



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E
MINERALÓGICA DOS XENÓLITOS MANTÉLICOS
ULTRAMÁFICOS DO CAMPO VULCÂNICO DE PALI
AIKE, REGIÃO SUL DA PATAGÔNIA ARGENTINA E
CHILENA.**

Porto Alegre, 2014

LEANDRO PETRY

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DOS XENÓLITOS
MANTÉLICOS ULTRAMÁFICOS DO CAMPO VULCÂNICO DE PALI AIKE,
REGIÃO SUL DA PATAGÔNIA ARGENTINA E CHILENA.**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia. Orientador(a): Prof.(a) Dr.(a) Nome

Orientador: Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

Porto Alegre, 2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DOS XENÓLITOS MANTÉLICOS ULTRAMÁFICOS DO CAMPO VULCÂNICO DE PALI AIKE, REGIÃO SUL DA PATAGÔNIA ARGENTINA E CHILENA.”**, elaborado por “LEANDRO PETRY”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Nome do Professor (a)

Nome do Professor (a)

Nome do Professor (a)

AGRADECIMENTOS

Como pode o ser humano, dotado de consciência, crer que é constituído, se não, por matéria também inteiramente consciente? Como poderia assim ser, se aquela que densifica-se, a pura energia, para tornar a matéria possível consciente também não o fosse? Como poderia toda criação ser fruto do mero acaso?

Como poderia uma parcela não ser função de seu conjunto? Ou o produto final, não ser função de suas incontáveis variáveis? Com que racionalidade poderia este processo ser negligenciado, mesmo que suas inúmeras facetas não estivessem ainda elucidadas?

Assim, com o intuito de unificar e jamais desmerecer, agradeço ao Todo e a cada Um dos que o compõe, pois todos inevitavelmente contribuíram com este trabalho. Seja de forma direta ou indireta, mas sempre com unívoca relevância.

Com muito Amor...

RESUMO

Carregados até a superfície terrestre por magmatismo básicos alcalinos intraplaca, os xenólitos mantélicos ultramáficos guardam evidências diretas da natureza e dos processos envolvidos na evolução do manto litosférico subcontinental. A identificação, caracterização e compreensão dos processos atuantes nestas rochas é de suma importância para tanto. Os xenólitos mantélicos ultramáficos ocorrem extensamente na Patagônia em basaltos alcalinos da região de arco e retro arco da Cordilheiras dos Andes. Dentre todas as ocorrências no continente Sul-Americano, os xenólitos do campo vulcânico de Pali Aike são os únicos a possuírem a coexistência das fases granada e espinélio. A área de estudo localiza-se nos vulcões *Laguna Ana* (52°04'34"S; 69°47'17"W), *Estancia Brazo Norte* (52°03'01"S; 70°01'31"W) e *Cueva de Fell* (52°02'39"S; 70°03'33"W) respectivamente nomeadas de PM14, PM15 e PM17. O estudo objetivou compreender processos de ordem micro e submicrocópica bem como a mineraloquímica de ortopiroxênios, espinélios e ilmenitas. Para tanto, foram utilizadas petrografia e técnicas como microscópio eletrônico de varredura e microsonda eletrônica. Os xenólitos de Pali Aike possuem baixo grau de retrabalhamento textural e são majoritariamente refratários. Texturas de exsolução, *melt pockets* e superfícies reativas em clinopiroxênios e granadas demonstram a instabilidade da paragênese mineral ao longo da ascensão destas rochas. Isso é resultante de fusões localizadas induzidas pela descompressão dos xenólitos. A presença de veios ortopiroxeníticos, deve-se a contribuição de eventos metassomatizantes no manto litosférico subcontinental. Baixos #Mg (79-90) em minerais como enstatita, espinélio e ilmenita e altos teores de TiO₂ e K₂O em material vítreo suportam evidências de metassomatismo com enriquecimentos nestes dois elementos e em FeO. A presença de um único exemplar de flogopita afirma também o aporte de líquidos metassomatizantes com alta *f*H₂O. O que corrobora para a contribuição de líquidos provenientes da Placa do Pacífico, que subducta sobre a Placa Sul-Americana.

Palavras-chave: xenólitos mantélicos ultramáficos, Patagônia argentina e chilena, petrografia, mineraloquímica.

ABSTRACT

Brought to surface by intraplate basic-alkaline magmatism, the ultramafic mantle xenoliths record direct evidences of the nature of the processes involved in the subcontinental lithospheric mantle. The identification, characterization and understanding of the processes acting on these rocks are key factors. The ultramafic mantle xenoliths occur extensively in Patagonia in alkaline basalts of the arc and retro-arc regions of the Andes Cordillera. Between all the occurrences of the South America continent, the xenoliths of Pali Aike Volcanic Camp are the only ones that have the coexistence of the garnet and spinel phases. The studying area is located in the volcanoes *Laguna Ana* (52°04'34"S; 69°47'17"W), *Estancia Brazo Norte* (52°03'01"S; 70°01'31"W) and *Cueva de Fell* (52°02'39"S; 70°03'33"W) nominated respectively: PM 14, PM 15 and PM 17. The study objective was to understand micro and submicroscopic processes, as well as the mineralochemistry of orthopyroxenes, spinels and ilmenite. Petrography and techniques like Electron Scanning Microprobe and Electron Microprobe were utilized. The Pali Aike xenoliths have low grade of textural reworking and are mainly refractory. Exsolution textures, melt pockets and reactive surfaces in clinopyroxenes and garnets show the instability of the mineral paragenesis along the resing of these rocks. It results from induced localized fusion by the xenoliths decompression. The presence of orthopyroxenitic veins is a result from the contribution of metasomatizing events in the subcontinental lithospheric mantle. Low #Mg (79-90) in minerals like enstatite, spinel and ilmenite and high values of TiO₂ and K₂O in vitreous material support the evidence of metasomatism with enrichment in these two elements and in FeO. The presence of a unique example of flogopite also suggests percolation metasomatizing fluids with high f_{H_2O} . This indicates the contribution of fluids provenance from the Pacific Plate, which subducts over the South American Plate.

Key-words: ultramafic mantle xenoliths, Argentina and Chilean Patagonia, petrography, mineralochemistry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa do Sul da América do Sul modificado de Schilling *et al.* (2008) apresentando a geologia atual. No mapa está indicada a localização da região de Pali Aike, onde encontram-se as vulcões *Laguna Ana*, *Estancia Brazo Norte* e *Cueva de Fell*.

Figura 2. Modelo de estruturação da Terra com base em dados geofísicos, ilustrando as principais descontinuidades, camadas e placa oceânica subductante. (Helffrich & Wood 2001).

Figura 3. Diagrama classificatório de rochas ultramáficas definido pela IUGS. Os vértices são representados por 100% de olivina (OL), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX).

Figura 4. Mapa da região Patagônica, sul da América do Sul, mostrando os principais terrenos acrecionados: Cráton Rio de La Plata; terrenos Pampia, Cuyania e Chilenia; e Maciço Norte Patagônico e Maciço Del Deseado. Zona de Colisão Inferente. Mapa da América do Sul modificado de Punkhurst *et al.* (2006).

Figura 5. Mapa esquemático da ZVA mostrando alguns dos mais importantes vulcões; alguns detalhes da placa de Nazca; local de ocorrência de platôs basálticos e de xenólitos mantélicos. Modificado de Stern (2004).

Figura 6. Diagrama ternário de classificação de rochas peridotíticas aplicado aos xenólitos dos vulcões *Laguna Ana*, *Estancia Brazo Norte* e *Cueva de Fell*

Figura 7. Macrofotografias das lâminas delgadas. A, PM 14-1, textura porfiroclástica com minerais não deformados (Protogranular I de Mercier e Nicolas). B, PM 14-2, textura porfiroclástica com alto grau de faturamento dos minerais, granadas com bordas reativas (Porfiroclástica I Mercier e Nicolas). C, PM 14-3, textura porfiroclástica com considerável grau de faturamento e orientação insipiente; presença de infiltração do basalto hospedeiro e reação do mesmo com alguns dos minerais da paragênese da rocha (Porfiroclástica I Mercier e Nicolas). D, PM 14-7, textura porfiroclástica com resiliências de grandes porfiroclastos de olivina (Protogranular I Mercier e Nicolas).

Figura 8. Microfotografia das amostras PM 14 – 04 e PM 14 – 06. A, harzburgito com espinélio onde se observam olivinas alongadas, euédricas e com borda de recristalização. B, harzburgito com espinélio apresenta cristal de olivina com microinclusões em trilha.

Figura 9. Foto A e B- lherzolito com espinélio (PM 14 – 01) onde se evidencia, na foto A, um cristal de diopsídio com borda de reação (textura do tipo esponja) e, na foto B, um de espinélio também com borda reativa que possui tonalidade levemente mais clara que o mesmo. Foto C - granada lherzolito com espinélio onde se observa um cristal de granada com uma espessa camada de reação em suas bordas e ao longo de suas fraturas.

Figura 10. Imagens obtidas a partir de elétrons secundários (SE). A-B, PM 14-2; C-D, PM 14-3. A, cristal de granada com borda e fraturas reativas. B, cristais com crescimento radial a partir de partes remanescente da granada. C, detalhe de borda reativa em granada. D, cristal remanescente de granada sendo consumido pelo basalto hospedeiro.

Figura 11. Imagens obtidas a partir de EDS e *backscattered eletron*. A-C, PM 15-3. A, melt pocket em lherzolito com espinélio. B, mapa composicional de Si e Al com pequeno zoom em melt pocket. C, cristal de clinopiroxênio com lamelas de exsolução de ortopiroxênio.

Figura 12. Imagens obtidas a partir de elétrons secundários (SE). A-B, PM 17-1; C-D, PM 14-3;. A, cristal de ilmenita com lamelas de exsolução de Ti-magnetita e borda de reação em ortopiroxenito. B, cristais de ilmenita com borda de reação em ortopiroxenito.

Figura 13. Diagramas de variação para ortopiroxênio das porções lherzólítica e ortopiroxenítica da amostra PM 17-1.

Figura 14. Diagramas de variação para espinélio e ilmenita das porções lherzólítica e ortopiroxenítica da amostra PM 17-1.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Tabela de teores semiquantitativos de wt% em óxidos para vidro presentes nas bordas de reação de granadas em harzburgito com espinélio e granada, PM 14-2.

Tabela 2. Tabela de teores semiquantitativos de wt% em óxidos para vidro presente nas bordas de reação de granadas em contato com basalto hospedeiro em granada lherzolito com espinélio, PM 14-3.

Tabela 3. Tabela de teores semiquantitativos de wt% em óxidos para fases sólidas presentes nas bordas de reação de espinélios e ilmenitas em ortopiroxenito com ilmenita, PM 14-3.

Tabela 4. Tabela de teores de wt% em óxidos para enstatitas presentes no harzburgito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

Tabela 5. Tabela de teores de wt% em óxidos para cromo-espinélios presentes no harzburgito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

Tabela 6. Tabela de teores de wt% em óxidos para enstatitas presentes no ortopiroxenito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

Tabela 7. Tabela de teores de wt% em óxidos para ilmenitas e espinélio presentes no ortopiroxenito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

#Mg – número de magnésio, obtido a partir da formula $\#Mg=Mg/(Mg+Fe^{+2})$.

Cpx – clinopiroxênio.

CRT – *Cathodic Ray Tube* ou Tubo de Raios Catódicos.

SE – Elétrons secundários.

En – cálculo para membro final de piroxênios, enstatita. $En=Mg/Ca+Mg+FeT$.

Fs – cálculo para membro final de piroxênios, ferrossilita. $Fs=FeT/Ca+Mg+FeT$.

Gr – granada.

Il – ilmenita.

IUGS – *International Union of Geological Scienc.*

LVZ – *Low Velocity Zone* ou Zona de Baixa Velocidade.

Moho – descontinuidade de *Mohorovičić*.

OI – olivina.

Opx – ortopiroxênio.

P – pressão.

SCLM– manto litosférico subcontinental.

Sp – espinélio.

T – temperatura.

Wo – cálculo para membro final de piroxênio, wollastonita. $Wo = Ca/Ca+Mg+FeT$.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	II
ABSTRACT	III
LISTA DE FIGURAS	IV
LISTA DE TABELAS	VI
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	VII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivo	2
1.2. Localização da área de estudos	2
1.3 Caracterização do problema	3
1.4 Manto Terrestre	4
1.4.1 Estrutura	4
1.4.2 Composição	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
2.1. Contexto Tectono-Magmático Atual.....	12
3. METODOLOGIA DE PESQUISA	15
3.1. Amostragem	15
3.2. Confecção de Lâminas Petrográficas	15
3.3. Petrografia	16
3.3.1 Microscópio Petrográfico Binocular	16
3.4.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).....	16
3.4. Mineraloquímica	18
3.4.1 Microssonda Eletrônica	18
4. RESULTADOS	19
4.1 Petrografia	19
4.1.1 Laguna Ana – PM 14.....	20
4.1.2 Estancia Brazo Norte – PM 15	24
4.1.3 Cueva de Fell – PM 17	25
4.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	26
4.2.1 PM 14-2 – Laguna Ana.....	27
4.2.2 PM 14-3 – Laguna Ana.....	28
4.2.3 PM 15-3- Estancia Brazo Norte	29
4.2.4 PM 17-1 Cueva de Fell.....	30
4.3. Microssonda Eletrônica.....	33
4.2.1 Harzburgito com espinélio	33
4.2.2 Ortopiroxenito com ilmenita.....	36
5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	38
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	

1. Introdução

Xenólitos mantélicos coletados em regiões continentais, e geralmente hospedados em basaltos de composição alcalina, carregam consigo informações acerca dos processos atuantes no Manto Litosférico Subcontinental (MLSC). Ao redor do Campo Vulcânico de Pali Aike, Sul da Argentina e Chile, encontra-se uma complexa situação geotectônica, onde a Placa Sul-Americana, cuja zona de subducção é a mais extensa em área do planeta, encontra-se próxima a Junção Triplice do Chile, formada pela convergência das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia com a placa continental Sul-americana. Tal situação deve ter contribuído para as características do manto Litosférico subcontinental desta região. Xenólitos mantélicos de composição ultramáfica ocorrem hospedados em basaltos alcalinos e podem informar sobre os processos geoquímicos ocorridos no manto Litosférico relacionado.

A ausência de estudos sobre esses xenólitos que possuem ampla variação composicional e coexistência das fases granada e espinélio em suas assembleias minerais constituem questões de relevante interesse, pois, é ainda controversa a compreensão sobre a história evolutiva textural, química e composicional destas rochas. A partir do estabelecimento destas problemáticas, pressupõe-se que estes xenólitos sejam derivados da zona de transição de fase granada-espinélio ou da região inferior à mesma; e que suas histórias evolutivas compreendam processos de recristalização, fusão parcial e metassomatismo influenciados pela janela astenosférica da região.

