



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE SM-Nd
EM XENÓLITOS MANTÉLICOS DO KIMBERLITO
CANASTRA-01

MARINA MARQUES DALLA COSTA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 300

ORIENTADOR: PROF. ROBERTO VENTURA SANTOS
CO-ORIENTADORA: PROF^ª. DÉBORA PASSOS ARAÚJO

BRASÍLIA
2012



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE SM-ND EM XENÓLITOS MANTÉLICOS DO KIMBERLITO CANASTRA-01

MARINA MARQUES DALLA COSTA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 300

COMISSÃO EXAMINADORA:

PROF. DR. ROBERTO VENTURA SANTOS (ORIENTADOR)

PROF. DR. ELTON LUIZ DANTAS (EXAMINADOR INTERNO)

PROF. DR. VALDECIR DE ASSIS JANASI (EXAMINADOR EXTERNO)



AGRADECIMENTOS

Ao professor Roberto Ventura Santos, pela orientação ao longo do trabalho;

À professora Debora Passos Araújo, pelas discussões, revisões e estímulos;

Ao professor José Carlos Gaspar, por sugerir o tema, disponibilizar as amostras e pelos comentários;

Aos professores Elton Luiz Dantas, Farid Chemale e Máximo Matteini, pelas discussões;

Aos técnicos do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, que forneceram o suporte necessário nas etapas de preparação das amostras e análises isotópicas;

Às amigas Maria Luiza e Priscila, pela dedicação e ajuda;

Aos amigos do Departamento Nacional de Produção Mineral, Karina, Camila, Carla, Luiz Paulo, Elaine e Freire, pelo apoio;

Aos amigos Pedro Paulo, Ana Carolina, Luísa, Fernanda e Maria Carolina, por manterem o bom humor;

À minha família e ao Henrique, pelo suporte, compreensão e, principalmente, pela paciência;

A todos aqueles que de alguma forma contribuíram para esta dissertação.



RESUMO

O kimberlito Canastra-01 localiza-se na região da Serra da Canastra, sudoeste do Estado de Minas Gerais. Este corpo é intrusivo na Faixa Brasília, nos metassedimentos proterozóicos do Grupo Canastra, próximo à borda sudoeste do Cráton São Francisco. A idade calculada para o Canastra-01 é de 120 ± 10 Ma (K–Ar em flogopita) (Pereira & Fuck, 2005) e este é o primeiro kimberlito brasileiro com reservas diamantíferas economicamente viáveis (Chaves *et al.*, 2008). Este kimberlito amostrou uma grande variedade de xenólitos mantélicos, sendo os principais tipos litológicos lherzolitos, harzburgitos, dunitos, piroxenitos e eclogitos.

Dados isotópicos de Sm-Nd foram obtidos para concentrados minerais de um grupo de treze xenólitos, que correspondem a nove granada lherzolitos, dois anfibólio granada websteritos, um eclogito e um granada clinopiroxenito. Os xenólitos de granada lherzolito são marcados por textura mosaico porfiroclástica, enquanto que os demais xenólitos possuem textura granoblástica grossa e evidenciam menores taxas de deformação em relação aos peridotitos.

As composições isotópicas dos xenólitos de granada lherzolito são empobrecidas em relação ao CHUR, e são condizentes com uma evolução relacionada à extração de material por fusão parcial. As isócronas minerais determinadas para esses xenólitos, assim como suas idades modelo T_{DM} , não guardam significado acerca da gênese destas amostras, e este comportamento pode ser um indício de perturbação do sistema isotópico dessas amostras.

Os xenólitos de granada clinopiroxenito e eclogito têm assinaturas isotópicas empobrecida e enriquecida, respectivamente, o que indica que estas amostras foram geradas a partir de processos distintos. A natureza da composição isotópica do xenólito de eclogito e sua correlação com os valores determinados para as rochas do Arco Magmático de Goiás sugerem uma origem crustal para esse xenólito, e indicam origem relacionada aos eventos responsáveis pela formação de sequências crustais da Província Tocantins.

Os xenólitos de anfibólio granada websterito têm composição isotópica enriquecida em relação ao CHUR. As isócronas obtidas para essas amostras fornecem idades de 1,5 Ga, que podem estar associadas a um importante evento metassomático e/ou termal que afetou o manto litosférico subcratônico.



ABSTRACT

Canastra-01 kimberlite is located in the Canastra Ridge region, Minas Gerais state, southeast Brazil. It is intrusive in the Proterozoic metasedimentary rocks of the Canastra Group, near the southeast border of the São Francisco Craton. The age calculated for the Canastra-01 kimberlite is 120 ± 10 Ma (K–Ar in phlogopite) (Pereira & Fuck, 2005) and it sampled a large variety of mantle xenoliths, including peridotites, pyroxenites and eclogites.

Sm-Nd analyses were carried out at the Geochronology Laboratory at the University of Brasília in ultrapure garnet and clinopyroxene mineral separates from thirteen mantle xenoliths, comprising nine garnet lherzolites, two amphibole garnet websterites, one garnet clinopyroxenite and one eclogite.

Garnet lherzolite have mosaic-porphyroclastic textures and record higher strain rates, whilst the other xenoliths have coarse granuloblastic textures.

Depleted Nd isotopic compositions were obtained for the garnet lherzolite xenoliths, which are consistent with an origin related to melt extraction. Isochron apparent ages suggests that the Sm-Nd system in some garnet lherzolite xenoliths was re-equilibrated by the kimberlitic thermal event and do not yield information regarding their age of cooling, as well as the model ages T_{DM} calculated for these xenoliths. These features point to a perturbation of the Nd isotopic system.

Garnet clinopyroxenite and eclogite xenoliths have depleted and enriched isotopic compositions, respectively. These results suggest that these xenoliths originated by different processes. ϵNd determined for the eclogite xenolith fit the evolutionary path defined for the Goiás Magmatic Arc rocks and point to a crustal origin.

Amphibole garnet websterite xenoliths have enriched isotopic compositions and yield ancient isochron ages of 1,5 Ga which can be associated to an important metassomatic and/or thermal event that affected the subcontinental lithospheric mantle.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Composição isotópica de Nd-Sr para rocha total e separados minerais de xenólitos mantélicos de Bultfontein (Richardson *et al.*, 1985) e Jagersfontein (Walker *et al.*, 1989). As linhas conectam fases coexistentes e a respectiva rocha total. A cruz corresponde à composição isotópica inicial do kimberlito de Bultfontein. Reparar que a composição isotópica da rocha total consideravelmente distinta da observada para os separados minerais (retirado de Pearson *et al.*, 2003)_____ 06
- Figura 1.2 - (A) Localização do Kimberlito Canastra-01 (diamante rosa) próximo a Vargem Bonita, Minas Gerais. (B) Vista geral do empreendimento onde se instalará o empreendimento da Mina Canastra-01, com destaque para a área de intrusão (marcado em vermelho na foto). Ao fundo observa-se a escarpa da Serra da Canastra (Modificado de Chaves *et al.*, 2008a)_____ 07
- Figura 1.3 – Fluxograma com as etapas adotadas no processo de lixiviação dos separados minerais de grana e clinopiroxênio_____ 11
- Figura 1.4 – Etapas de ataque ácido adotadas no procedimento de digestão dos separados minerais de grana e clinopiroxênio_____ 12
- Figura 2.1. Mapa geológico da porção leste da Província Tocantins e unidades geológicas adjacentes. A localização do kimberlito Canastra-01 é representada pelo diamante rosa (modificado de Fuck, 1994)_____ 15
- Figura 2.2. Mapa da porção centro-sul do Brasil, com a localização de algumas das províncias magmáticas máficas alcalinas do Cretáceo, com destaque para a Província Ígnea do Alto Paranaíba. Modificado de Carlson *et al.* (2007)_____ 16
- Figura 2.3 – Detalhe do mapa de anomalia Bouguer da América do Sul evidenciando o baixo gravimétrico associado à placa paleoproterozóica (traçado vermelho) que contém o Cráton São Francisco, cujos limites em superfície correspondem ao traçado em branco. Também são plotadas na figura as ocorrências de kimberlitos e rochas associadas registradas próximas à borda SW do cráton. Retirado de Pereira e Fuck (2005)_____ 18
- Figura 2.4 – Mapa geológico da área da intrusão do kimberlito Canastra-01, na região da Serra da Canastra, sudoeste de Minas Gerais (Retirado de Chavet *et al.*, 2008b)_____ 20
- Figura 2.5 – Esquema em escala livre mostrando a intrusão Canastra-01 em metassedimentos do Grupo Canastra com a possível relação em profundidade dos blows NW e SE, bem como o prolongamento em direção a níveis crustais superiores proposto para o blow SE. Retirado de Chaves *et al.* (2008a)_____ 22
- Figura 2.6 – Diagrama contendo os valores das médias de P e T dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. As curvas com valores de 30 a 90 representam as geotermas e seus respectivos valores de fluxo de calor em mW/m^2 ; as linhas pontilhadas indicam o aumento da transferência de fluxo de calor por outros motivos que não a condução (Pollack *et al.*, 1993). As linhas I, II e III são *solidus* para o manto e representam: I - ausência de voláteis; II – mistura de voláteis; III – presença de água (Pollack *et al.*, 1993). A área acima de 10 kbar corresponde à crosta (Pollack *et al.*, 1993). As linhas 1, 2 e 3 correspondem a:

- 1 – limite entre as fácies plagioclásio e espinélio; 2 e 3 – limite das fácies espinélio e granada, as linhas paralelas em 2 e 3 representam “granada *in*” (menor P) e “espinélio *out*” (maior P); 5. Solidus para o manto, segundo Hirschmann (2000). A linha G/D indica o limite grafita-diamante de Kennedy e Kennedy (1976). Retirado de Costa (2008)_____ 26
- Figura 3.1 – Classificação de rochas ultramáficas proposta por Streckeisen (1976) e recomendada pela IUGS. Na figura, Ol = olivina_____ 31
- Figura 3.2 – Perfil de velocidades das ondas sísmicas no interior da terra, mostrando as principais descontinuidades nas profundidades de 410 e 660 km, bem como a camada D”. À direita é apresentado um perfil esquemático do interior da Terra, correlacionado com o perfil sísmico. Retirado de Helffrich e Wood (2001)_____ 40
- Figura 3.3 – Modelos das possíveis localizações de reservatórios mantélicos e sua relação com a dinâmica do manto. (A) Modelo de convecção em camadas no qual a descontinuidade de 660 km representa o limite entre manto convectivo e manto primitivo. (B) Modelo de convecção total, segundo o qual o manto é homogêneo exceto pela presença de material primitivo e crosta reciclada na base do manto. Reservatórios geoquímicos: verde – manto depletado (DMM); roxo – manto “primitivo” (alta razão $3\text{He}/4\text{He}$); azul claro – crosta enriquecida reciclada (CER). Feições convectivas: azul – placa oceânica; vermelho – plumas. Modificado de Tackley (2000)_____ 44
- Figura 3.4 – Mapeamento da litosfera no leste da Sibéria realizado por Griffin *et al.* (1998). A figura superior mostra os terrenos crustais e os corpos kimberlítico intrusivos (marcados com estrelas). A figura do meio corresponde à seção da litosfera mapeada por meio de xenólitos e xenocristais presentes nos kimberlitos, detalhando os tipos litológicos, o limite litosfera-astenosfera (linha pontilhada) e as diferenças de profundidade entre o MLSC arqueano e o proterozóico. A última figura mostra distribuição de harzburgitos subcálcicos, confinada aos terrenos arqueanos. LCM – limite crosta-manto. Modificado de O’Reilly *et al.* (2001)_____ 47
- Figura 3.5 – Diagramas de distribuição de frequência de composições isotópicas de Nd para xenólitos peridotíticos cratônicos e não cratônicos, bem como para lherzolitos de alta e baixa T e harzburgitos subcálcicos. Modificado de Pearson e Nowell (2002)_____ 49
- Figura 3.6 – Diagrama $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ mostrando o campo composicional para seções mantélicas de diferentes idades a partir de análises de granadas. Médias de xenólitos são plotadas para comparação. Sp – espinélio; Grt – granada; MLSC – manto litosférico subcontinental. A composição da astenosfera é aproximada à do Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995). Retirado de O’Reilly *et al.* (2001)_____ 52
- Figura 3.7 – Tabela periódica dos elementos com destaque para o grupo dos terras raras (quadrados de fundo azul claro) e os elementos samário e neodímio (quadrados de fundo azul escuro)_____ 53
- Figura 3.8 – Efeito da fusão parcial do manto (círculo verde) na evolução isotópica de Nd na crosta continental resultante e no manto depletado residual (reservatório depletado). Assume-se que o manto não depletado tem razão



Sm/Nd igual à dos condritos utilizada para definir a curva do CHUR (modificado de, Faure e Mensing, 2005)	58
Figura 3.9 – Evolução isotópica do sistema Sm-Nd para os minerais A e B e a rocha total ($R_{x_{total}}$). T_x corresponde à idade de cristalização e $t = 0$ representa o presente (modificado de DePaolo, 1988)	60
Figura 4.1 – Classificação mineralógica dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 estudados nesta dissertação, de acordo com o esquema proposto por Streckeisen (1976)	63
Figura 4.2 – Fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN88) nas quais são observados: (A) e (B) Porfiroclasto euédrico e fraturado de ortopiroxênio em matriz de neoblastos de olivina; (C e D) Porfiroclasto arredondado e fraturado de granada circundada por borda quelifítica de coloração amarronzada em matriz de neoblastos de olivina; (E e F) Aspecto geral da matriz em mosaico formada por neoblastos de olivina, na qual é possível observar ângulos de 120° entre os grãos	65
Figura 4.3 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN99), no qual se observa porfiroclasto de olivina intensamente fraturado. Observar que o material que preenche as fraturas do porfiroclastos também afeta as demais fases. Na porção superior do mosaico observa-se um grão de granada completamente substituído por material quelifítico (QUEL)	66
Figura 4.4 – Fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN97) nas quais se observam porfiroclastos de ortopiroxênio fraturados e parcialmente recristalizados e envoltos por matriz de neoblastos de olivina	67
Figura 4.5 – Fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN88) nas quais se observa micro falha (setas vermelhas) em porfiroclasto de ortopiroxênio fraturado e envolto por matriz de neoblastos de olivina	67
Figura 4.6 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN104), no qual se observa porfiroclasto de clinopiroxênio fraturado e envolvido por matriz de neoblastos de olivina	68
Figura 4.7 – Fotomicrografia de amostra de granada Iherzolito (CAN96), na qual se observam dois porfiroclastos arredondados de granada com estágios diferentes de desenvolvimento de borda quelifítica (QUEL). O porfiroclastos central, de coloração rosada, é circundado por borda fina, enquanto que o grão de coloração acastanhada na porção superior corresponde a porfiroclastos de granada completamente substituído por material quelifítico	69
Figura 4.8– Fotomicrografia de amostra de granada Iherzolito (CAN86), na qual se observa granada com borda quelifítica circundado por dois porfiroclastos de clinopiroxênio e matriz de neoblastos de olivina. Reparar a presença de flogopita associada à borda quelifítica da granada	70
Figura 4.9 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN97), no qual se observa porfiroclastos de ortopiroxênio e granada com borda quelifítica envolvidos por matriz composta por neoblastos de olivina. A seta vermelha indica a fratura que corta todas as fases e é preenchida por material de alteração.	70

- Figura 4.10 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de anfibólio granada websterito (CAN95), no qual se observam as relações entre as diferentes fases da amostra, bem como suas principais características (ver texto para discussões)_____ 72
- Figura 4.11 – Fotomicrografias de amostra de anfibólio granada websterito (CAN95) as quais registram a ocorrência de anfibólio de coloração acastanhada como (A) intersticial às demais fases e (B) como grão bem formado. Observar a clivagem losangular típica nos dois exemplares_____ 73
- Figura 4.12 – Fotomicrografias de amostra de granada clinopiroxenito (CAN94) nas quais é possível observar: (A) contato entre clinopiroxênio e granada marcado por fases de alteração; (B) granada marcada por alteração pervasiva longo de fraturas e nas bordas do grão; (C e D) clinopiroxênio fraturado e em contato com granada marcada por borda quelifítica (porção inferior das fotomicrografias)_____ 74
- Figura 4.13 – Fotomicrografias de amostra de eclogitos (CAN147) nas quais é possível observar: (A) granada de coloração rosada, fraturada e circundada por borda quelifítica de coloração acastanhada; (B) clinopiroxênio fraturado com alteração tipo esponja em contato com granada marcada pela presença de material quelifítico na borda e ao longo de fraturas (C) granada fraturada em contato com massa de alteração na qual se identifica flogopita_____ 75
- Figura 4.14 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de eclogito (CAN147), no qual é possível observar alteração tipo esponja tanto nas bordas como na superfície do clinopiroxênio_____ 76
- Figura 5.1 – (A) Histograma de frequência dos valores de ϵNd_t para granada e clinopiroxênio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 (barras hachuradas) e peridotitos dos crátons Siberiano e Kaapvaal compilados por Pearson e Nowell (2002) (barras pretas). As granadas das amostras CAN95 e CAN203 possuem valores extremos de ϵNd_t que não são representados em escala para simplificação. Valor aproximado do manto depletado (DM) indicado para referência. (B) Histograma de frequência dos valores de ϵNd_t para granada e clinopiroxênio dos xenólitos granada Iherzolito do kimberlito Canastra-01 (barras hachuradas) em comparação aos valores de ϵNd_t de Iherzolitos de alta temperatura ($T > 1100^\circ C$) compilados por Pearson e Nowell (2002) (barras pretas)_____ 81
- Figura 5.2 – Isócronas de dois pontos obtidas a partir dos dados isotópicos de granada e clinopiroxênio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. Xenólitos que fornecem idades semelhantes são plotados juntos para comparação_____ 86
- Figura 5.3 – Comparação entre as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ de granada, clinopiroxênio e rocha total reconstruída para os xenólitos de (A) eclogito e granada clinopiroxenito; (B) granada Iherzolito; e (C) anfibólio granada websterito_____ 93

- Figura 5.4 – Diagrama de evolução da composição isotópica de Nd para os xenólitos do kimberlito Canastra-01. Linhas verdes: anfibólio granada websterito; linhas azuis: granada lherzolito; linha vermelha: eclogito; linha laranja: granada clinopiroxenito. Linha de evolução do Gnaiss Acasta plotado como referência _____ 100
- Figura 5.5 – Diagrama de evolução da composição isotópica de Nd comparando o campo definido para as rochas do Arco Magmático de Goiás (campo vermelho) (Junges *et al.*, 2002; Pimentel *et al.*, 1997; Pimentel e Fuck, 1992) com a linha de evolução definida para o xenólito de eclogito do kimberlito Canastra-01. A composição isotópica de gnaisses arqueanos do Maciço de Goiás é mostrada para comparação (Pimentel *et al.*, 1996) _____ 101
- Figura 5.6 – ϵNd_t versus idade da intrusão para rochas da PIAP e xenólitos do kimberlito Canastra-01. Dados de Bizzi *et al.* (1994) (quadrados brancos) e Carlson *et al.* (2007) (triângulos pretos) _____ 102
- Figura 5.7 – Mg# das granadas dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 x ϵNd_{120} da rocha total recalculada (ver próxima seção para discussões). No gráfico percebe-se uma correlação positiva entre Mg# e composição isotópica de Nd _____ 104
- Figura 5.8 – Diagramas de variação composicional para clinopiroxênios dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. Nos diagramas é possível identificar dois grupos principais. O primeiro grupo é composto por clinopiroxênios de granada lherzolito e granada clinopiroxenito. O segundo grupo corresponde aos clinopiroxênios de anfibólio granada websterito e eclogito, e é marcado por composição menos empobrecida em elementos de afinidade basáltica relação ao primeiro grupo _____ 105
- Figura 5.9 – Relação entre as razões $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 e os intervalos determinados para os reservatório mantélicos de Zindler e Hart (1986) _____ 108



LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Valores médios de pressão e temperatura de equilíbrio obtidos por Costa (2008) para os xenólitos do kimberlito Canastra-01_____	22
Tabela 3.1 – Sumário da classificação textural de xenólitos em suítes peridotíticas e piroxeníticas, de acordo com Harte (1977)_____	38
Tabela 3.2 – Composição do manto da Terra de acordo com o modelo solar e com o estudo de rochas derivadas do manto superior. Notar as similaridades nos resultados obtidos pelas duas abordagens (Palme & O’Neal, 2003)_____	39
Tabela 3.3 – Principais localidades estudadas na literatura para xenólitos de regiões cratônicas, circum cratônicas e não cratônicas (Pearson <i>et al.</i> , 2003)	48
Tabela 3.4 – Evolução dos domínios no MLSC sob crostas de diferentes idades de acordo com Menzies (1990)_____	50
Tabela 3.5 – Abundância, em porcentagem, e números de massa (A) dos isótopos naturais de Sm e Nd (Lide e Frederikse, 1995)_____	54
Tabela 5.1 - Dados de Sm-Nd para granada e clinopiroxênio juntamente com pressão e temperatura de equilíbrio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01_	82
Tabela 5.2 – Idades fornecidas por isócronas calculadas para os xenólitos do kimberlito Canastra-01, juntamente com as composições isotópicas iniciais correspondentes às idades definidas_____	87
Tabela 5.3 – Dados isotópicos de Sm-Nd para rocha total medida e reconstruída_____	90
Tabela 5.4 – Idades fornecidas por isócronas calculadas para os xenólitos do kimberlito Canastra-01, juntamente com as composições isotópicas iniciais de rocha total reconstruída correspondentes a tais idades_____	92
Tabela 5.5 – Tabela de eventos registrados pelos xenólitos do kimberlito Canastra-01_____	106



AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	ix
SUMÁRIO	x
PREÂMBULO	01
CAPÍTULO 01 - INTRODUÇÃO	02
1.1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	03
O MÉTODO SM-Nd EM XENÓLITOS DO MANTO	04
LOCALIZAÇÃO	07
AMOSTRAS	08
1.2. MATERIAIS E MÉTODOS	08
CAPÍTULO 02 – CONTEXTO GEOLÓGICO	13
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO	14
2.1.1. A FAIXA BRASÍLIA	14
2.1.2. A PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA	15
2.1.3. O MANTO SOB A BORDA SW DO CRÁTON SÃO FRANCISCO	17
2.1.4. GEOLOGIA DA REGIÃO DA INTRUSÃO	19
2.1.5. O KIMBERLITO CANASTRA-01	21
2.1.6. XENÓLITOS DO KIMBERLITO CANASTRA-01	24
CAPÍTULO 03 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
3.1. XENÓLITOS MANTÉLICOS	28
3.1.1. TIPOS DE XENÓLITOS DO MANTO	30
3.1.2. XENÓLITOS E DIAMANTES	34
3.1.3. PETROGRAFIA DE XENÓLITOS	35
3.2. O MANTO	39
3.2.1. ESTRUTURA	40
3.2.2. HETEROGENEIDADES	41
3.2.3. O MANTO LITOSFÉRICO	44
3.3. O MÉTODO SM-Nd	53
3.3.1. A RAZÃO $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	55
3.3.2. A RAZÃO $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	56
3.3.3. A NOTAÇÃO ϵ_{Nd}	57
3.3.4. O MÉTODO DE DATAÇÃO DA ISÓCRONA	59
3.3.5. IDADE MODELO - T_{DM}	60
CAPÍTULO 04 - PETROGRAFIA	62
4.1. PETROGRAFIA	63
4.1.1. GRANADA LHERZOLITO	64



4.1.2. ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO	71
4.1.3. GRANADA CLINOPIROXENITO	73
4.1.4. ECLOGITO	74
4.1.5. DISCUSSÕES	76
CAPÍTULO 05 – GEOLOGIA ISOTÓPICA DE SM-Nd	79
5.1. RESULTADOS	80
5.1.1. GRANADA LHERZOLITO	84
5.1.2. ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO	87
5.1.3. GRANADA CLINOPIROXENITO E ECLOGITO	88
5.1.4. ROCHA TOTAL RECONSTRUÍDA	89
5.2. DISCUSSÕES	94
5.2.1. DADOS CRONOLÓGICOS – ISÓCRONAS E IDADES MODELO	94
5.2.2. EVOLUÇÃO DAS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS	99
5.2.3. MODELOS PARA O MANTO SOB A BORDA SW DO CRÁTON SÃO FRANCISCO	101
CAPÍTULO 06 - CONCLUSÕES	109
6.1. CONCLUSÕES	110
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113



PREÂMBULO

Nesta dissertação de mestrado são apresentados dados petrográficos e isotópicos de Sm-Nd para xenólitos do kimberlito Canastra-01, localizado no sudoeste do estado de Minas Gerais, região sudeste do Brasil. A dissertação é compartimentada em seis capítulos, organizados da seguinte forma:

Capítulo 01 – Introdução: são apresentados os objetivos desta dissertação frente ao conhecimento geológico acerca do tema, juntamente com os aspectos metodológicos adotados na pesquisa.

Capítulo 02 – Contexto Geológico: apresenta o contexto geológico no qual se insere o kimberlito Canastra-01, juntamente com o estado da arte do estudo do manto litosférico sob a borda SW do Cráton São Francisco.

Capítulo 03 – Revisão Bibliográfica: corresponde ao levantamento bibliográfico sobre (1) o estudo de xenólitos mantélicos, (2) estrutura, composição e evolução do manto e (3) os fundamentos teóricos do método Sm-Nd.

Capítulo 04 – Petrografia: apresenta a descrição petrográfica dos xenólitos mantélicos estudados nesta dissertação.

Capítulo 05 – Geologia Isotópica de Sm-Nd: apresenta os dados isotópicos de Sm-Nd para granada e clinopiroxênio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01, juntamente com as discussões e interpretações dos dados.

Capítulo 06 – Conclusões: enumera as conclusões desta dissertação, com base nas discussões abordadas nos capítulos 04 e 05.

Esta dissertação foi realizada no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília durante o período de março de 2010 a julho de 2012.

CAPÍTULO 01

INTRODUÇÃO

1.1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Diversos trabalhos apontam para uma correlação entre a formação e estabilização do manto litosférico subcontinental e da crosta sobrejacente (ex.: Oxburgh e Parmentier, 1978; Pearson, 1999; Griffin *et al.* 1998, 2003; O'Reilly *et al.*, 2001). Sob esta ótica, o estudo do manto é essencial para o entendimento dos processos de formação e evolução da litosfera no tempo geológico.

Devido a limitações tecnológicas, não é possível ao homem acessar diretamente o manto da Terra, e o estudo deste reservatório é feito, principalmente, de forma indireta. Neste contexto, xenólitos do manto amostrados por kimberlitos representam uma importante fonte de informações para o estudo da composição, estrutura e evolução do manto litosférico, por representarem exemplares diretos deste reservatório, fornecendo dados correspondentes a profundidades de até 250 km.

Ao longo das últimas décadas, o manto litosférico sob várias regiões cratônicas do planeta vem sendo extensivamente estudado, combinando técnicas multidisciplinares que possibilitam uma visão ampla da geodinâmica no interior da Terra (ex.: O'Reilly *et al.*, 2001). Os crátons Siberiano, na Rússia, e Kaapvaal, no sul da África, em especial, contam com grande banco de dados e inúmeros trabalhos publicados, sendo o manto litosférico subcontinental destas regiões notadamente bem caracterizado. Estes estudos foram impulsionados pela descoberta de importantes campos kimberlíticos mineralizados, e grande parte dos modelos desenvolvidos para a dinâmica e evolução do manto, bem como sua relação com a gênese e preservação de diamantes, têm por base as informações coletadas nesses dois crátons.

O Cráton São Francisco é uma das principais regiões cratônicas do Brasil, e a ocorrência de diamantes é amplamente reportada em seus terrenos (Pereira e Fuck, 2005), dentre as quais destacam-se as duas primeiras fontes primárias economicamente viáveis do Brasil (campo kimberlítico de Braúna e kimberlito Canastra-01). Entretanto, o estudo da raiz



mantélica desta entidade geológica ainda é pouco desenvolvido quando comparado ao de crátons de outras localidades do planeta.

A borda SW do Cráton São Francisco é marcada pela presença de diversas intrusões de rochas alcalinas potássicas pertencentes à Província Ígnea Alto Paranaíba – PIAP (Gibson *et al.*, 1995). Tais rochas, juntamente com os xenólitos mantélicos nelas reportados, foram objeto de diversos estudos que buscaram caracterizar o manto litosférico subcontinental da região (ex.: Leonardos *et al.*, 1993; Gibson *et al.*, 1995; Bizzi *et al.*, 1991, 1994, 1995; Carvalho, 1997; Carlson *et al.*, 2007; Costa, 2008; Almeida, 2009; Nannini, 2011).

A maioria dos estudos desenvolvidos em xenólitos mantélicos da PIAP tem foco na química mineral e de rocha total (ex.: Carvalho, 1997; Costa, 2008; Almeida, 2009; Nannini, 2011), com poucos dados isotópicos disponíveis na literatura para estes xenólitos (ex.: Carlson, 2007).

Nesta dissertação, são apresentados e discutidos dados petrográficos e isotópicos de Sm-Nd para treze xenólitos mantélicos do kimberlito Canastra-01, localizado na borda SW do Cráton São Francisco. Estes xenólitos foram previamente estudados por Costa (2008), que obteve dados de química mineral e geotermobarometria. A autora propõe a existência de relictos cratônicos preservados no manto litosférico sob a Faixa Brasília, aos quais associa a preservação dos diamantes amostrados pelo kimberlito Canastra-01.

Com base neste panorama, o objetivo do presente estudo é contribuir para o entendimento da composição e evolução do manto litosférico subcontinental na região da intrusão do kimberlito Canastra-01 por meio de dados de isótopos de neodímio.

O MÉTODO SM-ND EM XENÓLITOS DO MANTO

Estudos de isótopos radiogênicos em xenólitos do manto têm sido utilizados para determinações de idades e para melhor caracterizar a origem dos variados eventos metassomáticos que afetaram estas rochas (Pearson *et al.* 2003). As principais bibliografias que tratam do assunto são os trabalhos de Menzies (1990), Menzies e Hawskesworth (1987b), Pearson (1999) e Pearson e Nowell (2002).



De acordo com McDonough e McCulloch (1987), o desenvolvimento de diferentes reservatórios mantélicos sob os continentes pode ser interpretado como resultante de eventos de enriquecimentos e depleção do manto, durante e subsequente à estabilização da litosfera. Isótopos de Nd são úteis para posicionar estes episódios na história evolutiva da litosfera, auxiliando seu entendimento.

A resistência da litosfera à homogeneização completa de sua composição isotópica torna possível a datação de eventos que afetaram o manto litosférico. Dessa forma, isócronas e idades modelo T_{DM} obtidas para xenólitos mantélicos com o método Sm-Nd podem ajudar a construir a história do manto litosférico de determinada região (McDonough, 1990).

Menzies e Hawkesworth (1987b) preconizam que a estabilização do manto litosférico e seu isolamento da astenosfera provavelmente são contemporâneos à crosta sobrejacente, portanto, os dados isotópicos devem ser avaliados levando-se em conta o contexto tectônico regional da área estudada.

Para entender a gênese e evolução das raízes continentais de determinada região, é desejável que haja informações estratigráficas e geocronológicas semelhantes às disponíveis para a crosta sobrejacente. No entanto, é provável que nenhum destes critérios seja satisfeito para rochas do manto litosférico, de forma que a geocronologia deste reservatório não será tão bem determinada e entendida quanto a da crosta. Um dos principais fatores responsáveis por este panorama é a temperatura. As altas temperaturas ambiente da maior parte do manto litosférico são, provavelmente, superiores à temperatura de fechamento da maioria dos sistemas isotópicos nos minerais utilizados em sistemáticas de datação. Além disso, estas altas temperaturas também promovem reações entre manto e fluidos infiltrantes, de forma que o sistema isotópico é facilmente perturbado (Pearson, 1999).

Outro problema na obtenção de idades para amostras mantélicas utilizando-se de sistemas de isótopos radiogênicos são as baixas concentrações dos elementos de interesse, de forma que a aplicação dessas técnicas só proliferou após o desenvolvimento dos espectrômetros de massa modernos no final da década de 1970 (Pearson, 1999).

Nos primeiros estudos isotópicos realizados em rochas ultramáficas (Hurley *et al.*, 1964; Roe, 1964; Stueber e Murthy, 1966; Lanphere, 1968), foram executadas apenas análises para rocha total. Estes primeiros resultados levaram a conclusões errôneas acerca das relações entre amostras do manto e basaltos, devido às alterações pervasivas registradas em muitas rochas ultramáficas (Pearson *et al.*, 2003). Estudos posteriores mostraram que separados minerais lixiviados com ácidos, particularmente clinopiroxênio e granada, correspondem às amostras que melhor representam a composição primária inalterada dos materiais mantélicos (Bruekner, 1974; Basu e Tatsumoto, 1980; Jagoutz *et al.*, 1980; Menzies e Murthy, 1980a,b; Richardson *et al.*, 1985; Zindler e Jagoutz, 1988; Pearson *et al.*, 2003) (Figura 1.1). Em geral, recomenda-se que, para análises isotópicas, selecionem-se fragmentos minerais transparentes, livres de inclusões e com os limites delimitados por superfícies de fratura induzidas pela preparação da amostra. Desta forma, é possível minimizar e até mesmo eliminar contaminações da rocha hospedeira e alterações de baixa temperatura (Pearson *et al.*, 2003).

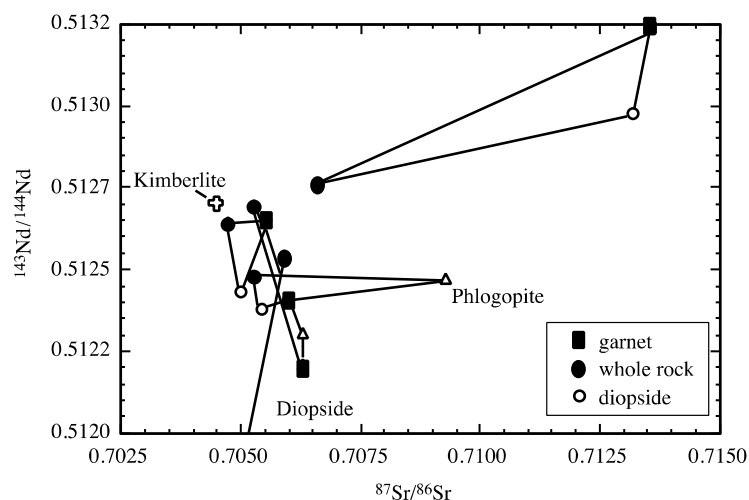


Figura 1.1 – Composição isotópica de Nd-Sr para rocha total e separados minerais de xenólitos mantélicos de Bultfontein (Richardson *et al.*, 1985) e Jagersfontein (Walker *et al.*, 1989). As linhas conectam fases coexistentes e a respectiva rocha total. A cruz corresponde à composição isotópica inicial do kimberlito de Bultfontein. Reparar que a composição isotópica da rocha total consideravelmente distinta da observada para os separados minerais (retirado de Pearson *et al.*, 2003).

LOCALIZAÇÃO

O kimberlito Canastra-01 situa-se próximo ao escarpamento da Serra da Canastra, região do alto rio São Francisco, a cerca de 7km a oeste do vilarejo de São José do Barreiro, município de São Roque de Minas, estado de Minas Gerais (Figura 1.2 A e B). O acesso à área é feito, desde Belo Horizonte, pelas rodovias MG-050 até Piumí (260 km), daí em direção a Vargem Bonita (57 km) e, depois, por estradas de terra atingindo São José do Barreiro (17,5 km) e, por fim, a intrusão (~12 km) (Chaves *et al.*, 2008a).

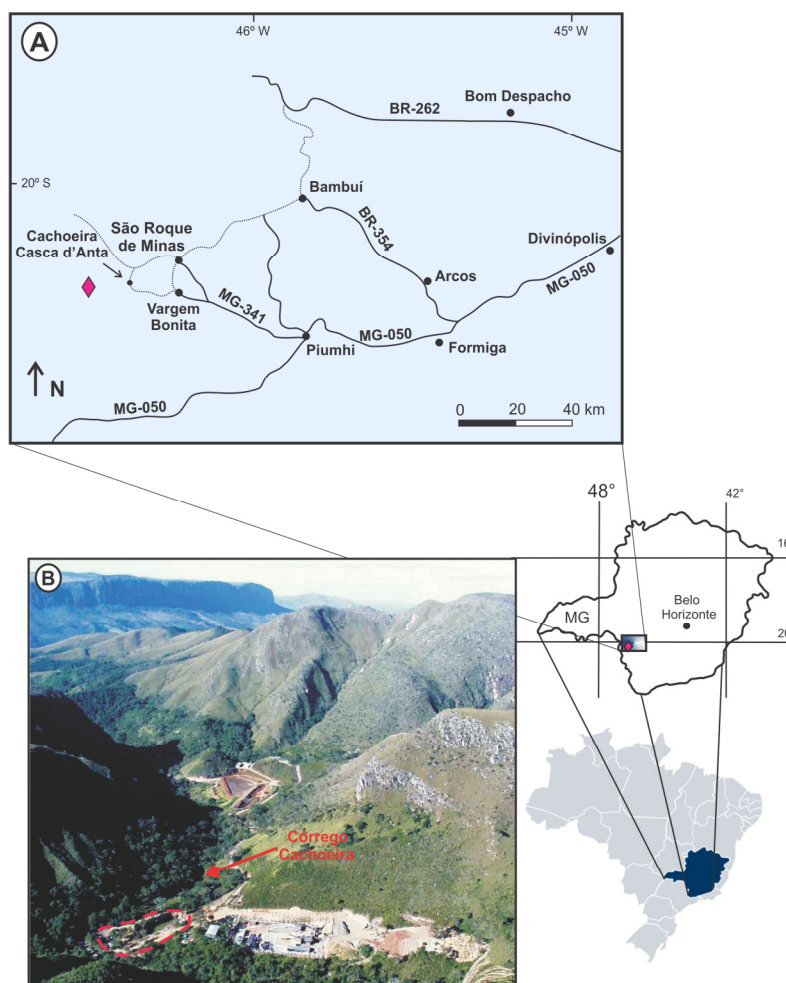


Figura 1.2 - (A) Localização do Kimberlito Canastra-01 (diamante rosa) próximo a Vargem Bonita, Minas Gerais. (B) Vista geral do local onde se instalará o empreendimento da Mina Canastra-01, com destaque para a área da intrusão (marcado em vermelho na foto). Ao fundo observa-se a escarpa da Serra da Canastra (Modificado de Chaves *et al.*, 2008a).



