3rd Int. Kimb. Conf.*, vol. 1. Elsevier, Amsterdam, pp. 335–357.
- Hasuy, Y. & Penalva, F. 1970. O problema do diamante do Alto Paranaíba, Estado de Minas Gerais. *SBG Núcleo São Paulo. Boi.* 19:71-78.
- Helmstaedt, H.H., 1992. Primary diamond deposits: What controls their size, grade and location? In: *Giant Ore Deposits Workshop*, Kingston. Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ont., p. 16-20.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.; Zimbres, E.; Chrispin, S.J.; Simões, L.S.A.; Souza, M.A.T. 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 4, Anais, p.179-198.
- Herz, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, DNPM/USGS. 58p. (Prof. Paper 641-B).
- Horwood, S.J. & Gurney, J.J., 1993. The use of kimberlite-derived concentrate ilmenites as an indicator of diamond preservation. *YESM, Abstr.*, Univ. Cape Town.
- Jaques, A.L.; Lewis, J.D.; Smith, C.B.; Gregory, G.P.; Ferguson, J.; Chappell, B.W.; McCulloch, M.T. 1984. The diamond bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia. In: Kornprobst, K. (editor) *kimberlite I: kimberlites and related rocks. Elsevier*, p. 225-254.
- Janse, A.J.A. 1984. Kimberlites - Where and when? In *kimberlite occurrence and origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration*. In: Glover, J. E. & Harris, P. G. (Editors) *The Geology Department and University Extension, The University of Western Australia. Publication n° 8*, 19-61.
- Janse, A.J.A. 1994. Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the world. In: Meyer, H.O.A & Leonardos, O. (editores), *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference 2, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration*. Ed. DNP, Brasília, p. 215-235.
- Jennings, C.M.H., 1990, Exploration for diamondiferous kimberlites and lamproito. In: Beck, L.S. & Harper, C.T., (Eds). *Modern Exploration Techniques: Saskatchewan Geological Society. Special Publication*, 10.
- Jennings C. M. H. 1993. Diamonds in the Lac the Gras area, Northwest territories, Canada. In: Dunne, K.P.E. & Grant, B. *Mid-Continent Diamonds.. GAG-MAC symposium volume*, Edmonton, Alberta, p. 95-100.
- Jennings, C.M.H., 1995. The Exploration Context for Diamonds; *Journal of Geochemical Exploration*, 53: 113-124.
- Jones, A.G. & Craven, J.A. 2004. Area selection for diamond exploration using deep-probing electromagnetic surveying. *Lithos* 77:121-125.
- Keating, P. & Sailhac, P. 2005. Use of the analytic signal to identify anomalies due to kimberlite pipes. *Geophysics*, 69: 180-190.