As técnicas escolhidas para auxiliar a elucidação destes problemas e a eventual confirmação das hipóteses do referente trabalho são petrografia e mineraloquímica.

1.1. Objetivo

O objetivo deste trabalho de conclusão de curso é identificar, caracterizar e elucidar os principais processos tectono-magmáticos atuantes no manto litosférico subcontinental (SCLM) da região de Pali Aike, sul da Patagônia argentina e chilena, com base em dados petrográficos e mineraloquímicos. Os objetos desta pesquisa são os xenólitos mantélicos ultramáficos dos vulcões Laguna Ana, Estancia Brazo Norte e Cueva de Fell, situados no Sul da Argentina e do Chile.

1.2. Localização da área de estudos

A região de estudo situa-se na região de Pali Aike, no Sul da América do Sul, próximo ao extremo sul da Patagônia argentina e chilena. As amostras dos xenólitos mantélicos dos vulcões Laguna Ana ($52^{\circ}04'34''\text{S}$; $69^{\circ}47'17''\text{W}$), Estancia Brazo Norte ($52^{\circ}03'01''\text{S}$; $70^{\circ}01'31''\text{W}$) e Cueva de Fell ($52^{\circ}02'39''\text{S}$; $70^{\circ}03'33''\text{W}$) (Fig. 1) respectivamente nomeadas de PM14, PM15 e PM17 pertencem ao território da cidade de Punta Arenas. A localidade situa-se próxima a cidade de Río Gallegos, 67 km no sentido sudoeste e a cerca de 115 km do encontro do Estreito de Magalhães com o Mar Argentino.

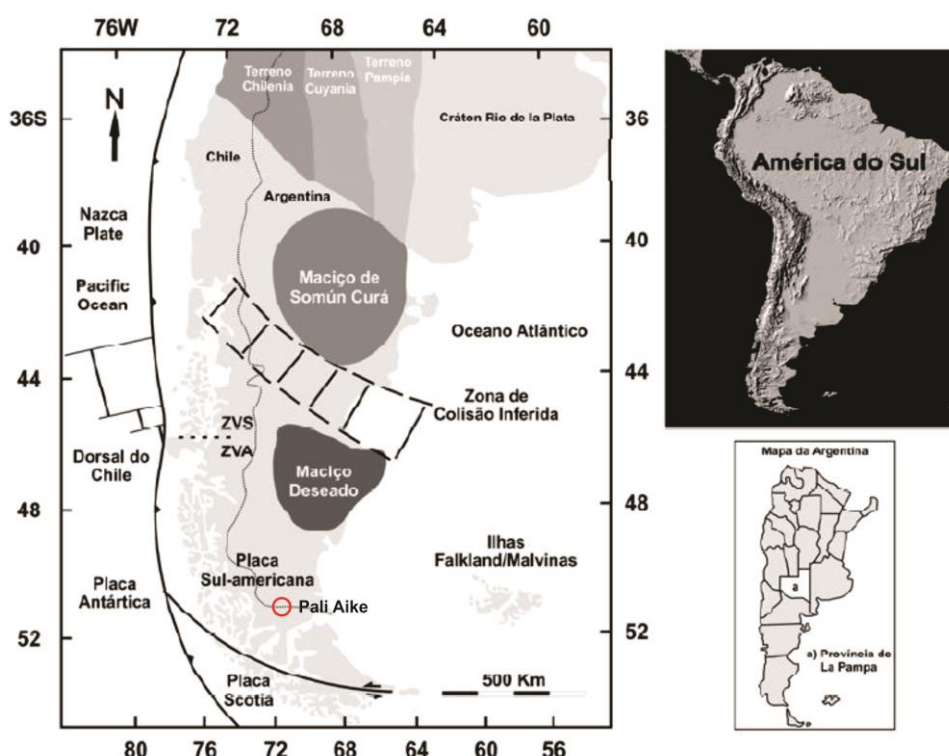


Figura 1. Mapa do Sul da América do Sul modificado de Schilling *et al.* (2008) apresentando a geologia atual. No mapa está indicada a localização da região de Pali Aike, onde encontram-se os vulcões *Laguna Ana*, *Estancia Brazo Norte* e *Cueva de Fell*.

1.3 Caracterização do problema

A formação da Patagônia ocorreu mediante inúmeras acreções continentais desde o Proterozóico. A colisão de micro-continentes alóctones ao Gondwana resultou na formação de diversas zonas de subducção na região. Estas aliadas a atual zona de subducção geraram um complexo evento tectono-magmático, que pode ter exercido grande influência na evolução do manto litosférico abaixo da área de estudos.

Atualmente o campo vulcânico de Pali Aike localiza-se sobre a Placa Sul-Americana, cuja zona de subducção é a mais extensa em área do planeta. Juntamente a este fato, encontra-se próximo a Junção Triplice do Chile que é formada pela convergência das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia com a placa continental Sul-americana. Estes fatores colaboram para que uma ampla gama de processos possam ter se desenvolvido no SCLM da região.

Apesar de diversos estudos terem sido desenvolvidos na região da Patagônia argentina e chilena, os estudos sobre xenólitos mantélicos ultramáficos com granada e espinélio coexistentes na paragênese mineral são escassos (e.g. Bjerg *et al.*, 2005 e 2009; Conceição *et al.*, 2005, 2007 e 2008; Dantas *et al.*, 2009; Gervasoni *et al.*, 2008; Gervasoni, 2009; Gorrington & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Ntaflos *et al.*, 2007; Pressi *et al.*, 2008; Rieck Jr. *et al.*, 2007; Rieck Jr., 2008; Rivalenti *et al.*, 2004 e 2007; Schilling *et al.*, 2005 e 2007; e Stern *et al.*, 1999;). Esses estudos apontam que o SCLM da região patagônica é passivo de diversos processos de empobrecimento e metassomatismo ao longo de sua história evolutiva.

Todos estes fatores corroboram para a necessidade de estudos mais detalhados sobre xenólitos mantélicos hospedados em basaltos alcalinos, lamproítos, kimberlitos e carbonatitos. Uma vez que, estas rochas carregadas até a superfície constituem importantes ferramentas para a elucidação de processos que resultam em heterogeneidades no SCLM da região, tais como processos de recristalização, fusão parcial e metassomatismo.

1.4 Manto Terrestre

1.4.1 Estrutura

Com base em suas propriedades mecânicas, o manto terrestre é dividido em três principais camadas: litosfera, astenosfera e mesosfera. A primeira é a porção mais rígida e inclui a crosta e parte do manto superior. A segunda é a camada subsequente abaixo da litosfera; possui comportamento plástico, resultado da presença de material fundido na mesma e coincide com a zona de baixa velocidade (LVZ) (Fig. 2). A terceira, por sua vez, compreende a camada que vai da base da astenosfera ao núcleo e, devido ao aumento de pressão, proporcionalmente contém maiores velocidades para ondas sísmicas com o aumento da profundidade. Os limites entre estes três níveis são delimitados por significativas descontinuidades geofísicas (Fig. 2). A litosfera estende-se até 100-200 km de profundidade, a astenosfera de 100-200 km até 350-500 km de profundidade e a mesosfera de 350-500 a 2900 km de profundidade.

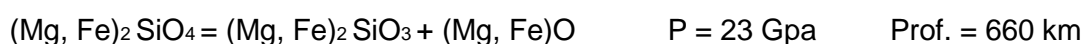
Ainda sob as descontinuidades geofísicas, de 10 a 80 km de profundidade há um importante aumento da velocidade das ondas sísmicas. Este se deve à ocorrência de rochas mais densas, as rochas ultramáficas; define o limite manto-crosta e é intitulado de descontinuidade de *Mohorovičić*. Entre 400 e 600 km de profundidade (Fig.2), verificam-se outras duas significativas descontinuidades, ambas também identificadas por notórios aumentos intermitentes das ondas sísmicas, que são atribuídos por transformações de fase induzidas pela pressão em peridotitos (Ringwood & Major, 1966), consoante as seguintes reações:



Olivina *Wadsleíta*



Wadsleíta *Ringwoodito*



Ringwoodito *Perovskita* *Magnesiowüstita*

Esta zona, devido à característica descontinuidade do aumento das ondas sísmicas e a essas mudanças de fase, é denominada Zona de Transição.

A descontinuidade de 660 km de profundidade limita o manto superior do manto inferior (Fig. 2). Desde os 660 km até o núcleo externo, as velocidades das ondas sísmicas aumentam lentamente com a profundidade até atingir a região D'', localizada ~200 km acima do limite manto-núcleo. Esta região tem baixo gradiente de velocidades, é heterogênea, e possui estruturas de baixa velocidade em grande escala (Lay et al. 1998).

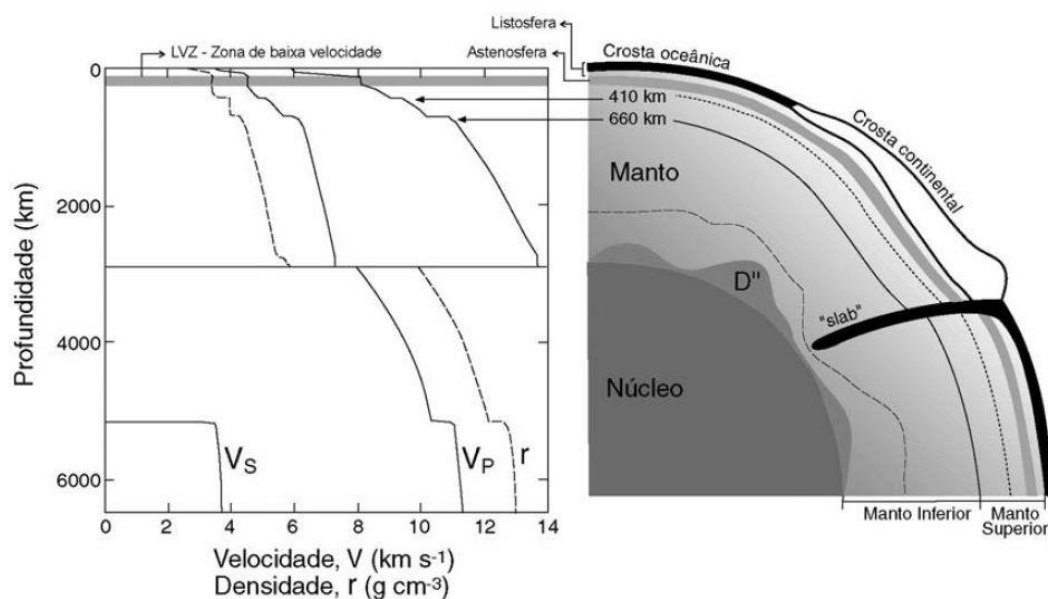


Figura 2. Modelo de estruturação da Terra com base em dados geofísicos, ilustrando as principais descontinuidades, camadas e placa oceânica subductante. (Helffrich & Wood 2001).

1.4.2 Composição

Com base em suas propriedades geoquímicas, o manto terrestre tem início no limite crosta-manto (~40 km), estende-se até o limite manto-núcleo (~2.900 km) e corresponde a cerca de 83% do volume do planeta e a 67% da sua massa (Wilson, 1989). O manto é constituído majoritariamente por silicatos de ferro (Fe), magnésio (Mg), alumínio (Al), e oxigênio (O). As rochas ultramáficas compostas essencialmente por olivina magnesiânica (Mg_2SiO_4) e piroxênios ($MgSiO_3$ e $CaMgSi_2O_6$) são as mais estáveis nestas condições de pressão (P) e temperatura (T) e são classificadas conforme o diagrama de rochas ultramáficas definido pela IUGS (*International Union of Geological Science*) (Fig. 3).

O manto é predominantemente oxidado, sendo primariamente composto por óxidos de Mg, Fe, Al, Ca e Na. Fases minerais comumente encontradas no manto podem ser enstatita, forsterita, diopsídio, magnesiowüstita (ou ferropericlásio), wadsleíta, ringwoodito, perovskita, plagioclásio, espinélio, granada, flogopita e/ou anfibólio. Sendo as duas últimas fases resultantes da percolação de fluidos aquosos ou líquidos silicatados no manto (processos metassomáticos). Os minerais de maior abundância nas rochas do manto superior são a enstatita ($\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{MgSiO}_3$) e a forsterita ($2\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$, estes podem ser considerados como uma solução sólida entre MgSiO_3 (enstatita) e FeSiO_3 (ferrosilita) e Mg_2SiO_4 (forsterita) e Fe_2SiO_4 (faialita) (Anderson, 1989).

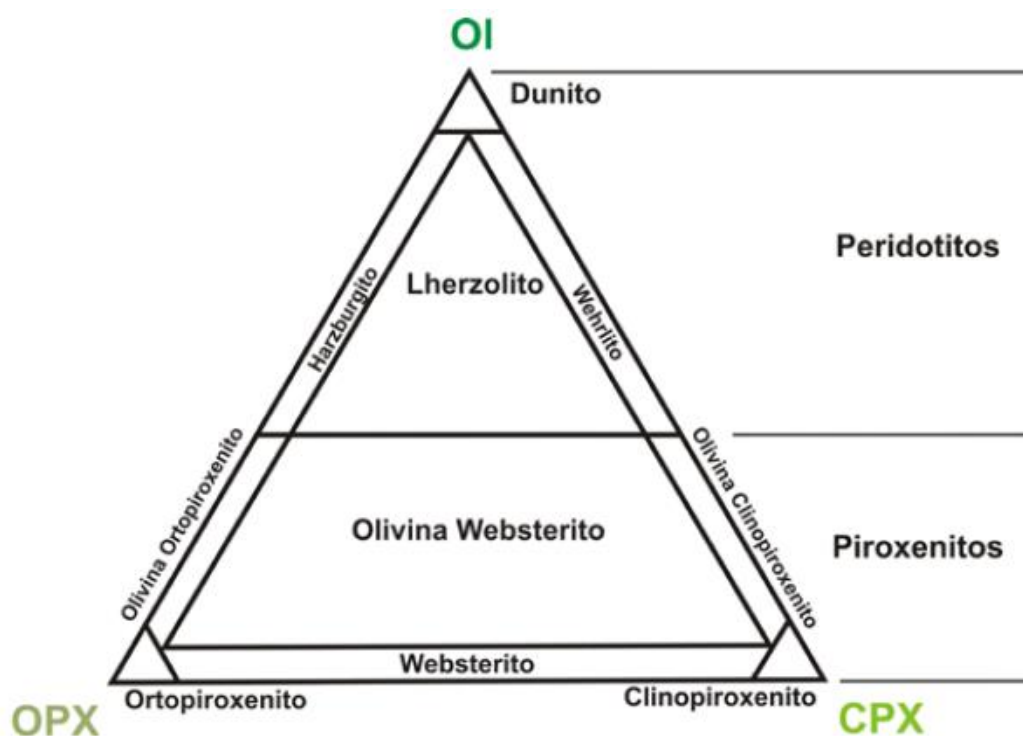


Figura 3. Diagrama classificatório de rochas ultramáficas definido pela IUGS. Os vértices são representados por 100% de olivina (OL), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX).