AMOSTRAS

Durante os programas de pesquisa mineral realizados no kimberlito Canastra-01, foi identificada uma extensa suíte de xenólitos mantélicos amostrados por este corpo durante sua ascensão, e que correspondem a peridotitos e piroxenitos dos fácies da granada e espinélio. Estes xenólitos foram cedidos para o presente estudo pela empresa De Beers.

A suíte de xenólitos amostrada pelo kimberlito Canastra-01 é marcada pela predominância de peridotitos sobre piroxenitos, sendo granada lherzolito o tipo litológico mais abundante. Há também predominância de xenólitos portadores de granada, que correspondem a aproximadamente 85% do total das amostras cedidas.

Dados de química mineral e geotermobarometria foram obtidos por Costa (2008) para um grupo de dezessete amostras destes xenólitos. Os principais resultados obtidos neste trabalho são discutidos com maior detalhe no Capítulo 02.

As amostras estudadas nesta dissertação correspondem a treze dos dezessete xenólitos mantélicos estudados por Costa (2008), compreendendo nove granada lherzolitos, dois anfibólio granada websteritos, um eclogito e um granada clinopiroxenito. A descrição petrográfica destas amostras é apresentada no Capítulo 04.

1.2. MATERIAIS E MÉTODOS

As descrições petrográficas de seções delgadas foram realizadas com o auxílio de microscópios petrográficos de luz transmitida e refletida das marcas Olympus, modelo BX60, e Zeiss, modelo AXIO Imager.A2m, no Laboratório de Microscopia da Universidade de Brasília. As análises modais quantitativas foram realizadas por contagem de pontos.

ANÁLISES ISOTÓPICAS

A preparação das amostras e as análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As análises isotópicas seguiram o protocolo descrito por Gioia e Pimentel (2000).



As análises isotópicas foram realizadas para rocha total e concentrados minerais de clinopiroxênio e granada. As etapas de preparação das amostras corresponderam a: (1) desagregação; (2) separação de concentrados ultrapuros; (3) lixiviação; (4) pesagem; (5) abertura; e (6) separação química. As etapas (2) e (3) foram realizadas apenas para os concentrados minerais.

Na etapa (1), as amostras foram desagregadas com o auxílio de um martelo e as porções centrais dos xenólitos foram separadas manualmente. Parte destes fragmentos foi moída em panela de vídia, quarteada e separada para análises de rocha total. Para as análises de concentrados minerais, os demais fragmentos dos xenólitos foram moídos em panela de vídia e peneirados com o auxílio de água, de forma a obterem-se grãos entre as frações de 32 e 65 *mesh* (0,211 a 0,5 mm). As amostras foram secadas e, em seguida, procedeu-se a etapa (2), na qual grãos ultrapuros de granada e clinopiroxênio foram separados manualmente com auxílio de uma lupa. Durante este procedimento, foram desprezados exemplares que possuíam impurezas, como inclusões, dando preferência àqueles cujas bordas eram formadas por superfícies de fraturas. Após a separação de todas as amostras, os concentrados minerais foram novamente analisados para garantir sua pureza, e em seguida, foram lixiviados repetidamente em HCl 6N a 80 – 100°C, conforme os procedimentos listados na Figura 1.3 (etapa 3). Os concentrados minerais foram novamente analisados com auxílio de uma lupa e, por fim, lavados com água Mili-Q em banho ultrassônico por 30 minutos.

Após a lixiviação, procederam-se as etapas de pesagem (4) e digestão das amostras (5). Foram pesados entre 50 a 190 mg de amostra para os concentrados minerais e 200 mg para rocha total, que foram misturados a uma solução de *spike* de ^{149}Sm - ^{150}Nd e digeridos com misturas de HF e HNO_3 concentrados e HCl 6N em bombas de Teflon envolvidas por jaquetas de aço, conforme procedimento listado na Figura 1.4. A separação química de Sm e Nd (etapa 6) foi feita de acordo com as técnicas cromatográficas convencionais, utilizando-se colunas de teflon contendo resina LN-Spec. Posteriormente, os elementos separados foram depositados em filamentos de Re em ácido nítrico 50%, e as análises isotópicas foram realizadas em um



espectrômetro de massa por ionização termal (TIMS) multicoletor da marca *Finnigan MAT 262*.

Os valores obtidos para o padrão BHVO (basalto) foram de Nd = 24,966 ppm; Sm = 6,138 ppm; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512970 \pm 10$; e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1486$. As concentrações do branco para Sm e Nd foram 10,41 e 66,82 pg, respectivamente.

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, e a constante de decaimento utilizada foi de $6,54 \times 10^{-12}$. As idades modelo T_{DM} foram calculadas com base no modelo de DePaolo (1981a), e as isócronas foram obtidas com auxílio do programa *Isoplot* (Ludwig, 1999).

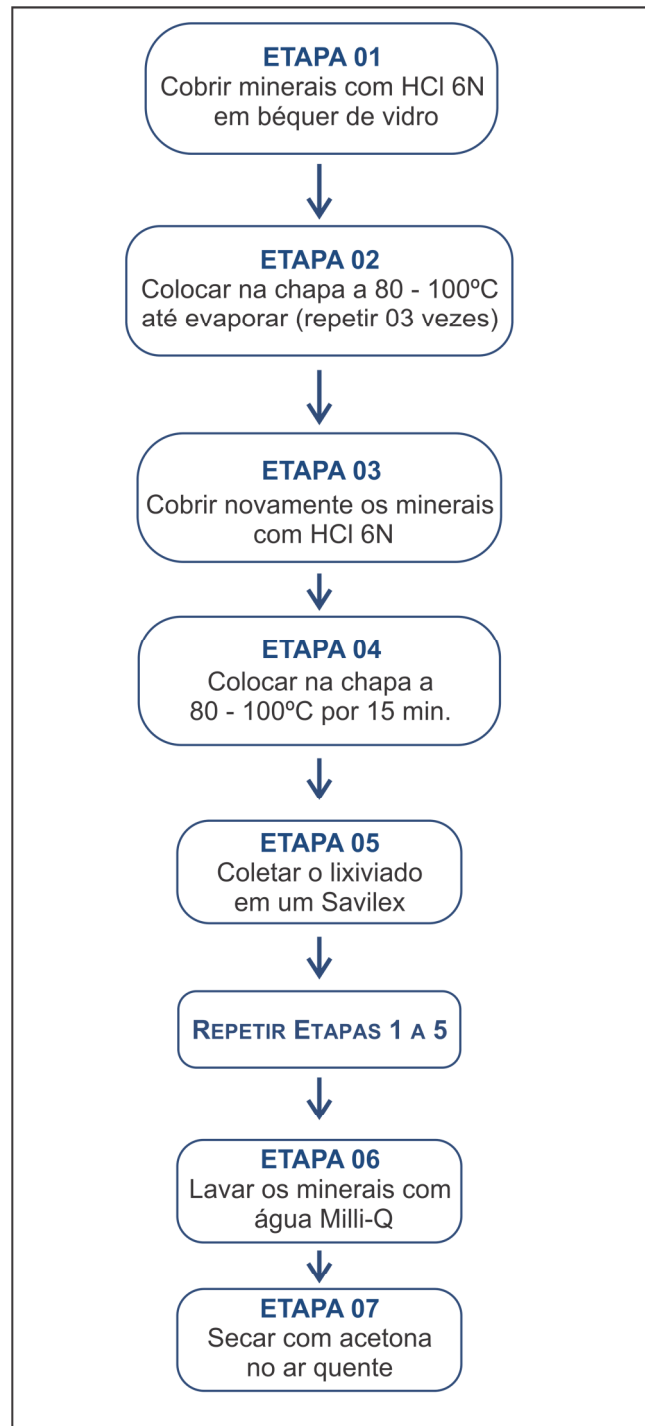


Figura 1.3 – Fluxograma com as etapas adotadas no processo de lixiviação dos separados minerais de grana e clinopiroxênio.

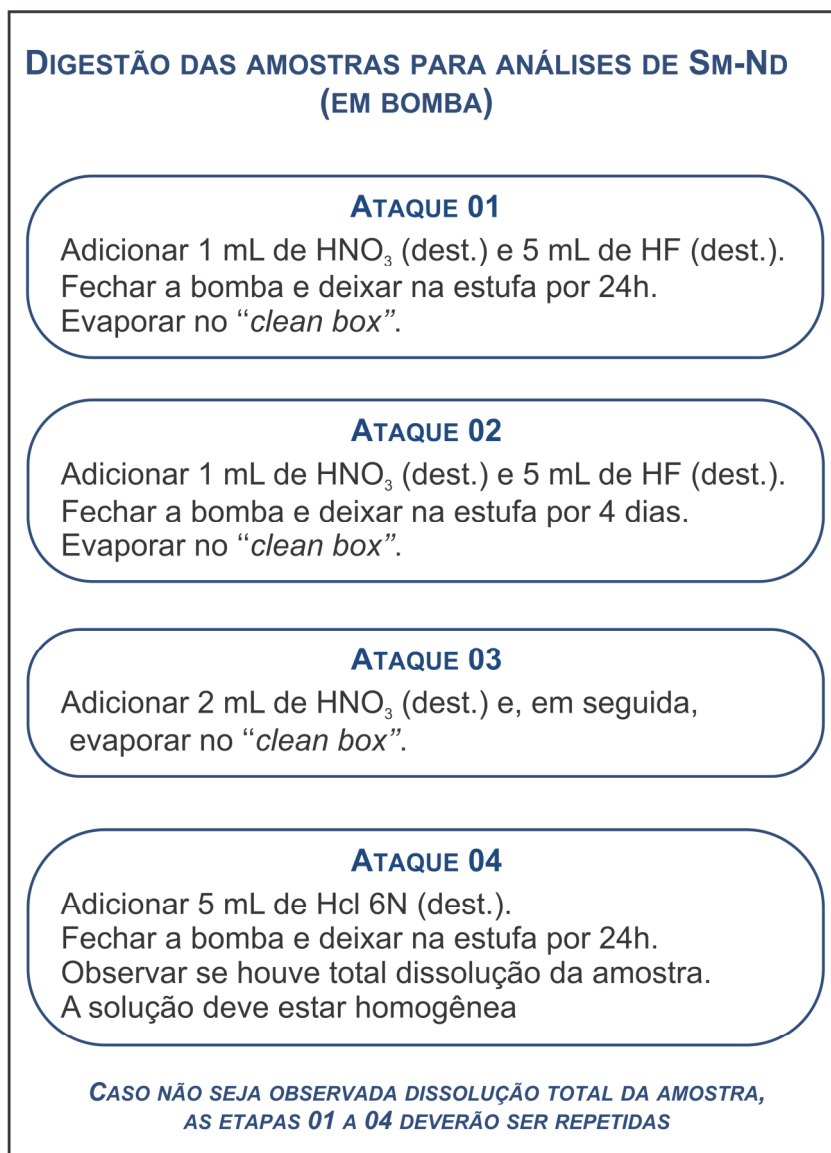


Figura 1.4 – Etapas de ataque ácido adotadas no procedimento de digestão das amostras de rocha total e dos separados minerais de granada e clinopiroxênio.

CAPÍTULO 02

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

O kimberlito Canastra-01 localiza-se na porção terminal sul da Faixa Brasília, que circunda o Cráton São Francisco a oeste e sudeste, próximo à sua junção com a faixa de dobramentos Alto do Rio Grande que, por sua vez, baliza o cráton a sul e sudoeste (Figura 2.1). A intrusão Canastra-01 insere-se no contexto da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Pereira e Fuck, 2005).

2.1.1. A FAIXA BRASÍLIA

A Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida, 1967) (Figura 2.1), localizada no Brasil central, possui extensão de cerca de 1100 km na direção N-S (Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 1993 e 2005) e, juntamente com as faixas Araguaia e Paraguai, compõe a Província Tocantins, um orógeno desenvolvido no Neoproterozóico devido à colisão de três blocos continentais principais: os crátons São Francisco, Amazonas e Paranapanema (Pimentel *et al.*, 1999; Dardenne, 2000).

Esta entidade geológica, caracterizada pela diversidade de terrenos e de graus metamórficos, é disposta em um conjunto de dobramentos e lascas de empurrão com vergência para o cráton São Francisco, e aumento progressivo da intensidade do metamorfismo e da deformação para oeste (Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 1993; Dardenne 2000).

A Faixa Brasília é compartimentada longitudinalmente em dois segmentos de direções estruturais distintas, sendo um braço norte, de direção dominante NE-SW, e um braço sul, de direção NW-SE, com a separação destes braços estabelecida pela Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000). No segmento mais meridional da faixa, em sua zona externa, ocorrem sequências de rochas sedimentares e metassedimentares dos grupos Araí, Paranoá, Serra da Mesa, Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí (Pimentel *et al.*, 1999; Dardenne 2000; Pimentel *et al.* 2001). Nessa região, o metamorfismo e a deformação foram tão intensos que as relações entre os grupos supramencionados foram obliteradas, sendo de difícil determinação (Dardenne, 2000).

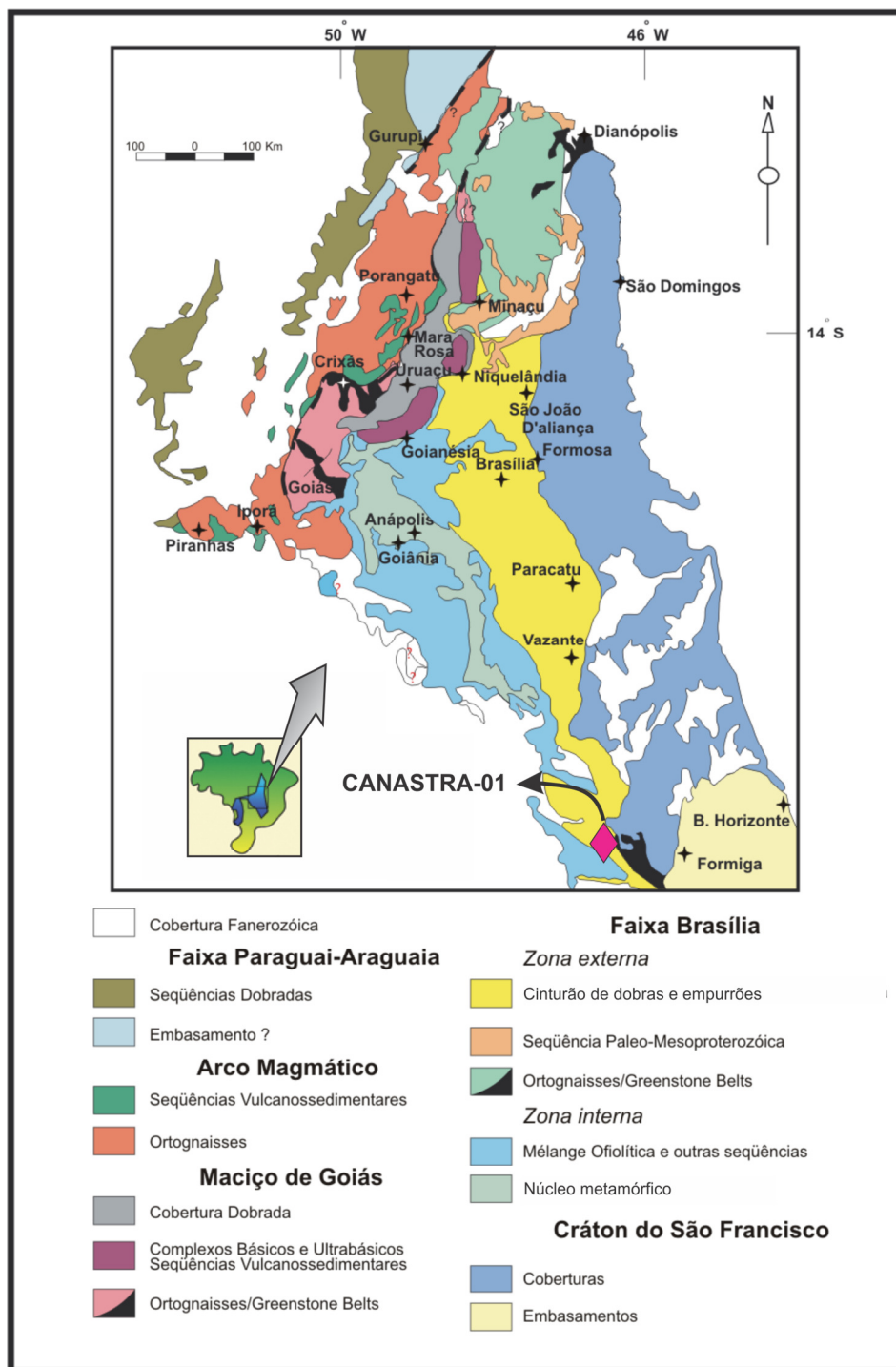


Figura 2.1. Mapa geológico da porção leste da Província Tocantins e unidades geológicas adjacentes. A localização do kimberlito Canastra-01 é representada pelo diamante rosa (modificado de Fuck, 1994).

2.1.2. A PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA

A Província Ígnea do Alto Paranaíba – PIAP (Almeida, 1983; Gibson *et al.*, 1995), localizada no sudeste do Brasil, é uma das maiores províncias máficas

potássicas do mundo. Esta província corresponde a um conjunto de centenas de intrusões, derrames e depósitos piroclásticos de rochas alcalinas potássicas, com corpos carbonatíticos associados, distribuídas pelo nordeste de Minas Gerais e sul de Goiás. Tais rochas são intrusivas na Faixa Brasília nas proximidades de seu limite em superfície com o Cráton São Francisco (Gibson *et al.*, 1995) (Figura 2.2).

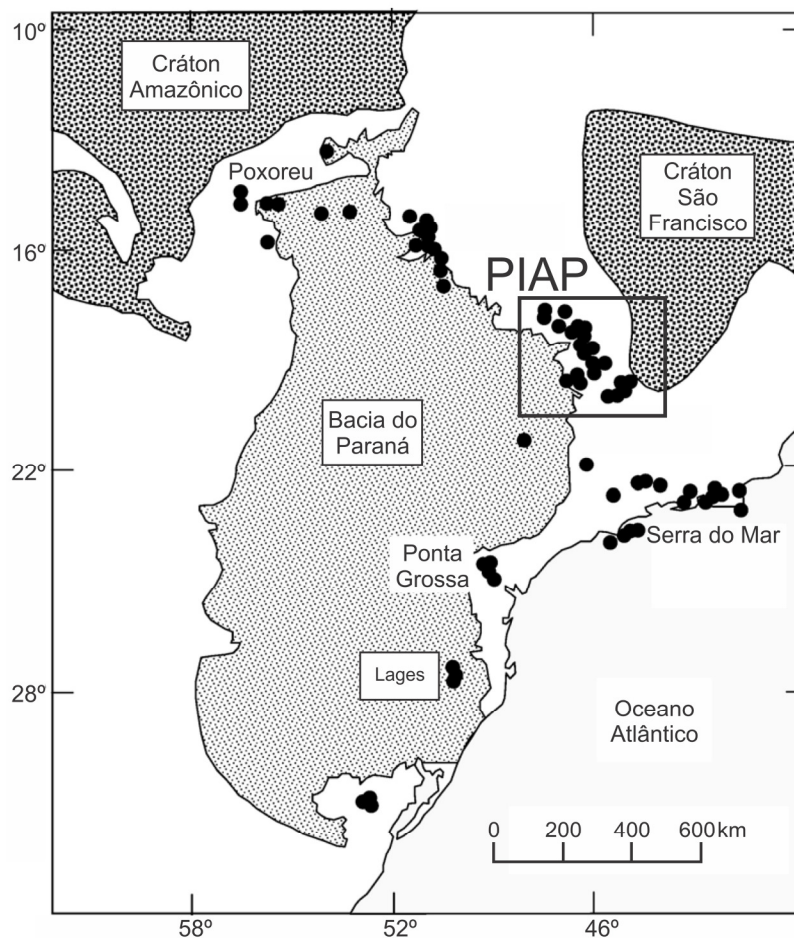


Figura 2.2. Mapa da porção centro-sul do Brasil, com a localização de algumas das províncias magmáticas máficas alcalinas do Cretáceo, com destaque para a Província Ígnea do Alto Paranaíba. Modificado de Carlson *et al.* (2007).

As intrusões concentram-se, principalmente, próximo às cidades de Coromandel, Romaria e Três Ranchos, e são associadas ao alto estrutural Alto Paranaíba (Bizzi *et al.*, 1994; Pereira e Fuck, 2005).

As rochas da PIAP possuem altas concentrações de elementos traço incompatíveis e são enriquecidas em elementos terras raras leves em relação aos pesados. São registradas grandes variações nas razões de elementos maiores, que sugerem derivação de uma fonte mantélica heterogênea (Gibson *et al.*, 1995). Dados isotópicos para rochas da PIAP indicam valores relativamente restritos para as razões isotópicas iniciais de Sr e Nd (Bizzi *et al.*, 1994; Gibson *et al.*, 1995).

De acordo com Gibson *et al.* (1995), a idade para o magmatismo máfico alcalino da PIAP é de 85 Ma, enquanto que Bizzi *et al.* (1994) apresentam um intervalo de idades de 120 a 85 Ma para as rochas da PIAP, que são compatíveis com as idades entre 75 e 120 Ma reportadas por Pereira e Fuck (2005) para kimberlitos da região de Coromandel e áreas vizinhas.

2.1.3. O MANTO SOB A BORDA SW DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Dados gravimétricos (Almeida *et al.*, 1980; Pires, 1986) e estudos de xenólitos mantélicos (Leonardos *et al.* 1993; Carvalho, 1997; Carlson *et al.*, 2007; Costa, 2008) indicam que os limites do Cráton São Francisco em profundidade estendem-se além daqueles observados em superfície (Gibson *et al.*, 1995). Dados do South American Gravity Project evidenciam um baixo gravimétrico no mapa de anomalia Bouguer da América do Sul, que foi interpretado como a placa continental paleoproterozóica que contém o Cráton São Francisco (Zang, 1996; Steenkamp, 1998, Pereira e Fuck, 2005) (Figura 2.3).

Pressões de equilíbrio calculadas para xenólitos (Costa, 2008) e granadas (Winter, 1997) do kimberlito Canastra-01 apontam para uma profundidade mínima de, aproximadamente, 190 km para o MLSC da região. Resultados semelhantes foram obtidos por Carvalho (1997) para xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV, também localizado na PIAP, que indicam profundidades mínimas de 190 km para o manto litosférico da região à época de intrusão.

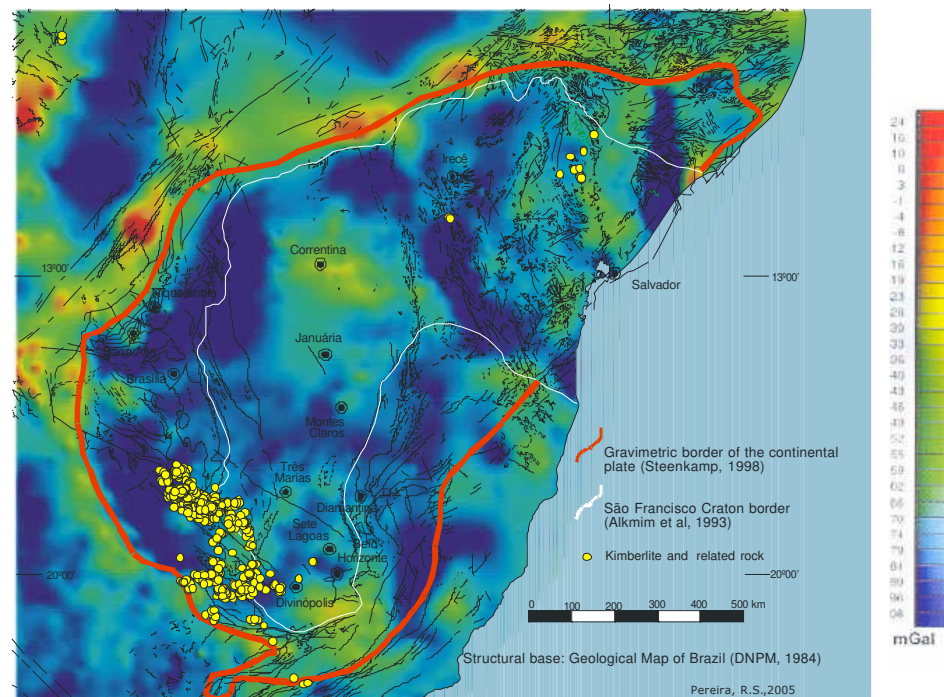


Figura 2.3 – Detalhe do mapa de anomalia Bouguer da América do Sul evidenciando o baixo gravimétrico associado à placa paleoproterozóica (traçado vermelho) que contém o Cráton São Francisco, cujos limites em superfície correspondem ao traçado em branco. Também são plotadas na figura as ocorrências de kimberlitos e rochas associadas registradas próximas à borda SW do cráton. Retirado de Pereira e Fuck (2005).

Em estudo realizado por Carlson *et al.* (2007) em xenólitos de peridotitos da PAIP, verificou-se que tais rochas possuem baixos teores de Al, Ca e Re, bem como alto Mg#, que indicam manto empobrecido relacionado a extração de material por processo de fusão parcial, semelhante ao reportado para outros crátons antigos. Além disso, os autores obtiveram idades de depleção em Re de 2,4 Ga para estes xenólitos, indicando que as rochas da PIAP são sobrejacentes a um manto paleoproterozóico a neoarqueano.

Estudos das rochas da PIAP apontam para a existência de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis para estes magmas, e que tal enriquecimento do manto litosférico possivelmente ocorreu no Proterozóico (Bizzi *et al.*, 1994; Gibson *et al.*, 1995; Araújo *et al.*, 2001; Carlson *et al.*, 1996, 2007). Bizzi *et al.* (1994) postulam que as rochas de derivação mais rasa possuem assinatura isotópica compatível com o

componente mantélico “*Enriched Mantle I*” (EMI) de Zindler e Hart (1986), marcado por enriquecimento em elementos incompatíveis em relação a estimativas do manto primitivo, enquanto que as características de isótopos de Sr, Nd e Pb para os kimberlitos indicam uma possível mistura entre os componentes EMI e HIMU, este último caracterizado por alta razão U/Pb. Desta forma, os autores sugerem que, no manto litosférico da região, as assinaturas HIMU e EMI são concentradas em porções lateralmente extensas porém verticalmente distintas.

Gibson *et al.* (1995) postulam um possível evento metassomático complexo para o manto da região, envolvendo a migração de *melts* silicáticos oriundos da astenosfera e acumulados na litosfera possivelmente sob a forma de diques, veios e *sills*. Dado o intervalo restrito de valores de ϵNd das rochas da PIAP, os autores propõem que o metassomatismo do manto litosférico subcontinental foi relativamente contemporâneo e generalizado.

Carlson *et al.* (2007), com base em dados geoquímicos e isotópicos de Re-Os e Sm-Nd, propõem como fonte das rochas da PIAP peridotitos venulados por um componente pobre em olivina adicionado regionalmente no manto litosférico. Os autores sugerem que a infiltração deste componente no manto pode ter ocorrido entre 900 e 1700 Ma.

2.1.4. GEOLOGIA DA REGIÃO DA INTRUSÃO

Na região da Serra da Canastra e adjacências, são identificadas rochas pertencentes aos grupos Piumhi, Canastra, Ibiá, Araxá e Bambuí, que compõem o arcabouço pré-cambriano da área, conforme Heineck *et al.* (2003) (Figura 2.4).

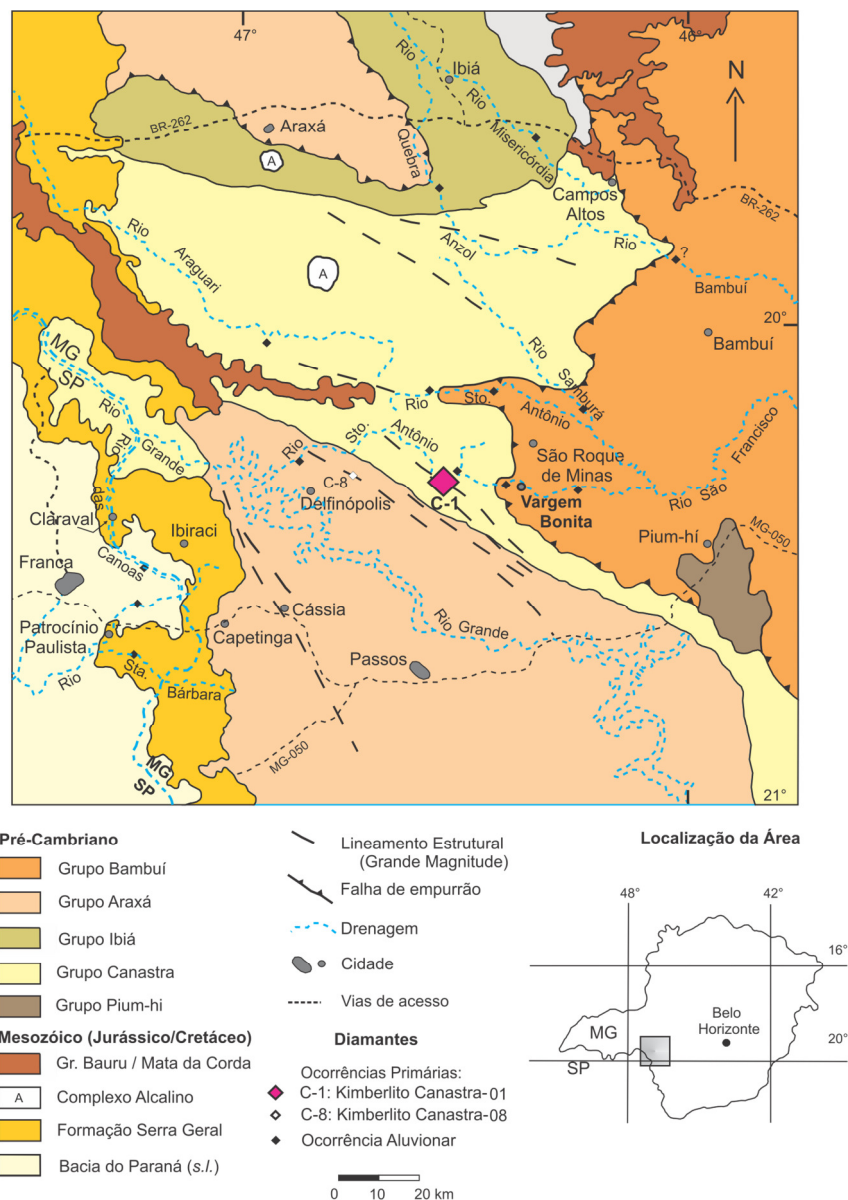


Figura 2.4 – Mapa geológico da área da intrusão do kimberlito Canastra-01, na região da Serra da Canastra, sudoeste de Minas Gerais (Retirado de Chaves et al., 2008b).

O grupo Piumhi (Fritzsos et al., 1980; Schrank, 1982) tem ocorrência restrita e aflora a sudeste da área. Este grupo compreende as rochas mais antigas da região, que correspondem a sequências metavulcano-sedimentares arqueanas tipo *greenstone belt*. A esta unidade sobrepõem-se os metassedimentos dos grupos Canastra, Araxá, Ibiá e Bambuí (Chaves et al, 2008b).

O Grupo Canastra (Barbosa, 1955; Barbosa et al., 1970) é composto por uma sucessão de rochas metapsamíticas e metapelíticas, com níveis

carbonáticos e carbonosos (Dardenne, 2000). Na área, os quartzitos são a litologia predominante, possuem coloração branca, granulometria fina e aspecto placóide devido à presença de mica, com intercalações métricas locais de filitos sericíticos. A Serra da Canastra é sustentada, em sua maior parte, pelos metassedimentos deste grupo (Chaves *et al.*, 2008a,b).

O Grupo Araxá (Barbosa, 1955; Barbosa *et al.*, 1970) é constituído principalmente de quartzitos micáceos e micaxistos, com ocorrências locais de lentes de mármore calcítico e/ou dolomítico (Dardenne, 2000). As unidades xistosas deste grupo são mais variadas que aquelas identificadas no Grupo Canastra, e registram a ocorrência de hornblenda, biotita, granada, clorita, estauroлита e feldspato (Chaves *et al.*, 2008a,b).

O Grupo Ibiá (Barbosa *et al.*, 1970; Pereira, 1992; Pereira *et al.* 1994) é composto na base por diamictitos com matriz pelito-carbonatada e, no topo, por pacote homogêneo de calcifilitos e calcixistos (Pereira, 1992; Dardenne, 2000). Metapelitos e rochas carbonáticas do Grupo Bambuí (Branco e Costa, 1961) completam a sucessão de rochas pré-cambrianas da região e afloram, principalmente, a leste da área (Chaves *et al.*, 2008a,b, Heineck *et al.*, 2003).

2.1.5. O KIMBERLITO CANASTRA-01

O kimberlito Canastra-01 é intrusivo no Grupo Canastra segundo o *trend* regional de fraturamento N60W, e é formado por dois setores (ou *blows*), um NW e outro SE, distantes um do outro por, aproximadamente, 40 metros (Chaves *et al.*, 2008a,b). Dados de K-Ar em flogopita do kimberlito Canastra-01 fornecem idade de 120 ± 10 Ma para a intrusão (Pereira & Fuck, 2005).

O *blow* NW tem aproximadamente 8.000 m² em área, possui forma semicircular, é texturalmente homogêneo e corresponde a uma brecha kimberlítica macrocrística. Este setor do kimberlito Canastra-01 possui teores desprezíveis de diamantes. (Chaves *et al.* 2008a,b).

O *blow* SE possui tamanho aproximado de 10.000 m² e é composto por uma mistura de fácies, com destaque para as seguintes: brecha kimberlítica macrocrística de contato, com coloração avermelhada e

predominância de macrocristais de ilmenita; brecha kimberlítica macrocristica caracterizada por cor verde escura e presença de macrocristais de olivina; e kimberlito macrocristico com macrocristais de olivina e ilmenita de tamanhos menores que as demais fácies. É no setor SE do kimberlito que se encontram os teores significativos de mineralização (teor médio de 12-18 ct/100t de rocha) (Chaves *et al.* 2008a,b).

De acordo com Chaves *et al.* (2008a,b), as fácies do *blow* SE conferem características abissais à rocha (zona de raiz) e as do *blow* NW indicam uma mistura de fácies abissais e de zona de diatrema. Estes autores propõem que os dois *blows* do kimberlito Canastra-01 se encontram em profundidade, constituindo apófises de um mesmo corpo, sendo o *blow* NW um braço abortado da intrusão que, ao contrário do conduto principal (*blow* SE), não atingiu porções superiores da crosta (Figura 2.5).

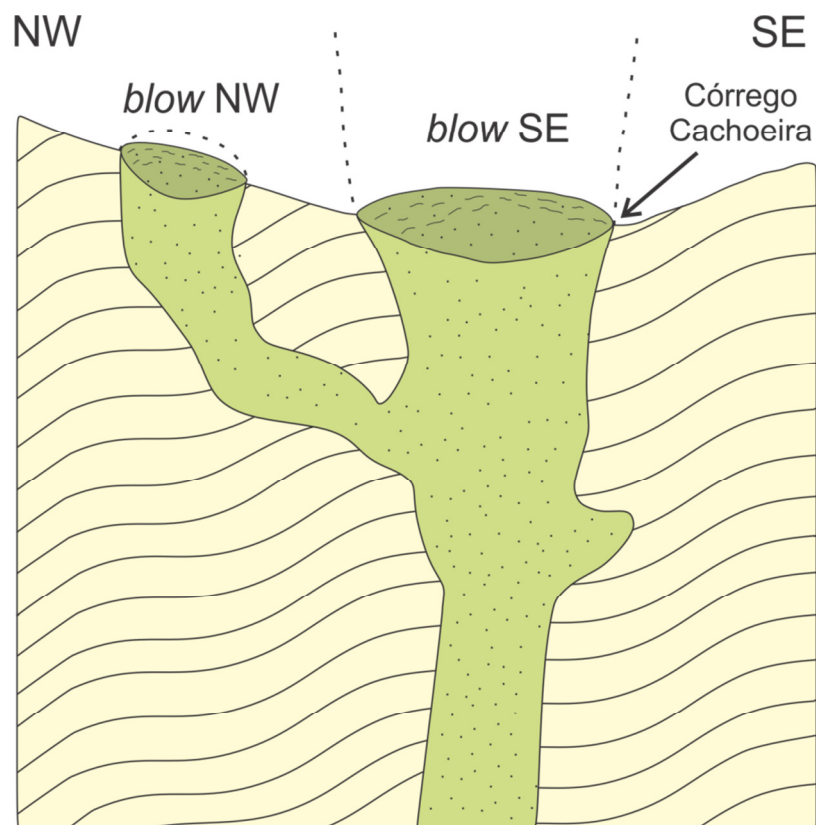


Figura 2.5 – Esquema em escala livre mostrando a intrusão Canastra-01 em metassedimentos do Grupo Canastra com a possível relação em profundidade dos blows NW e SE, bem como o prolongamento em direção a níveis crustais superiores proposto para o blow SE. Modificado de Chaves *et al.* (2008a).