- Kaminskiy, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Lhachatryan, G.K.; Shiryaev, A.A., 2001. Diamonds from the Coromandel Area, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 31:583-596.
- Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciations in central-eastern Brazil: Synthesis and models. *Paleog.,Paleocl., Paleoec.*, 65: 1-21.
- Kerr, P.F.; Graf, D.I.; Ball, S.H. 1948. Carbonado from Venezuela. *American Mineralogist* 33:251-255.
- Kun, N. 1963. The mineralogic provinces of África. *Economic Geology*, 58:774-790.
- Ladeira, E.A.; Braun, O.P.G.; Cardoso, R.N.; Hasui, Y. 1971. O Cretáceo em Minas Gerais. In: SBG, Cong. Bras. De Geologia, 25, São Paulo, Anais, 15 – 31.
- Ladeira, E.A. & Brito, O.E.A. (1968) - Contribuição à geologia do Planalto da Mata da Corda. In: SBG, Cong. Bras. de Geologia, 22, Anais, p.181-199.
- Ladeira, E.A.; Roeser, H.M.P.; Tobschall, H.J. 1983. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2. Belo Horizonte. Anais Boletim 3, p.149-165.
- Lapin, A.V.; Tolstov, A.V.; Iwanuch, W. 2005. Kimberlitos e kamafigitos da Província Ígnea do Alto Paranaíba no context da sistemática de classificação dos kimberlitos e rochas congêneres. In: SBG-MG, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 4, Diamantina, *Boletim*,14, p. 88-92.
- La Terra, E.F. 2006. Audiomagnetolelúrico com fonte controlada (CSAMT) em exploração de kimberlito: Kimberlito Régis, Minas Gerais. Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia - UERJ, Monografia de Graduação, 35p.
- La Terra, E.F. et al. 2006. Controlled-Source Audiomagnetotellurics (CSAMT) in kimberlite exploration: case study at Minas Gerais State, Brazil. In: International Workshop on Eletromagnetic induction in the earth, 18th, 2006, El Vendrell (Spain). Poster Session... El Vendrell, 2006 (Arquivo em Meio Magnético).
- La Terra, E.F.; Menezes, P.T.L. ; Fontes, S.L. 2010. Metodologia exploratória para delimitação de condutos vulcânicos kimberlíticos com o uso do método CSAMT, MG, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 28, p. 1-14.
- Leite, C.R.; Brandt Neto, M.; Correia, C.T.; Coimbra, A.M.; Souza, A. 1984. Diamantes da região de Franca: novas considerações sobre áreas fonte. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Rio de Janeiro, Anais, p.3886-3895.
- Lewis, H.C. 1887. On a diamondiferous peridotite and the genesis of diamond. *Geological Magazine New Ser.*, 5:22-24.
- Lima, O.N.B.; Morato, L.; Uhlein, A. 2003. Reconstituição de uma margem continental neoproterozóica no sul da Faixa Brasília: o Grupo Ibiá e a Formação Jequitaiá. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 8, Cuiabá, Brasil. Boletim de Resumos, p.32.
- Lima, O.N.B. 2005. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade - MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 142 p.
- Lockhart, G.; Grutter, H.; Carlson, J. 2004. Temporal, geomagnetic and related attributes of kimberlito magmatism at Ekati, Northwest Territories, Canadá. *Lithos* 77:665-682.
- Macnae, J. 1995. Applications of geophysics for the detection and exploration of kimberlites and lamproites. *Journal of Geochemical Exploration*, 53:213-243.
- McCandless, T.E. & Gurney, J.J., 1989. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. In: Danchin, R. V.; O'Reilly, S. Y.; Janse, A. J. A. (Editors), *Kimberlites and Related Rocks*, Vol. 2: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds, and Diamond Exploration. Geol. Soc. Aust., Spec. Publ., 14: 827-832.
- McCall, G.J.H., 2005. Kimberlites. In: Selley, R.C.; Cocks, L.R.M.; Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, vol. 3. Elsevier, Amsterdam, pp. 247-267.