1.4.2.1 Manto Superior (MS)

Encontra-se desde o limite manto-crosta, determinado pela descontinuidade de *Mohorovičić* (“Moho”), até aproximadamente 410 km de profundidade, podendo ser dividido em duas camadas com características geofísicas e geoquímicas distintas. A partir de parâmetros químicos, o MS (#Mg ~90; McDonough, 1990; Palme & Nickel, 1985) tem composição lherzolítica. A litosfera inclui-se na camada

superior do manto superior, é composta por silicatos de ferro e magnésio e é mais rígida que a camada inferior devido principalmente a menores temperaturas. Essa camada inferior denominada astenosfera possui uma Zona de Baixa Velocidade (LVZ) e, apesar de ser constituída pelo mesmo material, apresenta comportamento mais plástico, em grande parte resultante da fusão parcial causada pelas elevadas temperaturas (1.400°C a 3000°C). A densidade do manto litosférico varia entre 3,4 g/cm³ e 4,3 g/cm³.

1.4.2.2 Zona de Transição

Estende-se de ~410 km a ~700 km e está localizada entre duas descontinuidades marcadas pela mudança na velocidade das ondas sísmicas. Estas se devem à alteração de fases polimórficas condicionadas à variação nas condições de pressão na estrutura de determinados minerais (Anderson, 1967).

1.4.2.3 Manto Inferior (MI)

Constituído pela mesosfera (~700 km a ~2885 km), encontra-se desde a base da zona de transição até o núcleo externo. Sua temperatura média é de 3000°C e sua densidade varia entre 4,3 g/cm³ e 5,4 g/cm³. O MI apresenta composição similar à do MS, porém possui enriquecimento em FeO e SiO₂ e o #Mg decresce para valores próximos a 80 (Anderson, 1989).

1.4.2.4. Heterogeneidades mantélicas

Em escala temporal e espacial, o MS é composicionalmente heterogêneo. Em sua porção litosférica, apresenta uma composição significativamente empobrecida em alguns elementos maiores em relação ao Manto Primitivo, devido a processos de geração de crosta, como Fe, Ca e Al. Contudo tem-se proposto que o manto litosférico continental representa um reservatório enriquecido em elementos incompatíveis (Frey & Prinz, 1978; McDonough, 1990), embora não haja unanimidade sobre o grau deste enriquecimento e a relativa abundância de certos eventos.

As heterogeneidades do MS são inúmeras em razão de processos metassomáticos geradores de re-enriquecimentos em elementos maiores, menores e traços. Estes processos são classificados como metassomatismo críptico (Dawson, 1984) e modal (Harte, 1983). No primeiro caso, não há formação de novas fases minerais, o re-enriquecimento dá-se na composição química dos minerais originais da rocha, gerando-se uma possível concentração de novos

elementos nos interstícios dos grãos (Dawson, 1984; Menzies, 1987). Já no segundo caso, o re-enriquecimento ocorre através da formação de novos minerais, que podem não ser as mesmas fases originais da rocha (Harte, 1983; Menzies, 1987).

Alguns eventos metassomáticos mantélicos são consequências naturais da ascensão de magmas ricos em voláteis através de fraturas translitosféricas (Menzies, 1987). A refertilização do manto litosférico pode estar majoritariamente correlacionada à astenosfera (Rampone *et al.*, 2008). Acredita-se que a percolação reativa por fluxo poroso (*reactive porous flow percolation*) seja o principal mecanismo responsável pela ascensão de líquidos silicáticos e carbonatíticos de origem astenosféricas até porções rasas do manto litosférico. Durante o transporte, esses líquidos sofrem modificações composicionais e, devido ao desequilíbrio, podem reagir com as porções do manto adjacente (Conceição, *et al.* 2005; Rampone *et al.*, 2008). Em função da ascensão destes líquidos, a alteração das geotermas pode ainda gerar fusão do manto litosférico e produzir uma mistura de líquidos. Porém, fluidos aquosos também representam destacada importância para eventos metassomáticos do manto, já que a taxa de infiltração de H₂O no manto em zonas de subducção é de 3 a 10 vezes maior do que a quantidade liberada pelo magmatismo sobrejacente (Ito *et al.*, 1983; Menzies, 1987).

2. Contexto Geológico

Atualmente, a Placa Sul-Americana hospeda a zona de subducção com a maior área na superfície terrestre e a junção tríplice formada pela convergência das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia com a placa continental Sul-americana acentua ainda mais a complexidade tectono-magmática da região. Desde o Paleoproterozóico Superior, a placa Sul-Americana foi formada, especialmente em sua porção oeste, por um intrínseco sistema de acreção continental por terrenos alóctones continentais e oceânicos, que encontravam-se na região oeste-sudoeste da proto-margem do supercontinente Gondwana (Ramos, 1984; Ramos, 1988). Pankhurst & Rapela (1998) organizaram os eventos tectônicos ocorridos nessa região, desde o Neoproterozóico até o recente, em quatro ciclos:

No ciclo Pampeano (600 Ma – 520 Ma) ocorre a formação do orógeno das Sierras Pampeanas orientais (Proterozóico Superior - Cambriano Superior), que teria sido formado devido à colisão do terreno Pampia e sua subducção sob o cráton Rio de la Plata (Kraemer *et al.*, 1995). Lira *et al.* (1997), por meio de estudos geoquímicos em granitoides cálcio-alcálicos nos terrenos de Sierras Pampeanas comprovaram sua origem associada a processos de subducção. Rapela *et al.* (2003) e Pankhurst *et al.* (2006) sugerem que, ao final deste ciclo no Cambriano Superior, devido à um regime tectônico extensional, ocorre a abertura de um rift na margem do supercontinente Gondwana, resultando em fragmentos continentais, colapsando terrenos e gerando vulcanismo riolítico. Rapela *et al.* (1998a, b) conclui que as idades de colisão são do Cambriano Médio e Superior, indicando que este ciclo teve curta duração.

O ciclo Famatiniano (505 Ma – 360 Ma) é caracterizado por eventos orogênicos que afetaram a região norte e central da Argentina, resultando na consolidação do terreno Pampia. A junção do bloco de San Rafael com o embasamento constituído por uma plataforma carbonática composta por depósitos

calcáreos das Precordilheiras de La Rioja, San Juan e Mendoza deu origem ao terreno Cuyania (Ramos *et al.*, 1996; Astini *et al.*, 1996). Este é possivelmente uma parte remanescente do continente Laurentia (Thomas & Astini, 1996). No Cambriano Inferior, ocorre a formação de um limite convergente e de um arco magmático devido à colisão do terreno Cuyania com o supercontinente Gondwana. Houve então a geração de eventos magmáticos anorogênicos associados a um importante evento térmico, provavelmente associado ao rompimento da placa subductante, e uma consequente anatexia. Os granitos relacionados a estes eventos formaram um cráton e o soerguimento da área, que está associada à colisão e ao amalgamento do terreno Chilenia (Ordoviciano Superior) sobre a margem oeste do terreno Cuyania, que acresce sequências ofiolíticas na sua borda (Haller & Ramos, 1984).

O ciclo Gondwânico (360 Ma – 144 Ma) representa os eventos de máxima extensão e relativa estabilidade do supercontinente Gondwana até a sua fragmentação no Cretáceo Inferior. No Carbonífero, o Maciço de Sumón Curá já era parte do supercontinente Gondwana e o Maciço Deseado era ainda uma microplaca independente (Ramos & Aguirre-Urreta, 2000; Shilling *et al.*, 2008) (Fig. 4). Pankhurst *et al.* (2006) descrevem a colisão destes maciços como o evento de maior importância neste ciclo, pois representariam os processos de colisão e acreção de terrenos durante o Carbonífero. Devido à aproximação e à posterior colisão destes dois terrenos, houve o consumo da crosta oceânica que os separava. A ocorrência de um arco relacionado à subducção pré-colisional e de granitos anatéticos pós-colisionais localizados no sudoeste do Maciço de Somún Curá atestam o fato de o Maciço ser a placa superior que foi subductada com o assoalho oceânico (Pankhurst *et al.*, 2006). Ramos *et al.* (2002) sugere que o Maciço Deseado já estava acrescido ao Maciço de Somún Curá no Ordoviciano, o que aumentou a extensão do supercontinente Gondwana durante o Permiano.

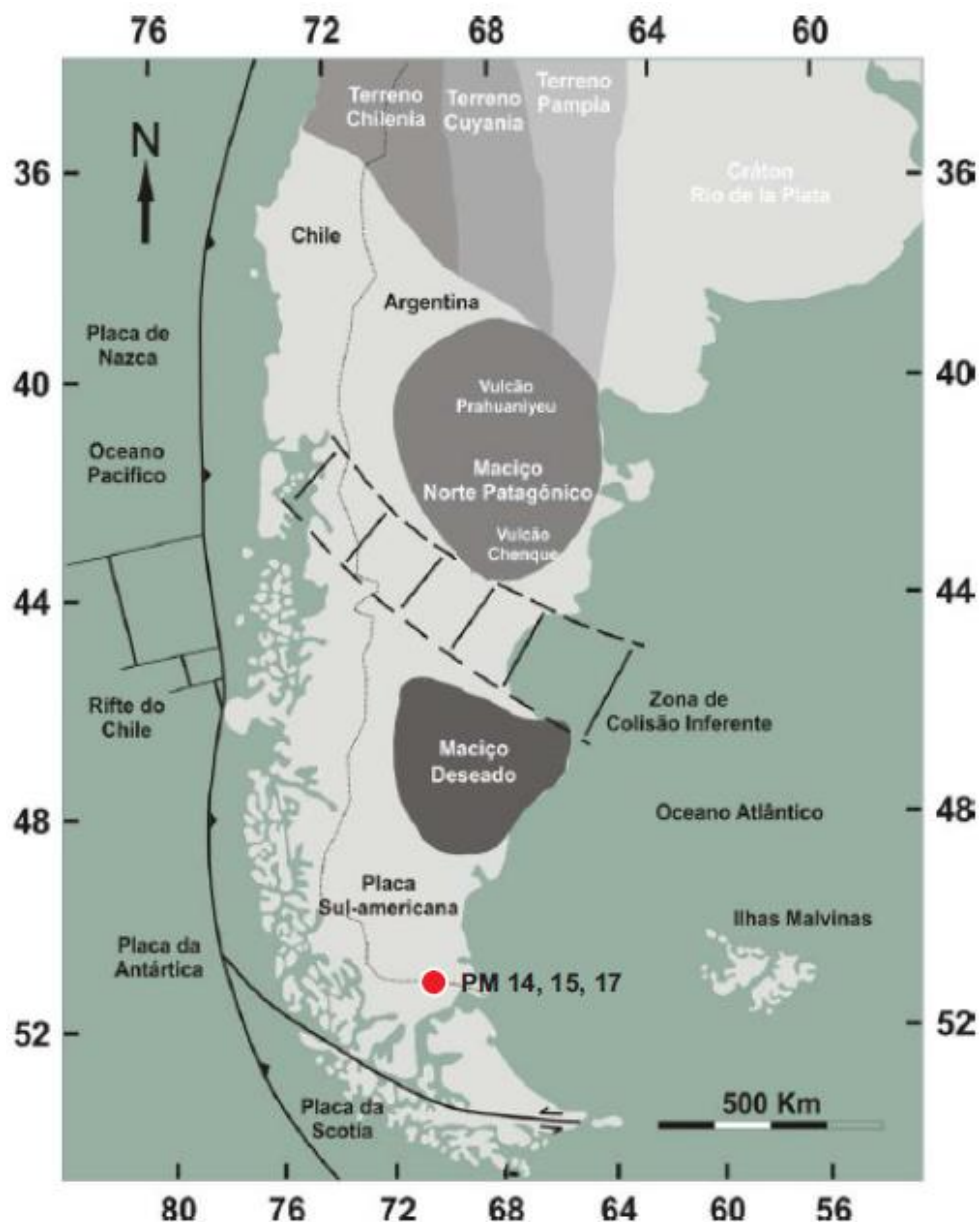


Figura 4. Mapa da região Patagônica, sul da América do Sul, mostrando os principais terrenos acrescidos: Cráton Rio de La Plata; terrenos Pampla, Cuyania e Chilena; e Maciço Norte Patagônico e Maciço Del Deseado. Zona de Colisão Inferente. Mapa da América do Sul modificado de Punkhurst *et al.* (2006).

O ciclo Andino (144 Ma – recente) é caracterizado pela separação do supercontinente Gondwana com a abertura do oceano Atlântico, o que culmina no início da subducção da margem oeste da placa Sul-Americana, no início do Paleogeno, pelas placas oceânicas de Farallon e Aluk (Cande & Leslie, 1986). A partir deste evento, dá-se origem à Cordilheira dos Andes (Ramos, 1999) e à Junção Tríplice do Chile. A subducção das placas oceânicas Farallon e Aluk sobre a placa continental Sul-Americana propicia a abertura de uma janela astenosférica

e a geração de um gap vulcânico (Ramos & Kay, 1992) e um posterior magmatismo básico alcalino com características geoquímicas de OIB na região de retro-arco. Durante o Oligoceno – Mioceno, as placas de Fallon e Aluk encontravam-se praticamente consumidas pelo manto da região, fragmentando-se e dando início a subducção da placa de Nazca e Antártida sob a placa Sul-americana.

2.1. Contexto Tectono-Magmático Atual

Atualmente, devido aos diferentes ângulos de subducção das placas de Nazca e Antártica sob a placa Sul-Americana, a Cordilheira Andina localizada na margem oeste da América do Sul e pertencente a esta última placa é dividida em quatro zonas de arco vulcânico recente (Thorpe & Francis, 1979; Thorpe 1984; Stern & Kilian 1996; Ramos, 1999). São elas: Zona Vulcânica Norte (ZVN – 5° N e 2° S), Zona Vulcânica Central (ZVC – 14°S e 27°S), Zona Vulcânica Sul (ZVS – 33° S e 46° S) e Zona Vulcânica Austral (ZVA – 49° S e 55° S) (Fig. 5). A ZVS e a ZVA são separadas pelo gap vulcânico relacionado à subducção da dorsal do Chile na placa Sul-Americana, o que induz à formação de janelas astenosféricas, que coincidem com a interrupção do arco vulcânico (Ramos and Kay, 1992; Gorryng *et al.* 1997).