Análises de minerais indicadores, obtidos a partir de material coletado entre o *yellowground*¹ e o *blueground*¹ do kimberlito, indicam a presença de ilmenita magnésiana (pricroilmenita), apesar da maioria dos espécimes ser depletada em MgO em relação a diversos kimberlitos diamantíferos africanos, diopsídio depletado em Cr₂O₃ e granadas tipo piropo. Cristais de granada de três colorações foram identificados em exames a olho nu: laranja, vermelho e violeta. Análises detalhadas demonstraram que inexitem diferenças significativas entre os piropos vermelhos e laranjas, e que estes últimos devem corresponder a lascas das bordas de granadas vermelhas. Os piropos violeta correspondem a típicos Cr-piropos (Chaves *et al.* 2008a,b).

Segundo a classificação de Grütter *et al.* (2004), as granadas analisadas por Chaves e Benitez (2007) foram divididas em G-1, ou suíte de baixo cromo, (vermelhas e alaranjadas) e G-9, ou lherzolíticas, (violetas). Granadas tipo G-10 (harzburgíticas) aparentemente são raras no kimberlito Canastra-01, uma vez que análises realizadas por Chaves *et al.* (2008a) e Chaves e Benitez (2007) não identificaram indivíduos que plotam neste campo, e Cookenboo (2005), em estudo realizado com o banco de dados da empresa De Beers, apresenta pequena quantidade de piropos no campo G-10.

Atualmente, há grande expectativa de mercado nos diamantes do kimberlito Canastra-01, uma vez que os diamantes da Província da Serra da Canastra são considerados como um dos mais valorizados do Brasil. A qualificação comercial destas pedras é de, aproximadamente, 20% chips e industriais e 80% cristais gemológicos, tipicamente octaédricos e de alto grau de pureza, conhecidos no mundo como diamantes “tipo-Canastra” (Benitez e Chaves, 2007; Chaves *et al.* 2008b).

¹ Os termos *yellowground* e *blueground* são utilizados na pesquisa mineral para uma classificação grosseira dos kimberlitos. *Yellowground* corresponde ao kimberlito intemperizado que se encontra na superfície. *Blueground* é relativo ao kimberlito não alterado, encontrado em profundidades variáveis.

2.1.6. XENÓLITOS DO KIMBERLITO CANASTRA-01

Os xenólitos mantélicos amostrados pelo kimberlito Canastra-01 correspondem a peridotitos e piroxenitos das fácies da granada e espinélio. A suíte de xenólitos é marcada pela predominância de peridotitos sobre piroxenitos, sendo granada lherzolito o tipo litológico mais abundante. Há também predominância de xenólitos portadores de granada, que correspondem a aproximadamente 85% do total das amostras.

A caracterização petrográfica desta suíte de xenólitos é apresentada por Costa (2008), que identifica os seguintes tipos litológicos na suíte de xenólitos do kimberlito Canastra-01: granada clinopiroxenito, eclogito, anfibólio granada websterito, espinélio anfibólio websterito, anfibólio websterito, granada lherzolito, granada harzburgito, espinélio harzburgito e dunito. A autora também obteve dados de química mineral para um grupo de vinte amostras, das quais dezessete forneceram resultados de geotermobarometria.

De acordo com Costa (*op. cit.*), a correlação negativa de Ni *versus* Fo observada nos xenólitos de granada harzburgito e dunito e ausência de tal correlação para espinélio harzburgito e granada lherzolito sugerem que estas amostras correspondem a restitos de fusão parcial. Os três tipos de websterito podem representar cumulados magmáticos que se formaram ou reequilibraram em condições de P e T das fácies da granada e do espinélio, enquanto que a origem dos xenólitos de eclogito e granada clinopiroxenito pode ser mantélica ou estar associada a metamorfismo de crosta oceânica.

As pressões e temperaturas de equilíbrio médias determinadas para os xenólitos do kimberlito Canastra-01 variam de 42 a 55 kbar e de 1.423 a 600°C, respectivamente (Tabela 2.1). Estes dados indicam que os xenólitos de peridotitos se espalham entre geotermas de 40 a 60 mW/m², com o granada lherzolito dentro do campo de estabilidade do diamante (Figura 2.6). Resultados semelhantes foram obtidos por Costa (*op. cit.*) para os xenólitos do kimberlito Três Ranchos IV com base nos dados de química mineral obtidos por Carvalho (1997).



Com base nestes resultados, Costa (*op. cit.*) sugere que, antes da Orogênese Brasileira, o Cráton São Francisco era marcado por geoterma entre 38 a 40 mW/m² em sua porção oeste-sudoeste e que, durante a orogênese, houve aumento do grau geotérmico para, pelo menos, 60 a 63 mW/m². As geotermas mais baixas registradas por alguns xenólitos são condizentes com a existência de relictos cratônicos na Faixa Brasília parcialmente ou não reequilibrados para as condições de P e T que prevaleceram durante a orogênese neoproterozóica. A autora conclui, ainda, que a existência de tais relictos cratônicos pode estar associada à preservação dos diamantes amostrados pelos kimberlitos Canastra-01 e Três Ranchos IV.

Tabela 2.1 – Valores médios de pressão e temperatura de equilíbrio obtidos por Costa (2008) para os xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Litologia	Temperatura (°C)	Pressão (kbar)
Granada lherzolito	1.160 a 1.412	49 a 55
Granada harzburgito	1.120 a 1.423	42 a 46
Espinélio harzburgito	710 a 751	-
Anfibólio granada websterito	600 a 989	-
Espinélio anfibólio websterito	812	-
anfibólio websterito	762	-
Granada clinopiroxenito	1.255	-
Eclogito	980	-

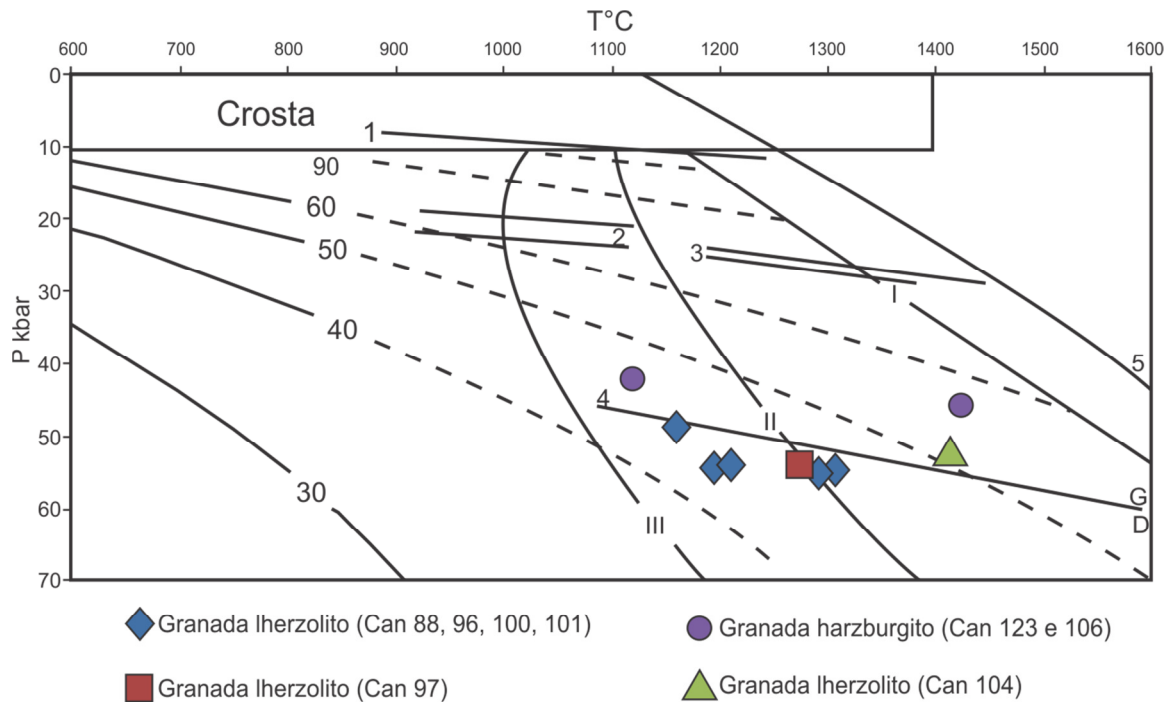


Figura 2.6 – Diagrama contendo os valores das médias de P e T dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. As curvas com valores de 30 a 90 representam as geotermas e seus respectivos valores de fluxo de calor em mW/m^2 ; as linhas pontilhadas indicam o aumento da transferência de fluxo de calor por outros motivos que não a condução (Pollack et al., 1993). As linhas I, II e III são solidus para o manto e representam: I - ausência de voláteis; II - mistura de voláteis; III - presença de água (Pollack et al., 1993). A área acima de 10 kbar corresponde à crosta (Pollack et al., 1993). As linhas 1, 2 e 3 correspondem a: 1 - limite entre as fácies plagioclásio e espinélio; 2 e 3 - limite das fácies espinélio e granada, as linhas paralelas em 2 e 3 representam “granada in” (menor P) e “espinélio out” (maior P); 5. Solidus para o manto, segundo Hirschmann (2000). A linha G/D indica o limite grafita-diamante de Kennedy e Kennedy (1976). Retirado de Costa (2008).

CAPÍTULO 03

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. XENÓLITOS MANTÉLICOS

Devido a limitações tecnológicas, não é possível ao homem acessar diretamente grande parte do volume da Terra em profundidade, portanto, o estudo do manto é feito principalmente de forma indireta. Uma das principais abordagens utilizadas são os métodos geofísicos, como a sismologia, que fornece dados de densidade, estrutura e composição dos materiais do manto a partir da análise de velocidades sísmicas e padrões de refração de ondas. Outra fonte indireta de informações acerca do manto é o estudo de rochas de presumida derivação mantélica, que fornecem dados sobre os reservatórios mantélicos a partir dos quais se originaram (Carlson, 2003).

As únicas fontes diretas de informações do manto são maciços peridotíticos, expostos na superfície por processos tectônicos, e fragmentos do manto da terra, ou xenólitos, transportados à superfície por rochas vulcânicas de natureza predominantemente alcalina. O estudo de maciços peridotíticos tem vantagem sobre o estudo dos xenólitos por fornecer grandes extensões de amostras, e muitas vezes preservar relações de campo entre os tipos litológicos, o que é impossibilitado nos xenólitos, dado as pequenas dimensões que costumam ter, uma vez que as larguras máximas reportadas para estas amostras são pouco maiores do que um metro. Por outro lado, os maciços peridotíticos frequentemente encontram-se tectonizados e alterados por processos superficiais, como a serpentinização, que modificam muitas das características originais do manto. Dessa forma, os xenólitos constituem as amostras que melhor preservam as características originais do manto (Pearson *et al.*, 2003).

Os termos “xenólitos” ou “nódulos” mantélicos são aplicados a todas as rochas ou minerais de presumida derivação mantélica que, conforme dito anteriormente, são encontrados em rochas hospedeiras de origem vulcânica e natureza predominantemente alcalina (Pearson *et al.*, 2003). Portanto, estas

amostras fornecem um panorama do manto diretamente abaixo da intrusão hospedeira à época do evento magmático.

A existência de xenólitos peridotíticos é registrada na literatura geológica por, pelo menos, três séculos. Os primeiros trabalhos a discutirem xenólitos ultramáficos com certo detalhe datam do início do século XIX. Entretanto, para muitos vulcanologistas da época, tais rochas não eram vistas como exóticas ou importantes, uma vez que ainda não havia dados básicos de geoquímica e petrografia, necessários para a correta caracterização genética dos xenólitos (Bergman, 1987). A segunda metade do século XIX registrou um aumento considerável no número de trabalhos sobre o assunto, e passou-se a aceitar a ideia de que os xenólitos representavam fragmentos de uma rocha lherzolítica. No entanto, aparentemente nenhum autor postulou a origem deste lherzolito parental no manto superior (Bergman, 1987). Os trabalhos de Lacroix (1893) e Schadler (1913) contêm um sumário da literatura de xenólitos do século XIX.

Com a descoberta dos primeiros corpos kimberlíticos e o avanço dos estudos sobre a gênese dos diamantes encontrados nestas rochas, começaram a surgir teorias de uma origem mais profunda tanto para os xenólitos como para os diamantes (ex.: Hamlyn, 1874; Judd, 1881; Williams, 1887; Bonney, 1899).

No início do século XX, evidências geofísicas ajudaram a construir um modelo da estrutura interna da Terra que, uma vez associado a dados petrológicos experimentais, relacionando a composição de um mineral com pressão e temperatura de formação, possibilitaram estabelecer uma origem mantélica para os xenólitos ultramáficos de basaltos, kimberlitos e rochas associadas. No entanto, foi apenas com a aplicação de técnicas isotópicas e micro analíticas no estudo de xenólitos mantélicos que foi possível obter um panorama mais claro da gênese destas rochas (Bergman, 1987).

Atualmente, as principais referências a tratarem de xenólitos do manto correspondem aos trabalhos de Nixon (1987), Dawson (1980), Menzies (1990) e Pearson *et al.* (2003).

3.1.1. TIPOS DE XENÓLITOS DO MANTO

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

De acordo com a classificação de rochas ultramáficas recomendada pela *International Union of Geological Sciences* – IUGS e proposta por Streckeisen (1976), **peridotitos** são rochas com mais de 40% de olivina, podendo ou não conter piroxênios, e são subdivididos em dunitos, harzburgitos, lherzolitos e wherlitos. **Piroxenitos** correspondem às rochas cuja olivina modal encontra-se abaixo do limite de 40%, e são subdivididos em websteritos e orto e clinopiroxenitos (Figura 3.1). Ressalta-se que, para xenólitos de regiões cratônicas e *circum* cratônicas, considera-se harzburgito a rocha na qual há ausência total de clinopiroxênio na amostra. Em geral, uma fase aluminosa ocorre nos xenólitos peridotíticos, podendo ser plagioclásio, espinélio ou granada, de acordo com a profundidade na qual a assembleia equilibrou-se. Esta fase define o fácies no qual o xenólito foi amostrado (Nixon, 1995; Haggerty, 1995; Pearson *et al.*, 2003).

De acordo com Nixon (1987), xenólitos de peridotitos pode ser subdividido em peridotitos de baixa e alta temperatura. O grupo de xenólitos de baixa temperatura é caracterizado por T de equilíbrio menor que 1100°C, textura grossa e, em geral, são empobrecidos em elementos de afinidade basáltica. Peridotitos de alta temperatura ($T > 1100^{\circ}\text{C}$), por outro lado, são marcados por textura que evidencia maior grau de deformação e tendem a ser mais férteis em relação aos peridotitos do grupo anterior (Nixon, 1995).

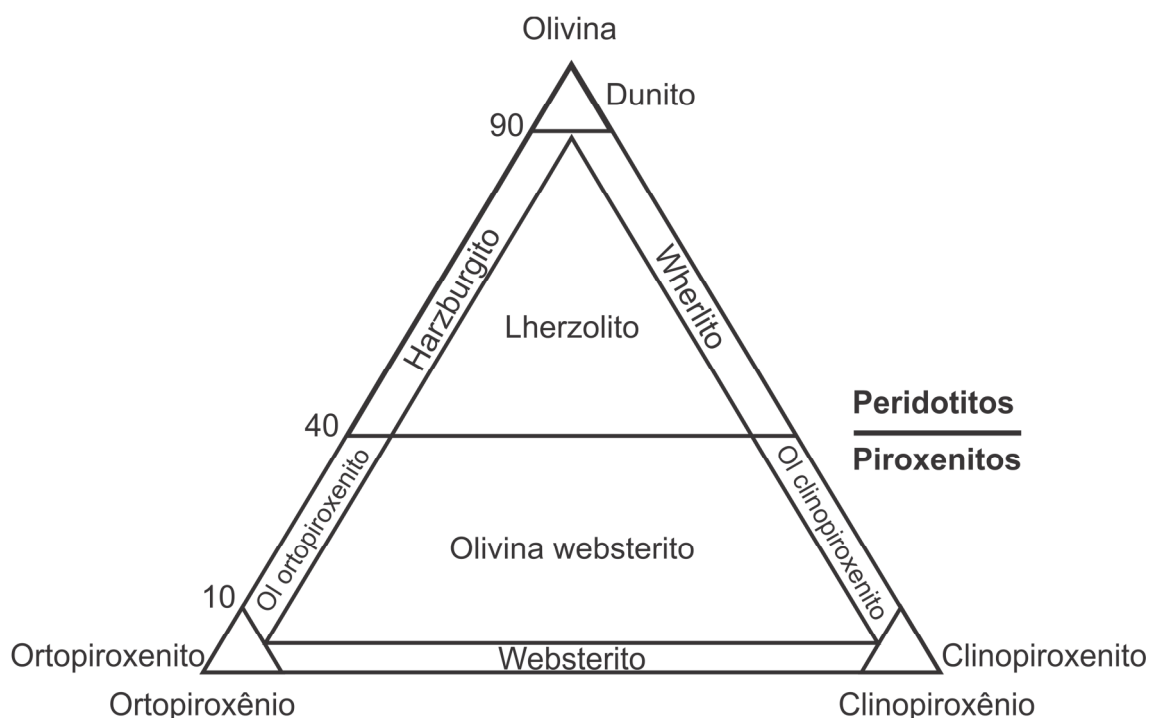


Figura 3.1 – Classificação de rochas ultramáficas proposta por Streckeisen (1976) e recomendada pela IUGS. Na figura, Ol = olivina.

Eclogitos são rochas biminerálicas compostas por granada e piroxênio onfacita (i.e.: jadeíta $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ – diopsídio $\text{CaMg Si}_2\text{O}_6$). Dentre as várias fases acessórias destacam-se diamante, grafita, cianita, coríndon, sanidina, coesita e rutilo, sendo esta última a mais comum (Haggerty, 1995; Pearson *et al.*, 2003). Grospydito é um tipo especial de eclogito que contém granada com mais de 50% da molécula grossulária e cianita (Dawson, 1980). Existem diversos esquemas de classificação para xenólitos de eclogitos, dentre os quais destacam-se o de MacGregor e Carter (1970), baseado em variações na textura das amostras e desenvolvido para os eclogitos de Roberts Victor, na África, e o de McCandless e Gurney (1989), que leva em conta dados de química mineral.

A origem dos xenólitos de eclogito ainda é incerta, e é fonte de intenso debate na literatura. Assume-se que sua origem possa ser tanto a partir de subducção de crosta oceânica ou como cumulados magmáticos. Estas questões posicionam os xenólitos de eclogito no centro dos debates acerca da evolução do manto e da reciclagem de materiais. (Gonzaga, 2007). Em estudo

recente em xenólitos de eclogito e granada clinopiroxenito de diferentes ambientes tectônicos, Gonzaga *et al.* (2010) concluíram que os exemplares estudados de granada clinopiroxenitos são produtos de processos de extração de material por fusão parcial, e evocam processos acrescionários envolvendo protólitos crustais seguidos de metassomatismo pelo kimberlito hospedeiro para explicar a natureza heterogênea e complexa dos xenólitos de eclogito.

A suíte de **megacristais**, ou nódulos discretos, corresponde a cristais individuais ou agregados policristalinos monominerálicos. Os exemplares desta suíte têm, tipicamente, de um a poucos centímetros de diâmetro. Em kimberlitos, a população de megacristais é dominada por diopsídio e granada, e também inclui proporções variadas de olivina, enstatita, ilmenita, flogopita e zircão. Em basaltos alcalinos, a assembleia é composta principalmente por clinopiroxênio, feldspato, anfibólio, ortopiroxênio e espinélio, podendo ocorrer apatita, zircão, coríndon, granada, ilmenita e magnetita (Schulze, 1987; Haggerty, 1995; Pearson *et al.*, 2003). De acordo com Dawson (1980), os minerais que compõem esta suíte são tão grandes que não podem ter derivado da fragmentação dos tipos rochosos observados em xenólitos poliminerálicos, dado que os grãos observados nestas amostras têm, em geral, entre 2 a 4 mm. Boyd e Nixon (1975) e Gurney *et al.* (1979) postulam que os megacristais são acumulados minerais precipitados de um magma formado em evento de fusão parcial do manto.

Muitos xenólitos mantélicos possuem evidências de penetração de fluidos, que podem interagir com as fases pré-existentes e dar origem a novos minerais, caracterizando metassomatismo modal. As principais fases secundárias identificadas são flogopita, ilmenita, rutilo, sulfetos, richterita e carbonato. O processo metassomático pode ser também súbito, e detectado apenas em padrões anormais de enriquecimento em elementos traço e, neste caso, é chamado de metassomatismo críptico (Dawson, 1980; 1982). De acordo com Haggerty (1995), lherzolitos e harzburgitos metassomatizados ocorrem de forma ubíqua em kimberlitos e basaltos alcalinos.

A assembleia de cinco fases formada por mica, anfibólio, rutilo, ilmenita e diopsídio, definida por Dawson e Smith (1977) pelo acrônimo MARID, pode ser interpretada como produto da cristalização direta de um magma metassomático (Haggerty, 1995; Nixon, 1995). Glimmerito é um tipo rochoso relacionado à suíte MARID e marcado pela predominância de flogopita, podendo ocorrer clinopiroxênio, ilmenita, anfibólio, rutilo, apatita e olivina em quantidades variadas (Dawson, 1980).

Devido à predominância de peridotitos, em especial lherzolitos, no inventário de xenólitos de diversas regiões do planeta, acredita-se que esta seja a litologia predominante no manto superior, com a ocorrência de lentes de eclogitos subordinadas. Com base em estudos de concentrados minerais, Schulze (1989) estimou que, em dada seção do manto litosférico, há uma média de menos de 2% de eclogito. Entretanto, em algumas poucas localidades, esta litologia é a predominante no inventário de xenólitos (ex.: kimberlitos de Roberts Victor, no sul da África, Orapa, Botswana e Udachnaya, Rússia) (Nixon, 1995; Haggerty, 1995).

De acordo com Pearson *et al.* (2003), xenólitos mantélicos podem ser classificados de acordo conforme o tipo de rocha hospedeira, no entanto, a subdivisão dos xenólitos em termos do ambiente geológico em que ocorreu a erupção do magma hospedeiro é mais geologicamente útil. Desta forma, as ocorrências podem ser inicialmente divididas em oceânicas ou continentais, sendo estas últimas mais abundantes. As ocorrências continentais podem ser subdivididas de acordo com a idade da crosta e da história tectônica da área amostrada, ocorrendo xenólitos em regiões cratônicas, *circum* cratônicas e não cratônicas, que correspondem a áreas que passaram por eventos recentes de rifteamento. A natureza do manto litosférico subcontinental amostrado em cada uma destas três regiões será tratada no item 3.2.3.

As rochas hospedeiras de xenólitos de ambientes oceânicos são exclusivamente magmas máficos alcalinos e potássicos (basaltos alcalinos, nefelinitos, melilitos e lamprófiros) (Pearson *et al.*, 2003). A suíte de xenólitos da cadeia vulcânica do Hawaii é, provavelmente, a melhor caracterizada na

literatura (Jackson e Wright, 1970). Como regra geral, em xenólitos de ambiente oceânico, eclogitos são raros, e é notável se ocorrerem. Os lherzolitos da fácies espinélio são o tipo litológico mais comum, porém, também são registradas ocorrências da fácies da granada. Xenólitos de piroxenitos (wherlitos, websteritos e clinopiroxenitos) são mais comuns em ambientes oceânicos e não cratônicos do que em regiões cratônicas (Haggerty, 1995; Pearson *et al.*, 2003).

As principais suítes de xenólitos de ambientes continentais estudadas na literatura correspondem às encontradas em alguns kimberlitos do sul da África, em especial no cráton Kapvaal, e no kimberlito de Udachnaya, na Sibéria (Pearson *et al.*, 2003; Griffin *et al.*, 2003) Estes xenólitos constituem amostras do chamado *manto litosférico subcontinental*, e serão tratados no item 3.2.3.

3.1.2. XENÓLITOS E DIAMANTES

A relevância do estudo de xenólitos do manto na prospecção de diamantes foi revisada por Nixon (1995). Neste trabalho, o autor afirma que a presença de diamante foi reportada em menos de 75 xenólitos peridotíticos e em cerca de 200 xenólitos eclogíticos, e que as inclusões encontradas em diamantes podem ser igualmente divididas em peridotíticas e eclogíticas. Desta forma, a presença em um kimberlito de minerais associados ao diamante fornece pistas ao prospectador sobre o potencial do corpo.

A aplicação de métodos termobarométricos para xenólitos do manto, realizada inicialmente por Boyd (1973), possibilitou caracterizar estas assembleias minerais em termos da variação da temperatura em profundidade. Desta forma, apesar de em muitos xenólitos não ser registrada a presença de diamantes, pode-se estabelecer se a assembleia equilibrou-se dentro do campo de estabilidade do diamante (Nixon, 1995).

3.1.3. PETROGRAFIA DE XENÓLITOS

Xenólitos têm formas ovaladas, com dimensões que geralmente não ultrapassam 30 cm de comprimento. Alguns xenólitos não possuem estrutura aparente, no entanto, observa-se bandamento em espécimes de diversas localidades (Sobolev e Sobolev, 1964; Harte *et al.*, 1975).

Muitos nódulos são cortados por fraturas, que acredita terem se formado no manto superior, nas proximidades do kimberlito ascendente, facilitando, assim, a percolação de fluidos (Dawson, 1980).

A mineralogia destas rochas consiste de várias combinações de olivina magnésiana, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, espinélio, flogopita e, mais raramente, pargasita, junto com os vários produtos de alteração destes minerais. As diferentes combinações destas fases minerais resultam nos tipos rochosos discutidos anteriormente. Minerais acessórios raros correspondem principalmente a diamante, grafita, moissanita, sulfetos, rutilo, ilmenita, cianita e zircão. (Dawson, 1980; Pearson *et al.*, 2003).

As texturas observadas em xenólitos peridotíticos são variadas, e podem ser divididas em dois grupos principais: (i) texturas resultantes de deformação e recristalização de rochas de granulação grossa e textura equigranular, e (ii) texturas indicativas de interações *sub-solidus* entre as fases da amostra (Dawson, 1980). Diversas classificações já foram propostas para o primeiro grupo de texturas, sendo a mais usual a proposta por Harte (1977). Tal classificação, que leva em conta principalmente a quantidade de porfiroclastos em relação à matriz da rocha, encontra-se resumida na Tabela 3.1 e será adotada nas descrições petrográficas apresentadas nesta dissertação. Os subtipos propostos para cada textura têm por base a resposta dos piroxênios e da granada ou espinélio à deformação.

As fases minerais presentes nos xenólitos reagem ao aumento da tensão com diferentes taxas de deformação, sendo a olivina a fase que mais facilmente se deforma, seguida por ortopiroxênio e clinopiroxênio. Granada e



espinélio reagem apenas a tensões consideráveis. A olivina e os piroxênios respondem principalmente por meio de recristalização, enquanto que granada e espinélio por fragmentação. Alguns porfiroclastos de ortopiroxênio podem ser cortados por microfalhas devido a tensões que superam a capacidade do grão em acomodá-las por meio de recristalização (Dawson, 1980).

A deformação que dá origem a rochas porfiroclásticas e mosaico porfiroclásticas é comumente acompanhada de metassomatismo, geralmente flogopitização e/ou serpentinização localizadas (Dawson, 1980).

Em geral, piroxenitos possuem textura grossa, com pouca ou nenhuma deformação, em contraste aos peridotitos, que evidenciam com maior frequência texturas de deformação (Dawson, 1980).

O segundo grupo de texturas corresponde àquelas resultantes da interação *sub-solidus* entre as fases minerais constituintes da amostra. O principal tipo textural deste grupo são as bordas quelifíticas, presentes em peridotitos portadores de granada. Nestas rochas, a granada é circundada por aros de quelifita e, em alguns casos, a quelifita substitui completamente a granada. A quelifita consiste em um agregado mineral no qual espinélio e mica são as fases principais que podem ser reconhecidas opticamente, sendo as demais fases anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e clorita, reconhecidas em estudos de difração de raios-X. Acredita-se que alguns dos minerais presentes na quelifita são resultantes da adição metassomática de álcalis e voláteis do kimberlito hospedeiro, e que outros poderiam ser resultado de reações isoquímicas entre granada e olivina, em resposta a mudanças de condições de pressão e temperatura da fácies da granada para a do espinélio (Dawson, 1980).

Xenólitos de eclogitos, por sua vez, são essencialmente holocristalinos, com granulação média a grossa, e as principais variações observadas correspondem a (a) diferenças na textura; (b) diferenças na cor e proporção de granada e piroxênio; e (c) presença de minerais acessórios como cianita, coríndon, grafita ou diamante. A textura destas rochas é, em geral, um mosaico compacto de grãos irregulares. No entanto, em alguns eclogitos, grãos de



granadas bem formados são dispostos em uma matriz de piroxênios, ou, ainda, o piroxênio ocorre entre grãos idiomórficos de granada (Dawson, 1980).



Tabela 3.1 – Sumário da classificação textural de xenólitos em suítes peridotíticas e piroxeníticas, de acordo com Harte (1977).

Tipo de Rocha	Porfiroclastos	Tamanho dos Grãos	Limites dos grãos	Subtipos
Grossa	Ausentes	Tamanho médio dos grãos > 2.0 mm	Variável. Em geral, a maioria é reto ou levemente curvo, mas pode ser menos regular.	(1) Equigranular (2) Tabular
Porfiroclástica	Presentes. Mais de 10% das olivinas ocorrem como porfiroclastos	Dois populações principais: uma de porfiroclastos (1-2 mm) e outra formada por matriz mais fina (< 0.5 mm)	Irregular nos porfiroclastos e reto nos neoblastos. Alguns neoblastos equigranulares e outros tabulares	(1) Nem interrompida nem laminada (2) Interrompida (3) Fluída (4) Laminada e interrompida
Mosaico porfiroclástica	Presentes. Menos de 10% das olivinas ocorrem como porfiroclastos	Em geral duas populações, uma de porfiroclastos e a outra de matriz mais fina. Em rochas sem porfiroclastos ocorre apenas a segunda população	Irregular nos porfiroclastos e reto nos neoblastos. Alguns neoblastos equigranulares e outros tabulares	(1) Nem interrompida nem laminada (3) Fluída (4) Laminada e interrompida
Granuloblástica	Ausentes ou raros para todos os tipos minerais	Em geral, grãos pequenos (<2.0 mm), com exceção de raros porfiroclastos	Contatos retos ou suavemente curvados unindo grãos de formas tabulares e poligonais	(1) Equigranular (2) Tabular

3.2. O MANTO

De acordo com a composição química, a Terra pode ser dividida em três reservatórios principais: crosta, manto e núcleo. O manto corresponde à camada intermediária da Terra, que se estende de uma profundidade aproximada de 30 km em regiões continentais, a até 2.900 km. O limite entre crosta e manto é marcado pela descontinuidade de Mohorovicic, na qual ocorrem mudanças bruscas nas velocidades das ondas sísmicas, enquanto que a passagem entre manto e núcleo é denominada descontinuidade de Gutenberg, e é marcada por mudança no estado físico dos materiais.

O manto é o maior reservatório químico da Terra, compreendendo 82% de seu volume total e 65% de sua massa, e constitui quase totalmente a Terra Silicática, uma vez que a crosta perfaz apenas 0.6% da massa silicática do planeta (Bennet, 2003).

A composição química do manto pode ser estimada por modelos que levam em conta a abundância média dos elementos no sistema solar, ou por análise direta da composição de rochas do manto superior. Os resultados destas duas abordagens indicam que os elementos de maior abundância no manto são sílica e magnésio, seguidos por ferro, alumínio e cálcio (Tabela 3.2) (Palme & O'Neal, 2003).

Tabela 3.2 – Composição do manto da Terra de acordo com o modelo solar e com o estudo de rochas derivadas do manto superior. Notar as similaridades nos resultados obtidos pelas duas abordagens (Palme & O'Neal, 2003).

	<i>Composição do manto de acordo com o Modelo Solar (%)</i>	<i>Composição do manto de acordo com estudo de rochas derivadas do manto superior (%)</i>
MgO	35.8	36.77
SiO ₂	51.2	45.40
FeO	6.3	8.10
Al ₂ O ₃	3.7	4.49
CaO	3.0	3.65

Observações geofísicas, argumentos cosmoquímicos e dados de composição de xenólitos mantélicos e de maciços peridotíticos indicam que a mineralogia do manto superior é semelhante a um peridotito (olivina > 40%) (McDonough e Rudnick, 1998; Bina, 2003), sendo o modelo de pyrolito de Ringwood (1958a-c, 1975, 1989) o mais comumente evocado. Esta abordagem postula um conteúdo aproximado de 60% de olivina no manto.

3.2.1. ESTRUTURA

A estrutura do manto em profundidade é estudada a partir de dados sísmicos, e as principais descontinuidades sísmicas identificadas são interpretadas como reflexo de mudanças de fase progressivas da olivina para polimorfos de alta pressão. A descontinuidade de 410 km marca a passagem de olivina (α) para wadsleyita (β), seguida da transformação para ringwoodita (γ), em aproximadamente 520 km, e, por fim, para uma mistura de magnesiowustita e perovskita silicática a 660 km. O intervalo de 400 a 660 km é denominado de *zona de transição*, e esta última descontinuidade sísmica marca a transição do manto superior para o inferior (Figura 3.2) (Bina, 2003).

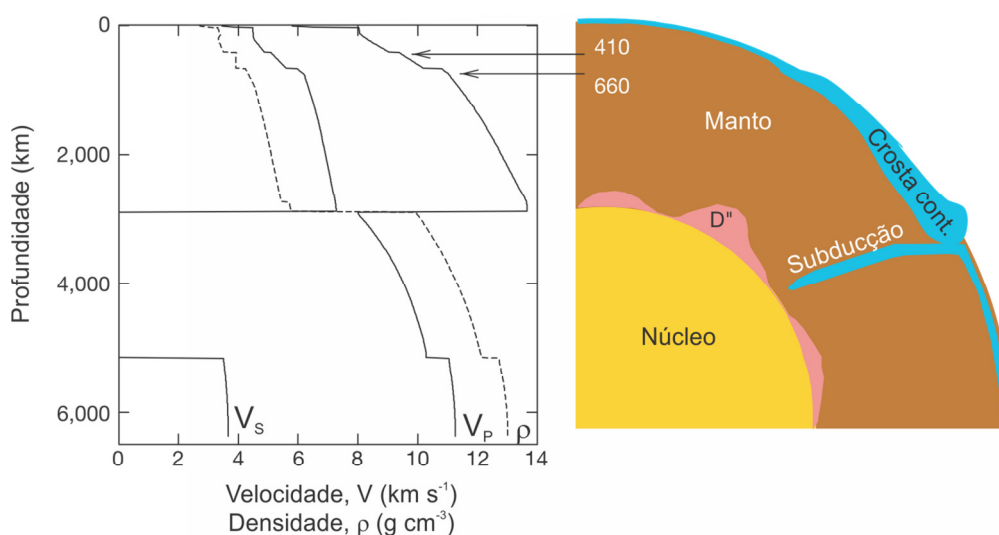


Figura 3.2 – Perfil de velocidades das ondas sísmicas no interior da terra, mostrando as principais descontinuidades nas profundidades de 410 e 660 km, bem como a camada D". À direita é apresentado um perfil esquemático do interior da Terra, correlacionado com o perfil sísmico. Retirado de Helffrich e Wood (2001).

As demais fases minerais presentes no manto correspondem a clinopiroxênio, ortopiroxênio e granada. Estes componentes passam por transições mais graduais, sem respostas sísmicas significativas, e eventualmente também transformam-se em perovskita silicática (Bina, 2003).

Inúmeros autores propuseram uma composição enriquecida em sílica e ferro para o manto inferior em relação ao manto superior (ex.: Anderson e Bass, 1986; Anderson 1989a,b; Jeanloz e Knittle, 1989; Stixrude *et al.* 1992). No entanto, dados de sísmica para o manto inferior são consistentes com uma composição pyrolítica semelhante à do manto superior, apesar deste ainda ser um ponto de discussão entre os geocientistas. Esses dados apontam que os 200 km acima do limite manto-núcleo, denominados *camada D''*, desviam significativamente da composição pyrolítica. Nesta região, um enriquecimento em ferro e presença de sílica livre são feições consistentes com o que se esperaria da interação entre o núcleo metálico e o manto inferior silicático (Bina, 2003).