- Machado Filho, L.; Ribeiro, M.W.; Gonzalez, S.R.; Schenini, C.A.; Neto, A.S.; Palmeira, R.C.; Pires, J.L.; Teixeira, W.; Castro, H.E.F. 1983. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória, I – Geologia. Rio de Janeiro, Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, vol.32, p.1-304.
- Machado, N. & Schrank, A. 1989. Geocronologia U/Pb no Maciço de Pumhi - resultados preliminares. In: Simpósio de Geologia do Núcleo de Minas Gerais, 5.; Simpósio de Geologia do Núcleo de Brasília, 1., Belo Horizonte, 1989. Anais. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, p.45-49 (Boletim 10).
- Madalosso, A. & Valle, C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu - Morro Agudo(MG). In: SBG, Cong. Bras. de Geologia, 30, Anais, p. 622 – 634.
- Madalosso, A. 1980. Considerações sobre a paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, MG. In: SBG, Cong. Bras. de Geologia, 31, Anais, p. 772-785.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.; Dardenne, M.A.; Loguercio, S.O.; Ramalho, R. - 1984 - As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C.; Diógenes, A.C.; Derge, G.R.; Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303.
- Menezes, P.T.L. & Garcia, M.D.M. 2007. Kimberlite exploration at Serra da Canastra province, Brazil. *Geophysics*, 72: M1-M5.
- Meyer, H.O.A., 1968. Chrome pyrope: An inclusion in natural diamond. *Science*, 160:1446-1447.
- Meyer, H.O.A. & Boyd, F.R. 1969. Mineral inclusions in diamond. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 67,130-135.
- Meyer, H.O.A. & Boyd, F.R. 1972. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36,1255-1273.
- Meyer, H.O.; Waring, M.; Posey, E.F. 1994. Diamond deposits of the Santo Inácio River and de Vargem intrusions, near Coromandel, Minas Gerais. In: Meyer, H.O.A. & Leonardos, O. (editores), *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference 2, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration. Field Guide Book*, Ed. DNPM, Brasília, Chapter 7.
- Mimura, L.S.; Choudhri, A.; Schrank, A. 1992. Dados preliminares: Estudos petrográficos e geoquímicos dos corpos graníticos do Maciço de Piumhi – MG. *Boletim de Resumos Expandidos. Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, SBG/SP, São Paulo, p. 386 – 387.
- Mitchell, R.H., 1973. Manesiun ilmenite and its role kimberlito petrogenesis. *Journal of Geolog*, 81:301-311.
- Mitchell, R.H., 1986. *Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology*. Plenum Press, New York, 442 p.
- Mitchell, R.H., 1994. Suggestions for revisions to the terminology of kimberlites and lamprophyres from a genetic viewpoint. In: Leonardos, O; Meyer, H.O.A. & Gaspar, J.C. (editors). *International Kimberlite Conference, Araxá. Extended Abstract, CPRM-Special Publ.*, 1:15-26.
- Mitchell, R.H. 1995. *Kimberlites, Orangeites, and Related rocks*. New York, Plenum Press.
- Mitchell, R.H. & Bergman, S.C., 1991. *Petrology of Lamproites*. New York: Plenum Press, 447p.
- Morris, T.F.; Crabtree, D.; Sage, R.P.; Averill, S.A., 1998. Types, abundance and distribution of kimberlite indicator minerals in alluvial sediments, Wawa-Kinniwabi Lake area, Northeastern Ontario: implications for the presence of diamond-bearing kimberlite. *Journal of Geochemical Exploration*, 63:217-235.
- Muggeridge, M.T., 1995. Pathfinder sampling techniques for locating primary sources of diamond: recovery of indicator minerals, diamonds and geochemical signatures. *Journal of Geochemical Exploration*, 53:183-204.
- Nobre-Lopes J. 1995. *Faciologia e Gênese dos Carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 166 p.
- Nimis, P.; Zaneti, A.; Dencker, I.; Sobolev, N. V. 2009. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metassomatic processes, termobarometry and diamond potential. *Lithos*, 112:397-412.