A erupção de grandes volumes de lavas basálticas durante o Cenozóico originou extensos platôs, denominados de *Patagonian Plateau Lavas* (Lavas do Platô Patagônico) (Ramos *et al.*, 1982). Neste ambiente tectônico de retroarco, formaram-se centenas de cones monogenéticos de rochas piroclásticas e outras estruturas vulcânicas (Jalowitzki *et al.*, 2008). Estas lavas de composição variável entre basanitos fortemente subsaturados e andesitos basálticos supersaturados (Skewes & Stern, 1979; Muñoz Bravo, 1981; Gorryng & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001, Orihashi *et al.*, 2006 e Jalowitzki *et al.*, 2007 e 2008) possuem, em sua maioria, características geoquímicas típicas de ambiente intraplaca e algumas hospedam xenólitos do manto litosférico máficos e ultramáficos (Bertotto, 2003; Rivalenti, 2004; Bjerg *et al.* 2005; Conceição *et al.*, 2005; Schilling *et al.*, 2005; Jalowitski *et al.*, 2007, 2008).

A região de extra *back-arc* (34°S - 46°30'S) da Patagônia Argentina pode ser dividida no setor norte e sul, separados pela dorsal do Chile e pela Junção Tríplice do Chile. No setor norte, o magmatismo *back-arc* é relacionado com a

subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana, possuindo assinatura geoquímica e isotópica do tipo OIB (Stern *et al.*, 1990). Duas hipóteses são atribuídas a esse magmatismo: passagem de um *hot spot* transitório (Kay *et al.*, 1992) e plumas de ascensão astenosféricas devido à topografia da placa de Nazca com convexidade voltada para cima nesta região (Ignácio *et al.*, 2001). No setor sul, o magmatismo *back-arc* é relacionado à formação de janelas astenosféricas (Ramos e Kay, 1992; Gorrying *et al.*, 1997), caracterizado pela ocorrência de lavas do tipo OIB de idades do Neoceno sobre uma vasta área ao sul da junção tríplice e a leste do *gap* vulcânico.

A área de é composta por cinco estratovulcões e um pequeno complexo de domos datados do Holoceno na Ilha de Cook (Stern *et al.*, 1976, 1984c; Stern & Kilian, 1996). A porção sudeste da dorsal do Chile subductou a placa Sul-americana entre 8-14 Ma e a subducção da placa Antártica, cuja velocidade é de 2 cm/ano, resultou no vulcanismo da ZVA. A espessura da crosta continental abaixo da ZVA é superior a 35 km e o seu embasamento é composto por rochas sedimentares e metamórficas datadas do Paleozóico Superior ao Mesozóico Inferior (Mpodozis & Forsythe, 1983; Ramos, 2000; Hervé *et al.*, 2000, 2003; Thompson & Hervé, 2002).

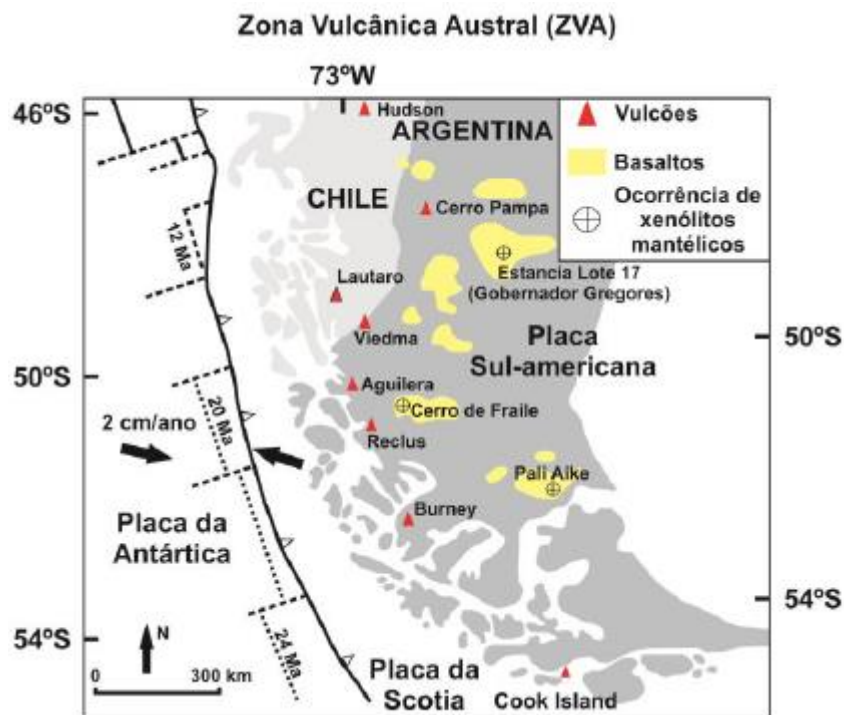


Figura 5. Mapa esquemático da ZVA mostrando alguns dos mais importantes vulcões; alguns detalhes da placa de Nazca; local de ocorrência de platôs basálticos e de xenólitos mantélicos. Modificado de Stern (2004).

3. Metodologia de Pesquisa

3.1. Amostragem

As amostras dos xenólitos mantélicos dos vulcões Laguna Ana, Estancia Brazo Norte e Cueva de Fell foram coletadas em um trabalho de campo realizado pelo grupo de pesquisa nos anos de 2003, 2005 e 2009.

3.2. Confeccção de Lâminas Petrográficas

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - IG) da UFRGS.

Foram feitas fatias de 2cm de espessura de xenólitos, que depois realizados os cortes na forma de tabletes com o formato das futuras lâminas. Quando necessária, foi feita impregnação a vácuo com resina colorida azul para que as amostras não se desfragmentassem e secagem, se realizada a impregnação, na estufa a 100°C até que toda a umidade fosse evaporada, processo que dura aproximadamente 24h. Na sequência, foi desbastada a quantidade excedente de rocha dos tabletes, de forma a minimizar sua espessura, as finas fatias foram então separadas e desbastadas com lixas de distintos potenciais de abrasão (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana), sendo os abrasivos carbeto de silício (900µm) e óxido de alumínio (9,5µm). O polimento das lâminas foi feito com uma politriz *Buehler Ecomet 4* a 100 rotações por minuto (rpm) durante aproximadamente 5 minutos com abrasivo de alumina (0,3µm).

Foram confeccionadas 9 lâminas petrográficas.

3.3. Petrografia

3.3.1 Microscópio Petrográfico Binocular

A petrografia dos xenólitos mantélicos ultramáficos foi realizada com o auxílio do microscópio petrográfico binocular *Leica*. As descrições petrográficas dos xenólitos mantélicos teve como objetivo principal identificar a paragênese mineral e as principais texturas. Para tanto, fez-se uso da classificação proposta por Mercier & Nicolas (1975). As composições modais das amostras de xenólitos mantélicos foram calculadas através da utilização de um software próprio que realiza a contagem mediante área amostral de cada mineral em arquivo JPEG. Posteriormente, a soma das proporções minerais foi recalculada para 100% tendo como base os minerais essenciais constituintes das rochas peridotíticas: olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio.

Deu-se ênfase também aos minerais acessórios, como granada, espinélio e flogopita, uma vez que, estes podem dar importantes indicativos sobre a proveniência, estabilidade e evolução das amostras.

Embora o artigo de Mercier & Nicolas (1975) não descreva todas as variações texturais possíveis, ele é o trabalho clássico universalmente utilizado para peridotitos. Nele, três tipos de texturas são propostas: protogranular, porfiroclástica e equigranular. Elas representam um *continuum*, formado com o aumento progressivo da deformação e conseqüente recristalização. Os autores propõem que transições sejam comuns nas rochas mantélicas e sugerem que ciclos possam ser formados, caso a deformação seja progressiva. A utilização dessa metodologia corrobora para o melhor entendimento dos processos tectono-magmáticos que exercem influência sobre as rochas, possibilitando o estabelecimento de um modelo evolutivo.

3.4.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A utilização do MEV (Jeol 6610-LV) do CPGq-IGEO-UFRGS teve como objetivo a realização de análises semi-quantitativas de química mineral com a finalidade de identificar possíveis zonas de interesse para análises de microsonda, uma vez que o segundo método é mais custoso, de maior complexidade logística e consome mais tempo que o primeiro para sua realização. Foram realizados também mapas composicionais para traçar rotas de migração de elementos nas

reações, principalmente reações de borda de minerais, e imageamento por EDS (ou EDX, energy dispersive x-ray detector).

O MEV é um equipamento que possibilita a obtenção de imagens virtuais de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução. O método consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento de tungstênio (eletrodo negativo), através da aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV, no nosso caso usaremos 15kV. A alternância da voltagem permite a variação da aceleração dos elétrons. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai os elétrons gerados, produzindo uma aceleração em direção ao eletrodo positivo. As lentes condensadoras que alinham os feixes em direção à abertura da objetiva corrigem o percurso dos feixes e a objetiva corrige o foco dos feixes de elétrons antes que estes atinjam a amostra.

O EDS funciona da seguinte forma. Um feixe de elétrons incide sobre um determinado mineral, os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados, saltando de seus níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial, liberam a energia que é emitida emite ondas no espectro do raios-x. Um detector mede a energia associada a esse elétron. Cada elétron de determinado átomo possui energia distinta dos outros, assim sendo, produz diferentes comprimentos de onda e possibilita a caracterização dos elementos químicos que constituem o material. Reduzindo-se o diâmetro do feixe pode-se determinar a composição mineral em amostras inferiores a 5 μm . Além de análises nessa pequena área, o MEV também possibilita o mapeamento da distribuição de elementos químicos, produzindo mapas composicionais de elementos desejados.

Para o imageamento, o feixe de elétrons é finamente focado, varre a superfície da amostra, ponto a ponto, linha por linha, as informações são emitidas em cada ponto desta varredura e são convertidas em um sinal elétrico, que é amplificado e enviado a um monitor (CRT – *Cathodic Ray Tube* ou Tubo de Raios Catódicos). A varredura no CRT é sincronizada com a varredura da amostra e o brilho do ponto de imagem é modulado pelo sinal proveniente do detector. Cada ponto é mostrado em tempo real com a varredura do feixe na superfície da amostra e, com isto, a informação é mostrada no CRT como uma imagem. A informação de modulação do brilho no CRT pode ser proveniente do detector de elétrons secundários (detector Everhardt Thornley), do detector de elétrons retro espalhados (tipo estado sólido ou Everhardt Thornley sem potencial elétrico aplicado na grade)

ou de um conjunto de canais do espectrômetro EDS (produzindo mapas de distribuição de elementos).

3.4. Mineraloquímica

3.4.1 Microsonda Eletrônica

A análise de microsonda eletrônica foi empregada objetivando a caracterização dos minerais presentes na paragênese mineral das amostras. Esse método foi utilizado para a averiguação da composição absoluta e relativa de minerais presentes em diferentes porções das amostras e para determinação de índices como o número de magnésio (#Mg). Este fornece indicativos sobre o grau de evolução composicional da amostra, corroborando para a caracterização de possíveis processos de fusão parcial e metassomatismo.

As análises foram realizadas na Microsonda Eletrônica pertencente ao CPGQ-IGEO-UFRGS, a qual se trata de uma Microsonda Eletrônica *CAMECA SXFive*. O funcionamento da técnica baseia-se excitação dos minerais constituintes na lâmina delgada, de forma pontual, em um feixe de elétrons, gerado a partir de um cátodo, com área de $1 \mu\text{m}^2$ moldada e direcionada por um conjunto de eletroímãs. A incidência dos elétrons e a consequente interação e excitação dos átomos que formam a estrutura dos minerais com os elétrons resulta na liberação de raios-X primários. Esta radiação é decomposta e quantificada, à semelhança do método da Difractometria de Raios-X. A voltagem utilizada na Microsonda foi de 14.8 keV, com corrente de 15 nA.

4. Resultados

4.1 Petrografia

Foram descritas 9 lâminas petrográficas dos xenólitos mantélicos ultramáficos sendo 7 delas do vulcão *Laguna Ana*, 1 do Estancia Brazo Norte e 1 do Cueva del Fell. As amostras são compostas majoritariamente por olivina, enstatita e diopsídio, possuem varietalmente espinélio e granada e, em uma delas, verifica-se a presença de um cristal de flogopita. Classificados de acordo com a proporção modal de seus minerais essenciais, as amostras são nomeadas como lherzolitos e harzburgitos (Fig. 6).

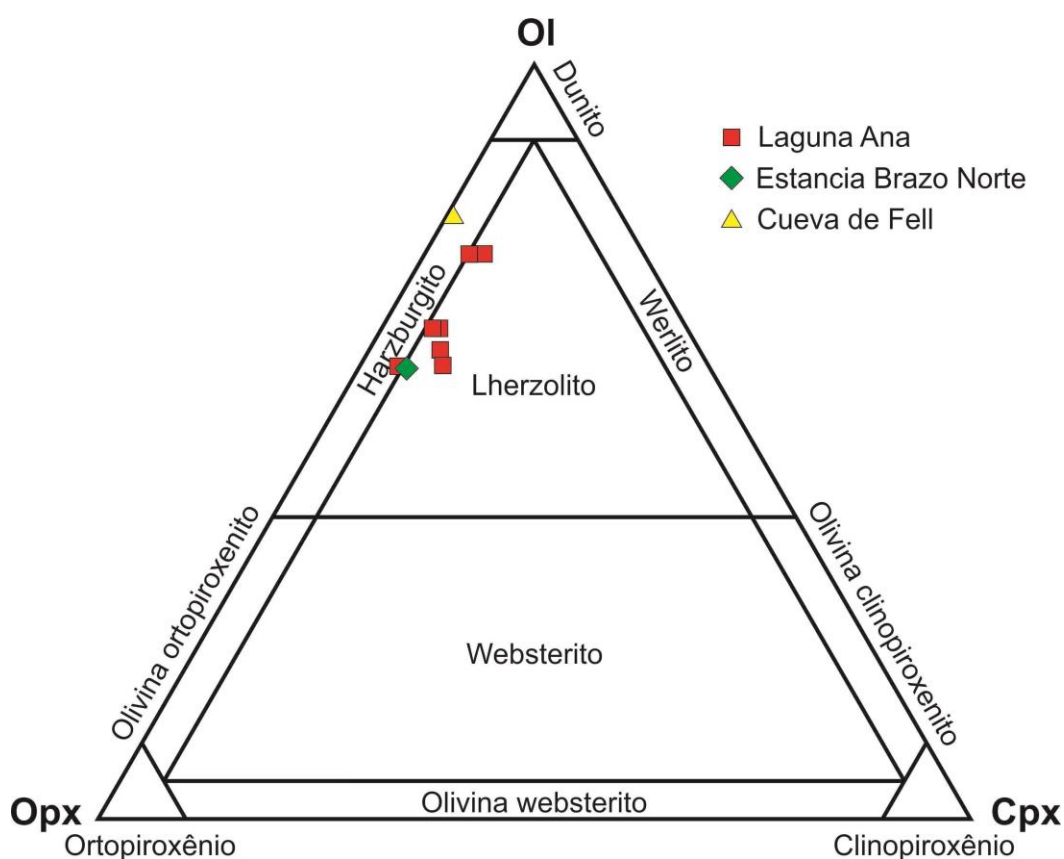


Figura 6. Diagrama ternário de classificação de rochas peridotíticas aplicado aos xenólitos dos vulcões *Laguna Ana*, *Estancia Brazo Norte* e *Cueva de Fell*.