Desta forma, a ideia de um manto isoquímico, com composição semelhante à inferida para o manto superior é consistente com as propriedades sísmicas do manto como um todo (Carlson, 2003).

3.2.2. HETEROGENEIDADES

A abordagem apresentada acima leva em conta dados de velocidade sísmica e aponta para um manto predominantemente homogêneo, com as principais descontinuidades sísmicas interpretadas como mudanças de fase em um manto isoquímico. No entanto, esta abordagem é limitada pela resolução dos dados geofísicos, uma vez que apenas mudanças significativas na composição química de elementos maiores geram efeitos detectáveis nos padrões de propagação das ondas sísmicas pelo manto. Desta forma, a sismologia apenas fornece dados acerca de heterogeneidades de grande escala no interior da Terra (Carlson, 2003).

É cada vez mais aceito pelos geocientistas que o manto é heterogêneo em várias escalas e parâmetros, tais como química de elementos maiores, mineralogia, elementos traço e isótopos (Anderson, 2006).

De acordo com Hart (1988), a análise da composição isotópica de basaltos tipo MORB e OIB apontam para heterogeneidades de primeira ordem no manto, e há evidências de que a idade do desenvolvimento destas heterogeneidades é da ordem de vários bilhões de anos.

As variações de composições isotópicas observadas em basaltos não são aleatórias, mas parecem estar limitadas a um número de componentes química e isotopicamente distintos no manto, e que são distinguidos por diferentes padrões de enriquecimento e depleção em elementos traço (Carlson, 1994). Zindler e Hart (1986) observaram quatro componentes isotópicos principais em dados de basaltos oceânicos: DMM (*depleted morb mantle*), caracterizado por depleção em elementos incompatíveis; HIMU, marcado por empobrecimento em elementos incompatíveis, porém alta razão U/Pb; EM1 (*enriched mantle 1*), reservatório enriquecido em elementos incompatíveis com baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; e EM2 (*enriched mantle 2*) reservatório enriquecido com alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ intermediária. No entanto, estes componentes ainda não foram convincentemente relacionados a processos específicos no manto superior, e não há um quadro claro de seus aspectos físicos, de forma que os componentes propostos por Zindler e Hart (1986) são tratados como membros finais globais para esquemas de misturas, sem conexões a assembleias minerais específicas (Foley, 1992).

Acredita-se que as heterogeneidades do manto sejam consequências da combinação de processo geodinâmicos, responsáveis tanto pela criação como destruição destas diferenças. (Carlson, 1994; Anderson, 2006). Processos como extração de material por fusão parcial e reciclagem de crosta, tanto por subducção como delaminação, são comumente evocados para explicar a origem das heterogeneidades, e acredita-se que os processos de convecção mantélica podem ser responsáveis por sua homogeneização (Carlson, 1994,

2003; Hofmann, 2003). Apesar destes processos sugerirem que ao longo da história da Terra operou-se uma constante modificação do manto, há evidências da existência de porções mantélicas minimamente diferenciadas. Altas razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ encontradas em vulcões de ilhas oceânicas e de alguns *hot spots* continentais são interpretadas como um sinal da contribuição de uma porção do manto não desgaseificada e, por inferência, indiferenciada (Carlson, 2003).

Diversos modelos foram propostos para explicar a dinâmica do manto, tentando conciliar dados geoquímicos e geofísicos obtidos nas últimas décadas. Um dos principais pontos de discussão levantados nestes modelos é a abrangência do processo de convecção mantélica, ou seja, se há uma estratificação, na qual a convecção ocorre apenas no manto superior (convecção em camadas) ou se este processo engloba todo o manto (convecção total) (Figura 3.3). Dados de tomografia sísmicas relativamente recentes apontam que a placa subductada pode penetrar no manto além do limite de 660 km (Grand, 1994; van der Hilst *et al.*, 1997) e conseguem rastrear algumas das principais plumas mantélicas até as porções mais inferiores do manto (Montelli *et al.*, 2004). Estes dados sugerem que não há isolamento convectivo no manto, ao menos ao longo de sua história recente. Estas conclusões indicam a necessidade de novas ideias para modelos de evolução do manto que visem conciliar os aspectos geoquímicos com as novas evidências geofísicas (Hofmann, 2003).

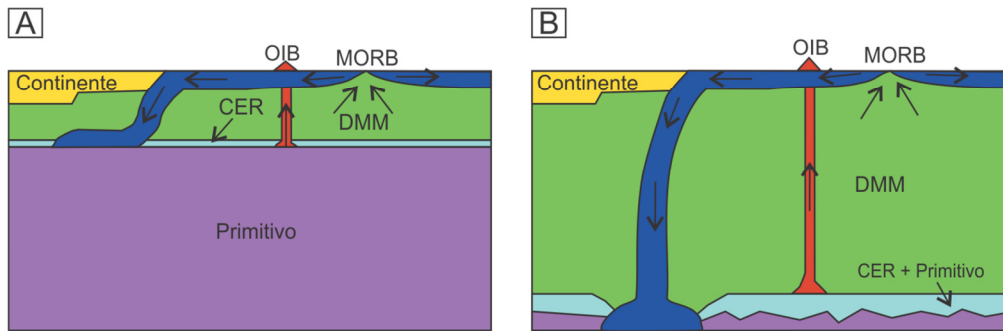


Figura 3.3 – Modelos das possíveis localizações de reservatórios mantélicos e sua relação com a dinâmica do manto. (A) Modelo de convecção em camadas no qual a descontinuidade de 660 km representa o limite entre manto convectivo e manto primitivo. (B) Modelo de convecção total, segundo o qual o manto é homogêneo exceto pela presença de material primitivo e crosta reciclada na base do manto. Reservatórios geoquímicos: verde – manto depletado (DMM); roxo – manto “primitivo” (alta razão $^3\text{He}/^4\text{He}$); azul claro – crosta enriquecida reciclada (CER). Feições convectivas: azul – placa oceânica; vermelho – plumas. Modificado de Tackley (2000).

3.2.3. O MANTO LITOSFÉRICO

Do ponto de vista da reologia dos materiais, a Terra é dividida em três camadas principais: litosfera, que corresponde à camada mais externa e rígida, compreendendo a crosta e parte do manto; astenosfera, camada localizada abaixo da litosfera e que flui em resposta à deformação; e mesosfera, a camada mais interna da Terra.

A porção do manto que compõe a litosfera é denominada manto litosférico e, quando subjacente a áreas continentais, recebe a denominação de *manto litosférico subcontinental* (MLSC). De acordo com McKenzie e Bickle (1988), esta é a região do manto em que o fluxo de calor não gera convecção. A definição deste reservatório teve por base inúmeros estudos geofísicos, que apontaram para a presença de raízes profundas e quimicamente estabilizadas sob os continentes (Jordan 1975; Grand 1987; Simons *et al.* 1999).

A profundidade máxima do MLSC ainda é alvo de controvérsias, e as estimativas variam de acordo com a abordagem utilizada. O trabalho de Pearson e Nowell (2002) aponta a profundidade máxima de 250 km como a

mais provável, tendo por base observações geodinâmicas e estimativas de modelos de fluxo de calor (Forte e Perry, 2000; Doin *et al.*, 1996, 1997; Jaupart e Mareschal, 1999; Rudnick e Nyblade, 1999), além de cálculos de geobarometria realizados em xenólitos do cráton Kapvaal, no sul da África (Boyd e Gurney, 1986; Finnerty e Boyd, 1987).

O MLSC pode ser definido em termos de suas propriedades químicas, termais, sísmicas e/ou mecânica. Existem inúmeras discussões acerca de sua natureza e composição, no entanto, poucos são os pontos de consenso entre os geocientistas tendo em vista a antiguidade e a evolução complexa do MLSC, marcada pela ocorrência de processos responsáveis pela mudança composicional contínua deste reservatório (McDonough, 1990). Um desses processos é o metassomatismo, que é definido como a percolação de fluidos ou *melts* pelo manto sólido, induzindo mudanças químicas e, em alguns casos, modais. Os agentes metassomáticos podem ser atribuídos a produtos derivados tanto da astenosfera sob o MLSC quanto de placas subductadas (Menzies e Hawkeswort, 1987a; Conceição *et al.*, 2005).

COMPOSIÇÃO

A composição do MLSC pode ser relacionada à idade da crosta subjacente e à história tectônica da área. Desta forma, são identificadas diferenças entre o MLSC sob regiões arqueanas, proterozóicas e fanerozóicas (O'Reilly *et al.*, 2001; Griffin *et al.* 2003; Pearson *et al.*, 2003; O'Reilly & Griffin, 2010).

Como regra geral, a composição do MLSC arqueano e proterozóico é obtida a partir de xenólitos amostrados por kimberlitos em regiões **cratônicas** e **circum cratônicas**, respectivamente, enquanto que o MLSC fanerozóico é estudado por meio de xenólitos trazidos à superfície por basaltos alcalinos em regiões **continentais não cratônicas** (Pearson *et al.*, 2003). As principais localidades estudadas na literatura para cada ambiente tectônico continental são listadas na Tabela 3.3.



Tabela 3.3 – Principais localidades estudadas na literatura para xenólitos de regiões cratônicas, *circum* cratônicas e não cratônicas (Pearson *et al.*, 2003).

Regiões cratônicas	Regiões <i>circum</i> cratônicas	Regiões continentais não cratônicas
Crátons Kapvaal (África), Siberiano (Rússia), Slave (Canadá), Wyoming (E.U.A./Canadá)	Somerset Island (Canadá), Namíbia	Vitim (Sibéria), Pali-Aike (América do Sul)

A litologia dominante em amostras do MLSC de regiões continentais não cratônicas é o espinélio lherzolito, havendo escassez de rochas da fácies da granada. As profundidades calculadas a partir de xenólitos destas regiões não ultrapassam 140 km. Em contraste, suítes de xenólitos de regiões cratônicas e *circum* cratônicas são marcadas pela predominância de granada peridotitos e registram profundidades superiores a 200 km. As principais diferenças entre as suítes cratônicas arqueanas e as proterozóicas de regiões marginais aos crátons são a presença de granada sub cálcica, que é restrita ao MLSC arqueano e em geral indica maiores profundidades de equilíbrio das amostras, e a predominância de lherzolitos em relação a harzburgitos em xenólitos do MLSC proterozóico (Figura 3.4) (Griffin *et al.*, 1999, 2003; O'Reilly *et al.*, 2001; Pearson *et al.*, 2003).

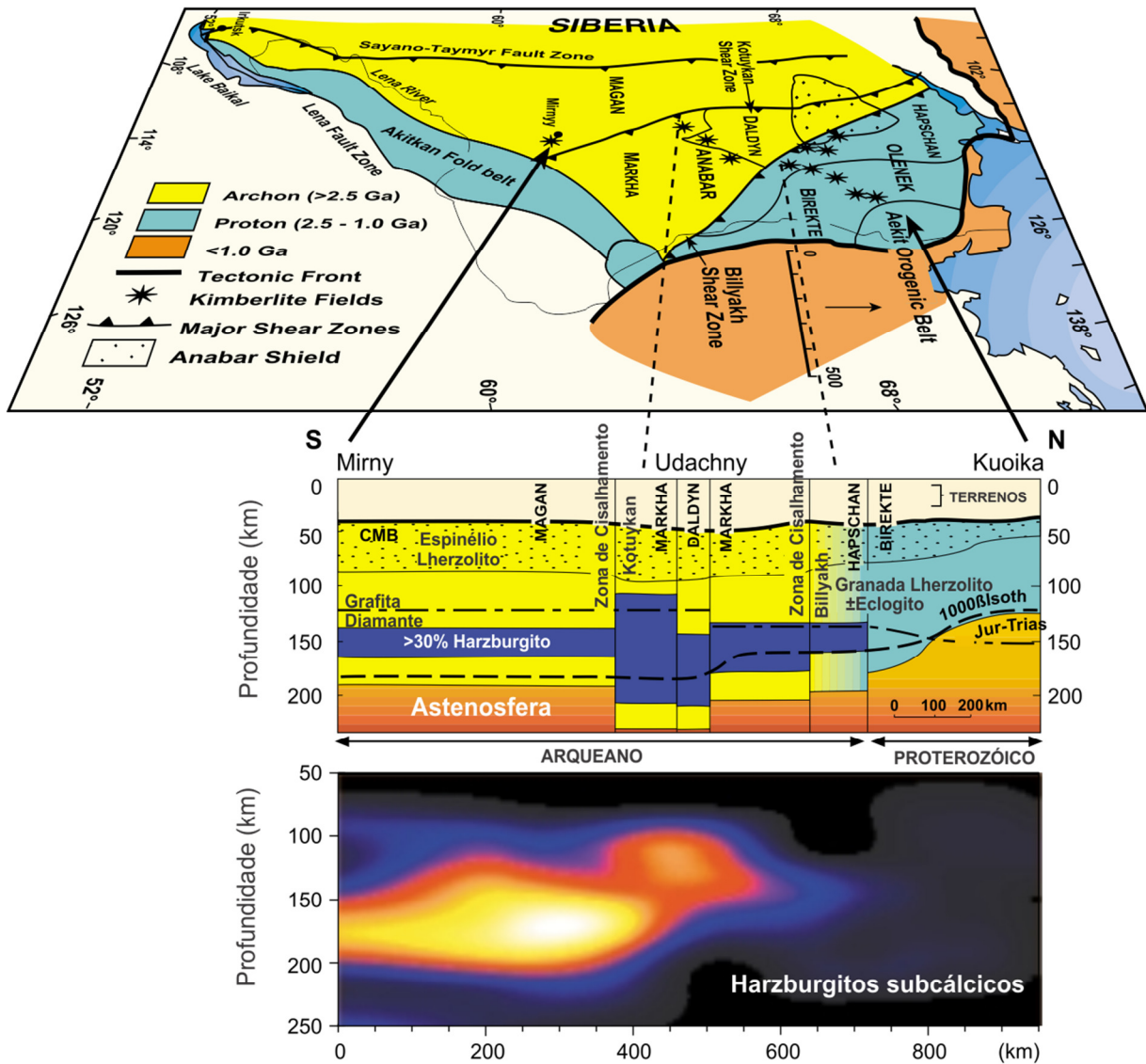


Figura 3.4 – Mapeamento da litosfera no leste da Sibéria realizado por Griffin et al. (1998). A figura superior mostra os terrenos crustais e os corpos kimberlítico intrusivos (marcados com estrelas). A figura do meio corresponde à seção da litosfera mapeada por meio de xenólitos e xenocristais presentes nos kimberlitos, detalhando os tipos litológicos, o limite litosfera-astenosfera (linha pontilhada) e as diferenças de profundidade entre o MLSC arqueano e o proterozóico. A última figura mostra distribuição de harzburgitos subcálcicos, confinada aos terrenos arqueanos. LCM – limite crosta-manto. Modificado de O'Reilly et al. (2001).

A mineralogia e química de elementos maiores de amostras do manto litosférico sob crostas de todas as idades conferem natureza residual a este reservatório, devido à depleção em elementos de afinidade basáltica e ao alto Mg# ($100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) registrados, sendo as amostras do MLSC arqueano as

mais depletadas (Boyd, 1989; Menzies, 1990; Pearson *et al.*, 2003). Com base nestas observações, postula-se que o manto litosférico subcontinental registra uma história de depleção, ligada a processos de extração de material por fusão parcial, provavelmente relacionados à formação de crosta a partir de magmas komatiíticos e basálticos (Boyd, 1987; Boyd e Mertzman, 1987; Menzies, 1990).

Estudos de ETR e outros elementos incompatíveis em xenólitos cratônicos (Nixon *et al.*, 1981) e não cratônicos (Freye Green, 1974; Stosch e Seck, 1980; McDonough, 1990) indicam que, apesar da depleção em elementos maiores, xenólitos peridotíticos são enriquecidos em elementos incompatíveis em relação aos condritos, principalmente em ETR leves (Pearson *et al.*, 2003).

Com bases nessas observações, Frey e Green (1974) sugerem um modelo evolutivo de multiestágios para o manto litosférico, no qual os peridotitos foram inicialmente depletados devido à extração de material para a formação da crosta. Este resíduo foi, então, subsequentemente enriquecido pela interação com pequenas quantidades de *melts* ricos em elementos incompatíveis. Este modelo básico é aceito ainda hoje pelos geocientistas, e suportado por diversos estudos (Pearson *et al.*, 2003).

Dados isotópicos de Nd para xenólitos do manto compilados por Menzies (1990) e Pearson e Nowell (2002) indicam um grande intervalo de composições isotópicas (ϵNd) para o MLSC de todas as idades (Figura 3.5), com os valores mais enriquecidos (ϵNd negativo) observados em amostras do MLSC arqueano. A existência de assinaturas enriquecidas de Nd corrobora a ideia apresentada acima de que o MLSC não passou apenas por uma história de depleção, mas foi alvo de processos metassomáticos posteriores à sua estabilização (Menzies, 1990). Apesar do amplo intervalo de valores de isótopos de Nd, uma das características mais notáveis na distribuição de frequências para o MLSC é a moda pronunciada próxima a +5 unidades de ϵ . Sob este aspecto, a característica dominante do MLSC é uma composição isotópica empobrecida em relação ao CHUR. No entanto, se utilizar-se o manto

depletado como referencia, o MLSC é enriquecido em termos de isótopos de Nd (Pearson e Nowell, 2002).

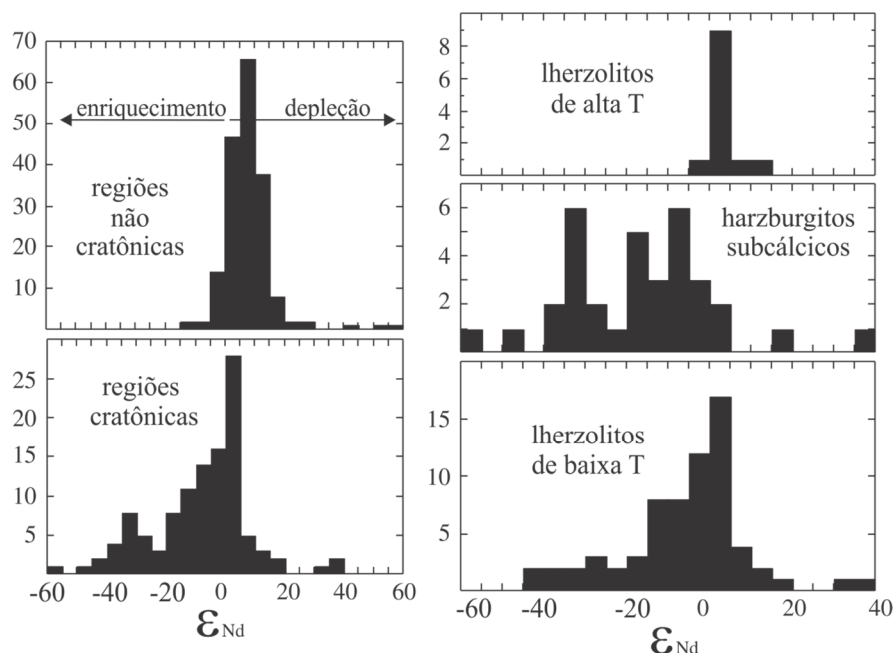


Figura 3.5 – Diagramas de distribuição de frequência de composições isotópicas de Nd para xenólitos peridotíticos cratônicos e não cratônicos, bem como para lherzolitos de alta e baixa T e harzburgitos subcálcicos. Modificado de Pearson e Nowell (2002).

Os dados isotópicos também evidenciam diferenças na composição do MLSC sob regiões de idades distintas. Diagramas relacionando os sistemas isotópicos Nd-Sr-Pb para xenólitos de diversas localidades possibilitam a definição dos reservatórios mantélicos presentes em cada região, de acordo com os quatro componentes definidos por Zindler e Hart (1986), e auxiliam na compreensão dos processos que atuaram na evolução do manto litosférico. Em regiões arqueanas, observa-se a predominância dos domínios mantélicos enriquecidos EM1, EM2 e HIMU, enquanto que, em regiões proterozóicas, o manto litosférico é marcado pelos domínios DMM e HIMU, com possíveis evidências para o domínio EM2. No manto litosférico fanerozóico, são observados os componentes DMM e EM2, com evidências para a existência do domínio HIMU. Com base nessas características, Menzies (1990) apresenta diferentes cronologias de eventos para o MLSC de cada idade, sumarizadas na Tabela 3.4, e que evidenciam que a série de eventos de depleção e enriquecimento produziram um reservatório quimicamente complexo.



Tabela 3.4 – Evolução dos domínios no MLSC sob crostas de diferentes idades de acordo com Menzies (1990).

MLSC arqueano	MLSC proterozóico	MLSC fanerozóico
(1) Extração crustal no Arqueano – resíduo empobrecido - DM	(1) Fusão parcial no Arqueano?- Proterozóico – resíduo DMM	(1) Domínio DMM resultante de fusão parcial no Proterozóico
(2) Interação litosfera-astenosfera no Arqueano – domínio EM1	(2) processos supra-subducção no Proterozóico-Fanerozóico – domínios EM2-HIMU	(2) Domínio EM2 resultante de interação da litosfera com anomalia mantélica ou processos de subducção
(3) interação pós-arqueana com anomalia mantélica profunda – domínio EM2	(3) Interação pluma-litosfera no Fanerozóico – domínio DMM	(3) Ascensão da astenosfera no Fanerozóico – domínio DMM
(4) Interação no Fanerozóico com <i>hot spots</i> – domínios EM2 e HIMU		

IDADE

A determinação da idade da porção mantélica das raízes continentais é essencial para o entendimento da evolução e estabilidade dos continentes (Pearson, 1999).

Uma das primeiras evidências da antiguidade do MLSC derivou da diversidade isotópica observada em basaltos (Brooks *et al.*, 1976). Dados de composições isotópicas de Sr, Nd, Pb e Os para amostras do MLSC evidenciam variações isotópicas extremas, e são um indicativo da antiguidade deste reservatório, uma vez que tais heterogeneidades devem resultar de

isolamento antigo do MLSC dos efeitos da convecção e difusão nas condições de maior temperatura que prevalecem no manto convectivo, e que tendem à homogeneização dos materiais (Pearson, 1999).

Estudos isotópicos de Sm-Nd e Re-Os mostram que o MLSC sob a maioria dos crátons foi isolado do manto convectivo desde o Arqueano (Richardson *et al.*, 1984; Walker *et al.*, 1989; Pearson *et al.*, 1995). Por exemplo, para os crátons Siberiano, Kapvaal e Wyoming, a idade do MLSC é similar aos principais eventos de formação de crosta (Pearson, 1999). Em várias regiões *circum* cratônicas, observa-se crosta proterozóica sobrejacente a manto proterozóico (Pearson *et al.*, 1994, 1998a b). Este comportamento mostra como as porções crustais e mantélicas das raízes litosféricas permaneceram juntas desde a formação de tais áreas, apesar da deriva continental. Além disso, poucas das localidades cratônicas estudadas na literatura registram variações da idade com a profundidade de derivação das amostras, indicando que mais de 150 km de litosfera podem ter sido formados de forma relativamente rápida (Pearson, 1999).

EVOLUÇÃO

Em estudos realizados em um banco de dados de mais de 20.000 xenocristais de granada provenientes de diferentes localidades, Griffin *et al.* (1998, 1999, 2003, 2009) e O'Reilly *et al.* (2001) chegaram à conclusão de que há uma diminuição no grau de depleção do MLSC de regiões arqueanas para proterozóicas e fanerozóicas (Figura 3.6). Griffin *et al.* (2003) sugerem que muitas seções de MLSC proterozóico correspondem a litosfera arqueana fortemente modificada por processos de metassomáticos, relacionados a eventos de convergência e rifteamento ocorridos no Proterozóico. Estes autores postulam, ainda, que o MLSC fanerozóico é produzido por processos diferentes daqueles que operaram no Arqueano.

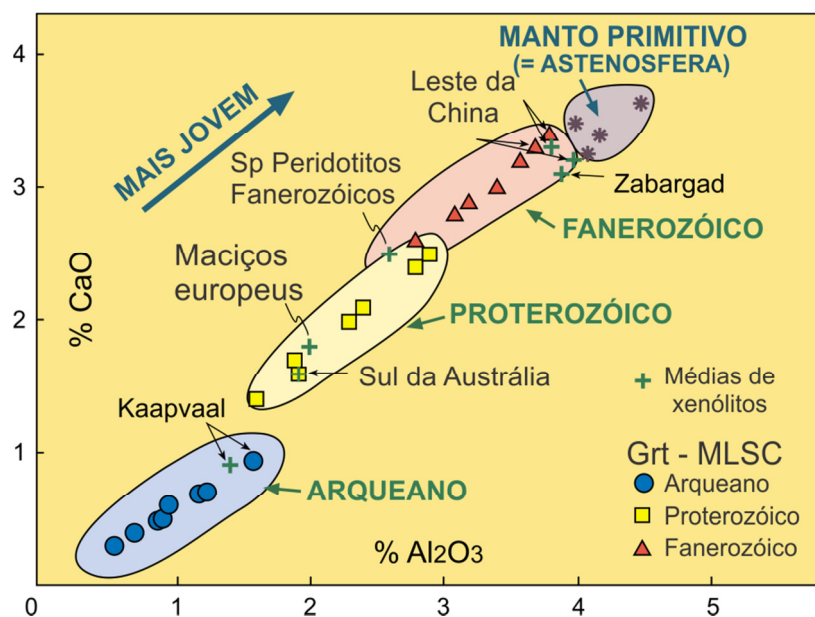


Figura 3.6 – Diagrama CaO x Al₂O₃ mostrando o campo composicional para seções mantélicas de diferentes idades a partir de análises de granadas. Médias de xenólitos são plotadas para comparação. Sp – espinélio; Grt – granada; MLSC – manto litosférico subcontinental. A composição da astenosfera é aproximada à do Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995). Retirado de O'Reilly et al. (2001).

Dados de densidades médias para o manto litosférico indicam aumento significativo dos valores do Arqueano ($3.31 \pm 0.016 \text{ Mg m}^{-3}$) para o Proterozóico ($3.34 \pm 0.02 \text{ Mg m}^{-3}$) e o Fanerozóico ($3.36 \pm 0.02 \text{ Mg m}^{-3}$). Tais dados indicam, juntamente com os dados petrológicos apresentados acima, uma evolução de um manto litosférico arqueano empobrecido, rico em Mg e de baixa densidade, para um manto fanerozóico denso e menos depletado (O'Reilly et al., 2001; Griffin et al., 2003).

Estas observações têm implicação direta na estabilidade das raízes mantélicas ao longo do tempo geológico. As raízes mantélicas arqueanas e proterozóicas, por serem menos densas, não poderiam ser delaminadas e seriam necessários mecanismos de infiltração de material fértil ascendente e desagregação mecânica, ligados ao adelgaçamento e/ou rifteamento da litosfera, para serem destruídas ou transformadas. Em contraste, o MLSC fanerozóico, por ser mais denso, pode ser delaminado sob condições de tensão (O'Reilly et al., 2001; Griffin et al. 2003; O'Reilly & Griffin, 2010).

3.3. O MÉTODO SM-ND

Samário (Sm) e Neodímio (Nd) possuem número atômico 62 e 60, respectivamente, e são elementos pertencentes ao grupo dos terras raras (ETR) (Figura 3.7). Os ETR ocorrem tanto em altas concentrações em minerais economicamente importantes, como monazita ($CePO_4$) e bastnaesita ($CeFCO_3$), quanto como elementos traço em minerais formadores de rocha, substituindo íons de elementos maiores (Faure e Mensing, 2005).

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rd
Fr	Ra	Ac	Elementos Terras Raras														
		La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
		Ac	Th	Pa	U												

Figura 3.7 – Tabela periódica dos elementos com destaque para o grupo dos terras raras (quadrados de fundo azul claro) e os elementos samário e neodímio (quadrados de fundo azul escuro).

A característica principal deste grupo é a configuração idêntica da última camada eletrônica dos elementos que o compõe. Como esta camada é a que define o comportamento químico de um elemento, os ETR têm, portanto, características químicas semelhantes. A principal diferença entre os componentes desse grupo é o tamanho do raio iônico, que diminui sistematicamente com o aumento do número atômico, com valores de 1.15 Å para La (Z=57) e 0.93 Å para Lu (Z=71). Portanto, este é o principal fator que define o comportamento geoquímico destes elementos nos processos geológicos.

O raio iônico e a carga relativamente alta dos ETR fazem com que estes elementos sejam incompatíveis com a estrutura de muitos minerais e, pelas particularidades expostas acima, os elementos terras raras leves são mais incompatíveis que os pesados. Dessa foram, Nd, cujo raio iônico é de 1.08 Å, é ligeiramente mais incompatível do que Sm, que possui raio iônico de 1.04 Å.

O elemento samário possui sete isótopos naturais, dos quais quatro são estáveis, ^{144}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm e ^{154}Sm , e três radioativos, ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm (Tabela 03). Já o elemento neodímio tem cinco isótopos estáveis, ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd e ^{148}Nd e dois radioisótopos, ^{144}Nd e ^{150}Nd (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 – Abundância, em porcentagem, e números de massa (A) dos isótopos naturais de Sm e Nd (Lide e Frederikse, 1995).

Neodímio (Z = 60)		Samário (Z = 62)	
A	Abundância (%)	A	Abundância (%)
142	27.1	144	3.1
143	12.2	147	15.0
144	23.9	148	11.2
145	8.3	149	13.8
146	17.2	150	7.4
148	5.7	152	26.7
150	5.6	154	22.8
Soma:	100	Soma:	100

A importância geológica destes dois elementos decorre do decaimento do isótopo ^{147}Sm para ^{143}Nd por processo de decaimento alfa, com meia vida de 106 bilhões de anos e constante de decaimento de $6,54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$. Ao longo do tempo geológico, o decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd resulta em mudanças na abundância de ^{143}Nd em relação aos outros isótopos de Nd. Estas variações podem ser medidas com o auxílio de espectrômetros de massa e, a partir dos dados obtidos, podem-se calcular os diversos parâmetros utilizados para determinar a assinatura isotópica da rocha e, assim, obter informações acerca da natureza do reservatório que a originou (De Paolo, 1988). Com base no

decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd em um dado mineral ou rocha, pode-se escrever a seguinte equação:

$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_i + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 01})$$

na qual $^{143}\text{Nd}_i$ corresponde à quantidade inicial de ^{143}Nd no sistema, λ é a constante de decaimento e t a idade do sistema. Esta equação é dividida pelo isótopo de referência ^{144}Nd obtendo, assim, a equação 02.

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 02})$$

Nesta equação, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ corresponde à razão isotópica inicial da rocha ou mineral analisado.

O método Sm-Nd também é uma excelente ferramenta para determinar a idade de rochas, bem como dos principais eventos relacionados à evolução química do planeta, devido à regularidade do decaimento radioativo (De Paolo, 1988).

Os parâmetros utilizados para a análise dos dados obtidos com o sistema Sm-Nd, bem como os métodos aplicados na determinação de idades serão discutidos a seguir.

3.3.1. A RAZÃO $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$

Conforme apresentado anteriormente, Sm e Nd têm comportamento químico e mobilidade semelhantes nos ambientes geológicos. Por Nd ser mais incompatível que Sm, modificações significativas na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ocorrerão em episódios de cristalização fracionada ou de fusão parcial. Neste último caso, o resíduo da fusão ficará empobrecido em Nd em relação à rocha original, e terá, portanto, razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ maior, enquanto que a fase líquida gerada no processo será enriquecida em Nd, e registrará razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor que a do resíduo da fusão e a da rocha fonte.

Devido a este processo de fracionamento entre Sm e Nd em eventos de fusão parcial, acredita-se que, ao longo da evolução geológica do planeta, os diversos episódios de extração de material do manto para a formação da crosta resultaram no enriquecimento de Nd na crosta e depleção deste elemento no manto. Desta forma, espera-se que rochas derivadas de fusão parcial do manto tenham razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ maior do que aquela registrada em rochas geradas pela fusão de materiais crustais. A exceção a esta regra seriam rochas geradas por fusão parcial de reservatórios mantélicos enriquecidos por, por exemplo, eventos de metassomatismo. Variações na razão entre isótopo pai e filho em diferentes reservatórios mantélicos surgem a partir da remoção parcial de material, por meio de processos como extração de magmas, conforme descrito anteriormente, e por adição de material, por meio de reciclagem crustal ou misturas entre diferentes reservatórios (De Paolo, 1988; Bennet, 2003).

De acordo com De Paolo (1988), e tendo por base o comportamento dos ETR exposto no início deste capítulo, a razão Sm/Nd reflete, também, o padrão geral de abundância de ETR leves em relação aos pesados. Portanto, uma alta razão Sm/Nd é indicativa de depleção de ETR leves em relação aos pesados, enquanto que uma baixa razão Sm/Nd reflete um padrão de enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados.

3.3.2. A RAZÃO $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

A composição isotópica de uma rocha ou mineral é expressa por meio da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. O valor desta razão à época da cristalização é conhecido como a razão isotópica inicial. Ao longo do tempo, esta razão tende a aumentar na amostra, devido a decaimento *in situ* de ^{147}Sm para ^{143}Nd , de acordo com a equação 02 (Faure e Mensing, 2005).

Devido à longa meia vida de ^{147}Sm , a equação 02 pode ser linearizada, expandindo o termo $e^{\lambda t}$ como uma série de potência. Além disso, a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pode ser expressa em termos da razão entre as concentrações de Sm e Nd, de acordo com a equação 03 (Faure e Mensing, 2005).

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_i + 0.602 \left(\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}} \right)_c \lambda t$$

(equação 03)

De acordo com a equação 03, a razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ de um determinado volume de material portador de Sm aumenta linearmente em função do tempo, numa taxa determinada por sua razão Sm/Nd (Faure e Mensing, 2005). Para amostras jovens (menos de 10 Ma), as mudanças isotópicas são geralmente insignificantes, no entanto, pra rochas pré-cambrianas, a diferença entre a composição isotópica inicial e a medida pode ser considerável. Portanto, a razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ também fornece dados sobre eventos de depleção ou enriquecimento. Um material enriquecido em ${}^{147}\text{Sm}$ terá, ao longo do tempo, uma maior concentração de ${}^{143}\text{Nd}$ e, portanto, alta razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ (De Paolo, 1988; Bennet, 2003; Faure e Mensing, 2005).

A determinação de composições isotópicas iniciais corretas de rochas antigas requer a determinação precisa da concentração dos elementos pai e filho, assim como de sua composição isotópica, além de um conhecimento independente da idade da amostra. Esta abordagem depende criticamente da integridade geológica da amostra. Se modificações secundárias da razão pai/filho e/ou da composição isotópica ocorreram devido a, por exemplo, metassomatismo da amostra, a composição isotópica inicial calculada estará errada. O grau de erro dependerá da idade da amostra, da severidade da alteração química e da época em que tal alteração ocorreu em relação à formação da amostra original (Bennet, 2003).

3.3.3. A NOTAÇÃO ϵNd

Tendo em vista que a magnitude das variações isotópicas no sistema Sm-Nd é, em geral, muito pequena, devido ao comportamento semelhante destes elementos, e com o objetivo de facilitar a comparação entre as composições isotópicas de diferentes materiais geológicos, utiliza-se a notação ϵNd , definida por DePaolo e Wasserburg (1976), conforme a equação 04

$$\epsilon Nd_0 = \left[\frac{\left(\left({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \right)_R^0 - \left({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \right)_{CHUR}^0 \right)}{\left({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \right)_{CHUR}^0} \right] \times 10^4$$

(equação 04)

Na equação 04, o zero se refere ao tempo presente, $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_R$ corresponde à razão isotópica da amostra e $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{CHUR}$ à composição isotópica do *Chondritic Uniform Reservoir*, ou CHUR, um reservatório condritico de referência.

O valor de ϵNd_0 de uma rocha ou mineral poder ser positivo, negativo ou zero. Se ϵNd_0 é positivo, a amostra é enriquecida em Nd radiogênico em relação ao CHUR e, portanto, originou-se de uma fonte depletada no manto. Se ϵNd_0 é negativo, o conteúdo de Nd da rocha é originário de um magma cuja razão Sm/Nd era menor que a do CHUR e resultante de evento de fusão parcial no manto (Figura 3.8). O caso em que ϵNd_0 é igual a zero ocorre quando a razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ atual da amostra é igual à do CHUR (0,512638). (DePaolo, 1988; Faure e Mensing, 2005).