- Nixon, P.H. 1987. Mantle Xenoliths, John Wiley & Sons, 844 p.
- Oliveira, M.A. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. *Coletâneas de Relatórios de Exploração, 1: 71-105. DEPIN/CENPES/PETROBRAS.*
- O'Reilly, S.Y. & Griffin, W.L. 1987. Eastern Australia – 4000 kilometers of mantle. In: Nixon, P. H. (ed) Mantle Xenoliths, John Wiley & Sons, p.267-280.
- Paula, J. R. & Felipe, M., 2007. Geologia do Kimberlito São Bartolomeu e suas encaixantes, Carmo do Paranaíba, oeste de Minas Gerais. Monografia de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 98 p.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Dardenne, M.A.; Hasui, Y.; Castro, F.D.C. 1994. Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do estado de Minas Gerais 1:1.000.000, COMIG, 97p.
- Penha, U.C.; Karfunkel, J.; Magalhaes, P. C. V.; Costa, K. V.; Voll, E.; Gonzaga, G.M.; Sabóia, L. A.; Hartmann, M. B.; Nassif, M. A.; Chaves, M. L. S. C.; Reinhardt, M. C.; Campos, J. E. G. 2000. Diamante em Minas Gerais: o Projeto SIGIM-Diamante/98 e síntese geológico-exploratória. *Geociências*, 19:175-195.
- Pereira, R.S. 1991. Projeto Minas Sudeste: Interpretação geológica e estrutural de imagens de satélite TM, mapa (esc. original 1:250.000). Unidade de Sensoriamento Remoto, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. 1995. Minas Gerais South Project: paleovalley area. *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília, 21p.
- Pereira, R. S. 2007. Cráton do São Francisco, Kimberlitos e Diamantes. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 200p.
- Pereira, L.F. 1992. Relações tecto-estratigráficas entre as Unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 73p.
- Pereira, L.F.; Dardenne, M.A.; Rosierè, C.A.; Pedrosa-Soares, A.C. 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG *Geonomos*, 2:22-32.
- Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Archean Nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **35**(3): 297- 310.
- Petrascheck, W. E. 1965. Typical features of metallogenic provinces. *Economic Geology*, 60:1620-1634.
- Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Fuck, R.A.; Viana, M.V.; Junges, S.L.; Fischel, D. P.; Seer, H. J.; Dantas, E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585.
- Pires, A.C.B.; Silva, C.A.; Moraes, R.A.V.; Franco, H.A.; Silva, L.G. 2005. Classificação de corpos intrusivos na região de Coromandel (MG) com apoio de dados magnéticos e gamaespectométricos: resultados preliminares. Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante e II South American Symposium on Diamond Geology. Diamantina, MG. SBG – Núcleo Minas Gerais, 2005. V.1p. 117-120.
- Pisani, J.R.T. 2006. Exploração e pesquisa de kimberlitos e diamantes no Brasil. Palestra proferida no XLIII Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Aracaju.
- Pokhilenko, N.P.; Sobolev, N.V.; Kuligin, S.S.; Shimuzu, N. 1999. Peculiarities of distribution of pyroxeniteparagenesis garnets in Yakutiankimberlitos and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle. In: Gurney, J. J.; Gurney, J. L.; Pascoe, M. D.; Richardson, S. H. (Eds.) P.H Nixon Volume Proc. 7th Kimb. Conf. Red Roof Design, Cape Town, pp. 689 – 698.
- Ramsay, R.R., 1992. Geochemistry of diamond indicator minerals. Ph.D Thesis, University of Western Australia. 246 pp.
- Read, G. et al. 2004. Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó basin, Minas Gerais State, Brazil. *Lithos*, 77:803-818.
- Rimann, E.T. 1917. A kimberlita no Brasil. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto. 15:27-32.

- Robinson, D.N. 1991. The characteristics and significance of some Brazilian diamond samples examined mainly in the offices of Sopemi. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Robinson, D.N.; Phillips, D.; Anderson V.G. 1995. The characteristics and interpretation of Brazilian diamond samples examined in the Sopemi office. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Rodrigues, J.B.; Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Armstrong, R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 512-521.
- Rodrigues, J.B. 2008. Proveniência dos sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí –Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, UNB, 128p.
- Rombouts, L. 2003. Assessing the diamond potential of kimberlites from discovery to evaluation bulk sampling. *Mineralium Deposita* 38:496-504.
- Saint-Hilaire, A. 1833. *Voyage dans le District des Diamants sur le litoral du Brésil*. Paris. (tradução de L. A. Penha, Itatiaia, EDUSP, Belo Horizonte), 233 p.
- Sapucaia Jr., M. 1986. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de recursos Minerais, Folha SE.23-V-D João Pinheiro escala 1:250.000 Vol. 1* – Convênio DNPM-CPRM, Belo Horizonte, 35p.
- Schiller, E.A. 1992. Diamond Exploration in Western Canada. *PDAC Diggest*, 5; 1-3.
- 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.
- Schrank, A. 1982. Petrologie des komatiites et des roches associées de la ceinture verte Du Massif Précambrien de Piumhi (Minas Gerais - Brazil). Thèse 3ème Cycle, Université de Paris-sud, Orsay. 270 p.
- Schrank, A. 1986. Gênese e evolução de derrames komatiíticos a clinopiroxênio-spinifex de Piumhi-MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34., 1986, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, v. 2, p. 695-709.
- Schrank, A.; Silva, M. G. 1993. Greestone Belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In: Misi, A.; Dominguez, José. M. L. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/SGM/CNPq. p. 85-118.
- Seer, H.J. 1999. Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 267p.
- Seer, H.J. & Dardenne, M.A. 2000. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil – implications to the final collage of the Gondwanaland. *Revista Brasileira de Geociências*. 30:78-81.
- Seer H.J.; Brod J.A.; Fuck R.A.; Pimentel M.M.; Boaventura G.; Dardenne M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:385-396
- Sgarbi, G.N.C. 1989. Geologia da Formação Areado, Cretáceo Médio a Inferior da Bacia do São Francisco, oeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, UFRJ, 342p.
- Sgarbi, G.N.C. 2004. Magmatism and diamond occurrence in western Minas Gerais, Brazil. In: 32o. International Geologic Congress, Florença. Anais do..., v. 1.
- Sgarbi, G.N.C. 2000. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, eastern plateau of Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:450-452.
- Sgarbi, P.B de A. & Valença J. G. 1999. Vulcanismo kamafugítico da Mata da Corda. In: Simpósio sobre o Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, resumos, 61.
- 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 Science*, 16:715-724.