4.1.1 Laguna Ana – PM 14

Macroscopicamente os xenólitos possuem diâmetro geral de cerca de 5 cm, são pouco alterados ou inalterados e possuem geralmente textura porfiroblástica, com variação do tamanho dos cristais entre <1 a 20 mm, via de regra há alguns com até 1 cm. Eventualmente essas rochas reagem com sua rocha hospedeira, o basalto, produzindo feições de infiltração do mesmo (Fig. 7) e contatos irregulares. Não raramente, apresentam alto grau de deformação dúctil, com alinhamento dos minerais, e rúptil, com alto fraturamento dos mesmos (Fig. 7). A composição dos xenólitos é dada essencialmente por olivina e piroxênios, subordinadamente por espinélio e granada e muito raramente flogopita. Em algumas das amostras, evidenciam-se coroas de reação nas granadas. Segundo a distribuição modal dos minerais, a classificação das amostras é dada por lherzolitos, harzburgitos, dunitos e ortopiroxenitos.

Sob o microscópio petrográfico, os minerais essenciais são classificados como olivina, enstatita e diopsídio, os varietais como espinélio e granada e acessórios como flogopita. Observa-se que parte das amostras possui menos ou não possui deformação comparada a outra, segundo Mercier e Nicolas, estes estágios representam as texturas Protogranular I e Porfiroclástica I (Fig. 7). No primeiro caso, os minerais são majoritariamente equantes e não são orientados, já, no segundo, os minerais apresentam forma alongada e comumente orientação insipiente, o que é de fácil observação principalmente nas olivinas. Neste estágio, as olivinas comumente possuem extinção ondulante, *kink band*, que posteriormente gradam para a formação de subgrãos consoante o aumento da deformação. Não raramente, identificam-se cristais recristalizados com medidas que variam de 1 a 2 mm e textura granoblástica localizada com eventuais junções tríplexes.

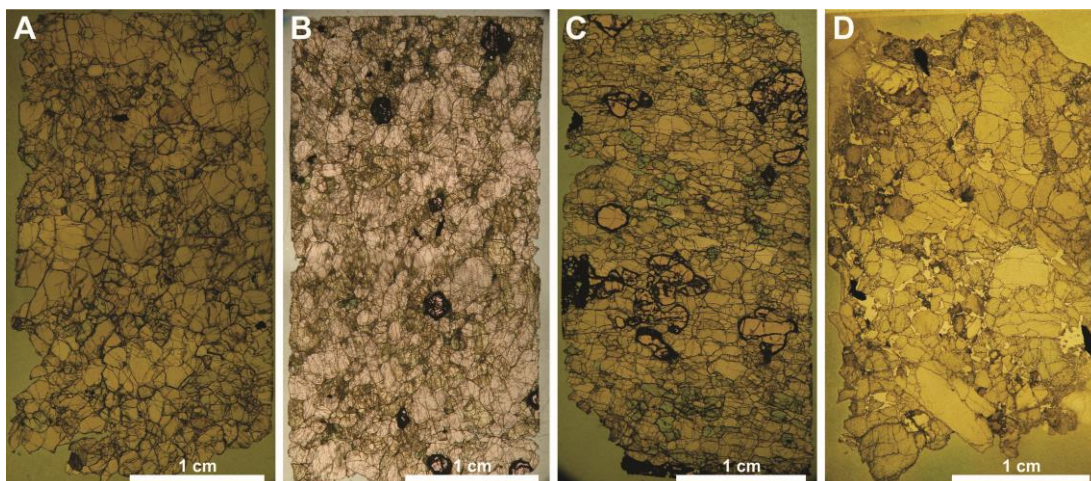


Figura 7. Macrofotografias das lâminas delgadas. A, PM 14-1, textura porfiroclástica com minerais não deformados (Protogranular I de Mercier e Nicolas). B, PM 14-2, textura porfiroclástica com alto grau de faturamento dos minerais, granadas com bordas reativas (Porfiroclástica I Mercier e Nicolas). C, PM 14-3, textura porfiroclástica com considerável grau de faturamento e orientação insipiente; presença de infiltração do basalto hospedeiro e reação do mesmo com alguns dos minerais da paragênese da rocha (Porfiroclástica I Mercier e Nicolas). D, PM 14-7, textura porfiroclástica com resiliências de grandes porfiroclastos de olivina (Protogranular I Mercier e Nicolas).

A olivina apresentam-se de forma equante e subordinadamente alongada com frequência, com tamanhos que variam de 1 a 18 mm, sendo que, quando menores, normalmente é resultado de recristalização. Alguns exemplares possuem zonação e borda de recristalização (Fig. 8), a média é de 5 mm. Possuem forma euédrica a anédrica, mas predomina a primeira ou, em algumas amostras, a forma subédrica. Comumente os cristais são densamente fraturados e apresentam contatos retos entre membros da mesma espécie e interlobados, raramente retos, com piroxênios e espinélios. Alguns cristais apresentam inclusões criptocristalinas em cela, em trilhas e/ou na forma de *gash veins* com indicação de movimentação dextral.

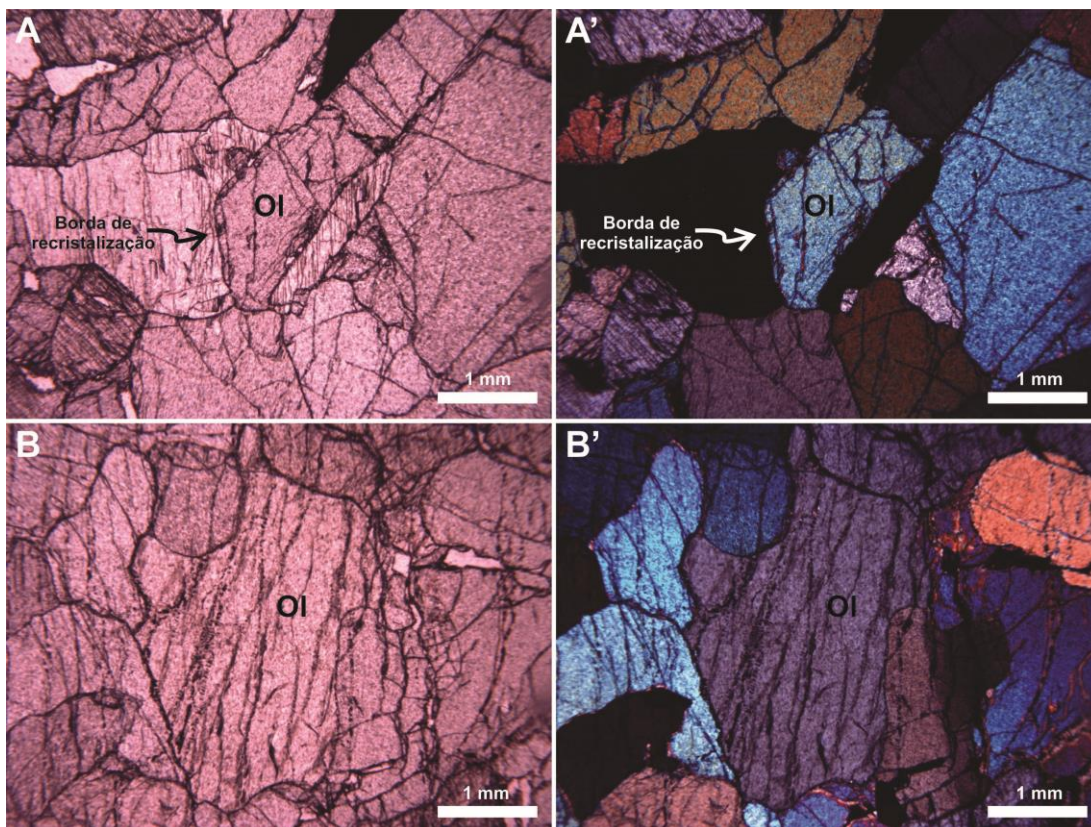


Figura 8. Microfotografia das amostras PM 14 – 04 e PM 14 – 06. A, harzburgito com espinélio onde se observam olivinas alongadas, euédricas e com borda de recristalização. B, harzburgito com espinélio apresenta cristal de olivina com microinclusões em trilha.

A enstatita possui tamanhos variantes entre 1 e 3 mm, forma normalmente xenomórfica e subordinadamente hipidiomórfica. Seus cristais normalmente apresentam-se de forma equante, mas, com o progressivo aumento da deformação, também tendem a desenvolver forma alongada juntamente ao adensamento das fraturas. Raramente possui contatos que não sejam interlobados, quando isso ocorre eles são retos, e também com pouca frequência apresenta extinção ondulante. Esparsamente ocorrem casos de lamelas de exsolução do diopsídio nos cristais de enstatita.

O diopsídio ocorre com tamanhos entre 0,5 a 2 mm, sendo que, quando maiores, são alongados e, nos tamanhos mais diminutos, equantes. Os cristais apresentam forma anédrica. Em algumas amostras, como no caso do PM 14-01, alguns clinopiroxênios apresentam textura do tipo esponja (Fig. 9) que tende a aumentar sua espessura quando em contato com olivinas.

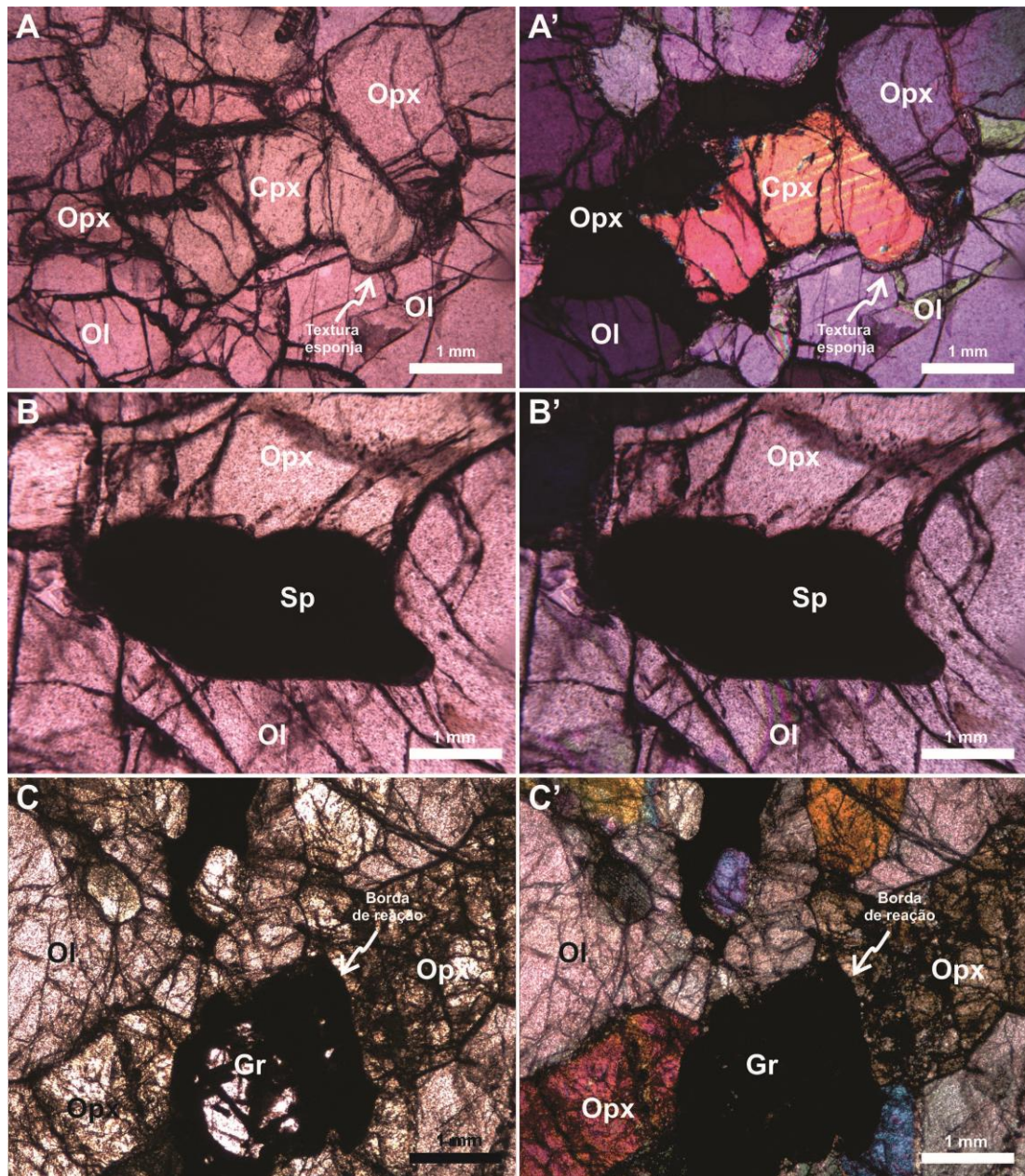


Figura 9. Foto A e B- Iherzolito com espinélio (PM 14 – 01) onde se evidencia, na foto A, um cristal de diopsídio com borda de reação (textura do tipo esponja) e, na foto B, um de espinélio também com borda reativa que possui tonalidade levemente mais clara que o mesmo. Foto C - granada Iherzolito com espinélio onde se observa um cristal de granada com uma espessa camada de reação em suas bardas e ao longo de suas fraturas.

O espinélio apresenta dimensões variadas, que vão de <0,1 a 3 mm, normalmente ocorrendo na forma vermicular, junto a cristais de enstatita, e, quando menores, de forma equante e com tendência a idiomórfica. O espinélio é largamente encontrado como inclusões em outros minerais, principalmente em amostras que possuem maior grau de deformação. Assim como o diopsídio, na

amostra do PM 14 – 01, o espinélio também é circundado por uma borda de reação (Fig. 9).