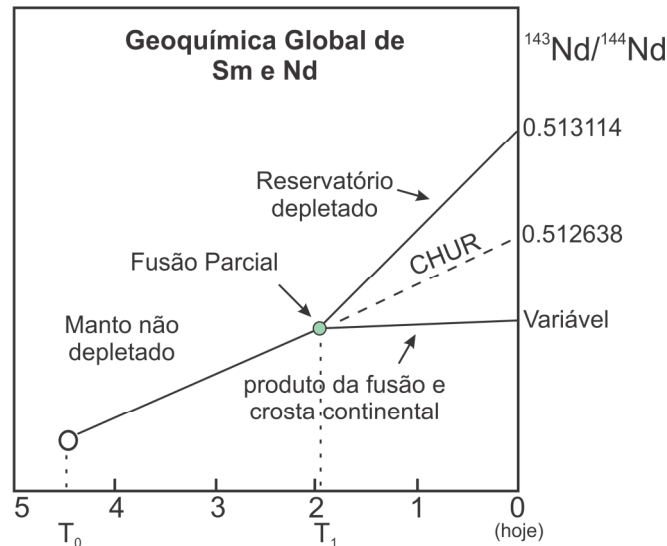


Figura 3.8 – Efeito da fusão parcial do manto (círculo cinza) na evolução isotópica de Nd na crosta continental resultante e no manto depletado residual (reservatório depletado). Assume-se que o manto não depletado tem razão Sm/Nd igual à dos condritos utilizada para definir a curva do CHUR (modificado de, Faure e Mensing, 2005).

A composição isotópica inicial da amostra também pode ser comparada à razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ do CHUR, para tanto substitui-se o zero por t na equação 04. Neste caso, a composição isotópica do CHUR em um dado tempo t é calculada pela equação 05.

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^t = 0,512638 - 0,1967(e^{\lambda t} - 1)$$

(equação 05)

Nos casos em que ϵNd_t é positivo, os protólitos das rochas de idade t originaram-se a partir de fontes empobrecidas no manto. Se ϵNd_t é negativo, as rochas de idade t formaram-se a partir de protólitos enriquecidos. Estas considerações proveem informações sobre o crescimento de crosta continental pela adição de rochas vulcânicas ou plutônicas derivadas do manto (ϵNd_t positivo), e sobre a reciclagem de rochas crustais por processos de metamorfismo regional e fusão parcial de sedimentos terrígenos durante orogenias (ϵNd_t negativo) (Faure e Mensing, 2005).

2.3.4. O MÉTODO DE DATAÇÃO DA ISÓCRONA

O sistema Sm-Nd pode ser utilizado para determinar a idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas, e é especialmente útil em rochas máficas e ultramáficas que são, em geral, difíceis de datar utilizando outros métodos (DePaolo, 1988).

Assume-se que, em determinado tempo t , todos os minerais em uma rocha tiveram valores idênticos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, porém, valores diferentes para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 3.9). Com o passar do tempo, ocorrerá o decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd , de forma que $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diminui e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumenta. Desta forma as posições dos minerais e rocha da Figura 3.9 irão se deslocar ao longo das setas.

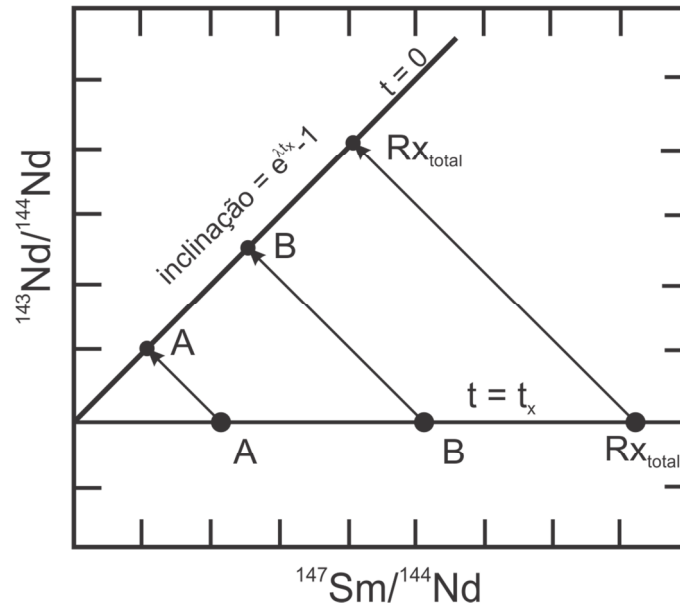


Figura 3.9 – Evolução isotópica do sistema Sm-Nd para os minerais A e B e a rocha total (Rx_{total}). T_x corresponde à idade de cristalização e $t = 0$ representa o presente (modificado de DePaolo, 1988).

Conforme visto anteriormente, para cada mineral, a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida atualmente pode ser obtida pela equação 02:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_0 = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_0 (e^{\lambda t} - 1)$$

(equação 02)

que corresponde à equação de uma reta cuja inclinação é definida por $e^{\lambda t} - 1$ e intercepta o eixo y em $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$. Portanto, para determinar a idade do sistema, deve-se calcular a inclinação da reta definida pela equação 02, e para isso é necessário ter-se minerais com grandes diferenças na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (DePaolo, 1988).

2.3.5. IDADE MODELO – T_{DM}

DePaolo (1981b), ao estudar o embasamento proterozóico de *Colorado Front Range*, percebeu que tais rochas derivaram de um reservatório mantélico com composição isotópica depletada em relação ao CHUR. Desta forma, o autor estabeleceu a notação de idade modelo em relação ao manto depletado, ou T_{DM} (DM para *depleted mantle*), que leva em conta uma curva de evolução



de um reservatório progressivamente mais depletado. A evolução desta curva inicia-se no CHUR no início do Arqueano, mas diverge progressivamente com o passar do tempo.

Utilizando-se desta notação, é possível calcular a idade em que determinado material foi extraído do manto depletado, ou seja, há quanto tempo atrás um dado sistema teve a mesma composição do DM. A idade modelo pode ser obtida por meio da equação 06.

$$\tau_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_R - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{DM}}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_R - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{DM}} + 1 \right)$$

(equação 06)

CAPÍTULO 04

PETROGRAFIA

04. PETROGRAFIA

O trabalho de Costa (2008) descreve lâminas delgadas de 90 xenólitos do kimberlito Canastra-01, e identifica os seguintes litotipos: granada lherzolito, granada harzburgito, espinélio harzburgito, dunitos, anfibólio granada websterito, anfibólio websterito, espinélio anfibólio websterito, granada clinopiroxenito e eclogito. No presente trabalho, foram descritas em detalhe apenas as lâminas delgadas correspondentes às amostras nas quais foram realizadas análises isotópicas, quais sejam: nove granada lherzolitos, dois anfibólio granada websteritos, um granada clinopiroxenito e um eclogito (Figura 4.1). Os xenólitos estudados possuem formatos ovalados e dimensões que variam de 4,4 a 15 cm. As amostras encontram-se bem preservadas, e em quase todas se registra a presença de fraturas que, em geral, são preenchidas por material carbonático. A seguir, são apresentadas as descrições petrográficas das amostras por litotipo.

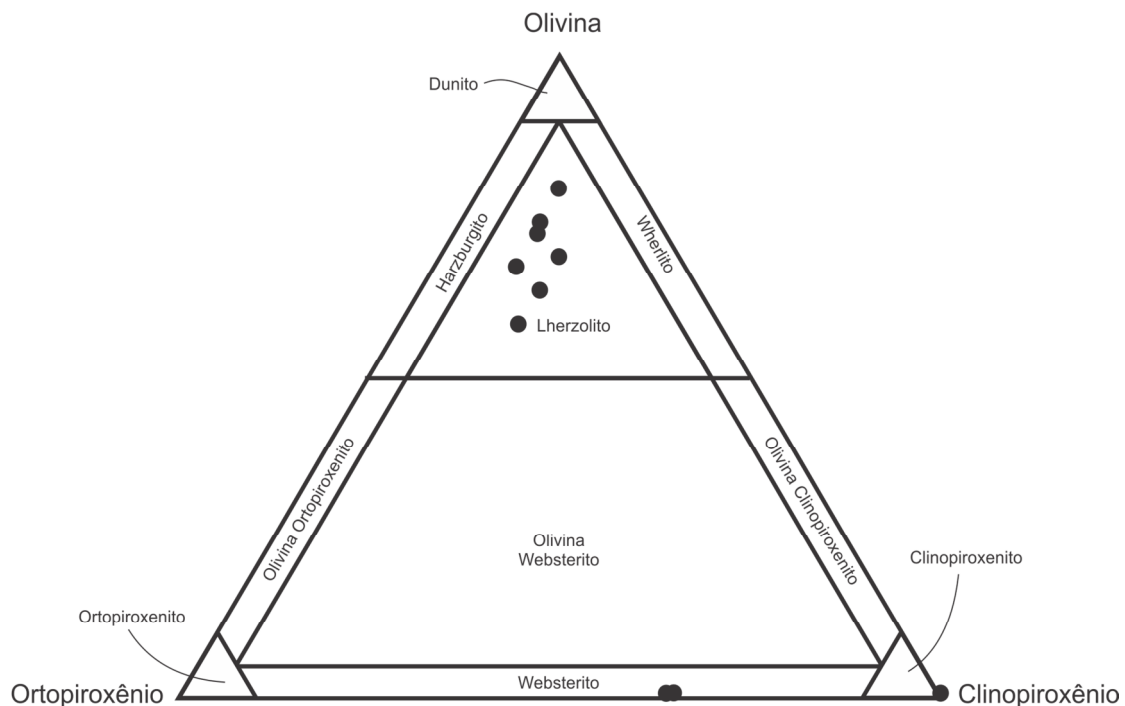


Figura 4.1 – Classificação mineralógica dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 estudados nesta dissertação, de acordo com o esquema proposto por Streckeisen (1976).

4.1.1. GRANADA LHERZOLITO

Foram analisadas nove amostras de granada lherzolito, a saber: CAN88, CAN89, CAN96, CAN97, CAN99, CAN100, CAN101, CAN104 e CAN106.

Os xenólitos de granada lherzolito possuem composição modal de 55 a 70% de olivina, 15 a 20% ortopiroxênio, 5 a 15% de clinopiroxênio e 5 a 10% de granada. Flogopita e carbonato ocorrem como fases secundárias e perfazem menos de 01% das amostras.

De acordo com a classificação textural de Harte (1977) para xenólitos mantélicos, estas rochas possuem textura mosaico-porfiroclástica, que é marcada pela presença de duas populações principais: uma representada por porfiroclastos de ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada; e a outra por matriz de neoblastos de olivina (Figura 4.2). Em algumas amostras, também ocorrem porfiroclastos de olivina.

Os grãos de olivina que compõe a matriz possuem dimensões inferiores a 0,5 mm, e o contato entre os mesmos é marcado por limites retilíneos, que formam ângulos de 120 graus entre si (Figura 4.2 E e F). Em geral, não se observa orientação preferencial da matriz, no entanto, em algumas porções das amostras, em especial próximo aos porfiroclastos, os grãos de olivina encontram-se orientados. Os espaços entre os grãos são preenchidos por fases de alteração de coloração amarelada, que, de acordo com Costa (2008), correspondem a material serpentínico fino, podendo ou não ocorrer outras fases não identificadas.

Os porfiroclastos de olivina são identificados nas amostras CAN96, CAN97, CAN99, CAN100, CAN101 e CAN104, e possuem dimensão média de 1,5 mm (Figura 4.3). Estas fases encontram-se muito fraturadas e são marcadas por extinção ondulante. As mesmas alterações observadas entre os grãos da matriz são observadas ao longo das fraturas dos porfiroclastos.

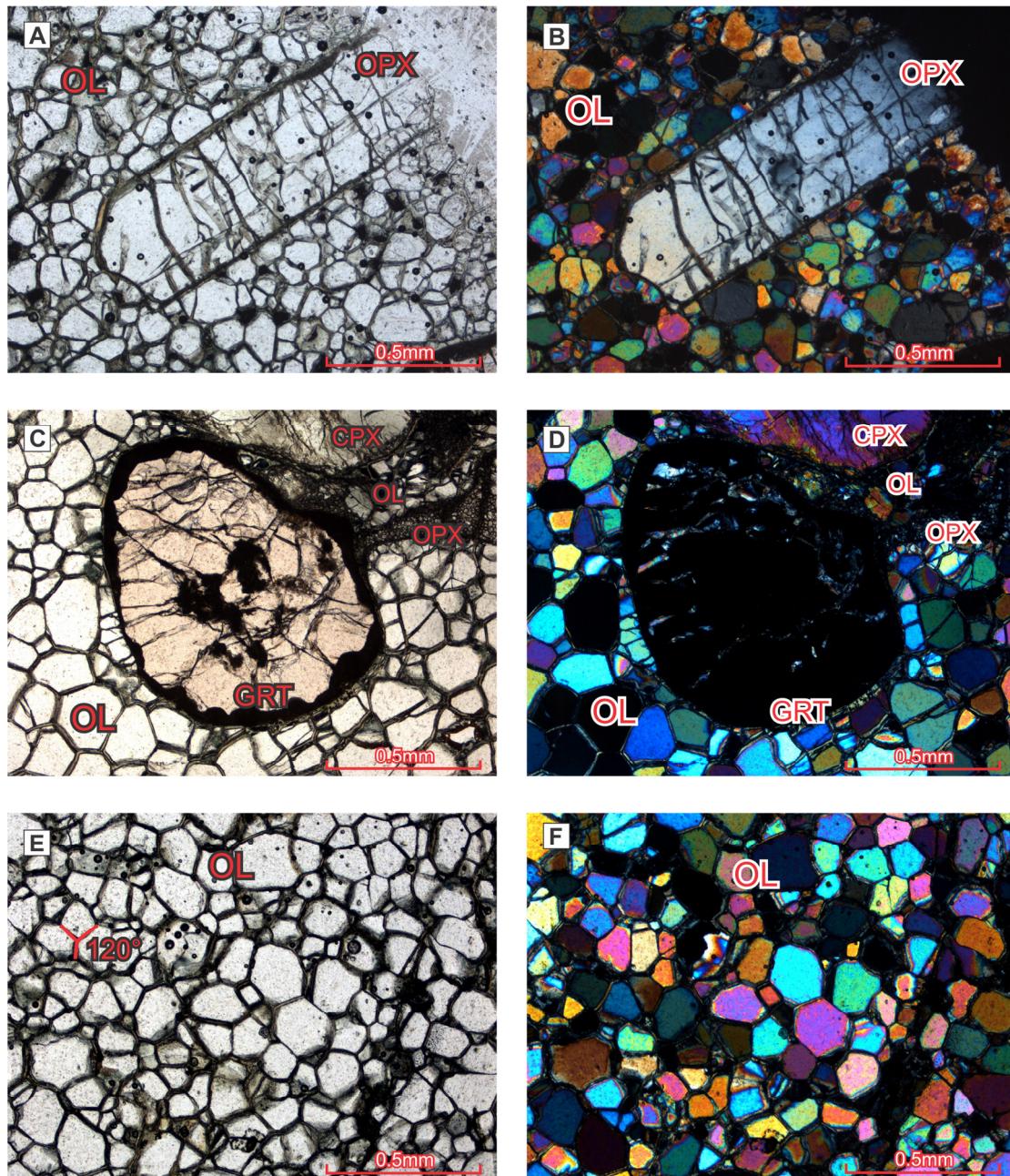


Figura 4.2 – Fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN88) nas quais são observados: (A) e (B) Porfiroclasto euédrico e fraturado de ortopiroxênio em matriz de neoblastos de olivina; (C e D) Porfiroclasto arredondado e fraturado de granada circundada por borda quelíptica de coloração amarronzada em matriz de neoblastos de olivina; (E e F) Aspecto geral da matriz em mosaico formada por neoblastos de olivina, na qual é possível observar ângulos de 120° entre os grãos.

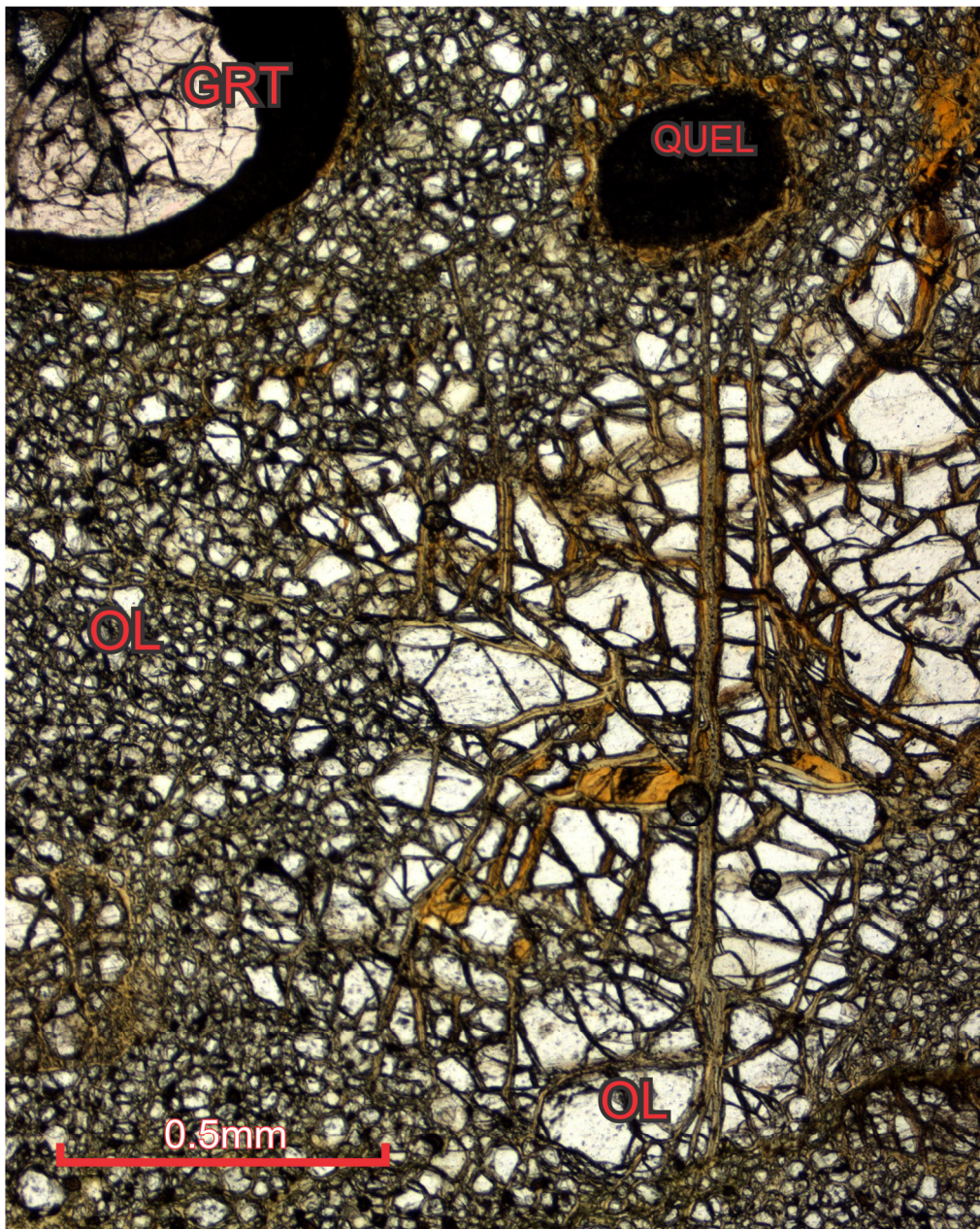


Figura 4.3 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN99), no qual se observa porfiroclasto de olivina intensamente fraturado. Observar que o material que preenche as fraturas do porfiroclastos também afeta as demais fases. Na porção superior do mosaico observa-se um grão de granada completamente substituído por material quelifítico (QUEL).

O ortopiroxênio possui dimensões que variam de 1,0 mm a 1,2 cm, é incolor e ocorre em formas subédricas a anédricas, apesar de alguns exemplares euédricos serem observados (Figura 4.2 A e B). As feições marcantes dos porfiroclastos de ortopiroxênio são a presença de extinção fortemente ondulante e a evidência de processo de recristalização que ocorre

tanto nas bordas dos grãos como ao longo de fraturas (Figura 4.4 A e B). Em alguns casos, o ortopiroxênio foi completamente recristalizado, restando apenas uma massa de neoblastos deste mineral. Algumas lâminas evidenciam início de formação da textura fluida descrita por Harte (1977), na qual uma “cauda” de neoblastos de ortopiroxênio se estende pela matriz de olivina. Registra-se, também, a presença de micro falhas em alguns porfiroclastos do mineral (Figura 4.5).

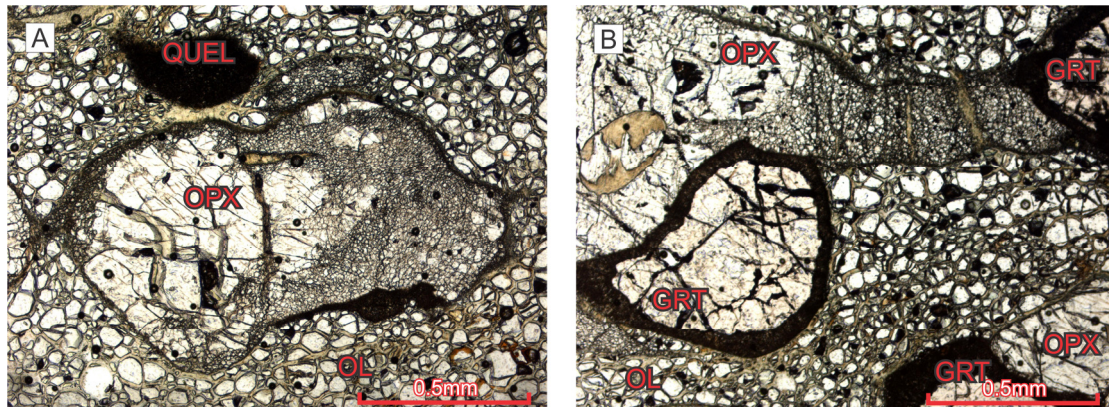


Figura 4.4 – Fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN97) nas quais se observam porfiroclastos de ortopiroxênio fraturados e parcialmente recristalizados e envoltos por matriz de neoblastos de olivina.

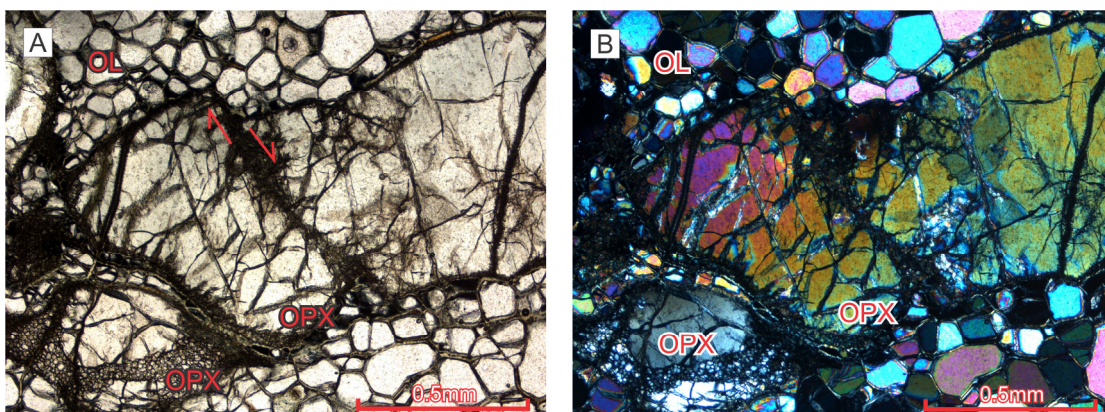


Figura 4.5 – Fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN88) nas quais se observa micro falha (setas vermelhas) em porfiroclasto de ortopiroxênio fraturado e envolto por matriz de neoblastos de olivina.

O clinopiroxênio possui dimensões que variam de 0,9 mm a 1,0 cm com formas subédrica, sendo alguns exemplares euédricos. Sua coloração varia de esverdeado a incolor (Figura 4.6). Assim como o ortopiroxênio,

possui extinção ondulante e é marcado por manto de recristalização tanto nas bordas dos grãos como ao longo de fraturas. No entanto, alguns grãos são marcados por extinção reta e ausência de neoblastos recristalizados e correspondem, em geral, aos exemplares mais euédricos.

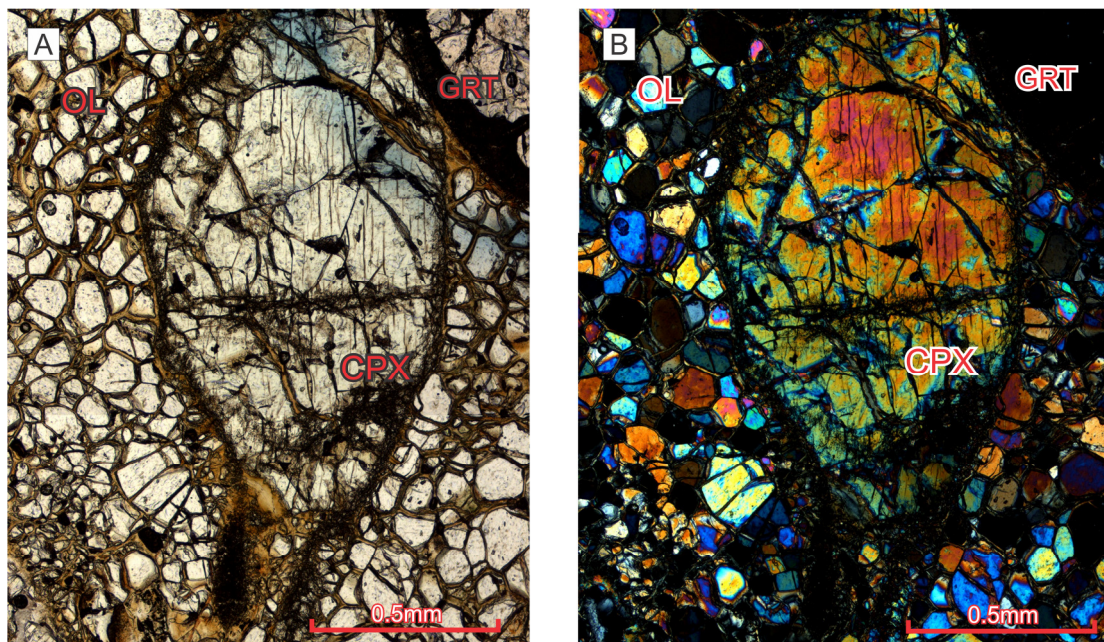


Figura 4.6 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN104), no qual se observa porfiroclasto de clinopiroxênio fraturado e envolvido por matriz de neoblastos de olivina.

Ambos os piroxênios são afetados por alterações que são caracterizadas, em sua maioria, por serpentina e costumam ser mais pervasivas nos grãos de clinopiroxênio. Tais alterações parecem ter relação com a observada na matriz, embora tenha maior intensidade nos piroxênios.

A granada é caracterizada por coloração rosada, formas arredondadas, presença de fraturas e grande variação de tamanho (de 0,3 a 5,0 mm) (Figura 4.2 C e D). Este mineral ocorre, principalmente, associado aos piroxênios, sendo registradas inclusões tanto de granada em piroxênios como também o contrário. A feição marcante nos grãos de granada é a presença de borda quelifítica que, em alguns casos, chega a substituir completamente o mineral (Figuras 4.3 e 4.7).

Flogopita e carbonatos possuem dimensões submilimétricas e ocorrem associados às regiões alteradas das amostras, em especial aos porfiroclastos de granada e piroxênio (Figura 4.8).

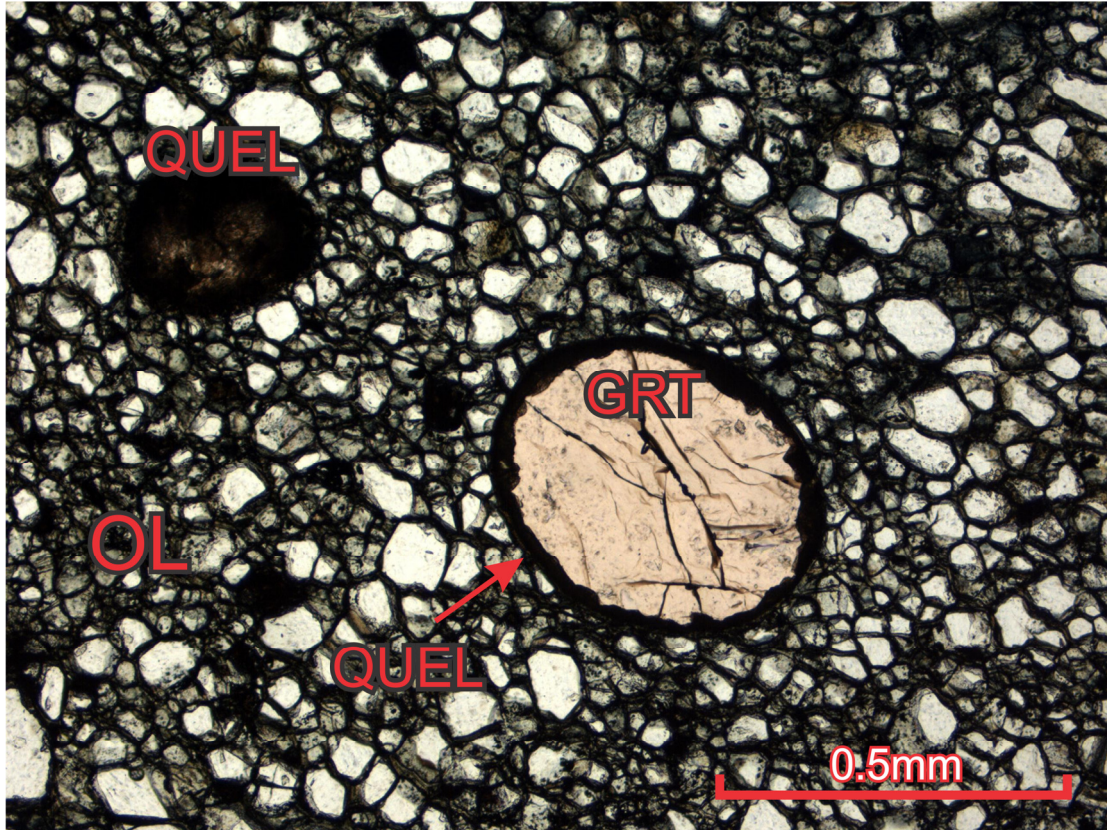


Figura 4.7 – Fotomicrografia de amostra de granada Iherzolito (CAN96), na qual se observam dois porfiroclastos arredondados de granada com estágios diferentes de desenvolvimento de borda quelítica (QUEL). O porfiroclastos central, de coloração rosada, é circundado por borda fina, enquanto que o grão de coloração acastanhada na porção superior corresponde a porfiroclastos de granada completamente substituído por material quelítico.

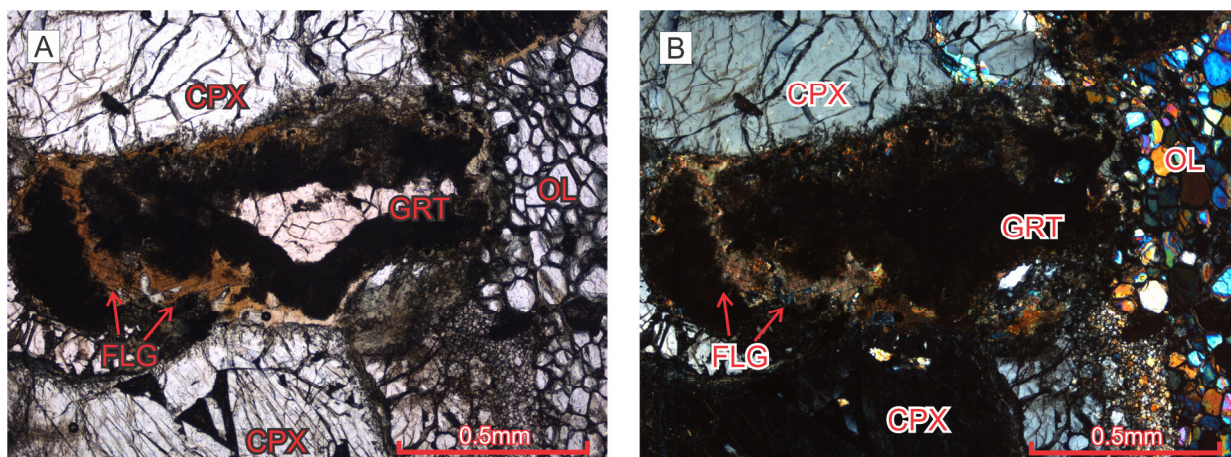


Figura 4.8– Fotomicrografia de amostra de granada Iherzolito (CAN86), na qual se observa granada com borda quelifítica circundado por dois porfiroclastos de clinopiroxênio e matriz de neoblastos de olivina. Reparar a presença de flogopita associada à borda quelifítica da granada.

Em todas as amostras de granada Iherzolito é observada a presença de veios que cortam as várias fases minerais primárias observadas em lâmina (Figura 4.9). Tais veios estão associados às alterações descritas para cada mineral e também à presença de flogopita e carbonato, sugerindo, portanto, que estes minerais correspondem a fases secundárias, provavelmente originadas devido à percolação de fluidos. Ressalta-se que o processo de alteração não ocorre com igual intensidade em todos os xenólitos. Algumas amostras mais afetadas do que outras apresentam processo de alteração pervasivo (ex.: CAN99).

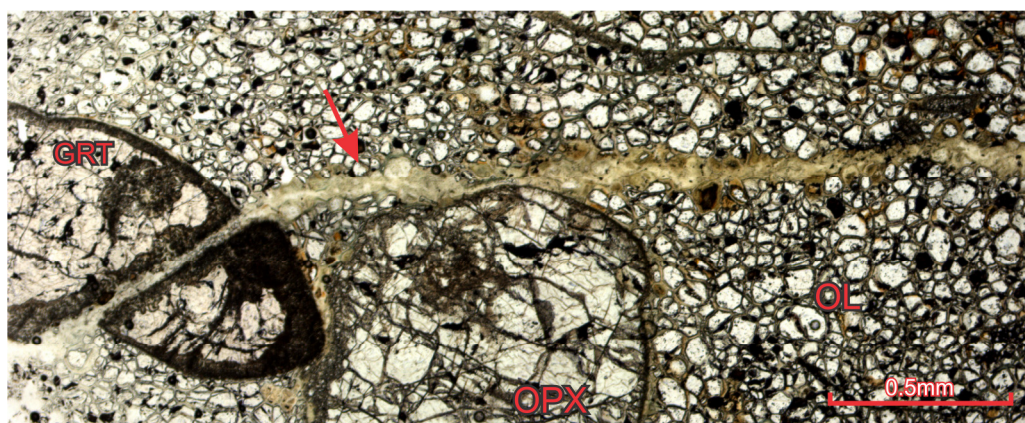


Figura 4.9 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de granada Iherzolito (CAN97), no qual se observa porfiroclastos de ortopiroxênio e granada com borda quelifítica envolvidos por matriz composta por neoblastos de olivina. A seta vermelha indica a fratura que corta todas as fases e é preenchida por material de alteração.

4.1.2. ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO

Os anfibólio granada websteritos correspondem às amostras CAN95 e CAN203, e são formados por clinopiroxênio (~ 50%), ortopiroxênio (28 a 30%), granada (20 a 8%) e anfibólio (7 a 3%). Essas rochas possuem textura granoblástica grossa, marcada por grãos aproximadamente equidimensionais com contatos retos a curvos entre si. Destaca-se que a principal diferença entre as amostras CAN95 e CAN203 é que a primeira possui granulação mais grossa do que a última e é marcada por maior quantidade de anfibólio modal.

A granada possui coloração rosada e forma predominantemente irregular, apesar de ocorrerem alguns grãos arredondados. É marcada pela ocorrência de fraturas e, ao contrário dos demais tipos litológicos descritos neste trabalho, não possui borda quelifítica (Figura 4.10). Suas dimensões variam de submilimétricas a 3,0 mm na amostra CAN203, e atingem até 9,0 mm na amostra CAN95.

O clinopiroxênio é subédrico, possui pleocroísmo que varia de verde claro a incolor e encontra-se fraturado. O ortopiroxênio possui pleocroísmo que varia de rosa claro a incolor e, assim como o clinopiroxênio, é subédrico e encontra-se fraturado (Figura 4.10). Os piroxênios são, em geral, equidimensionais, com tamanhos médios de 1,4 mm na amostra CAN95 e 0,8 mm na amostra CAN203.

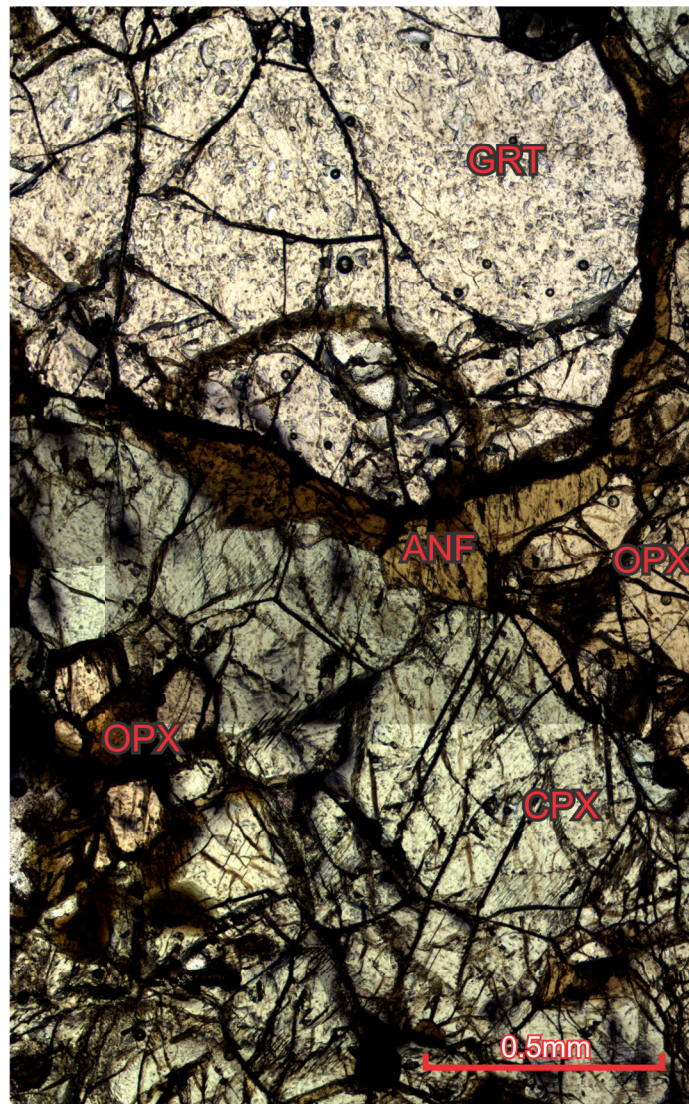


Figura 4.10 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de anfibólio granada websterito (CAN95), no qual se observam as relações entre as diferentes fases da amostra, bem como suas principais características (ver texto para discussões).