- Sgarbi, G.N.C.; Sgarbi, P.B.A.; Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A.; Penha, U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. 2001. Bacia do São Francisco; Geologia e Recursos Naturais, Belo Horizonte, SBG/MG, p. 93 -138.
- Skinner, E.M.W., (1989) Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites. In: J. Ross, et al. (Ed.), Kimberlites and related rocks: their composition, occurrence, origin and emplacement, 1, Blackwell Scientific Publications, Sydney pp. 528- 544.
- Smith, C.B., Gurney, J.J., Skinner, E.M.W., Clement, C.R., Ebrahim, N., 1985. Geochemical character of southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. *Trans. geol. Soc. S. Afr.* 88:267-280
- Silva, L.G. 2006. Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na Província Alcalina do Alto Paranaíba – MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 96p.
- Silva, S. 2008. Petrografia e química mineral das intrusões Indaiá I e Indaiá II, oeste do estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 130p.
- Simandl, G.J. 2004. Concepts for diamond exploration in “on/off cráton” areas – British Columbia, Canadá. *Lithos* 77:749-764.
- Simões, L.S.A. 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. São Paulo, IG-USP, 149p.
- Simões, L.S.A. & Navarro, G. 1996. Estruturação da Faixa Brasília na região de Araxá, MG. In: SBG, Cong. Brasileiro de Geologia, 39, Anais, p. 92-95
- Simões, L.S.A. & Valeriano, C., 1990. Porção meridional da Faixa Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: SBG, Cong. Bras. de Geologia. 36, Anais, p. 2564 -2575.
- Sinitsyn A.V.; Dauev, Yu M.; Grib V.P. 1992. Structural setting and productivity of the kimberlites of Arkhangelsk province. *Russian Geology and Geophysics*, 33: 61-70.
- Sobolev, N.V. 1977. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the upper mantle (translated from Russian). American Geophysical Union, Washington D.C..
- Sobolev, N.V.; Lavrenttes, Yu. G.; Pospoleva, L. N.; Sobolev, E. V. 1969. Cromio-piropos de diamantes de Yakutia, URSS. *Bokl. Akad. Nauk. SSR*, 189:162-165 (Em russo).
- Sobolev, N.V.; Bartoshinsky, Z. V.; Yefimova, E. S.; Lavrentyev, Yu.G.; Pospoleva, L.N. - 1970 - Associação de olivina, granada e cromiodiopsídio em diamante de Yakutia. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 192:1349-1353 (Em russo).
- Sobolev, N.V.; Botkunov, A.I.; Lavrentyev, Yu.G e Pospoleva, L.N. 1971. Peculiaridades da composição de minerais coexistentes com diamantes do quimberlito Mir, Yakutia, URSS. *Zap. Vses. Minerólogo Obshchestva* 100:558-564 (Em russo).
- Sousa, S.K.J. 2001. Geologia e aspectos geoturísticos do município de Delfinópolis, MG. Rio Claro, IGCE-UNESP, Dissertação de Mestrado, 90p.
- Svisero, D. P. & Basei, M. A. S. 2005. Novas evidências de uma origem proximal para o diamante da região de Coromandel, Minas Gerais. In: SBG-MG, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 4, Diamantina, *Boletim*, 14, p. 39-42.
- Svisero, D.P., Hasui, Y., Drummond, D. 1979. Geologia de kimberlitos do Alto Paranaíba, Minas Gerais. *Mineração Metalurgia*, 406:34-38.
- Svisero, D.P & Drummond, D., 1988. Províncias Kimberlíticas Brasileiras. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro. 60:108.
- Svisero, D.P.; Haralyi, N.L.E.; Cretelli, C.A. 1986. Geologia dos Kimberlitos Vargem 1 e Vargem 2, Coromandel, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Anais, Vol. 4, p. 1671 – 1685.
- Svisero, D.P.; Meyer, H.O.A.; Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. 1984. A note on the geology of some Brazilian kimberlites. *Journal of Geology*. 92:331-338.