A granada tem forma predominantemente euédrica e subordinadamente subédrica, com tamanhos entre médio de 2 mm. Seus cristais possuem auréola de alteração, quando fraturados a alteração ocorre ao longo de suas fraturas também, para minerais opacos e translúcidos não identificáveis através da micropetrografia (Fig. 9). A borda de reação ocorre de maneira xenomórfica, mantendo a configuração morfológica dos protocristais.

O mineral acessório neste grupo de xenólitos é a flogopita, que ocorre como cristal único em uma das amostras (PM 14 – 09). Este cristal é alongado, com 0,25 mm em seu eixo maior, é xenomórfico, com arestas arredondadas, e encontra-se incluso em um cristal de olivina.

4.1.2 Estancia Brazo Norte – PM 15

Na macropetrografia, os xenólitos deste cerro vulcânico possuem diâmetro variante em 4 e 9 cm, são pouco alterados ou inalterados e possuem geralmente textura porfiroblástica, com variação do tamanho dos cristais entre <1 a 5 mm. A composição das amostras é dada majoritariamente por olivina e piroxênios, em menor proporção por espinélio e granada e raro mineral metálico. Segundo a distribuição modal dos minerais, estas amostras são classificadas como lherzolitos e harzburgitos. Um dos xenólitos é composto por feldspatos e anfibólios, possui textura granoblástica grossa e leve orientação dos máficos, este é classificado como um granulito. Em outra amostra, observa-se uma textura granoblástica média a fina com presença de olivinas em abundância e subordinada granada, esta rocha é classificada modalmente como um granada dunito.

Através do microscópio petrográfico, observa-se na amostra PM 15 – 03 a textura Protogranular I, onde os tamanhos de grãos variam de <1 a 5 mm. Há pouco faturamento da rocha. As olivinas possuem tamanho médio de 4 mm, com forma geralmente equante e subédrica, com contatos retos entre si e comumente lobados com piroxênios e fraturamento insipiente. A enstatita possui tamanho médio de 3 mm, habito equante, forma xeno a hipidiomórfica e comumente aparece fraturada. O diopsídio têm cerca de 1 mm, é equante e anédrico. O espinélio ocorre com menos de 1 mm com forma vermicular. A rocha constitui um lherzolito com espinélio.

4.1.3 Cueva de Fell – PM 17

Macroscopicamente, as amostras apresentam diâmetro de 6 e 10 cm, são pouco alteradas ou inalteradas e possuem geralmente textura porfiroblástica, com variação do tamanho dos cristais de 0,3 a 20 mm. A composição dos xenólitos é dada essencialmente por olivina e piroxênios, subordinadamente por espinélio e eventualmente por algum mineral metálico. Estas rochas são classificadas como lherzolitos e harzburgitos. Em um dos xenólitos observa-se uma porção, pouco mais espessa que 1 cm, composta essencialmente por piroxênios, possui textura granoblástica média, constitui assim um piroxenito.

Por meio de análise da seção delgada de uma das amostras, PM 17 – 01, a qual é dividida em duas porções: uma mais clara e outra mais escura, as quais possuem diferentes tonalidades devido ao seu conteúdo mineral.

A parte mais clara possui textura Protogranular I, com tamanho de grão de 0,3 a 20 mm. A olivina ocorre como cristais alongados, de 6 a 20 mm, normalmente subédricos, com faturamento frequente e como principal marcador de uma foliação bem desenvolvida. Quando em contato com enstatita da outra porção da amostra, a olivina mostra-se reativa, produzindo uma borda de reação (Fig. 10). A enstatita apresenta-se de formato alongado, predominantemente hipidiomórfico e com até 2 mm. O diopsídio possui forma equante e anédrica e tem em média 0,3 mm. O espinélio ocorre de forma vermicular e alongada, sendo essa última com tendência euédrica, seus cristais possuem aproximadamente 1 mm. Assim como a olivina, o espinélio também é reativo em contato com a enstatita da outra rocha. A rocha da porção clara é classificada como um harzburgito com espinélio.

A porção mais escura possui textura granoblástica grossa, com tamanho de grão que vai de 0,8 à 2 mm, e constituída por principalmente por piroxênios e, em menor proporção, por espinélios e minerais metálicos. Os cristais de enstatita constituem a grande maioria da porção, são alongados, de até 1,8 mm e xenomórficos. O espinélio ocorre de forma vermicular e equante, com formato subédrico, e possui borda de reação (Fig. 10), onde estão presentes os minerais metálicos criptocristalinos. Essa porção é classificada como um ortopiroxenito com espinélio segundo a proporção modal dos minerais.

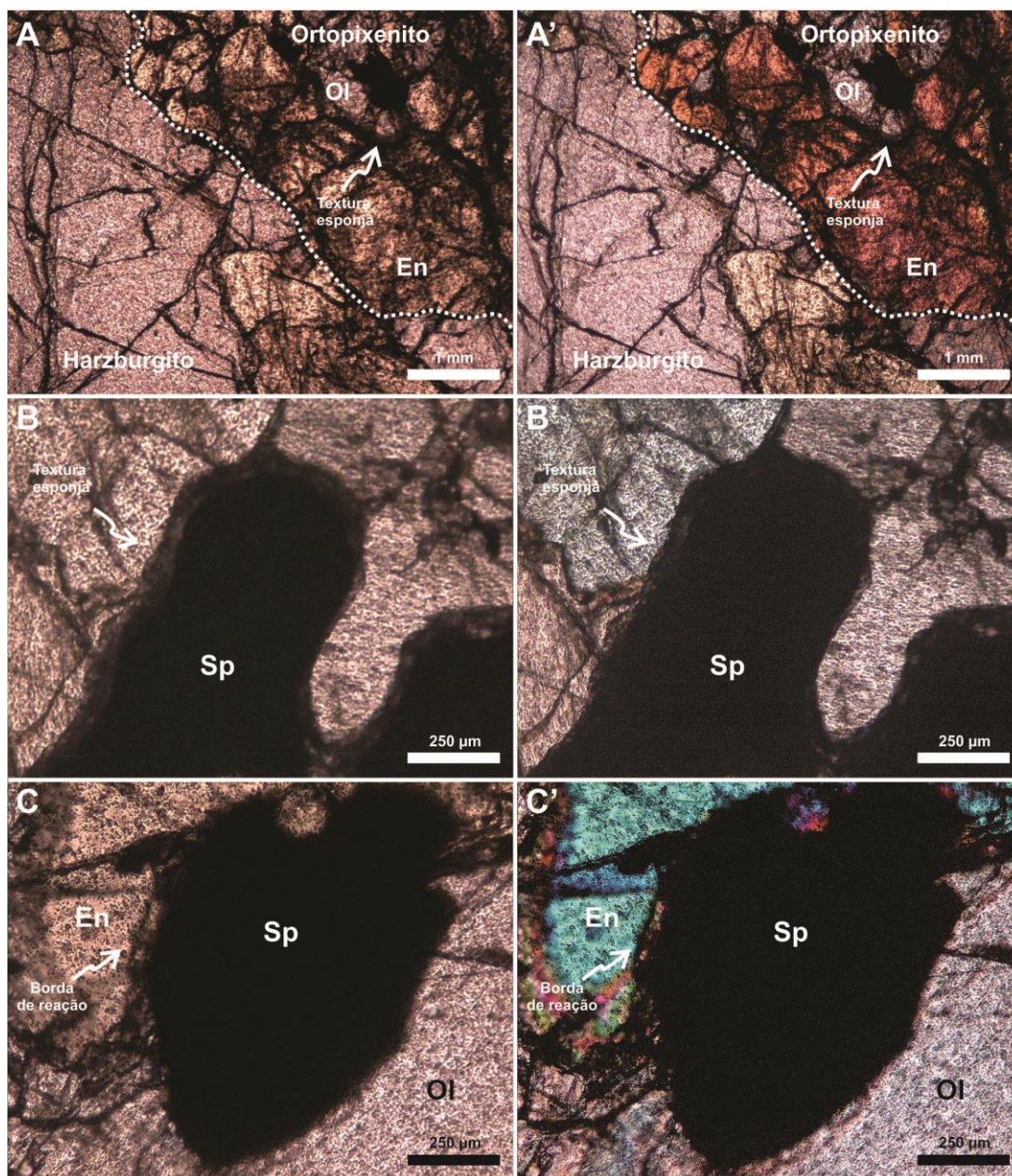


Figura 10. Microfotografias correspondes a amostra PM 17 – 03. Foto A – contato interlobados entre a porção do harzburgito e do ortopiroxenito, onde observa-se um cristal de olivina parcialmente incluído em um de enstatita e reagindo com seu hospedeiro. Foto B – cristal de espinélio, da porção ortopiroxenítica, com textura do tipo esponja. Foto C – exemplar de espinélio da zona de transição entre as duas rochas, onde nota-se sua instabilidade quando em contato com a enstatita pertencente ao ortopiroxenito.

4.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

As análises efetuadas dos xenólitos mantélicos provenientes dos cerros vulcânico focaram-se nas lâminas PM 14-2, PM 14-3, PM 15-3 e PM 17-1. Objetivou-se identificar texturas submicroscópicas e avaliar semiquantitativamente a composição do vidro presente nas superfícies reativas de granadas e ilmenitas.

Utilizando-se imageamento e análise semiquantitativas por espectrometria por dispersão de raios-X em energia (EDX ou EDS), elétrons secundários e mapeamentos composicionais por elétrons retroespalhados (*backscattered electron*).

4.2.1 PM 14-2 – Laguna Ana

As granadas presentes nessa amostra possuem bordas reativas pseudomórficas, que apresentam maior reatividade quando em contato com clinopiroxênio (Fig. 10). Estas bordas são materializadas pelo crescimento de cristais radiais com tamanhos de <1 a 30 μm , predominantemente hipidiomórfico e alongados (Fig. 10). Quatro fases distintas estão presentes: olivina, clinopiroxênio e cromo espinélio e um vidro silicatado ($\text{SiO}_2 \sim 47 \text{ wt\%}$), com elevado conteúdo de Al_2O_3 (8-18 wt%) (Tabela 1).

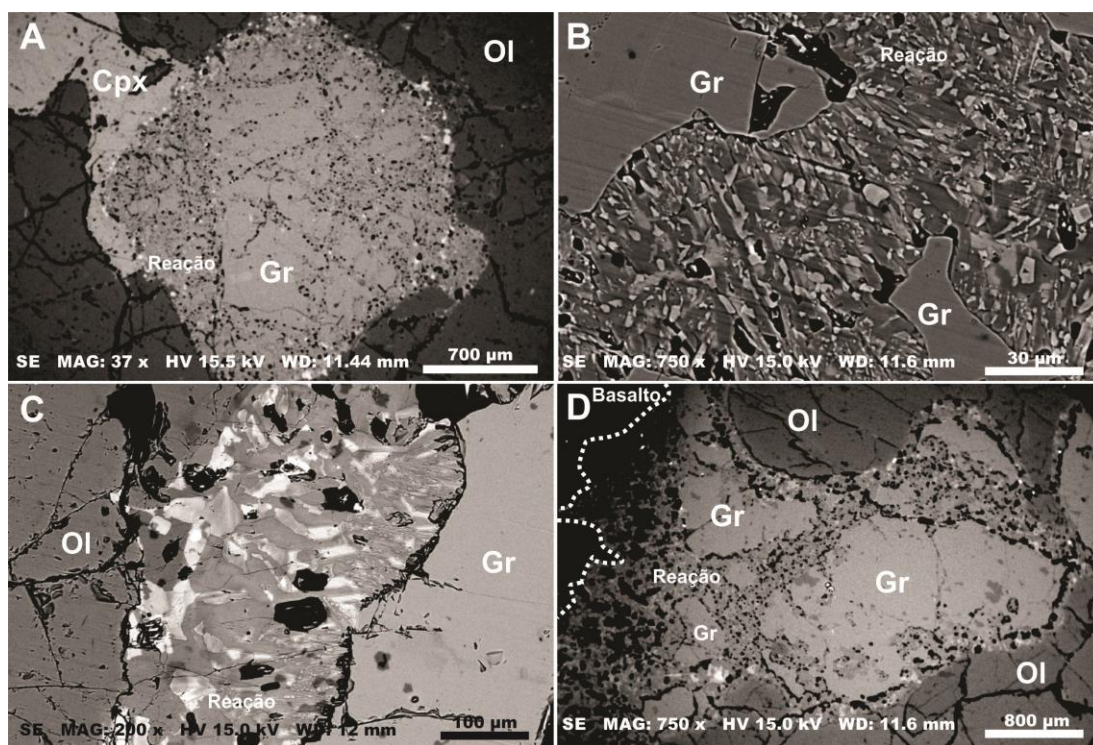


Figura 10. Imagens obtidas a partir de elétrons secundários (SE). A-B, PM 14-2; C-D, PM 14-3. A, cristal de granada com borda e fraturas reativas. B, cristais com crescimento radial a partir de partes remanescente da granada. C, detalhe de borda reativa em granada. D, cristal remanescente de granada sendo consumido pelo basalto hospedeiro.

PM 14-2 - vidro									
Ponto	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Cr ₂ O ₃	Total	#Mg
1707	1	46,25	14,51	28,18	6,86	1,63	2,58	100	87,99
1711	2	49,94	8,19	30,23	6,67	2,49	2,49	100	88,98
1720	3	49,39	9,33	30,05	6,56	2,35	2,32	100	89,09
1721	4	48,75	10,87	30,30	6,64	1,32	2,12	100	89,06
1726	5	46,50	14,05	28,19	6,38	2,00	2,88	100	88,74
1729	6	43,66	16,90	25,32	6,20	3,80	4,12	100	87,93
1730	7	45,68	13,82	28,65	6,69	2,44	2,72	100	88,41

Tabela 1. Tabela de teores semiquantitativos de wt% em óxidos para vidro presentes nas bordas de reação de granadas em harzburgito com espinélio e granada, PM 14-2.

4.2.2 PM 14-3 – Laguna Ana

As bordas de reação das granadas são pseudomórficas, suas fases juntamente com a granada apresentam-se como os minerais mais reativos à reações com o líquido do basalto hospedeiro dos xenólitos. Os cristais presentes nas bordas de reação são radiais com tamanhos de <1 a 100 µm, majoritariamente hipidiomórfico e alongados (Fig. 10). Estão presentes cinco fases diferentes, delas: três são minerais e duas são resultado do resíduo de cristalização (Tabela 2).