O anfibólio ocorre nos interstícios dos grãos de granada e piroxênio (Figuras 4.10 e 4.11 A), porém, também são identificados alguns grãos bem formados e de dimensões maiores, de até 1,0 mm (Figura 4.11 B). Este mineral é caracterizado por pleocroísmo de castanho claro a escuro e é facilmente identificado devido à clivagem losangular típica (Figura 4.11).

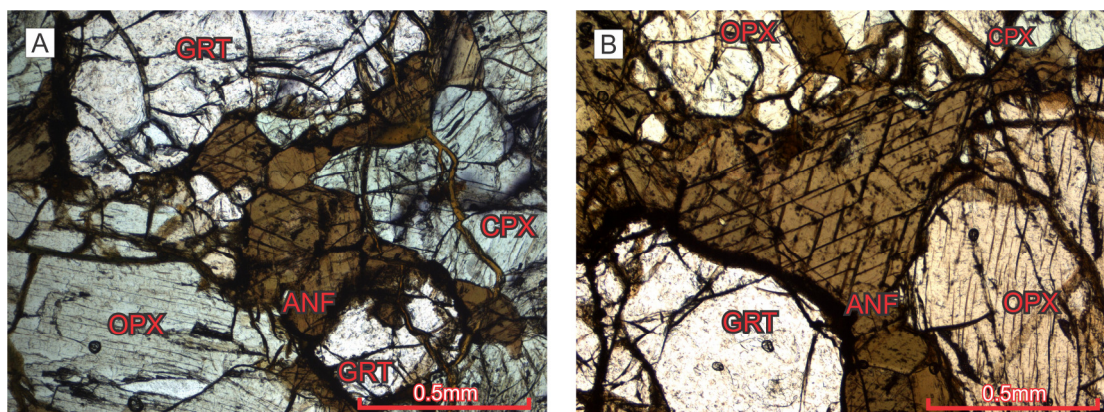


Figura 4.11 – Fotomicrografias de amostra de anfibólio granada websterito (CAN95) as quais registram a ocorrência de anfibólio de coloração acastanhada como (A) intersticial às demais fases e (B) como grão bem formado. Observar a clivagem losangular típica nos dois exemplares.

Fases de alteração de coloração acastanhada ocorrem entre os limites e ao longo de fraturas dos grãos, e afetam todas as fases minerais. No entanto, tais alterações são menos pervasivas do que as observadas nas demais litologias analisadas neste trabalho, de forma que as amostras CAN95 e CAN203 podem ser consideradas as que se encontram mais bem preservadas de alterações.

4.1.3. GRANADA CLINOPIROXENITO

O granada clinopiroxenito corresponde à amostra CAN94, e é marcado por textura granoblástica grossa e composição modal de 47% de granada e 53% de clinopiroxênio.

A granada possui coloração rosada, levemente acastanhada, formas arredondadas a irregulares e dimensões superiores a 3,0 mm (Figura 4.12 A e B). O clinopiroxênio possui coloração esverdeada, é subédrico a anédrico e possui dimensões, em geral, superiores a 2,0 mm (Figura 4.12). Ambos os minerais encontram-se fraturados.

Os limites entre granada e clinopiroxênio são marcados por material quelifítico, que também ocorre ao longo de fraturas da granada. As fases que compõem esta alteração são mais grossas que nas demais amostras, sendo

possível identificar a presença de espinélio e cristais de piroxênio fino. Nestas áreas também se registra a ocorrência de flogopita.

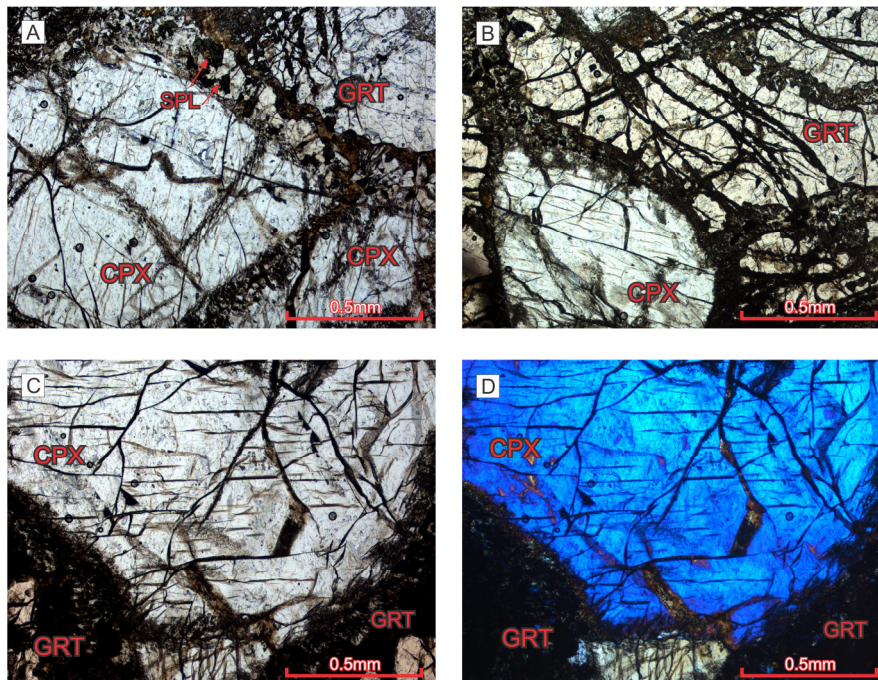


Figura 4.12 – Fotomicrografias de amostra de granada clinopiroxenito (CAN94) nas quais é possível observar: (A) contato entre clinopiroxênio e granada marcado por fases de alteração; (B) granada marcada por alteração pervasiva longo de fraturas e nas bordas do grão; (C e D) clinopiroxênio fraturado e em contato com granada marcada por borda quelifítica (porção inferior das fotomicrografias).

4.1.4. ECLOGITO

O eclogito é representado pela amostra CAN147 e é composto por 60% de granada e 40% de clinopiroxênio. Assim como o granada clinopiroxenito, o xenólito de eclogito é marcado por textura granoblástica grossa, porém as dimensões das fases minerais que o compõe são, em geral, inferiores às registradas no granada clinopiroxenito.

A granada do eclogito possui formas irregulares, dimensões médias de 3,0 mm e coloração rosada, de tonalidade mais clara em relação à observada no granada clinopiroxenito. A granada encontra-se fraturada, além de ser marcada pela presença de borda quelifítica (Figura 4.13 A e B). O clinopiroxênio tem coloração esverdeada e dimensões, em geral, inferiores às

da granada. Observa-se a ocorrência de textura tipo esponja (*spongy*) na superfície de alguns dos exemplares deste mineral (Figuras 4.13 B e 4.14). De acordo com Costa (2008), esta feição pode ser indicativa de alteração da rocha.

Na amostra CAN147, identifica-se a presença de fraturas, preenchidas por material de alteração e associadas à borda quelifítica da granada. Nestas regiões, ocorrem pirita e flogopita (Figura 4.13 C).

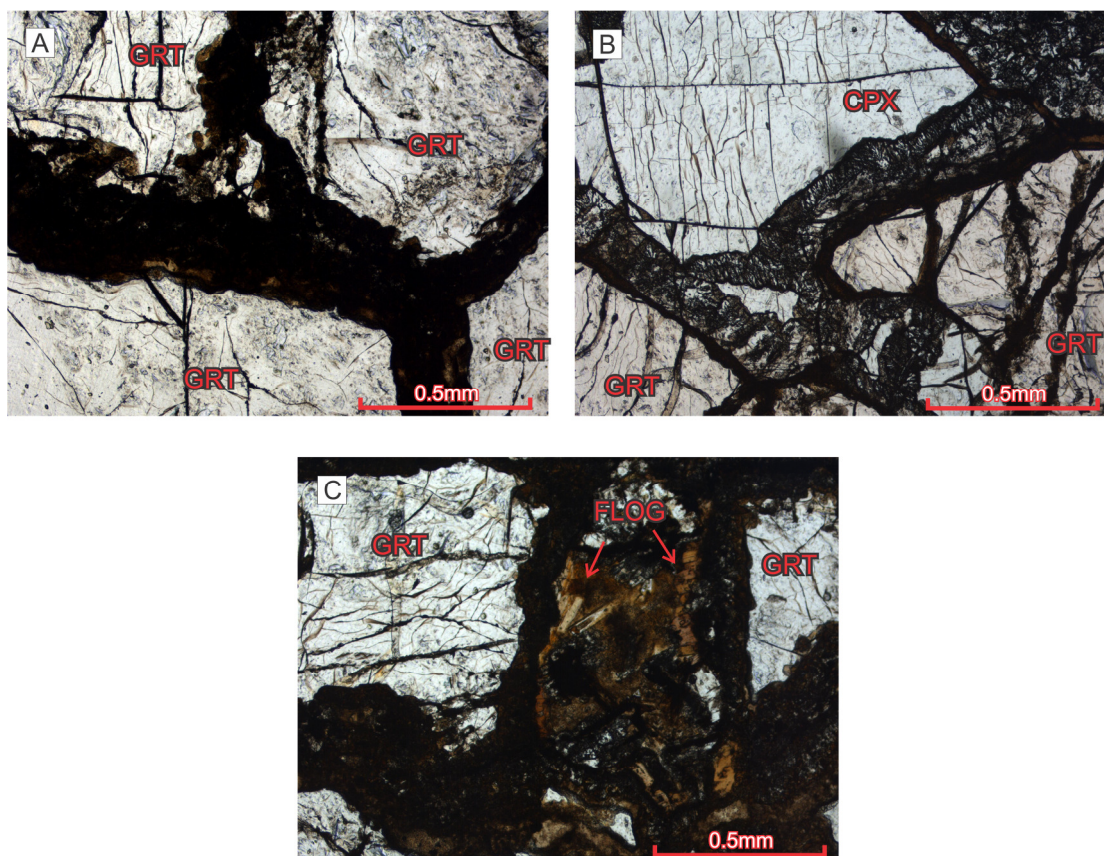


Figura 4.13 – Fotomicrografias de amostra de eclogitos (CAN147) nas quais é possível observar: (A) granada de coloração rosada, fraturada e circundada por borda quelifítica de coloração acastanhada; (B) clinopiroxênio fraturado com alteração tipo esponja em contato com granada marcada pela presença de material quelifítico na borda e ao longo de fraturas (C) granada fraturada em contato com massa de alteração na qual se identifica flogopita.



Figura 4.14 – Mosaico de fotomicrografias de amostra de eclogito (CAN147), no qual é possível observar alteração tipo esponja tanto nas bordas como na superfície do clinopiroxênio.

4.1.5. DISCUSSÕES

A suíte de xenólitos do kimberlito Canastra-01 é marcada por uma diversidade de tipos litológicos, que correspondem a amostras de piroxenitos e peridotitos, tanto do fácies do espinélio como da granada. Esta observação aponta para um manto diversificado e heterogêneo sob a região da intrusão. A predominância de xenólitos de granada lherzolitos permite a interpretação de que este é o tipo litológico predominante do manto da região, o que está em conformidade com as suítes de xenólitos descritas para outras regiões

circum cratônicas. Além disso, a ocorrência limitada de harzburgitos (apenas 02 amostras) entre os xenólitos estudados nesta dissertação e no trabalho de Costa (2008) é condizente com estudos de prospecção realizados em concentrados de granadas do kimberlito Canastra-01 (Cookenboo, 2005), nos quais foi identificada a baixa ocorrência de granadas harzburgíticas (G-10).

A textura observada nos xenólitos peridotíticos registra, de forma geral, deformação mais intensa do que nos demais tipos rochosos, com a presença de micro falhas, que indicam a superação da capacidade do mineral em acomodar a deformação por meio de processo de recristalização.

As alterações observadas nas lâminas estudadas muitas vezes extrapolam uma única fase, e, em sua maioria, encontram-se associadas a veios, sugerindo percolação de fluidos metassomáticos pela rocha. A presença de fases como flogopita associadas a tais alterações reforçam esta hipótese e caracterizam ocorrência de metassomatismo modal. Por ocorrerem nos diversos tipos litológicos analisados, e devido às características aqui apresentadas, é possível interpretar que tais feições sejam resultados de percolação do material kimberlítico nos xenólitos. Ressalta-se que as amostras de anfibólio granada websterito (CAN95 e CAN203) correspondem aos exemplares que menos foram afetados por este processo, por não ser registrado metassomatismo modal.

De acordo com Dawson e Smith (1982), a ocorrência de anfibólio em xenólitos mantélicos pode ser tanto indício de metassomatismo modal quanto uma feição primária da amostra. Os autores explicam que, para xenólitos de websteritos e piroxenitos, há amplo debate na literatura se a origem do anfibólio é ígnea ou metassomática. Na primeira hipótese, o anfibólio é considerado como fase intercumulus (Best, 1970; Dawson e Smith, 1973; Irving, 1974) enquanto que na segunda conjectura a origem do anfibólio é atribuída à infiltração de agente metassomático e substituição de fases peridotíticas primárias.

Nos xenólitos de anfibólio granada websterito (CAN95 e CAN203) não são registradas texturas de desequilíbrio entre anfibólio e demais fases



minerais, o que pode significar que o anfibólio corresponde a uma fase primária na amostra. No entanto, a simples ausência de tais texturas não é suficiente para determinar uma origem ígnea para esse mineral, uma vez que, caso reações metassomáticas tenham ocorrido e se completado, não sobriam indícios de que estas se processaram. Ressalta-se que os veios preenchidos por material de alteração que afetam granada e clinopiroxênio nos xenólios de anfibólio granada websterito também cortam os grãos de anfibólio, permitindo concluir que a origem deste mineral não está associada à percolação de material kimberlítico.

CAPÍTULO 05
GEOLOGIA ISOTÓPICA
SM-ND

5.1. RESULTADOS

Os resultados analíticos de Sm-Nd encontram-se listados na Tabela 5.1. As razões isotópicas medidas para granada e clinopiroxênio variam de 0,520490 a 0,511978, e compreendem tanto valores empobrecidos quanto enriquecidos em relação ao CHUR.

Dados de ϵNd_t de granada e clinopiroxênio recalculados para a idade da intrusão do kimberlito Canastra-01 ($t = 120 \text{ Ma}$) têm frequência máxima de valores próxima a +5, e estão dentro dos resultados reportados na literatura para xenólitos mantélicos de regiões cratônicas (Figura 5.1A).

Utilizando-se dos dados de Sm-Nd obtidos para granada e clinopiroxênio de cada xenólito, foram construídas isócronas de dois pontos com auxílio do programa *Isoplot*, (Ludwig, 1999) (Figura 5.2, Tabela 5.2). As incertezas associadas ao cálculo das idades são apresentadas por questões de forma, no entanto, tais valores não guardam significado por haverem apenas dois pontos envolvidos no cálculo das isócronas.

A seguir, os dados isotópicos juntamente com as idades aparentes obtidas pelas isócronas são apresentados por litologia.

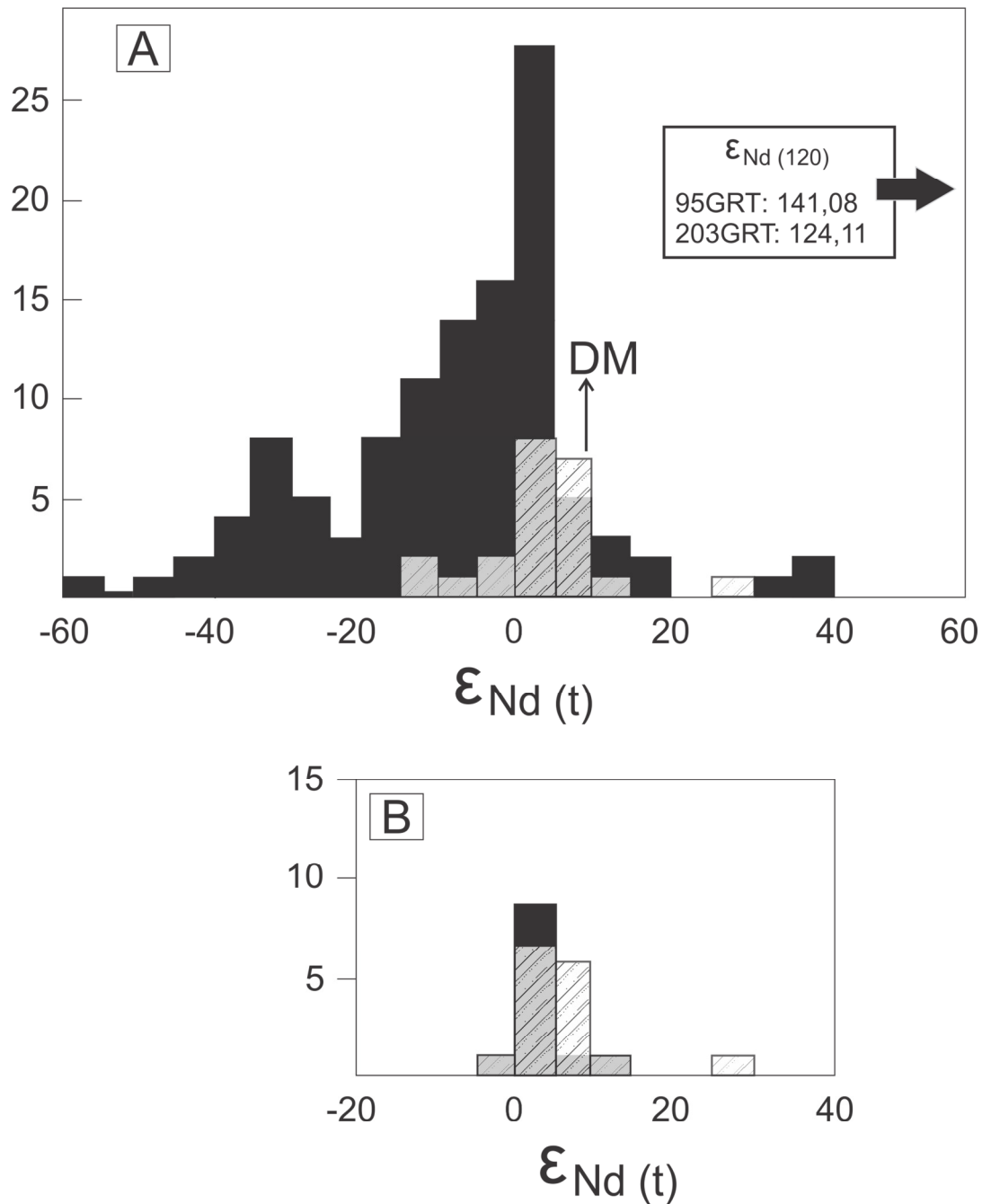


Figura 5.1 – (A) Histograma de frequência dos valores de ϵ_{Nd}_t para granada e clinopiroxênio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 (barras hachuradas) e peridotitos dos crátons Siberiano e Kaapvaal compilados por Pearson e Nowell (2002) (barras pretas). As granadas das amostras CAN95 e CAN203 possuem valores extremos de ϵ_{Nd}_t que não são representados em escala para simplificação. Valor aproximado do manto depletado (DM) indicado para referência. (B) Histograma de frequência dos valores de ϵ_{Nd}_t para granada e clinopiroxênio dos xenólitos granada lherzolito do kimberlito Canastra-01 (barras hachuradas) em comparação aos valores de ϵ_{Nd}_t de lherzolitos de alta temperatura ($T > 1100^\circ\text{C}$) de outras regiões do planeta compilados por Pearson e Nowell (2002) (barras pretas).



Tabela 5.1 - Dados de Sm-Nd para granada e clinopiroxênio juntamente com pressão e temperatura de equilíbrio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0 (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)^2$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T(^{\circ}\text{C})^1$	$P(\text{kbar})^1$
<i>Granada lherzolitos</i>									
CAN88 cpx	1,376	6,052	0,1375	0,512738+/-13	1,95	2,90	0,62	1194	54
CAN88 grt	***	***	***	***	***	***	***	1194	54
CAN89 cpx	1,33	5,787	0,139	0,512830+/-14	3,75	4,67	0,46	1305	55
CAN89 grt	1,229	1,715	0,4333	0,512870+/-14	4,52	0,94	-	1305	55
CAN96 cpx	1,338	5,798	0,1395	0,512834+/-13	3,82	4,74	0,45	1160	49
CAN96 grt	1,141	1,603	0,4301	0,513041+/-13	7,86	4,33	-	1160	49
CAN97 cpx	1,307	5,839	0,1353	0,513017+/-19	7,39	8,38	0,09	1275	54
CAN97 grt	1,091	1,575	0,4187	0,512959+/-16	6,26	2,90	-	1275	54
CAN99 cpx	7,778	39,794	0,1181	0,512931+/-10	5,71	6,96	0,21	-	-
CAN99 grt	0,701	1,076	0,3938	0,513506	16,93	13,96	0,38	-	-
CAN100 cpx	1,278	5,593	0,1382	0,512582+/-63	-1,09	-0,16	0,93	1292	55
CAN100 grt	1,121	1,632	0,4151	0,513155+/-13	10,08	6,78	0,06	1292	55
CAN101 cpx	1,249	5,585	0,1352	0,512880+/-5	4,73	5,70	0,35	1209	54
CAN101 grt	1,201	1,757	0,4132	0,513111+/-13	9,23	5,95	0,03	1209	54
CAN104 cpx	1,304	5,683	0,1387	0,512874+/-11	4,6	5,53	0,37	1412	52
CAN104 grt	***	***	***	***	***	***	***	1412	52
CAN106 cpx	1,234	5,356	0,1392	0,512818+/-18	3,51	4,43	0,48	1423	46
CAN106 grt	1,16	1,69	0,4148	0,514344	33,29	29,99	0,99	1423	46



Continuação Tabela 5.1.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0 (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)^2$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$	$T (^\circ\text{C})^1$	$P (\text{kbar})^1$
<i>Anfibólio Granada websteritos</i>									
CAN95 cpx	1,586	6,063	0,1582	0,511951+/-20	-13,41	-12,78	3,03	989	-
CAN95 grt	0,534	0,326	0,9913	0,520490+/-33	153,18	141,08	1,46	989	-
CAN203 cpx	5,473	23,177	0,1427	0,511978+/-11	-18,73	-12,01	2,95	600	-
CAN203 grt	1,684	1,124	0,9058	0,519553+/-23	134,89	124,11	1,43	600	-
<i>Granada clinopiroxenito</i>									
CAN94 cpx	0,842	3,992	0,1276	0,512909+/-13	5,28	6,39	0,27	1255	-
CAN94 grt	0,887	1,282	0,4185	0,513020+/-14	7,45	4,10	-	1255	-
<i>Eclogito</i>									
CAN147 cpx	1,458	13,763	0,064	0,512313+/-13	-6,34	-4,27	0,75	980	-
CAN147 grt	1,171	2,795	0,2532	0,512325+/-89	-6,1	-6,93	-	980	-

¹ Dados obtidos por Costa (2008).² t = 120 Ma

5.1.1. GRANADA LHERZOLITO

As concentrações de Sm e Nd no clinopiroxênio dos xenólitos de granada lherzolito são semelhantes, com exceção da amostra CAN99, cujas concentrações destes elementos são as maiores observadas dentre todos os xenólitos (Sm = 7,778 ppm e Nd = 39,794 ppm). As concentrações de Sm e Nd na granada variam, respectivamente, de 0,701 a 1,229 ppm e de 1,076 a 1,757 ppm. Ao contrário do observado no clinopiroxênio da amostra CAN99, as concentrações destes dois elementos na granada coexistente são as menores registradas para os xenólitos de granada lherzolitos.

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida para os xenólitos de granada lherzolito varia de 0,512582 a 0,513017 no clinopiroxênio e é, em geral, menor do que a razão isotópica medida para a granada coexistente, que varia de 0,51287 a 0,514344. As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da granada também são maiores do que as registradas para o clinopiroxênio.

O clinopiroxênio da amostra CAN99 possui uma das maiores razões isotópicas medidas, porém registra baixo valor para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, que corresponde ao segundo menor dentre todos os xenólitos. A falta de correlação entre a razão pai – filho e a razão isotópica pode ser indicativa de perturbação recente do sistema isotópico, de forma que não decorreu tempo suficiente para este evoluir. Esta perturbação pode estar associada a contaminação pelo magma kimberlítico, o que poderia explicar as altas concentrações de Sm e Nd registradas. No entanto, o comportamento observado para esta amostra também pode ser consequência da presença de impurezas nos grãos de clinopiroxênio separados para as análises isotópicas, apesar dos cuidados tomados durante a preparação das amostras. Esta hipótese é condizente com as menores concentrações de Sm e Nd registradas para a granada coexistente, que tornariam este mineral mais susceptível a perturbações em caso de contaminação por fluido metassomático.

Os valores de ϵNd_t de granada e clinopiroxênio dos xenólitos de granada lherzolito são maiores do que zero, exceto para o clinopiroxênio da amostra CAN100, cuja composição isotópica é enriquecida em relação ao



CHUR. Tais valores são correlacionáveis aos reportados por Pearson e Nowell (2002) para lherzolitos de alta temperatura (Figura 5.1 B).

Isócronas construídas a partir das composições isotópicas de granada e clinopiroxênio fornecem idades variadas para os xenólitos de granada lherzolito (Figura 5.2 e Tabela 5.2).

As amostras CAN96 e CAN101 fornecem idades aparentes de $108,9 \pm 3,7$ e $127 \pm 3,9$ Ma, respectivamente, que são próximas à determinada por Pereira e Fuck (2005) para o kimberlito Canastra-01 (120 ± 10 Ma).

Os dados isotópicos de granada e clinopiroxênio das amostras CAN99 e CAN100 geram idades aparentes de $318,6 \pm 3,9$ e $316,1 \pm 3,9$ Ma, respectivamente. Conforme apresentado anteriormente, o sistema isotópico do clinopiroxênio da amostra CAN99 provavelmente foi afetado por contaminação, de forma que a idade fornecida pela isócrona não deve guardar significado geológico. A idade obtida para a amostra CAN100 fornece composições isotópicas iniciais de 1,27 para granada e clinopiroxênio (Tabela 5.2).

A isócrona construída para a amostra CAN106 fornece idade de $844,3 \pm 3,9$ Ma, e as composições isotópicas recalculadas para esse valor correspondem a 9,72 e 9,73 para granada e clinopiroxênio, respectivamente.

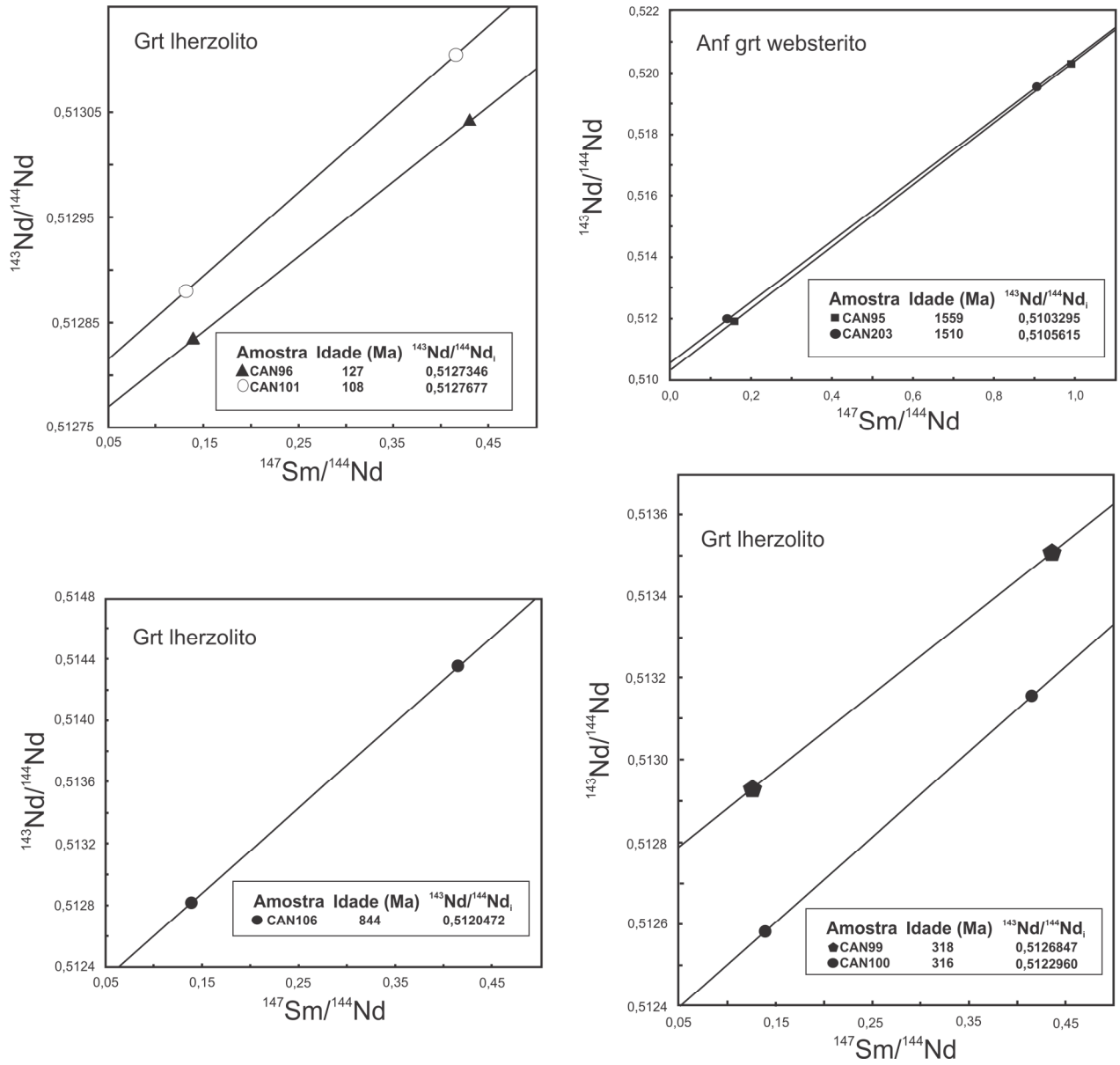


Figura 5.2 – Isócronas de dois pontos obtidas a partir dos dados isotópicos de granada e clinopiroxênio dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. Xenólitos que fornecem idades semelhantes são plotados juntos para comparação.



Tabela 5.2 – Idades fornecidas por isócronas calculadas para os xenólitos do kimberlito Canastra-01, juntamente com as composições isotópicas iniciais de granada e clinopiroxênio correspondentes a tais idades.

Amostra	Idade Isócrona (Ma)	ϵNd_t CPX	ϵNd_t GRT
CAN96	108,9±3,7	4,70	4,28
CAN101	127±3,9	5,66	5,91
CAN99	318,6±3,9	8,92	8,91
CAN100	316,1±3,9	1,27	1,27
CAN106	844,3±3,9	9,73	9,73
CAN95	1559,3±1,4	-5,73	-5,70
CAN203	1510,1±1,5	-2,43	-2,40

A isócrona construída para a amostra CAN97 fornece idade negativa, e não tem significado geológico. Esta é a única amostra na qual a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida para o clinopiroxênio é maior do que a registrada para a granada coexistente. Este tipo de resultado é reportado em outros estudos com xenólitos mantélicos (ex.: Neal *et al.*, 1990; Viljoen *et al.* 2005), e pode significar perturbação do sistema isotópico causado, por exemplo, por diferentes taxas de equilíbrio entre granada e fluido e clinopiroxênio e fluido em uma mesma rocha (Neal *et al.*, 1990).

Clinopiroxênio e granada da amostra CAN89 não registram diferenças significativas em suas razões isotópicas e, dessa forma, a isócrona obtida para este xenólito fornece idade mais jovem do que a determinada para o kimberlito Canastra-01, e não possui significado geológico.

5.1.2. ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO

Os xenólitos de anfibólio granada websterito (CAN95 e CAN203) têm comportamento isotópico semelhante. O clinopiroxênio destas amostras registra as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$ mais enriquecidas dentre todas as determinadas neste estudo, enquanto que a granada coexistente possui os valores mais radiogênicos (Tabela 5.1 Figura 5.1 A). Os altos valores da razão isotópica observados nas granadas são acompanhados de altas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, que também correspondem aos maiores resultados registrados

neste estudo. Este comportamento é refletido em diferenças consideráveis entre os valores de ϵNd_0 e ϵNd_{120} para granada e clinopiroxênio coexistentes, que chegam a 166,51 unidades de ϵNd na amostra CAN95, e implicam na existência de desequilíbrio isotópico significativo já antes da erupção do kimberlito Canastra-01.

As isócronas construídas com pares de granada e clinopiroxênio destes dois xenólitos fornecem idades semelhantes de $1559,3 \pm 1,4$ Ma para a amostra CAN95 e $1510,1 \pm 1,5$ Ma para a CAN203 (Figura 5.2 e Tabela 5.2). As composições isotópicas recalculadas para estas duas amostras utilizando como referência as idades obtidas pelas isócronas fornecem valores de ϵNd_t enriquecidos para granada e clinopiroxênio (Tabela 5.2).

5.1.3. GRANADA CLINOPIROXENITO E ECLOGITO

O clinopiroxênio e a granada do eclogito (CAN147) possuem valores de ϵNd_0 de -6,34 e -6,1 respectivamente. Estes valores são consideravelmente mais enriquecidos do que os reportados por Pearson *et al.* (1995) para um eclogito do kimberlito de Udachnaya, na Sibéria, porém estão dentro do intervalo de valores obtidos por Snyder *et al.* (1997) para os eclogitos de Yakutia, também na Sibéria. Ressalta-se que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do clinopiroxênio da amostra CAN147 é a menor registrada para todos os xenólitos (Tabela 5.1).

As composições isotópicas medidas (ϵNd_0) para as duas fases minerais do granada clinopiroxenito (CAN94) também são semelhantes, e correspondem a 5,28 para o clinopiroxênio e 7,45 para a granada. Estes valores são próximos aos observados para os granada lherzolito deste estudo, porém, são mais radiogênicos em relação aos valores reportados por Agashev *et al.* (2001) para um granada clinopiroxenito da Sibéria.

As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ destas duas amostras têm correlação com a razão isotópica, indicando que o sistema isotópico não deve ter sofrido perturbações. Devido às semelhanças registradas nas composições isotópicas da granada e do clinopiroxênio coexistentes tanto no eclogito como no granada clinopiroxenito, estas amostras não fornecem idades aparentes



com significado, e as isócronas obtidas correspondem a idades mais jovens do que a determinada para o kimberlito.

5.1.4. ROCHA TOTAL RECONSTRUÍDA

Conforme discutido na petrografia (Capítulo 04), são identificadas várias fases de alteração nos xenólitos estudados, que podem afetar o conteúdo primário de LILE (elementos litófilos de raio iônico grande, como ETR leves e Rb) destas amostras. Conseqüentemente, as análises isotópicas de rocha total também não representam os valores primários de ETR leves dos xenólitos.

Considerando que granada e clinopiroxênio são as principais fases portadoras de Sm e Nd em peridotitos e piroxenitos, as composições isotópicas para rocha total foram reconstruídas utilizando-se dados de composição modal, concentração de Sm e Nd, razões isotópicas e densidades dos minerais de cada xenólito. Esses dados, que são apresentados na Tabela 5.3 juntamente com os resultados medidos para rocha total de cada xenólito, permitem estimar a contribuição das fases secundárias quanto às variações isotópicas e químicas.

Para as amostras de anfibólio granada websterito (CAN95 e CAN203) faz-se a ressalva de que o anfibólio é uma das fases que contribui com a concentração de ETR na rocha total. No entanto, no xenólito CAN203, esta fase representa cerca de 3% do volume total da amostra, de forma que sua influência não deve ser tão significativa. Na amostra CAN95, a diferença entre rocha total reconstruída e medida é mais expressiva, e manifesta-se principalmente na concentração de Sm e na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. No entanto, tais diferenças não devem corresponder apenas à influência do anfibólio na composição isotópica da rocha total, tendo em vista que este mineral corresponde a aproximadamente 7% da rocha.