- Svisero, D.P.; Meyer, H.O.A.; Tsai, H.M. 1977 – Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and Redondão (Piauí) diatremes, Brazil; and garnet lherzolite xenolith from Redondão diatreme. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:1-13.
- Svisero, D.P.; Ulbrich, M.N.C. ; Vlach, S.R.F. ; Basei, M.A.S. ; Shcults-Guttler, R.A. . 2004. Petrologia e idade de minerais indicadores dos kimberlitos Vargem, Município de Coromandel, Minas Gerais. In: Simpósio 40 anos de geocronologia do Brasil, 2004, São Paulo. Boletim de Resumos. p. 68-68.
- Sutton, J.R. (1928) *Diamond: A descriptive treatise*. T. Murby, London.
- Tainton, K.M. & Browning, P., 1991. The group-2 kimberlite – lamproite connection: some constraints from the Barkly-West District, northern Cape Province, South Africa. In *Extended Abstr., Fifth Int. Kimberlite Conf. (Araxa)*. CPRM Spec. Publ. 2191, Brasília (405-407).
- Teixeira, W. 1982. Geochronology of the southern part of the SãoFrancisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:268-277.
- Teixeira, W.; Sabaté P.; Barbosa J.S.F.; Noce C.M.; Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani E.; ThomazFilho, A.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Thomaz, L.V. 2009. Estudo petroGráfico e química mineral da intrusão kimberlítica Régis, no oeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 143p.
- Valeriano, C.M. 1995. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Mestrado, São Paulo, IG-USP, 192p.
- Valeriano, C.M. & Simões, L.S.A. 1997. Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 27:99-110.
- Vasilenko, V.B.; Zinchuk, N.N.; Krasavchikov, V.O.; Kuznetsova, L.G.; Khlestov, V.V.; Volkova, N.I. 2002. Diamond potential estimation based on kimberlite major element chemistry. *Journal of Geochemical Exploration* 76:93-112.
- Vieira, V.S. & Heineck, C.A. 1983. Prospecto diamante no rio do Sono. Relatório interno da CPRM, Belo Horizonte.
- Wagner, P.A., 1914: *The diamond fields of South Africa; Transvaal Leader*, Johannesburg.
- Wannweg, G.W., 2001. Canastra-01 Trial Mining Feasibility Study – Evaluation Report (Draft 2). Internal Report. 120 p.
- Wheelock, G. 1995. Report on the placerology of the Rio de Janeiro area, Minas Gerais East Project, Brazil – implications for primary source exploration. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 4p.
- Wilson, L. & Head III, J.W. 2007. An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*. 447:53-57.
- Willians, A. F. 1932. *The genesis of diamond*. Two vols. Ernest Benn, Ltd., London.
- Wyatt, B.A.; Baumgartner, M.; Ahckar, E.; Grutter, H. 2004. Compositional classification of “kimberlite” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos*, 77:819-840.

ANEXO 01
Mapa Geológico

ANEXO 02
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-1

ANEXO 03
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-3

ANEXO 04
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-5

ANEXO 05
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-8

ANEXO 06
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Canastra-35

ANEXO 07
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Vargem

ANEXO 08
Tabelas de Resultados Analíticos de Química Mineral – Intrusão Abel Régis

ANEXO 09
Artigos Publicados