Destas quatro fases sólidas, duas são encontradas exclusivamente em bordas de reação de granadas que possuem infiltração do líquido do basalto hospedeiro dos xenólitos. São elas: uma fase com alto conteúdo de SO₂ (53,68 wt%), FeO (36,17 wt%) e NiO (10,15 wt%) e outra com elevados valores de Na₂O (81,14 wt%). Sendo a esta um material vítreo e aquela um mineral. Outras duas ocorrem em todas as bordas reativas, são elas a ortopiroxênio e o líquido com baixo SiO₂ (~47 wt%) e elevado Al₂O₃ (8-15 wt%).

PM 14-3 - vidro

Ponto	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Cr ₂ O ₃	Total	#Mg
1686	1	48,27	12,91	28,73	7,50	1,36	1,23	100	87,23
1688	2	45,30	16,42	26,98	7,46	1,86	1,98	100	86,58
1690	3	47,84	12,78	29,32	7,81	1,08	1,17	100	86,99
1694	4	49,19	10,31	29,37	8,34	2,01	0,77	100	86,25
1698	5	47,72	13,43	28,64	7,01	1,98	1,23	100	87,93
183	6	48,58	12,50	28,59	7,17	1,91	1,24	100	87,66
184	7	46,44	14,72	27,56	7,71	1,16	2,41	100	86,44
185	8	49,82	9,77	29,34	7,14	1,97	1,95	100	87,99
186	9	49,06	10,42	28,64	7,58	2,13	2,18	100	87,08
191	10	51,57	8,28	30,37	7,62	2,15		100	87,66
192	11	49,40	10,92	29,14	7,45	1,73	1,37	100	87,46
193	12	49,07	11,05	28,63	7,85	1,97	1,44	100	86,67
195	13	51,91	8,02	30,79	7,24	2,04		100	88,35
201	14	49,98	11,61	28,47	7,37	2,57		100	87,32

Tabela 2. Tabela de teores semiquantitativos de wt% em óxidos para vidro presente nas bordas de reação de granadas em contato com basalto hospedeiro em granada lherzolito com espinélio, PM 14-3.

4.2.3 PM 15-3- Estancia Brazo Norte

Nesta amostra *melt pockets* são encontrados com frequência nesta amostra, neles encontram-se ortopiroxênios, clinopiroxênio, olivinas e espinélios (Fig. 11). Alguns minerais da paragênese do xenólito possuem lamelas de exsolução, como o caso de clinopiroxênio que apresenta lamelas de ortopiroxênio (Fig. 11).

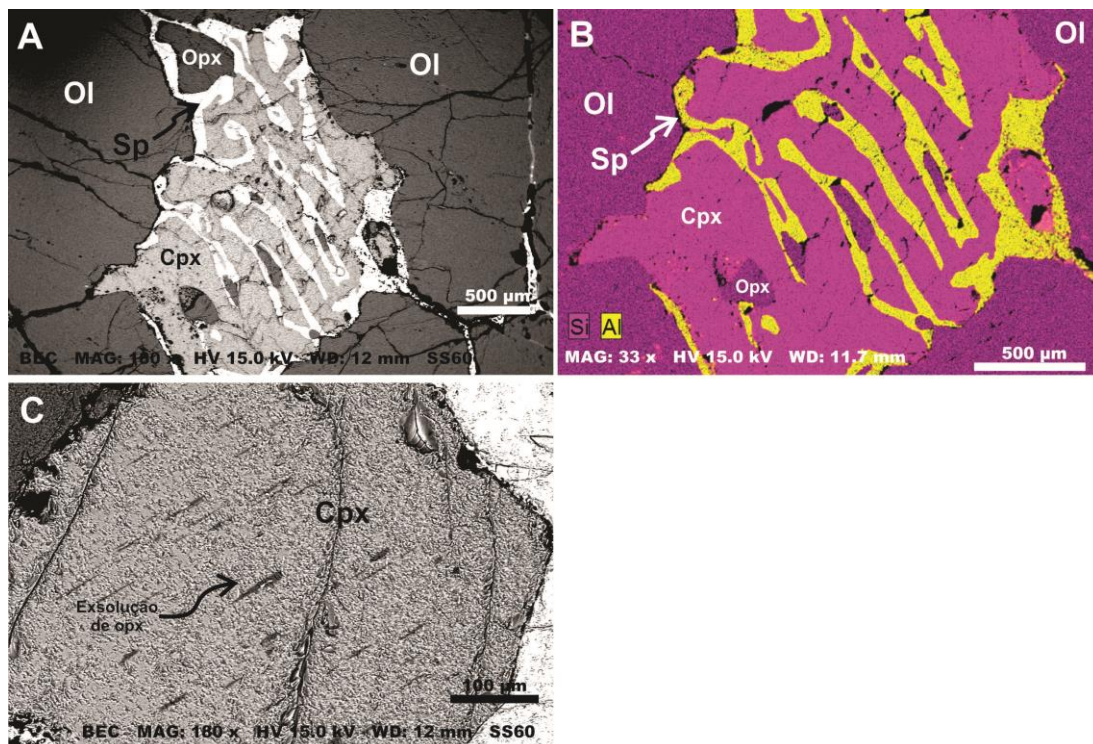


Figura 11. Imagens obtidas a partir de EDS e *backscattered eletron*. A-C, PM 15-3. A, melt pocket em Iherzolito com espinélio. B, mapa composicional de Si e Al com pequeno zoom em melt pocket. C, cristal de clinopiroxênio com lamelas de exsolução de ortopiroxênio.

4.2.4 PM 17-1 Cueva de Fell

Espinélios e ilmenitas apresentam borda reativa onde 3 fases sólidas são identificáveis: olivina, ortopiroxênio e um vidro com elevado conteúdo de SiO_2 e Al_2O_3 , ~45 e ~15 wt% respectivamente e anômalos valores de K_2O (~4,5 wt%) (Tabela 3). Os ortopiroxênios apresentam-se euédricos quando porfiroblásticos e anédricos quando porfirocláastos. Ao redor destes, desenvolvem-se olivinas xenomórficas. Lamelas de exsolução de titanomagnetita estão presentes em cristais de ilmenita. (Fig. 12).

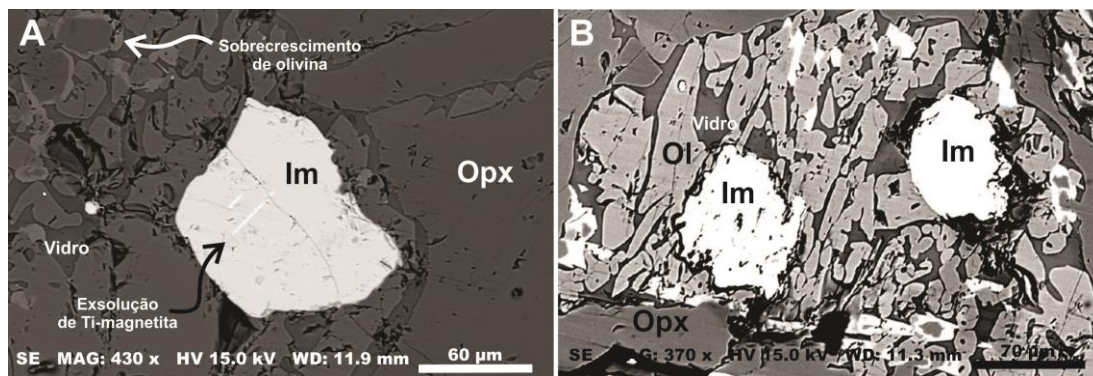


Figura 12. Imagens obtidas a partir de elétrons secundários (SE). A-B, PM 17-1; C-D, PM 14-3;. A, cristal de ilmenita com lamelas de exsolução de Ti-magnetita e borda de reação em ortopiroxenito. B, cristais de ilmenita com borda de reação em ortopiroxenito.

PM 17-1 - vidro												
Ponto	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	SrO	Total	#Mg
1676	1	68,94	17,70	1,97	0,78		3,95	5,23	1,43		100	81,83
1678	2	69,87	17,77	0,60	0,48		3,99	5,69	1,59		100	69,02
1766	3	64,98	16,41				3,54	4,81	2,57	7,69	100	
1767	4	65,33	16,53				3,12	4,89	2,38	7,74	100	
1768	5	64,76	16,43		1,02		2,84	4,53	2,99	7,44	100	
1769	6	64,66	16,10		1,01		3,01	4,50	3,12	7,60	100	
1770	7	65,36	16,36				3,31	4,57	2,69	7,70	100	
1773	8	64,47	16,11		0,94		3,60	5,07	2,40	7,41	100	
1774	9	64,35	16,04		1,02		3,40	5,10	2,69	7,40	100	
1793	10	62,89	14,93	2,54	1,11	1,30	2,57	4,45	2,88	7,34	100	80,33
1794	11	63,07	15,81	1,81		1,96	3,20	4,60	2,58	6,98	100	
1795	12	64,02	16,42	1,33			3,41	5,58	2,20	7,04	100	
1798	13	64,13	16,77	1,01			3,46	4,92	2,33	7,38	100	
1809	14	64,00	17,10	1,67			3,30	4,55	1,93	7,45	100	
1810	15	61,76	16,11	4,40	1,01		3,03	4,74	1,63	7,32	100	88,58
1811	16	64,13	17,15				3,76	5,13	2,58	7,25	100	
1812	17	64,88	17,45				3,71	4,92	1,68	7,36	100	
1813	18	63,80	16,87	2,63			3,00	4,49	1,51	7,71	100	
1814	19	64,27	18,07				3,59	4,88	1,68	7,51	100	
1823	20	64,45	17,53				3,42	5,06	1,99	7,54	100	
1824	21	64,20	17,58				3,66	5,59	1,59	7,37	100	
1825	22	64,26	17,37				3,40	5,09	2,18	7,70	100	
1830	23	63,39	18,36				3,49	5,05	2,04	7,66	100	
1831	24	63,63	18,19				3,43	5,11	2,17	7,48	100	
206	25	68,98	16,84		1,22		3,97	5,75	3,24		100	
207	26	69,05	17,06		1,16		4,15	5,39	3,18		100	
208	27	68,93	17,04		1,13		4,13	5,67	3,10		100	
209	28	69,47	17,27		1,10		3,79	5,44	2,93		100	
210	29	70,48	18,08				3,36	5,16	2,92		100	
211	30	69,22	16,78		1,17		4,03	5,74	3,05		100	
212	31	69,14	17,04		1,11		4,13	5,52	3,06		100	
213	32	70,14	17,75		1,08		3,20	4,86	2,97		100	
215	33	67,64	19,37				4,64	5,86	2,48		100	
216	34	68,98	18,43		1,08		3,45	5,10	2,97		100	
217	35	70,69	17,15		1,12		3,26	4,71	3,06		100	
218	36	66,78	15,92	3,09	1,67		4,53	5,19	2,84		100	76,77
229	37	71,30	16,85	1,36	1,54		2,41	3,73	2,80		100	61,27
230	38	70,17	16,42	1,72	1,86		2,75	4,11	2,97		100	62,35
231	39	70,22	16,59	1,02	1,59		2,91	4,34	3,34		100	53,33
232	40	67,62	16,16		1,62		5,22	6,09	3,30		100	
233	41	68,01	16,38		1,61		4,98	5,52	3,50		100	
234	42	68,39	16,36		1,66		4,71	5,53	3,36		100	
235	43	67,65	16,36		1,81		5,17	6,27	2,74		100	
236	44	67,99	16,46		1,69		4,92	5,83	3,12		100	
237	45	68,64	16,64		1,27		4,75	6,15	2,55		100	
238	46	68,36	17,03		1,24		4,83	6,13	2,41		100	
251	47	69,14	20,01				3,73	5,48	1,65		100	
252	48	68,75	20,16				3,96	5,47	1,65		100	
253	49	68,96	19,86				4,10	5,66	1,42		100	
254	50	68,36	19,97				4,10	5,96	1,60		100	
256	51	68,64	19,66				4,26	5,95	1,49		100	
267	52	71,46	18,47				3,47	5,18	1,41		100	
268	53	71,07	18,75				3,73	4,87	1,57		100	
269	54	71,23	18,37				3,22	4,72	2,46		100	
270	55	71,67	18,27				3,33	4,49	2,25		100	
274	56	66,94	21,11				4,59	5,94	1,42		100	
275	57	64,28	22,62				5,43	6,15	1,53		100	
276	58	66,95	21,75				4,52	5,40	1,38		100	
277	59	64,74	23,03				5,20	5,70	1,32		100	

Tabela 3. Tabela de teores semiquantitativos de wt% em óxidos para fases sólidas presentes nas bordas de reação de espinélios e ilmenitas em ortopiroxenito com ilmenita, PM 14-3.

4.3. Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas na Microsonda Eletrônica pertencente ao CPGQ-IGEO-UFRGS, a qual se trata de uma Microsonda Eletrônica *CAMECA SXFive*. O feixe de elétrons utilizado para a excitação do material alvo possui área de $1 \mu\text{m}^2$ moldada e direcionada por um conjunto de eletroímãs. A voltagem utilizada na Microsonda foi de 14,8 keV, com corrente de 15 nA.

As análises foram realizadas em uma lâmina petrográfica, a amostra PM 17-1, que possui uma porção lherzólítica e uma ortopiroxenítica, conforme a análise petrográfica anteriormente descrita. Os minerais alvos foram ortopiroxênios, espinélios e ilmenitas.

4.2.1 Harzburgito com espinélio

Os membros finais dos ortopiroxênios apresentaram variações de: enstatita ($\text{En}=\text{Mg}/\text{Ca}+\text{Mg}+\text{FeT}$) de 89,13 a 90,01%; ferrossilita ($\text{Fs}=\text{FeT}/\text{Ca}+\text{Mg}+\text{FeT}$) de 10,27 a 10,74%; e wollastonita ($\text{XWo}=\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Mg}+\text{FeT}$) de 1,42 a 1,46. Corroborando assim para a nomenclatura de enstatita para este grupo de minerais.

Os ortopiroxênios possuem valores esperados para o número de Mg (#Mg 90-91), semelhante aqueles de enstatitas provenientes do manto (Tabela 4). São ainda levemente empobrecidos em NiO (0,07-0,17 wt%) e Ca (0,7-0,8 wt%) e enriquecidos Cr_2O_3 (0,7-0,8 wt%) (Fig. 13). Seus conteúdos médios de MgO e FeO são, respectivamente, 33,5 e 6 wt%, para ambos os óxidos, a variações dos valores são pequenas, da ordem da primeira casa decimal (Fig.13).