Tabela 5.3 – Dados isotópicos de Sm-Nd para rocha total medida e reconstruída.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)^1$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
<i>Granada Iherzolitos</i>							
CAN89							
Medida	0,303	1,556	0,1176	0,5412881	4,75	5,95	0,38
Reconstruída	0,273	0,9717	0,1695	0,5128342	3,83	4,25	0,74
CAN96							
Medida	0,313	1,361	0,139	0,512967	6,42	7,30	0,2
Reconstruída	0,202	0,676	0,1801	0,5128631	4,39	4,65	0,84
CAN97							
Medida	0,284	1,124	0,1529	0,512891	4,93	5,61	0,42
Reconstruída	0,193	0,475	0,2453	0,5129944	6,95	6,21	--
CAN99							
Medida	0,173	0,825	0,1265	0,512836	3,86	4,94	0,39
Reconstruída	0,468	2,102	0,1345	0,5129655	6,39	7,34	0,19
CAN100							
Medida	--	--	--	--	--	--	--
Reconstruída	0,259	0,938	0,1665	0,512641	0,06	0,52	1,29
CAN101							
Medida	--	--	--	--	--	--	--
Reconstruída	0,259	0,945	0,1656	0,512905	5,22	5,70	0,48



Continuação Tabela 5.3

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}^1$	TDM (Ga)
CAN106							
Medida	1,223	9,231	0,0801	0,512792	3,0	4,79	0,31
Reconstruída	0,254	0,905	0,1695	0,5129867	6,8	7,22	0,26
<i>Granada clinopiroxenito</i>							
CAN94							
Medida	1,143	4,509	0,1533	0,512914	5,38	6,05	0,36
Reconstruída	0,865	2,605	0,2004	0,512937	5,8	5,78	1,20
<i>Anfibólio granada websterito</i>							
CAN95							
Medida	1,117	4,857	0,139	0,512271	-7,15	-6,28	1,56
Reconstruída	0,918	3,347	0,1655	0,512029	-11,88	-11,4	3,31
CAN203							
Medida	3,064	12,52	0,1479	0,511965	-13,14	-12,38	2,5
Reconstruída	3,050	11,533	0,1596	0,5121478	-9,56	-9,0	2,54
<i>Eclogito</i>							
CAN147							
Medida	1,292	6,911	0,113	0,512469	-3,29	-2,02	0,87
Reconstruída	1,275	6,751	0,114	0,5123162	-6,28	-5,01	1,11

¹ t = 120 Ma.



As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ reconstruídas para a rocha total são próximas às medidas para os clinopiroxênios de cada xenólito (Figura 5.3), exceto para a amostra CAN97 (Figura 5.3 B). Observa-se que, em todos os xenólitos, as concentrações de Sm e Nd calculadas para a rocha total são inferiores aos valores medidos, com exceção da amostra CAN99. Este resultado é consequência das altas concentrações obtidas para o clinopiroxênio desta amostra. Tendo em vista que tais concentrações provavelmente são resultantes de contaminação, esta amostra não será utilizada nas discussões e interpretações. Devido ao provável desequilíbrio registrado entre granada e clinopiroxênio da amostra CAN97 discutido anteriormente, esta amostra também será excluída dos comentários subsequentes.

Os valores de ϵNd_0 e ϵNd_t para a rocha total reconstruída indicam composições isotópicas empobrecidas em relação ao CHUR para os xenólitos de granada lherzolito e granada clinopiroxenito e enriquecidas para as amostras de anfibólio granada websterito e para o eclogito.

Valores de ϵNd_t da rocha total reconstruída recalculados para as idades determinadas pelas isócronas das amostras CAN96, CAN101, CAN99, CAN100, CAN106, CAN95 e CAN203 são apresentadas na Tabela 5.4.

Tabela 5.4 – Idades fornecidas por isócronas calculadas para os xenólitos do kimberlito Canastra-01, juntamente com as composições isotópicas iniciais de rocha total reconstruída correspondentes a tais idades.

Amostra	Idade Isócrona (Ma)	ϵNd_t
CAN96	108,9±3,7	4,62
CAN101	127±3,9	5,72
CAN99	318,6±3,9	8,92
CAN100	316,1±3,9	1,28
CAN106	844,3±3,9	9,76
CAN95	1559,3±1,4	-5,67
CAN203	1510,1±1,5	-2,39

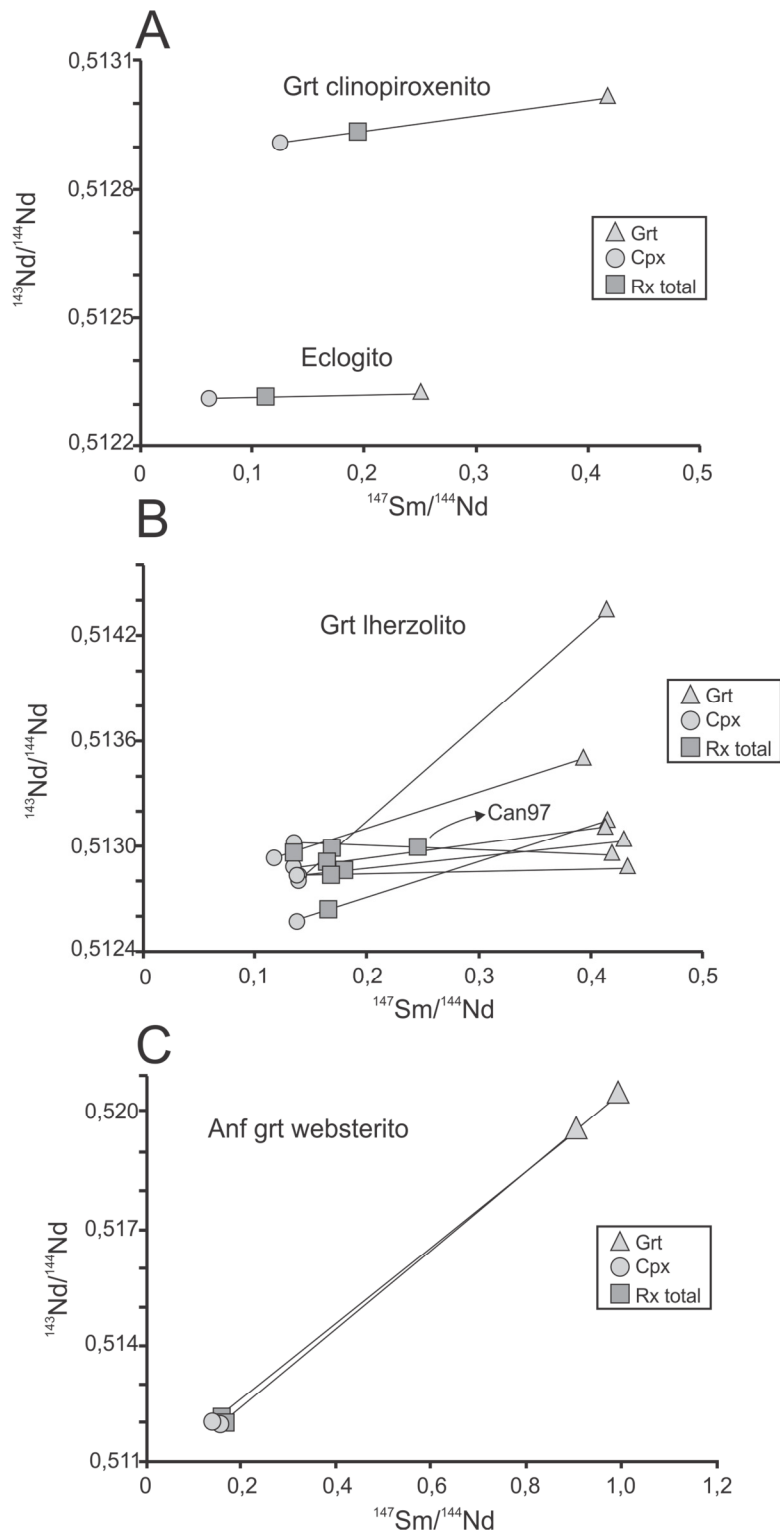


Figura 5.3 – Comparação entre as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de granada, clinopiroxênio e rocha total reconstruída para os xenólitos de (A) eclogite e granada clinopiroxenito; (B) granada lherzolito; e (C) anfólio granada websterito. As linhas conectam pares de minerais coexistentes.

5.2. DISCUSSÕES

Neste item, os resultados apresentados anteriormente serão discutidos em termos de idades, assinaturas isotópicas e modelos propostos em estudos anteriores para o manto litosférico sob a borda SW do Cráton São Francisco.

5.2.1. DADOS CRONOLÓGICOS – ISÓCRONAS E IDADES MODELO

De acordo com Pearson *et al.* (1995), isócronas minerais datam o último equilíbrio isotópico atingido em escala de grão em uma rocha. Em um sistema fechado, ou seja, no qual não houve adição ou remoção de componentes, isócronas minerais podem datar o período no qual a amostra foi rapidamente removida de um ambiente de alta temperatura, como durante o aprisionamento e erupção de xenólitos pelo magma hospedeiro. As isócronas podem, também, refletir períodos de resfriamento lento no manto e, neste caso, as idades representarão o período no qual se deu a difusão intermineral devido a baixas temperaturas ambientes (Pearson, *op. cit.*).

Coeficientes de difusão publicados na literatura, como o determinado para Sm e Sr por Sneeringer *et al.* (1984), juntamente com as prováveis escalas de comprimento de difusão para clinopiroxênio e granada, permitem concluir que a temperaturas litosféricas acima de 1000°C, a difusão ultrapassará a taxa de decaimento radioativo na maioria das circunstâncias, de forma que a aplicação da técnica da isócrona para examinar a idade da amostra restará limitada (Zindler e Jagoutz, 1988). Além disso, altas temperaturas ambiente podem promover reações entre manto e fluidos infiltrantes, de forma que distúrbios no sistema isotópico podem ser facilmente atingidos (Pearson, 1999).

As temperaturas de equilíbrio das amostras analisadas neste estudo variam de 600 a 1461°C (Tabela 5.1). As amostras de websterito e eclogito registram as três menores temperaturas de equilíbrio, e todas são inferiores a 1000°C. Os demais xenólitos registram temperaturas superiores à estimativa de 1000°C apresentada acima. Tendo por base estas premissas, as idades



fornecidas pelas isócronas de cada amostra, bem como os valores de idades modelo T_{DM} , serão analisados a seguir por litologia.

GRANADA LHERZOLITO

Conforme apresentado anteriormente, as idades obtidas pelas isócronas construídas para as amostras CAN96 e CAN101 (108 e 127 Ma, respectivamente) são próximas à determinada para o kimberlito Canastra-01 por Pereira e Fuck (2005). Estes dados indicam que o sistema isotópico de Sm-Nd destes xenólitos foi reequilibrado durante o evento termal da intrusão kimberlítica. Resultados semelhantes são comumente obtidos em estudos de xenólitos mantélicos (ex.: Richardson *et al.*, 1985; Walker *et al.*, 1989; Snyder *et al.*, 1993; Pearson *et al.*, 1995; Agashev *et al.*, 2001, Viljoen *et al.* 2005).

Devido às altas temperaturas de equilíbrio das amostras CAN100 e CAN106 (1.358 e 1.461°C, respectivamente), as idades obtidas para estes xenólitos dificilmente representarão idades de fechamento do sistema isotópico devido ao resfriamento após sua formação. Não é possível determinar com segurança o significado destas idades ou associá-las a determinado evento apenas com os dados apresentados neste trabalho, e possíveis explicações para os valores obtidos poderiam ser diferentes taxas de reequilíbrio do sistema isotópico durante a residência destas amostras na litosfera ou mesmo devido à erupção do kimberlito.

As discussões acima apresentadas indicam que as idades obtidas a partir de isócronas construídas para os xenólitos de granada lherzolito não guardam informações cronológicas acerca da gênese destas amostras, e datam eventos posteriores de reequilíbrio do sistema isotópico.

As idades modelo T_{DM} obtidas para granada, clinopiroxênio e rocha total reconstruída de granada lherzolito mostram grande dispersão de valores, e variam de 0,03 a 1,29 Ga (Tabelas 5.1 e 5.3).

Idades modelo de depleção em Re obtidas por Carlson *et al.* (2007) para xenólitos de granada e espinélio peridotitos do kimberlito Três Ranchos, indicam que o manto litosférico sob a PIAP tem idade aproximada de 2,4 Ga. Desta forma, é pouco provável que as amostras de granada lherzolito analisadas nesta dissertação sejam tão jovens quanto indicam suas idades



modelo, de forma que também não é possível obter informações sobre a cronologia da formação destes xenólitos a partir da análise dos valores de T_{DM} .

ANFIBÓLIO GRANADA WEBSTERITO

As baixas temperaturas de equilíbrio obtidas por Costa (2008) para os xenólitos de anfibólio granada websterito são condizentes com a evolução do sistema isotópico destas amostras após seu resfriamento. Além disso, estas duas amostras possuem características petrográficas (Capítulo 04), químicas (ver item 5.2.3) e isotópicas semelhantes, de forma que parecem registrar uma história evolutiva análoga. Portanto, as idades definidas por isócronas para as amostras CAN95 e CAN203 (1159 e 1510 Ma, respectivamente) possuem maior consistência em relação às obtidas para os demais xenólitos. No entanto, ainda assim uma possível perturbação do sistema pelo magma kimberlítico deve ser levada em conta. Neste caso, dada a considerável diferença entre a composição isotópica da granada e do clinopiroxênio coexistentes nos dois xenólitos, a ação de um reequilíbrio causado pelo evento termal kimberlítico seria a diminuição da idade da isócrona, e não sua elevação.

O expressivo desequilíbrio isotópico observado entre granada e clinopiroxênio à época da intrusão do kimberlito também é uma evidência da consistência das idades obtidas para as amostras de websterito. Este comportamento aponta para a antiguidade destes xenólitos, uma vez que requer evolução isotópica dos minerais em um sistema fechado durante longo período de tempo, o que está em acordo com as idades mesoproterzóicas indicadas pelas isócronas.

O significado dessas idades, no entanto, não pode ser prontamente relacionado a um evento específico. Os valores fornecidos pelas isócronas podem ser consequência de: (a) resfriamento da amostra abaixo da temperatura de fechamento do sistema isotópico após sua formação e, nesse caso, representariam as idades de resfriamento das amostras; (b) reequilíbrio do sistema isotópico com fluido metassomático; ou (c) reequilíbrio do sistema isotópico entre granada e clinopiroxênio, sem ganho ou perda de

componentes pela interação com agentes externos (i.e.: reequilíbrio isotópico com sistema fechado).

Independente do significado atribuído às idades obtidas pelas isócronas, todas as hipóteses acima apontam para a existência de um material enriquecido no manto litosférico desde, no mínimo, o Mesoproterozóico, devido às composições isotópicas iniciais enriquecidas obtidas tanto para granada e clinopiroxênio das duas amostras quanto para a rocha total reconstruída (Tabelas 5.2 e 5.4).

De acordo com a hipótese (a), os xenólitos de anfibólio granada websterito correspondem a materiais enriquecidos e antigos, que se alojam no manto litosférico no Mesoproterozóico. A hipótese (b) implica na modificação do sistema isotópico destes xenólitos por um agente metassomático enriquecido em ETR leves, de forma que as idades obtidas para ambas as amostras datam um evento de enriquecimento mesoproterozóico.

Conforme exposto no Capítulo 04, é registrada a presença de anfibólio nos interstícios das demais fases minerais que compõem os xenólitos de websterito, e que poderia representar produto de cristalização de um fluido metassomático infiltrante e, desta forma, estaria de acordo com a hipótese (b). No entanto, não são observadas texturas de desequilíbrio entre anfibólio e os demais minerais, de forma que podem pertencer à paragênese primária dos xenólitos, conforme aponta a hipótese (a).

A hipótese (c) sugere reequilíbrio do sistema isotópico no qual a redistribuição de Sm e Nd ocorreu apenas entre granada e clinopiroxênio, sem adição ou subtração de elementos. Este processo poderia ser desencadeado por um evento termal que elevasse a temperatura do ambiente mantélico acima da temperatura de fechamento do sistema isotópico de Sm-Nd. Esta hipótese implica na existência de um material enriquecido no manto litosférico já antes das idades indicadas pelas isócronas destas amostras.

Idades próximas às determinadas pelas isócronas minerais dos xenólitos de websterito foram obtidas em zircões, diques máficos e rochas vulcânicas na região do Espinhaço, no Cráton São Francisco (Danderfer *et*



al., 2009; Chemale Jr. *et al.*, 2012 e Silveira *et al.*, 2012). Danderfer *et al.* (2009) relacionaram rochas desta idade a uma reativação de um sistema de *rift* anterior, de 1,7 Ga. Estes dados indicam que houve um evento termal envolvendo o manto litosférico subcratônico, que pode ter afetado o sistema isotópico dessas amostras, de forma que as idades das isócronas podem registrar tal evento.

Ressalta-se, também, a possibilidade de mais de uma hipótese estar correta, ou seja, é possível que o evento termal seja acompanhado de um evento metassomático. Desta forma, as isócronas datam um episódio geológico importante que afetou o manto litosférico subcratônico.

As idades modelo T_{DM} obtidas para rocha total reconstruída dos xenólitos de anfibólio granada websterito indicam valores arqueanos a paleoproterozóicos (2,54 Ga – CAN203; 3,31 Ga – CAN95).

Para que as idades modelo tenham significado, deve-se partir do pressuposto de que a rocha permaneceu um sistema fechado em termos de Sm e Nd desde o evento a ser datado. Assim, no caso da hipótese (b) discutida anteriormente, o sistema isotópico dos xenólitos de websterito não permaneceu fechado, de forma que as idades modelo destas amostras não guardariam significado. Para as hipóteses (a) e (c), no entanto, os valores de T_{DM} indicam que a fonte destes xenólitos corresponde a um material arqueano a paleoproterozóico. Estas idades T_{DM} são próximas ao intervalo de idades modelo de depleção em Re determinado por Carlson *et al.* (2007) para xenólitos de peridotitos da PIAP (entre 1,92 a 3,17 Ga), e que foram relacionadas à estabilização do manto litosférico da região.

GRANADA CLINOPIROXENITO E ECLOGITO

Conforme apresentado no item 5.1.3, os xenólitos de granada clinopiroxenito e eclogito não geraram isócronas com significado geológico. Desta forma, possíveis informações acerca da cronologia destas amostras são restritas a análises das idades modelo obtidas para estes xenólitos. Porém, a mesma ressalva feita para as amostras de websterito em relação à integridade do sistema isotópico e sua consequência para o significado das idades modelo deve ser levada em conta na análise dos dados obtidos para

granada clinopiroxenito e eclogito. No entanto, devido à correlação observada entre as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ destas amostras, seus sistemas isotópicos parecem guardar integridade.

A idade modelo T_{DM} obtida para a rocha total reconstruída de granada clinopiroxenito é de 1,2 Ga, e é próxima à determinada para o eclogito, que corresponde a 1,1 Ga (Tabela 1.3). Ao contrário do que é observado para o granada clinopiroxenito, a idade modelo obtida para a rocha total reconstruída do eclogito é próxima à calculada para o clinopiroxênio desta amostra.

5.2.2. EVOLUÇÃO DAS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS

Utilizando as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ reconstruídas para rocha total, a evolução isotópica de cada xenólito pode ser projetada no tempo (Figura 5.4). Dada a impossibilidade de estabelecer uma idade específica para os xenólitos de granada lherzolito, a evolução da composição isotópica destas rochas foi extrapolada até 2,5 Ga, de acordo com as idades determinadas por Carlson *et al.* (2007) para o manto litosférico sob a PIAP, conforme discutido no item 5.2.1.

É possível identificar na Figura 5.4 a existência de dois grupos principais de xenólitos, marcados por tendências distintas. O primeiro grupo corresponde aos xenólitos de granada lherzolito, que possuem composição isotópica empobrecida em relação ao CHUR. A tendência determinada por este grupo de amostras não intercepta a reta do CHUR em nenhum momento de sua evolução, e aponta para origem a partir de um protólito ultra depletado em 2,5 Ga. O segundo grupo é representado pelas amostras de anfibólio granada websterito e possui tendência marcadamente mais enriquecida do que o primeiro grupo, e intercepta a linha de evolução do manto depletado em 2,5 e 3,31 Ga.

O xenólito de granada clinopiroxenito define uma linha evolutiva com baixa inclinação, que se aproxima do grupo definido pelos xenólitos de granada lherzolito, e também não intercepta a linha do CHUR. Estes dados evidenciam uma derivação a partir de um protólito empobrecido para o

granada lherzolito, e são compatíveis com uma origem mantélica para esta amostra.

A linha de evolução da composição isotópica de Nd definida para o eclogito tem maior inclinação em relação às demais amostras, e é marcadamente diferente da observada para o granada clinopiroxenito, sugerindo que a origem e evolução destas rochas são resultantes de processos distintos. Além disso, a linha de evolução do eclogito encaixa-se no campo definido para as rochas do Arco Magmático de Goiás (Figura 5.5). A composição isotópica enriquecida obtida para o eclogito e sua baixa razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, semelhante a observada para rochas crustais, são compatíveis com uma possível origem crustal para este xenólito. Se esta hipótese estiver correta, sua origem e evolução podem estar associadas aos eventos que resultaram na formação da Província Tocantins.

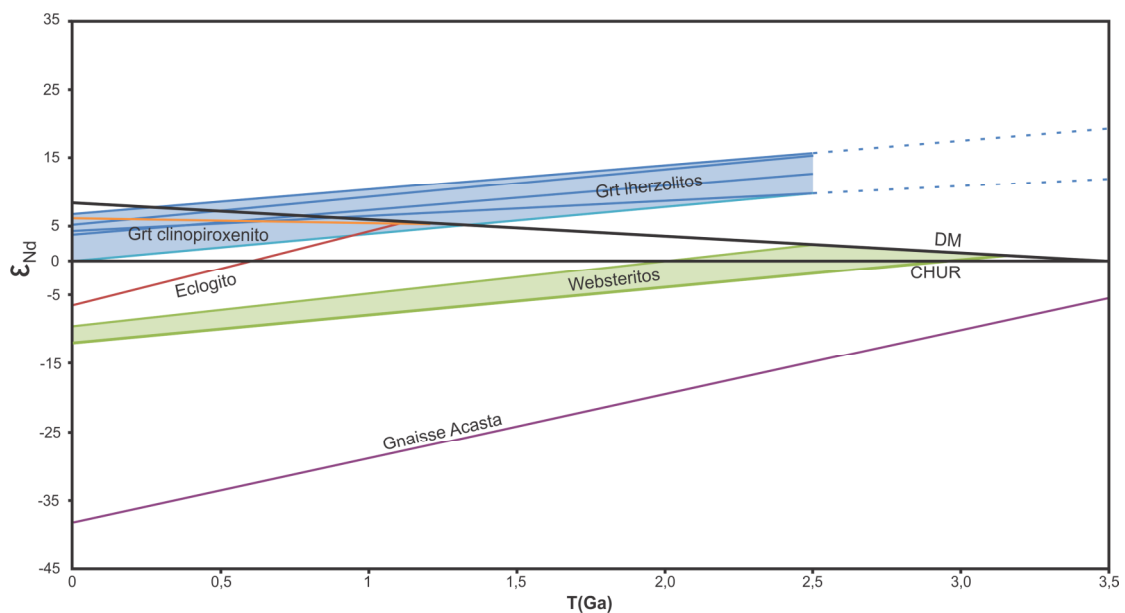


Figura 5.4 – Diagrama de evolução da composição isotópica de Nd para os xenólitos do kimberlito Canastra-01. Linhas verdes: anfibólio granada websterito; linhas azuis: granada lherzolito; linha vermelha: eclogito; linha laranja: granada clinopiroxenito. Linha de evolução do Gnaiss Acasta plotado como referência.

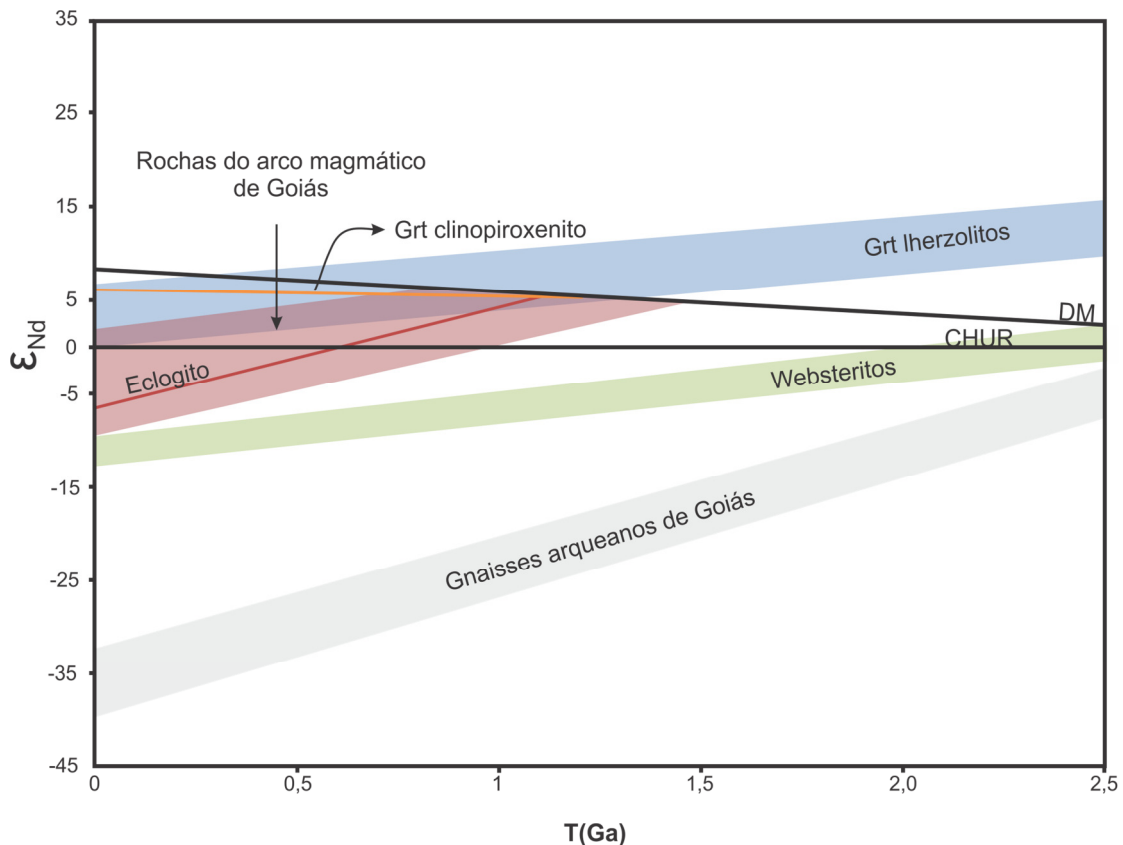


Figura 5.5 – Diagrama de evolução da composição isotópica de Nd comparando o campo definido para as rochas do Arco Magmático de Goiás (campo vermelho) (Junges *et al.*, 2002; Pimentel *et al.*, 1997; Pimentel e Fuck, 1992) com a linha de evolução definida para o xenólito de eclogito do kimberlito Canastra-01. A composição isotópica de gnaisses arqueanos do Maciço de Goiás é mostrada para comparação (Pimentel *et al.*, 1996).

5.2.3. MODELOS PARA O MANTO LITOSFÉRICO SOB A BORDA SW DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Conforme apresentado no Capítulo 02, diversos estudos sobre as rochas da Província Ígnea do Alto Paranaíba apontam a fonte desses magmas no manto litosférico e, devido à natureza enriquecida dessas rochas, postulam a necessidade de um manto litosférico enriquecido em elementos incompatíveis sob a borda SW do Cráton São Francisco (ex.: Gibson *et al.*, 1995; Bizzi *et al.*, 1994, 1995; Araújo *et al.*, 2001).

Os dados obtidos no presente trabalho indicam que os peridotitos amostrados pelo kimberlito Cansatra-01 não correspondem à fonte do

magmatismo da Província Ígnea do Alto Paranaíba, devido à natureza empobrecida destes xenólitos (Figura 5.6). Estes resultados estão de acordo com os obtidos por Carlson *et al.* (2007) para xenólitos de peridotitos da PIAP, que também apontam para a presença de peridotitos empobrecidos no manto litosférico da região. Com base em dados de química mineral, Costa (2008) sugere que os xenólitos de granada lherzolito do kimberlito Canastra-01 representam restitos de fusão parcial. Esta interpretação está de acordo com os dados de Sm-Nd obtidos para estas amostras, que, em geral, indicam composições isotópicas empobrecidas em relação ao CHUR tanto para separados minerais como para rocha total reconstruída, e são condizentes com uma história evolutiva relacionada a processos de extração de material por fusão parcial.

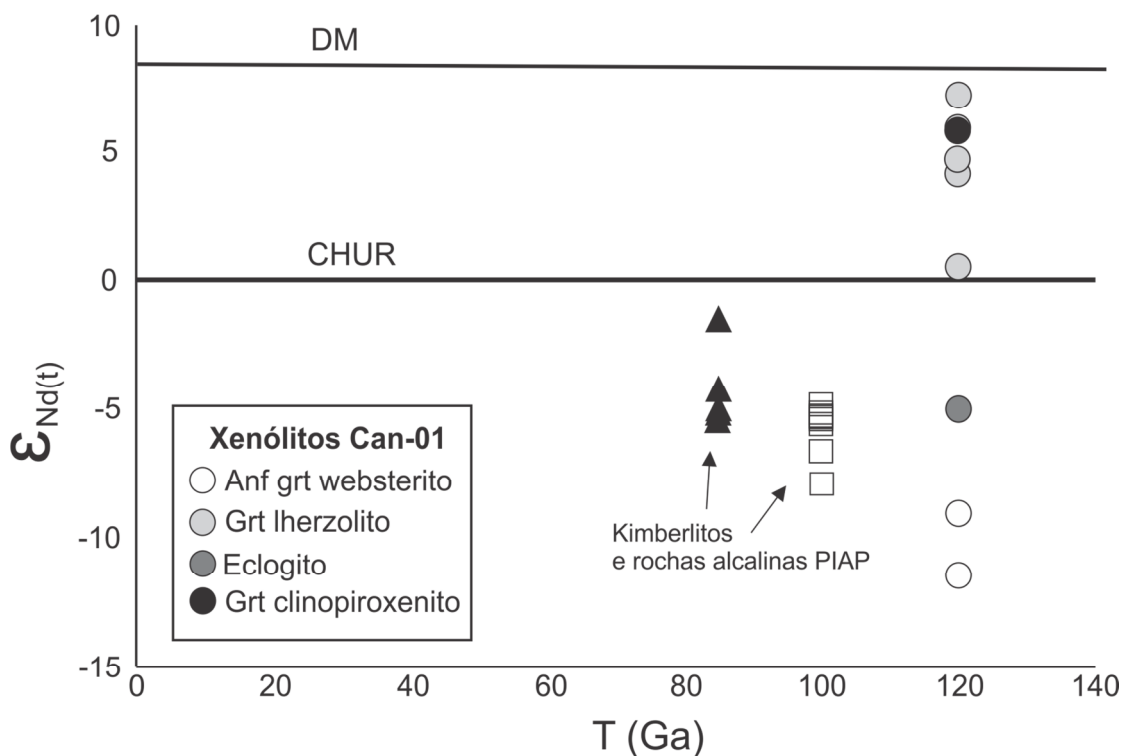


Figura 5.6 – ϵ_{Nd}_t versus idade da intrusão para rochas da PIAP e xenólitos do kimberlito Canastra-01. Dados das rochas da PIAP retirados de Bizzi *et al.* (1994) (quadrados brancos) e Carlson *et al.* (2007) (triângulos pretos).

Os xenólitos de anfibólio granada websteritos, por outro lado, registram uma evolução distinta dos granada peridotitos. Dados isotópicos e de química mineral indicam que estas amostras são menos empobrecidas em



elementos de afinidade basáltica, e mais enriquecidas em elementos incompatíveis em relação aos granada peridotitos (Figuras 5.7 e 5.8), de forma que a origem dos xenólitos de websterito não pode ser explicada pelos mesmos processos relacionados aos de granada lherzolito. Costa (2008) interpreta os xenólitos de websterito como cumulados magmáticos que se formaram ou reequilibraram nas condições de P e T do fácies da granada. De acordo com a autora, além da presença de granada, os teores de Na (jadeíta) no clinopiroxênio e (pargasita a Mg-Al-sadanagaíta) no anfibólio atestam as condições de maior pressão dessas rochas.

Conforme discutido anteriormente, as composições isotópicas de Nd determinada para os websteritos correspondem a valores enriquecidos em relação ao CHUR tanto à época da intrusão do kimberlito quanto para as idades fornecidas pelas isócronas destas amostras. Desta forma, esses xenólitos são registros da presença de um material antigo e enriquecido no manto litosférico subcontinental da região, e apontam para uma idade, no mínimo, mesoproterozóica. Carlson *et al.* (2007) sugerem a existência de um componente pobre em olivina que infiltrou o manto litosférico sob a PIPA entre 900 e 1700 Ma, e, de acordo com os autores, a fusão parcial de uma mistura desse componente com o manto peridotítico empobrecido poderia corresponder à fonte dos kamafugitos da PIAP. As idades obtidas pelas isócronas calculadas para os xenólitos de granada websterito (1510 e 1559 Ma) encontram-se dentro desse intervalo e poderiam, dessa forma, registrar um evento de enriquecimento do manto litosférico análogo ao proposto por Carlson (*op. cit.*).

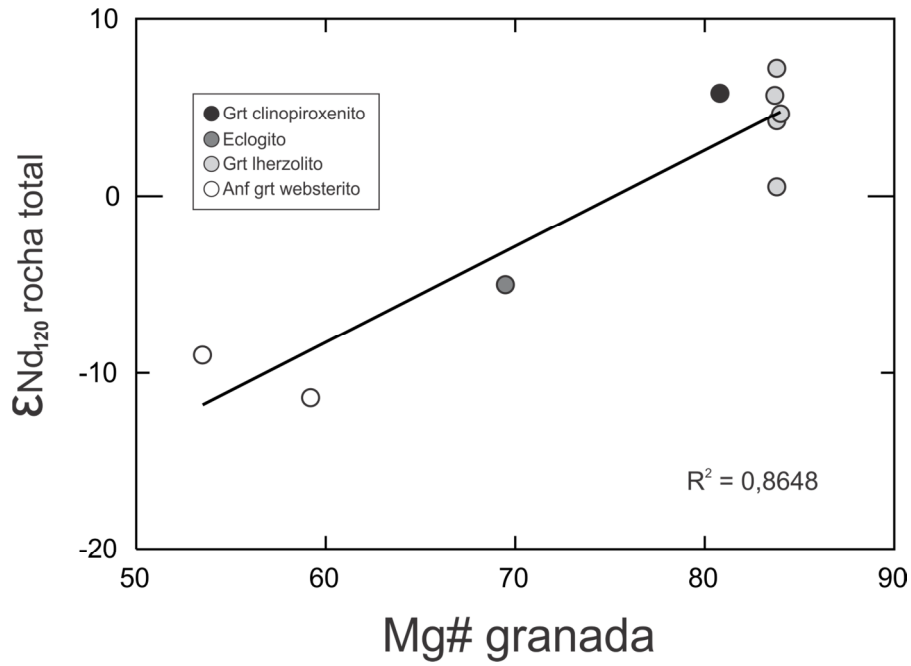


Figura 5.7 – Mg# das granadas dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 x ϵNd_{120} da rocha total recalculada. No gráfico, percebe-se uma correlação positiva entre os valores de Mg# e a composição isotópica de Nd. Dados de Mg# retirados de Costa (2008).

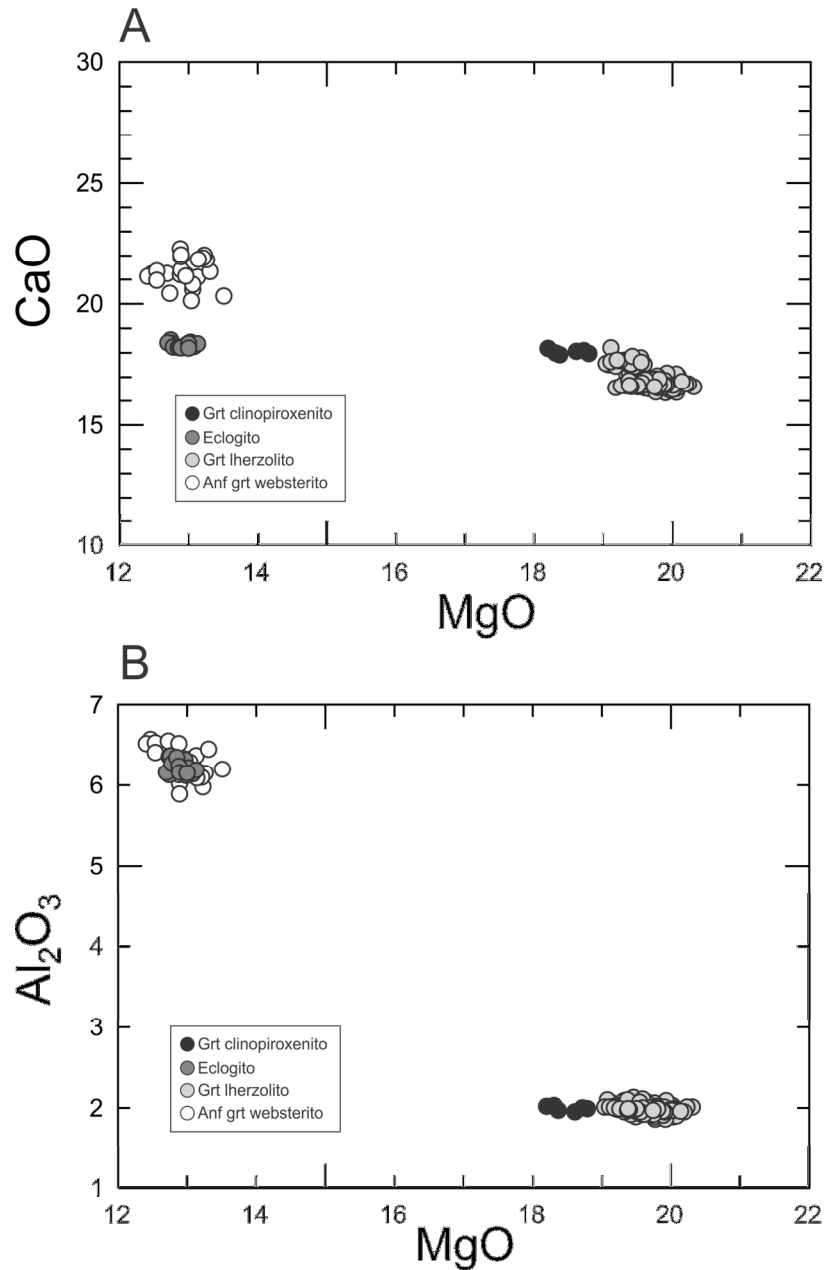


Figura 5.8 – Diagramas de variação composicional para clinopiroxênios dos xenólitos do kimberlito Canastra-01. Nos diagramas, é possível identificar dois grupos principais de amostras. O primeiro grupo é composto por clinopiroxênios de granada lherzolito e granada clinopiroxenito. O segundo grupo corresponde aos clinopiroxênios de anfibólio granada websterito e eclogito, e é marcado por composições menos empobrecidas em elementos de afinidade basáltica em relação ao primeiro grupo. Dados retirados de Costa (2008).



As discussões acima elencadas indicam que os diferentes litotipos dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 parecem registrar eventos distintos, que ocorreram ao longo da história evolutiva da raiz mantélica da região (Tabela 5.5). Os xenólitos de peridotitos têm características químicas e isotópicas condizentes com origem por extração de material por fusão parcial, de forma análoga ao proposto para outras regiões cratônicas e podem, portanto, corresponder aos primeiros registros da formação e estabilização da raiz cratônica da região. Os xenólitos de anfibólio granada websterito também representam materiais antigos, e registram um importante evento mesoproterozóico, que pode representar um evento termal e/ou metassomático que ocorreu posteriormente à estabilização da raiz cratônica, podendo guardar relação com o evento extensional reportado por Danderfer *et al.* (2009). O xenólito de eclogito parece representar um material mais recente em relação aos demais, com origem relacionada aos eventos responsáveis pela formação de sequências crustais da Província Tocantins.

Tabela 5.5 – Tabela de eventos registrados pelos xenólitos do kimberlito Canastra-01.

Xenólitos	Evento	Idade
Granada lherzolito	Formação/estabilização do manto litosférico subcratônico.	2,4 Ga
Anfibólio granada websterito	Enriquecimento do manto litosférico subcratônico. Extensão.	1,5 Ga
Eclogito	Eventos relacionados à formação da Província Tocantins. Convergência.	1,1 Ga

CONTRIBUIÇÃO DE RESERVATÓRIOS MANTÉLICOS

Bizzi *et al.* (1994) apontam para a contribuição dos componentes EMI e HIMU de Zindler e Hart (1986) em porções lateralmente extensas porém verticalmente distintas do manto litosférico sob a borda SW do Cráton São Francisco. De acordo com os autores, o componente HIMU estaria restrito a porções mais profundas do manto, e poderia ser resultante de interação com material proveniente da astenosfera.

A determinação da contribuição de membros finais de reservatórios mantélicos na assinatura isotópica de determinada rocha requer a avaliação conjunta de dados providos por diferentes sistemas isotópicos. No entanto, os valores aqui apresentados para as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{120}$ dos xenólitos estudados permitem **aproximações** com os membros finais de reservatórios mantélicos de Zindler e Hart (1986), de forma a auxiliar no entendimento da natureza do manto litosférico à época da intrusão do kimberlito Canastra-01.

Os xenólitos de granada clinopiroxenito e granada lherzolito têm composições isotópicas empobrecidas em relação ao CHUR à época da intrusão kimberlítica, porém são mais enriquecidas do que o manto depletado (DMM). As razões isotópicas de Nd destas amostras correspondem a valores próximos aos definidos para o reservatório HIMU (Figura 5.9). A amostra CAN100 também evidencia composição isotópica empobrecida, no entanto, o valor obtido é próximo ao CHUR. O eclogito (CAN147) e os anfibólio granada websteritos (CAN95 e 203) têm razões isotópicas enriquecidas em relação ao CHUR à época da intrusão kimberlítica, e apontam para contribuição de um componente enriquecido em ETR leves, comparável ao reservatório EM1 (Figura 5.9).

A aparente relação das razões isotópicas das amostras de granada lherzolito com as determinadas para o componente HIMU é coerente com o modelo proposto por Bizzi *et al.* (1994), uma vez que estes xenólitos derivam de maiores profundidades (Tabela 5.1). Além disso, estas amostras estão possivelmente mais próximas do limite litosfera-astenosfera, de forma que uma interação contínua entre estes dois reservatórios é provável.

Dada a aparente antiguidade do manto litosférico sob a borda SW do Cráton São Francisco, é pouco provável que a composição dos xenólitos de granada lherzolito não tenha sido perturbada ao longo da evolução da raiz mantélica, especialmente devido às altas temperaturas de equilíbrio obtidas por Costa (2008) para estas amostras, conforme discutido no item 5.2.1. Além disso, a possível perturbação do sistema isotópico por interação contínua com a astenosfera poderia explicar a obliteração de informações cronológicas observada nos xenólitos de granada lherzolito.

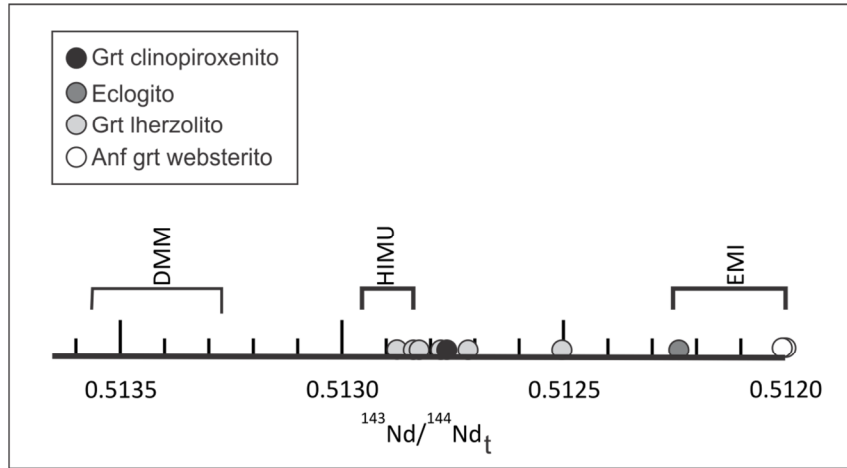


Figura 5.9 – Relação entre as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ dos xenólitos do kimberlito Canastra-01 e os intervalos determinados para os reservatório mantélicos de Zindler e Hart (1986).

CAPÍTULO 06

CONCLUSÕES

6.1. CONCLUSÕES

Com base nos resultados e discussões apresentados nesta dissertação, pôde-se chegar às seguintes conclusões:

(1) Os xenólitos de granada lherzolito registram composições isotópicas empobrecidas em reação ao CHUR, tanto para concentrados minerais quanto para a rocha total reconstruída. Como essa litologia corresponde ao tipo predominante na suíte de xenólitos do kimberlito Canastra-01, propõem-se a existência de um manto litosférico peridotítico empobrecido em ETR leves na região da intrusão, e tal assinatura predomina, pelo menos, sob as condições de P e T do fácies da granada. O comportamento isotópico dos xenólitos de granada lherzolito é consistente com uma história evolutiva relacionada a processos de extração de material por fusão parcial, conforme interpretado por Costa (2008), e indicam, também, que esses xenólitos não correspondem à fonte do magmatismo da PIAP, que requer a contribuição de um componente mais enriquecido.

(2) Não foi possível obter dados cronológicos acerca da formação dos xenólitos de granada lherzolito, e propõe-se que estas amostras não sejam tão jovens quanto indicam as idades das isócronas e as idades modelo T_{DM} . Dada a aparente antiguidade do manto litosférico sob a borda SW do Cráton São Francisco, é pouco provável que a composição destes xenólitos não tenha sido perturbada ao longo da evolução da raiz mantélica, especialmente devido às altas temperaturas de equilíbrio obtidas por Costa (2008) para estas amostras. A possível perturbação do sistema isotópico por interação contínua com a astenosfera, juntamente com as altas temperaturas de equilíbrio dos xenólitos, poderia explicar a obliteração de informações de idade observada nos xenólitos de granada lherzolito.

(3) Os xenólitos de anfibólio granada websterito são registros da presença de um material enriquecido e antigo no manto litosférico sob a borda SW do Cráton São Francisco, o que está de acordo com o proposto em



estudos anteriores, e é provável que tenham ocorrência subordinada no manto litosférico predominantemente peridotítico.

(4) Foram determinadas idades de 1,5 Ga para os xenólitos de anfibólio granada websterito, no entanto, não foi possível atribuir um significado específico para tais idades, que podem representar tanto um evento metassomático, de acordo com o proposto por Carlson *et al.* (2007), quanto um evento termal, correlacionável ao proposto por Danderfer *et al.* (2009), ou ainda, a ambos.

(5) Os dados isotópicos obtidos para o xenólito de granada clinopiroxenito indicam assinatura empobrecida em relação ao CHUR, e são condizentes com uma origem mantélica para esta amostra. O xenólito de eclogito tem assinatura isotópica enriquecida em relação ao CHUR, e a linha de evolução da composição isotópica de Nd determinada para esta amostra encaixa-se no campo definido para as amostras do Arco Magmático de Goiás, indicando que sua origem e evolução podem estar relacionadas aos eventos que resultaram na formação da Província Tocantins. Além disso, o conjunto de dados apresentados nesta dissertação é condizente com uma origem a partir de crosta oceânica para este xenólito.

(6) O manto litosférico amostrado pelo kimberlito Canastra-01 é marcado pela presença de diferentes litotipos, que parecem registrar eventos distintos que ocorreram ao longo da história evolutiva da raiz mantélica da região. Os peridotitos têm características químicas e isotópicas condizentes com origem por extração de material por fusão parcial, de forma análoga ao proposto para outras regiões cratônicas e podem, portanto, corresponder aos primeiros registros da formação e estabilização da raiz cratônica da região. Os anfibólio granada websteritos também representam materiais antigos, e registram um importante evento mesoproterozóico, que pode representar um evento termal e/ou metassomático que ocorreu posteriormente à estabilização da raiz cratônica. O xenólito de eclogito parece representar um material mais recente em relação aos demais, com origem relacionada aos eventos responsáveis pela formação de sequências crustais da Província



Tocantins.

(7) Apesar das incertezas apresentadas nesta dissertação, refletidas em diversas hipóteses que podem responder por determinadas características isotópicas de uma amostra, a aplicação do método Sm-Nd em xenólitos mantélicos mostrou-se extremamente relevante, auxiliando significativamente na compreensão dos processos que atuaram na evolução do manto litosférico subcontinental.



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agashev, A.M., Watanabe, T., Kuligin, S.S., Pokhilenko, N.P., Orihashi, Y. 2001. Rb-Sr and Sm-Nd isotopes in garnet pyroxenite xenoliths from Siberian kimberlites: an insight into lithospheric mantle. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **96**: 7-18.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Departamento Nacional de Produção Mineral. Boletim 24, 36 pp.
- Almeida F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**: 139-158.
- Almeida F.F.M., Hasui, Y., Davino, A., Haralyri, N.L.E., 1980. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro **52**, 46-60.
- Almeida, V.V. 2009. Mineralogia e Petrologia de Xenólitos Mantélicos das Regiões de Ubatuba (SP) e Monte Carmelo (MG): Evidências de Fusão Parcial e Metassomatismo no Manto Superior do Sudeste do Brasil. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 112 pp.
- Anderson, D.L. 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics* **416**: 7-22.
- Anderson, D.L., Bass, J.D. 1986. Transition region of the Earth's upper mantle. *Nature* **320**: 321-328.
- Anderson, D.L. 1989a. Composition of the Earth. *Science* **243**: 367-70.
- Anderson, D.L. 1989b. Theory of the Earth. Blackwell Scientific Publications, Boston, Massachusetts.
- Araujo, A.L.N., Carlson, R.W., Gaspar, J.C., Bizzi, L.A., 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **142**(2): 163-177.
- Araújo Filho, J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1): 144-148.
- Barbosa, O. 1955. Guia das Excursões. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 9., Not.3.



- 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/DFPM, Boletim 136. 140pp.
- Basu A.R., Tatsumoto M. 1980. Nd isotopes in selected mantle-derived rocks and minerals and their implications for mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* **75**: 43–54.
- Benitez, L., Chaves, M.L.S.C. 2007. Província Diamantífera da Serra da Canastra (MG). *In*: SBG. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 13. Diamantina. Livro de Resumos, pp.: 138.
- Bennet, V.C. 2003. Compositional Evolution of the Mantle, pp.493-519. *In*: The Mantle and Core (ed. R.W. Carlson) Vol. 2, *Treatise on Geochemistry*, (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Bergman, S.C. 1987. Historical review. *In*: Mantle xenoliths (ed. P.H. Nixon). John Wiley & Sons Ltd., pp.: 5-9.
- Best, M.G. 1970. Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona. *Contrib. Mineral. Petrol.* **27**: 25–44.
- Bina, C.R. 2003. Seismological Constraints upon Mantle Composition, pp.39-59. *In*: The Mantle and Core (ed. R.W. Carlson) Vol. 2, *Treatise on Geochemistry*, (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Bizzi, L.A., Meyer C.B., Armstrong, H.O.A., De Wit, M.J.R. 1991. Mesozoic kimberlites and related alkali rocks in south-western São Francisco cráton, Brazil: A case for local mantle reservoirs and their interaction. *In*: International Kimberlite Conference, 5, extended abstracts, pp.: 583.
- Bizzi, L.A., Smith, C.S., Wit, M.J., MacDonald, I., Armstrong, R.A. 1994. Isotope characteristics of the lithospheric mantle underlying the SW São Francisco Craton margin, Brazil. *In*: International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle. São Paulo, Brazil. 227-255.
- Bizzi, L.A., De Wit, M.J., Smith, C.B., MacDonald, I., Armstrong, R.A. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. *J. Geodynamics*, **20**: 469-491.
- Bonney, T. G. 1899. The parent rock of the diamond in South Africa. *Geol. Mag.* (dec. 4), **6**, 309-321.
- Boyd, F.R. 1973. A pyroxene geotherm. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**: 2533-2546.
- Boyd F.R. 1987. High and low temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere-asthenosphere boundary beneath southern Africa. *In*: Mantle xenoliths (ed. P.H. Nixon). John Wiley & Sons Ltd., pp.: 403-12.



- Boyd F.R. 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **96**: 15–26
- Boyd, F.R., Nixon, P.H. 1975. Origins of the ultramafic nodules from the kimberlitos of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa. *Phys. Chem. Earth.* **9**: 431–453.
- Boyd, F.R., Gurney, J.J. 1986. Diamonds and the African lithosphere. *Science* **232**: 472–477.
- Boyd F. R., Mertzman S. A. 1987. Composition and structure of the Kaapvaal lithosphere, Southern Africa. *In: Magmatic Processes: Physicochemical Principles* (ed. B. O. Mysen). The Geochemical Society, Houston, vol. 1, pp. 3–12.
- Branco, J.J.R., Costa, M.T. 1961. Roteiro de Excursão Belo Horizonte – Brasília. 14^o Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte, Public. **15**, 25 pp.
- Brooks, C., James, D.E., Hart, S.R., 1976. Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. *Science* **193**: 1086–1094.
- Bruekner, H. K. 1974. Mantle Rb/Sr and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios from clinopyroxenes from Norwegian garnet peridotites and pyroxenites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **24**: 26–32.
- Carlson, R.W. 2003. Volume Editor's Introduction. *In: The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2, *Treatise on Geochemistry*, (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Carlson, R.W. 1994. Isotopic inferences on the chemical structure of the upper mantle. *In: International Symposium on the Physics and Chemistry of the Upper Mantle*. São Paulo, Brazil. 99-116.
- Carlson, R.W., Esperança, S., Svisero, D.P. 1996. Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from Southern Brazil. *Contrib. Mineral Petrol.* **125**: 393–405.
- Carlson, R.W., Araújo, A.L.N., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., Petrinovic, I.A., Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Sichel, S. 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotites xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, **242**: 415-434.
- Carvalho, J.B. 1997. Petrologia de xenólitos mantélicos da Província do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Tese de doutorado nº 021. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 239pp.
- Chaves, M.L.S.C., Brandão, P.R.G., Girodo, A.C., Benitez, L. 2008a. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas. *REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto*, **61**(3): 357-364.



- Chaves, M.L.S.C., Andrade, K.W., Benitez, L., Brandão, P.R.G. 2008b. Província Diamantífera da Serra da Canastra e o kimberlito Canastra-1: primeira fonte primária de diamantes economicamente viável do país. *Geociências*, UNESP, São Paulo, v **27**, n. 3: 299-317.
- Chaves, M.L.S.C., Benitez, L. 2007. Kimberlito Canastra-01 (São Roque de Minas, MG): primeira reserva diamantífera primária comprovada do país. *In*: SBG. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 13. Diamantina. Livro de Resumos, pp.: 129.
- Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Alkmin, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research* **22**: 200–206.
- Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W., Rodriguez-Vargas, A. 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidences of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos*, **82**: 273-287.
- Cookerboo, H.O. 2005. Exploration for Diamond-bearing kimberlite in the Brasília Belt of Minas Gerais. *In*: SBG. Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 4. Diamantina. Anais. 51-53.
- Costa, G.V. Química Mineral e Geotermobarometria de Xenólitos Mantélicos do Kimberlito Canastra-01. 2008. Dissertação de mestrado nº 239. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 137 pp.
- Danderfer, A., DeWaele, B., Pedreira, A. J., Nalini, H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton—Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 116–128.
- Dardenne, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais. v. **2**: 597-602.
- 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 América, Brazil 2000, 31th Intern. Geological Congress, Rio de Janeiro, 231-263.
- Dawson, J.B. 1982. Contrasting types of mantle metasomatism. *Terra Cognita*, 2: 232.
- Dawson, J.B. (ed.) 1980. Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag, Berlin, 252p.
- Dawson, J.B., Smith, J.V. 1982. Upper-mantle amphiboles: a review. *Mineralogical Magazine* **45**: 35-46.
- Dawson, J.B., Smith, J.V. 1977. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**: 309-323.



- Dawson, J. B., Smith, J. V. 1973. Alkalic pyroxenite xenoliths from the Lashaine volcano, northern Tanzania. *J. Petrol.* **14**: 113-31.
- DePaolo, D.J. 1981a. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J Geophys Res* **86**: 10470-10488.
- DePaolo, D.J. 1981b. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* **291**: 193 – 196.
- DePaolo, D. J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Minerals and Rocks Series no. 20. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: Springer-Verlag. 187 pp.
- DePaolo, D. J.; Wasserburg, G. J. (1976). "Nd isotopic variations and petrogenetic models". *Geophysical Research Letters* **3** (5): 249-252.
- Doin, M.P., Fleitout, L., McKenzie, D.P. 1996. Geoid anomalies and the structure of continental and oceanic lithospheres. *J. Geophys. Res.* **101**: 16119–16135.
- Doin, M.P., Fleitout, L., Christensen, U. 1997 Mantle convection and stability of depleted and undepleted continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* **102**: 2771–2787.
- Faure, G., Mensing, T.M. 2005. Isotopes: principles and applications. 3rd ed. John Wiley & Sons, New York. 897 pp.
- Finnerty, A.A., Boyd, F.R. 1987. Thermobarometry for garnet peridotite xenoliths: a basis for upper mantle stratigraphy. *In: Mantle xenoliths* (ed. P.H. Nixon). John Wiley & Sons Ltd., pp.: 381-402.
- Foley, S. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* **28**: 435-453.
- Forte, A.M., Perry, H.K.C. 2000. Geodynamic evidence for a chemically depleted continental tectosphere. *Science* **290**: 1940–1943.
- Freye F. A., Green D. H. 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**: 1023–1059.
- Fritzsons JR, O.; Biondi, J. C.; Chaban, N. 1980. Geologia da região de Piumhi (MG). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Balneário de Camboriú. Anais: v. 5: 2906-2917.*
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Anais. 184-187.*
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel M.M., Dardenne, M.A., Soares, A.C.P. 1993. As faixas de dobramento marginais do Cráton São Francisco: síntese dos



- conhecimentos. *In*: Dominguez, J.M.L., Misi, A. Ed. O Cráton do São Francisco. 161-185.
- Fuck R. A. Pimentel, M. M. Soares, J. E. P. Dantas, E. L. 2005. Comportamento da Faixa Brasília. *In*: IX Simp. de Geol. do Centro-Oeste. Goiânia. 26-27.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.*, **36**: 189-229.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 72(2): 219-245.
- Gonzaga, R.G. 2007. Garnet-clinopyroxene assemblages in the Earth's mantle. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, Royal Holloway, University of London., 474 pp.
- Gonzaga, R.G., Lowry, D., Jacob, D.E., LeRoex, A., Schulze, D., Menzies, M.A. 2010. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **190**: 235–247
- Grand, S.P. 1994. Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans. *J. Geophys. Res.* **99**: 11591-11621.
- Grand, S.P. 1987 Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate. *J. Geophys. Res.* **92**: 14 065–14 090.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G.; Gaul, O., Ionov, D. 1998. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle. *In*: Braun J.; Dooley, J.C.; Goleby, B.R.; van der Hilst, R.D.; Klootwijk, C.T. (Eds.), Structure & Evolution of the Australian Continent, Geodynamics, vol. **26**. *American Geophysics Union*, Washington, DC p. 1-26.
- Griffin W.L., Fisher N.I., Friedman J., Ryan C.G., O'Reilly S.Y. 1999. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle: I. Compositional systematics and relations to tectonic setting. *J. Petrol.* **40**: 679–704.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Abe, N., Aulbahc, S., Davies, R.M., Pearson, N.J., Doyle, B.J., Kivi, K. 2003. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle. *Precambrian Research* **127**, 19-41.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Afonso, J.C., Begg, G. 2009. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology* **50**: 1185–1204.
- Grütter, H.S., Gurney, J.J., Menzies, A.H., Winter, F. 2004. An updated classification scheme for mantle derived garnet for use by diamond explorers. *Lithos*, v. **77**: 841-857.



- Gurney, J.J., Jakob W.R.O. and Dawson J.B. (1979) Megacrysts from the Monastery kimberlite pipe, South Africa. *In: The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics* (eds. F. R. Boyd and H. O. A. Meyer). Proc. 2nd Intl. Kimberlite Cof., Santa Fe, pp. 227-243, American Geophysical Union.
- Haggerty, S.E. 1995. Upper mantle mineralogy. *Journal of Geodynamics*, **20**(4): 331-364.
- Hamlyn, A.C. 1874. Origin and properties of the diamond. *Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.*, **8**: 110-134.
- Hart, S. R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**: 273-296.
- Harte, B. 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *J. Geol.* **85**: 279-288.
- Harte, B., Cox, K.G., Gurney, J.J. 1975. Petrography and geological history of upper mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe. *Phys Chem Earth* **9**: 477-506.
- Heineck, C.A., Leite, C.A.S., Silva, M.A., Vieira, V.S. 2003. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000. Belo Horizonte: Convênio COMIG/CPRM, 01 folha.
- Helffrich, G.R., Wood, B.J. 2001. The Earth's mantle. *Nature* **412**: 501-507.
- Hirschmann, M.M. 2000. Mantle solidus: experimental constraints and the effect of peridotite composition. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **1** (2000GC00007).
- Hofmann, A.W. 2003. Sampling mantle heterogeneity through Ocean Basalts: Isotopes and Trace Elements, pp.61-101. *In: The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2, *Treatise on Geochemistry*, (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Hurley, P.M., Fairburn, H.W., Pinson, W.H. 1964. Rb–Sr relationships in serpentine from Mayaguez, Puerto Rico and dunite from St. Paul's rocks: a progress report. *In: A Study of Serpentinite: The AMSOC Core Hole near Mayaguez, Puerto Rico.* (ed. C. A. Burke) Natl. Tes. Counc. **1118**: 149–151.
- Irving, A.J. 1974. Pyroxene-rich ultramafic xenoliths in the Newer Basalts of Victoria, Australia. *Neus Jahrb. Mineral. Abh.*, **120**: 147-67.
- Jackson E. D. and Wright T. L. 1970. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. *J. Petrol.* **11**: 405–430.
- Jagoutz, E., Carlson, R. W., Lugmair, G. W. 1980. Equilibrated Nd-, unequilibrated Sr isotopes in mantle xenoliths. *Nature* **296**: 708–710.
- Jaupart, C., Mareschal, J.C. 1999. The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos* **48**: 93–114.



- Jeanloz, J., Knittle, E. 1989. Density and composition of the lower mantle. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **328**: 377-389.
- Jordan, T. H. 1975 The continental tectosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**: 1–13.
- Judd, J. W. 1881. Volcanoes: what they are and what they teach. 3rd Edn. Kegan Paul, London (1881 edn. Appleton, New York).
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**: 101-118.
- Kennedy, C.S., Kennedy, G.C. 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. *Journal of Geophysical Research*, **81**(14): 2467-2470.
- Lacroix, A. 1893. Les enclaves des roches volcaniques. Protat Frères, Macon. 710 pp.
- Lanphere, M. 1968. Sr–Rb–K and Sr isotopic ratios in ultramafic rocks S. E. Alaska. *Earth Planet. Sci. Lett.* **9**: 247–256.
- Leonardos O.H., Carvalho J.B., Tallarico F.H.B., Gibson S.A., Thompson R.N., Meyer H.O.A., Dickin A.P., 1993. O xenólito de granada Iherzolito de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na província magmática cretácea do Alto Paranaíba. / *Simp. Geol. Diam.(Anais)*. Cuiabá, UFMT Publ. Esp. 2/93. 3-16.
- Lide, D.R., Frederikse, H.P.R. 1995. Handbook of Chemistry and Physics, 76th ed. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Ludwig, K.R. 1999. User's Manual for Isoplot/Ex version 2.05. Berkeley Geochronology Center, *Special Publication N^o 1a*. Berkeley, CA. 48p.
- McCandless, T.E., Gurney, J.J. 1989. Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. *In*: J. Ross, A. L. Jaques, J. Ferguson, D. H. Green, S. Y. O'Reilly, R.V. Danchin & A. J. A. Janse (eds.) Kimberlites and related rocks. 2, GSA special publication n^o 14, pp:827-832.
- McDonough, W.F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**: 1–18.
- McDonough, W.F., McCulloch, M.T., 1987. The southeast Australian lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **86**: 327-340.
- McDonough, W.F., Rudnick, R.L. 1998. Mineralogy and composition of the upper mantle. *Rev. Mineral.* **37**: 139-164.
- McDonough, W.F., Sun, S. 1995. The composition of the Earth: *Chemical Geology*, **120**: 223–253.



- McGregor, I.D., Carter, J.L. 1970. The chemistry of clinopyroxenes and garnet of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **3**: 391-397.
- McKenzie, D., Bickle, M. J. 1988 The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **29**: 625-79.
- Menzies, M. A. (1990) Archaean, proterozoic and Phanerozoic lithospheres. *In* Continental Mantle. (ed. M. A. Menzies). Clarendon Press, Oxford, pp. 67-86.
- Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J. 1987a. Mantle Metassomatism. Academic Press, London. 422 pp.
- Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J. 1987b. Upper mantle processes and composition. *In*: Mantle xenoliths (ed. P.H. Nixon). John Wiley & Sons Ltd., pp.: 725-738.
- Menzies, M., Murthy, V. R. 1980a. Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. *Nature* **283**: 634-636.
- Menzies, M., Murthy, V. R. 1980b Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts; implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**: 323-334.
- Montelli, R., Nolet, G., Masters, G., Dahlen, F.A., Hung, S.-H. 2004. Global P and PP traveltimes tomography: rays versus waves. *Geophys. J. int.* **158**: 637-654.
- Nannini, F. 2011. Petrografia e Química Mineral de Xenólitos Mantélicos da Intrusão Kimberlítica Indaiá, Monte Carmelo, MG. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 99 pp.
- Neal, C.R., Taylor, L.A., Davidson, J.P., Holden, P., Halliday, A.N., Nixon, P.H., Paces, J.B., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. 1990. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa. Part 2. Sr, Nd and O isotope geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, **99**: 362-379.
- Nixon, P.H. (ed.). 1987. Mantle xenoliths. John Wiley & Sons, New York, 844 pp.
- Nixon, P. H. 1995. A review of mantle xenoliths and their role in diamond exploration. *J. Geodynamics*. Vol. **20**, Nº 4: 305-329.
- Nixon P. H., Rogers N. W., Gibson I. L., and Grey A. 1981. Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **9**: 285-309.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Poudjorn Djormani, I.H., Morgan, P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in Subcontinental Lithospheric Mantle Through Time. *GSA Today*, April 2001: 4-10.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. 2010. The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it? *Lithos*, **120**: 1-13.



- Oxburgh, E.R., Parmentier, E.M. 1978. Thermal processes in the formation of continental lithosphere. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* **A288**: 415-429.
- Palme, H., O'Neil, H.S.C. 2003. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition, pp.1-38. *In: The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2, *Treatise on Geochemistry*, (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Pearson, D.G., Boyd, F.R., Hoal, K.E.O., Hoal, B.G., Nixon, P.H., Rogers, N.W., 1994. A Re–Os isotopic and petrological study of Namibian peridotites: contrasting petrogenesis and composition of on- and off-craton lithospheric mantle. *Min. Mag.* **58A**: 703–704.
- Pearson, D.G., Shirey, S.B., Carlson, R.W., Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., Shimizu, N., 1995. Re–Os, Sm–Nd and Rb–Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multi-stage metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**: 959–977.
- Pearson, D.G., Ionov, D., Carlson, R.W., Shirey, S.B., 1998a. Lithospheric evolution in circum-cratonic settings. A Re–Os isotope study of peridotite xenoliths from the Vitim region, Siberia. *Min. Mag.*
- Pearson, D.G., Carlson, R.W., Boyd, F.R., Shirey, S.B., Nixon, P.H., 1998b. Lithospheric mantle growth around cratons: a Re–Os isotope study of peridotite xenoliths from East Griqualand. *In: Ext. Abstr. 7th Int. Kimb. Conf. Cape Town*, pp. 658– 660.
- Pearson, D.G. 1999. The age of continental roots. *Lithos* **48**: 171-194.
- Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B. 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds, pp.171-275. *In: The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2, *Treatise on Geochemistry*, (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Pearson, D.G., Nowell, G.M. 2002. The continental lithospheric mantle: characteristics and significances as a mantle reservoir. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **360**: 2383-2410.
- Pereira, L.F. 1992. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de mestrado nº 77. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. 73 pp.
- Pereira, L.F., Dardenne, M.A., Rosière, C.A., Pedrosa-Soares, A.C. 1994. Evolução Geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, **2**(1): 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 da Geociências* **35**(3): 297-310.



- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Silva, J.L.H. 1996. Dados Rb–Sr e Sm–Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Rev. Brasil. Geociên.* **26**: 61–70.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Res.* **81**: 299–310.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**(3): 463-483.
- Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S., Seer, H.J., Fischel, D.P. 2001. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 571-585.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* **20**: 375–379.
- Pires, R.M., 1986. The Southern limits of the São Francisco cráton. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **58**: 139-145.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., Johnson, J.R. 1993. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, **31**(3): 267-280.
- Richardson, S.H., Gurney, J.J., Erlank, A.J., Harris, J.W., 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature* **310**: 198–202.
- Richardson, S. H., Erlank, A. J., Hart S. R. 1985. Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere. *Earth Planet Sci. Lett.* **75**: 116–128.
- Ringwood, A.E. 1958a. The constitution of the mantle – I. Thermodynamics of the olivine-spinel transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **13**: 303-21.
- Ringwood, A.E. 1958b. The constitution of the mantle – II. Further data on the olivine-spinel transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **15**: 18-29.
- Ringwood, A.E. 1958c. The constitution of the mantle – III. Consequences of the olivine-spinel transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **15**: 195-212.
- Ringwood, A.E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York.
- Ringwood, A.E. 1989. Constitution and evolution of the mantle. *Spec. Publ. Geol. Soc. Australia* **14**: 457-485.
- Roe, G. D. 1964. Rubidium-strontium analyses of ultramafic rocks and the origin of peridotites. DPhil. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.



- Rudnick, R. L., Nyblade, A. 1999. The thickness and heat production of Archean lithosphere: constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow. *In: Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation* (ed. C. M. Bertka, B. O. Mysen & Y. Fei), Geochemical Society Special Publication no. 6, pp. 3–12.
- Schadler, J. 1913. Zur Kenntnis der Einschlüsse in den sudsteirischen Basalt tuffen und ihrer Mineralien. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, **32**: 485-511.
- Schrank, A. 1982. Petrologie des komatiites et des roches associées de la ceintures verte du Massif Précambrien de Piumhi (Minas Gerais - Brazil). 270 f. Thèse (3ème Cycle) - Université de Paris-Sud, Orsay.
- Schulze, D.J. 1987. Megacrysts from alkali volcanic rocks. *In: P. H. Nixon* (ed.) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 433-451.
- Schulze, D. J. 1989. Constraints on the abundance of eclogite in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* **94**: 4205–4212.
- Silveira, E.M., Söderlund, U., Oliveira, E.P., Ernst, R.E., Leal, A.B. Menezes. 2012. First Precise U-Pb Baddeleyite Ages of 1500 Ma Mafic Dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and Tectonic Implications. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2012.06.004
- Simons, F.J., Zielhuis, A., van der Hilst, R.D. 1999 The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography. *Lithos* **48**: 17–43.
- Sneeringer, M., Hart, S.R., Shimizu, N. 1984. Strontium and samarium diffusion in diopside. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**: 1589–1608.
- Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., Halliday, A.N., Beard, B.L., Sobolev, V.N., Sobolev, N.V. 1997. The origin of Yakutian eclogite xenoliths. *Journal of Petrology*, **38**: 85-113.
- Snyder, G.A., Jerde, E.A., Taylor, L.A., Halliday, A.N., Sobolev, V.N., Sobolev, N.V. 1993. Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **118**: 91-100.
- Sobolev, V.S., Sobolev, N.V. 1964. Xenoliths in kimberlite of northern Yakutia and the structure of the mantle. *Dokl Akad Sci Nauk USSR, Earth Sci Sect* **158**: 22-26.
- Steenkamp, B. 1998. Some questions and answers about Mesozoic Diamond mineralization potential of the Paramirim Shield. Geophysical Service Division, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Stixrude, L., Hemley, R.J., Fei, Y., Mao, H.K. 1992. Thermoelasticity of silicate perovskite and magnesiowüstite stratification of the Earth's mantle. *Science* **257**: 1099-1101.



- Stosch H. G., Seck H. A. 1980. Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser-Weiher, West Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**: 457–470.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**: 1-3.
- Stueber, A. M., Murthy V. R. 1966. Sr isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**: 543–553.
- Tackley, P.J. 2000. Mantle Convection and Plate Tectonics: Toward an Integrated Physical and Chemical Theory. *Science* **288**: 2002-2007.
- van der Hilst, R. D., Widiyantoro, S., Engdahl, E.R. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, **386**: 578-584.
- Viljoen, K.S., Schulze, D.J., Quadling, A.G. 2005. Contrasting group I and group II eclogite xenolith petrogenesis: petrological, trace element and isotopic evidence from eclogite, garnet-websterite and alkremite xenoliths in the Kaalvallei kimberlito, South Africa. *Journal of Petrology*, **46**: 2059-2090.
- Walker, R.J., Carlson, R.W., Shirey, S.B., Boyd, F.R., 1989. Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**: 1583–1595.
- Williams, G.F. 1887. The diamond mines of South Africa. *Trans. Amer. Inst. Min. Eng.*, **15**: 392-417.
- Winter, F. 1997. A detailed evaluation of the major and trace-element mineral chemistry of the Canastra-01 occurrence, Minas Gerais south, Brazil. SOPEMI/ AARL report – ARL97/0109: 12.
- Zang, M.W. 1996. Magnetic and gravity study of Eastern Bahia. Geophysical Service Division, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Zindler, A., Hart, S. 1986. Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**: 493-571.
- Zindler, A., Jagoutz, E. 1988. Mantle cryptology. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **52**: 319–333.