Os espinélios presentes nessa porção da amostra possuem #Mg muito baixo (58 a 60) (Tabela 5). Estes minerais apresentam de 21 a 27 wt% Al_2O_3 , o que é muito baixo; em média 20 wt% FeO e 16 wt% MgO (Fig.14), valores não discrepantes enquanto espinélios mantélicos. Porém, a ausência de Al_2O_3 e a consequente carência de cátions é suprida por altos conteúdos de Cr_2O_3 (33,5-41,5 wt%) e de TiO_2 (3,6 wt%), configurando-se assim um cromo-espinélio (Tabela 5). MnO apresenta valores normais, de 0,1 a 0,2 wt% (Fig.14).

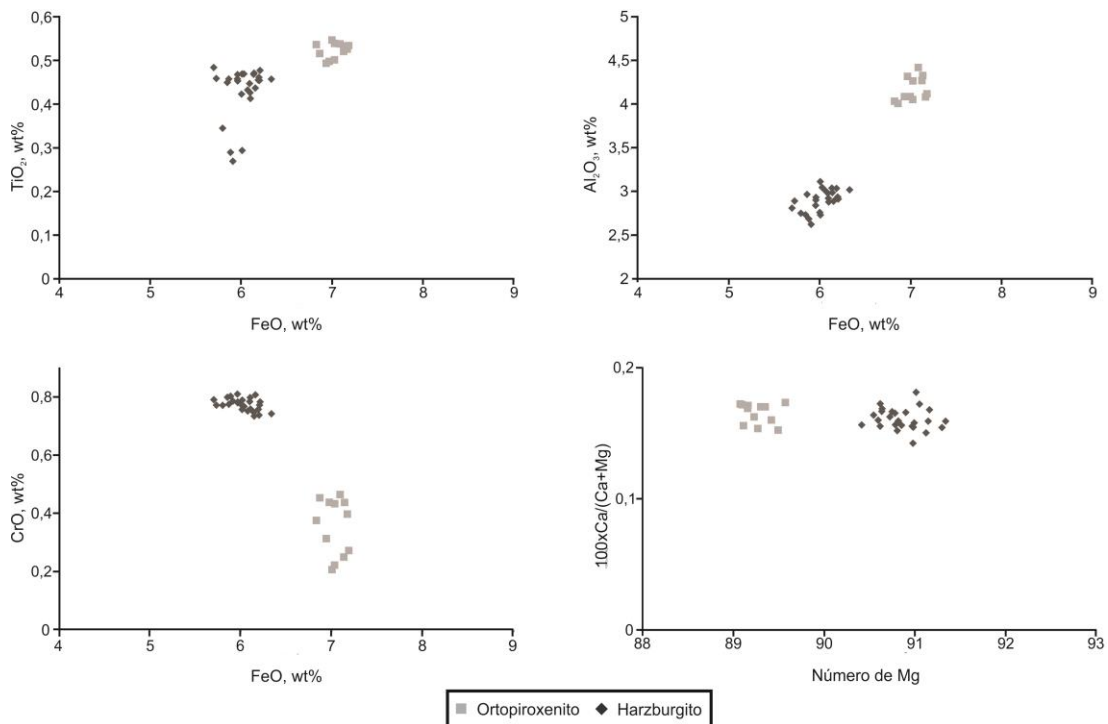


Figura 13. Diagramas de variação para ortopiroxênio das porções lherzólítica e ortopiroxenítica da amostra PM 17-1.

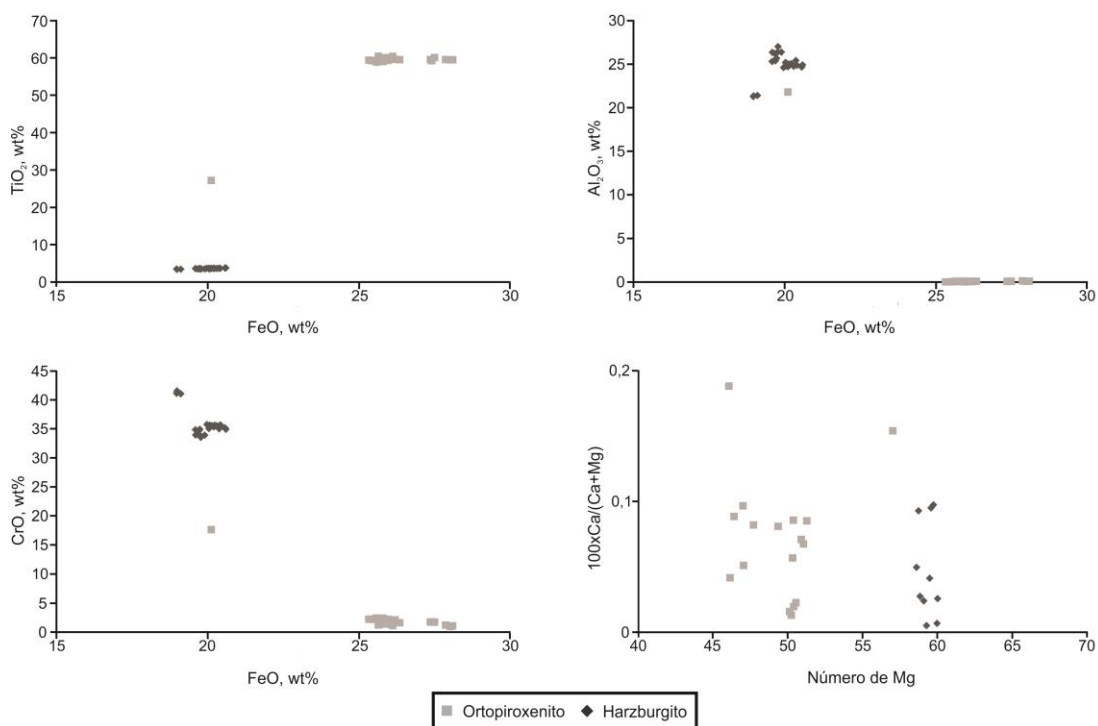


Figura 14. Diagramas de variação para espinélio e ilmenita das porções lherzólítica e ortopiroxenítica da amostra PM 17-1.

PM 17-1 Lherzolito - enstatita

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

Tabela 4. Tabela de teores de wt% em óxidos para enstatitas presentes no harzburgito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

PM 17-1 Lherzolito - cromo espinélio

Ponto	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	Total	#Mg
1	16,07	26,23	0,16	0,00	3,50	34,19	19,69	0,20	100,05	59,27
2	16,63	26,39	0,08	0,00	3,51	33,90	19,90	0,18	100,59	59,84
3	16,51	24,62	0,10	-0,02	3,69	35,73	19,98	0,13	100,73	59,57
4	16,10	24,79	0,10	0,00	3,67	35,61	20,07	0,16	100,51	58,85
5	15,93	25,04	0,11	-0,01	3,63	35,61	20,23	0,13	100,69	58,40
6	16,02	24,72	0,13	0,00	3,63	35,46	20,13	0,22	100,31	58,67
7	16,26	24,88	0,08	-0,01	3,65	35,66	20,42	0,14	101,07	58,66
8	16,14	24,76	0,14	0,01	3,64	35,52	20,31	0,19	100,70	58,61
9	16,32	25,00	0,06	0,00	3,66	35,55	20,14	0,19	100,92	59,09
10	16,15	24,99	0,08	0,02	3,68	35,33	20,21	0,13	100,59	58,75
11	16,07	25,20	0,13	-0,01	3,64	35,04	20,04	0,14	100,25	58,83
12	16,33	25,00	0,11	0,00	3,70	35,37	20,20	0,18	100,89	59,04
13	15,99	25,12	0,12	0,00	3,47	35,33	20,06	0,09	100,16	58,70
14	16,48	25,31	0,10	0,00	3,61	34,83	19,60	0,18	100,10	59,98
15	16,30	25,39	0,08	0,02	3,55	34,62	19,71	0,19	99,84	59,58
16	16,27	25,68	0,11	0,01	3,56	34,90	19,74	0,18	100,46	59,49
17	16,22	26,37	0,10	-0,01	3,53	33,52	19,78	0,14	99,65	59,38
18	16,58	27,02	0,15	-0,01	3,53	33,67	19,79	0,15	100,87	59,89
19	16,68	26,37	0,10	-0,01	3,56	33,93	19,60	0,14	100,37	60,26
20	16,24	24,92	0,07	0,00	3,78	34,91	20,60	0,16	100,68	58,43
21	16,07	25,42	0,11	0,00	3,71	34,99	20,38	0,16	100,83	58,42
22	16,33	24,67	0,07	0,00	3,76	35,16	20,57	0,23	100,79	58,59
23	16,05	21,41	0,07	-0,01	3,43	41,02	19,11	0,14	101,22	59,94
24	15,80	21,29	0,09	0,02	3,46	41,09	18,98	0,21	100,94	59,74
25	15,99	21,36	0,07	0,00	3,40	41,51	18,99	0,17	101,50	60,02

Tabela 5. Tabela de teores de wt% em óxidos para cromo-espinélios presentes no harzburgito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

4.2.2 Ortopiroxenito com ilmenita

Os membros finais dos ortopiroxênios possuem alternâncias de valores de: 87,77 a 88,23% para En; 8,53 a 9,45% para Fs; e 1,44 a 1,50 para Wo. Confirmando a nomenclatura de enstatita para estes minerais.

A enstatita possui baixo #Mg, variante de 89 a 89,6. Seus valores de FeO (6,9 wt%) e MgO (32,8 wt%) (Tabela 6) não apresentem considerável variação. A enstatita possui 4 wt% de Al_2O_3 , 0,8 wt% CaO, 0,1-0,2 wt% NiO e 0,2-0,5 wt% Cr_2O_3 (Fig. 13), sendo que nenhum destes é anômalo.

Apenas um exemplar de espinélio foi encontrado na porção ortopiroxenítica (Ponto15, Tabela 7). O mesmo possui #Mg=57 (Fig. 14), que é muito baixo. Apresenta 14 wt% MgO e 20,1 wt% FeO (Fig. 12), sendo este enriquecido e aquele empobrecido. Contém também valores levemente elevados de Cr_2O_3 (17 wt%) (Fig. 14).

Os demais óxidos metálicos são caracterizados como ilmenitas. Elas possuem #Mg muito baixo (58 a 60) (Tabela 7), apresentam 0,1 wt% Al_2O_3 ; alto MgO (14 wt%) e baixo FeO (20-28 wt%) (Fig.14). O baixo conteúdo deste, porém, é suprido por alto TiO_2 (59-60 wt%) que é o principal responsável por reequilibrar o déficit de cátions na estrutura da ilmenita. MnO e Cr_2O_3 apresentam valores normais, 0,2 wt% e 1-2,4 wt% respectivamente (Fig.14).

PM 17-1 Ortopiroxenito - enstatita													
Pontos	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	Total	#Mg
1	0,09	54,05	32,66	4,09	-0,02	0,72	0,55	0,21	7,00	0,09	0,12	99,55	89,27
2	0,14	55,40	32,91	4,06	-0,01	0,77	0,50	0,22	7,03	0,15	0,11	101,29	89,30
3	0,12	54,56	32,88	4,09	-0,03	0,74	0,49	0,31	6,94	0,11	0,17	100,39	89,42
5	0,14	54,07	32,80	4,32	0,00	0,77	0,50	0,44	6,97	0,12	0,17	100,29	89,35
6	0,12	54,68	32,78	4,09	-0,01	0,77	0,53	0,40	7,17	0,16	0,13	100,82	89,07
7	0,10	54,46	32,93	4,12	0,00	0,78	0,53	0,27	7,18	0,10	0,16	100,64	89,09
8	0,14	53,92	32,73	4,27	0,02	0,72	0,52	0,25	7,13	0,12	0,12	99,95	89,11
9	0,11	53,92	32,90	4,04	0,00	0,78	0,54	0,38	6,83	0,10	0,20	99,79	89,57
12	0,12	53,78	32,80	4,01	0,00	0,72	0,52	0,45	6,87	0,07	0,20	99,54	89,49
13	0,12	53,50	32,71	4,42	0,00	0,77	0,54	0,46	7,09	0,14	0,04	99,80	89,16
14	0,13	54,16	32,92	4,33	0,01	0,77	0,53	0,44	7,14	0,10	0,14	100,67	89,16
15	0,11	53,99	32,66	4,27	0,00	0,74	0,54	0,43	7,03	0,10	0,14	100,02	89,23

Tabela 6. Tabela de teores de wt% em óxidos para enstatitas presentes no ortopiroxenito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

PM 17-1 Ortopiroxenito - ilmenita e espinélio										
Ponto	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	Total	#Mg
1	14,66	0,11	0,02	0,00	60,10	1,37	25,87	0,23	102,35	50,26
2	14,89	0,08	0,02	0,00	60,44	1,11	26,11	0,22	102,87	50,41
3	15,15	0,08	0,01	0,01	60,45	1,23	25,64	0,22	102,79	51,29
4	14,33	0,04	0,05	0,01	59,62	2,10	26,19	0,19	102,54	49,37
5	14,83	0,00	0,02	0,01	59,40	2,22	25,32	0,19	102,00	51,06
6	14,91	0,02	0,04	0,00	59,27	2,25	25,47	0,15	102,10	51,06
7	14,79	-0,01	0,06	0,01	59,32	2,19	25,42	0,25	102,02	50,92
8	14,64	0,02	0,07	0,00	59,34	2,19	25,95	0,22	102,43	50,14
9	14,61	-0,01	0,03	0,01	59,30	2,20	25,70	0,15	101,99	50,34
10	14,74	0,04	0,04	0,00	59,47	2,17	25,69	0,15	102,30	50,56
11	14,68	0,05	0,02	0,00	58,89	2,42	25,58	0,18	101,81	50,56
12	14,70	-0,01	0,01	0,01	59,06	2,39	25,79	0,27	102,23	50,39
13	14,25	0,10	0,03	-0,01	59,54	1,60	26,34	0,21	102,06	49,08
14	14,37	0,09	0,02	0,00	59,89	1,70	26,07	0,22	102,36	49,56
15	14,98	21,81	0,03	0,02	27,20	17,64	20,12	0,15	101,95	57,03
16	13,47	0,08	0,01	0,01	59,51	0,97	28,01	0,28	102,34	46,16
17	13,55	0,13	0,02	0,01	59,58	1,20	27,86	0,26	102,61	46,43
18	13,47	0,09	0,02	0,03	59,53	1,08	28,09	0,24	102,54	46,08
19	14,01	0,06	-0,01	0,01	59,58	1,73	27,36	0,21	102,95	47,73
20	13,71	0,09	0,02	0,01	60,11	1,71	27,49	0,27	103,41	47,06
21	13,65	0,10	0,03	0,01	59,28	1,76	27,40	0,26	102,50	47,03

Tabela 7. Tabela de teores de wt% em óxidos para ilmenitas e espinélio presentes no ortopiroxenito, PM 17-1. Valores negativos, tiveram o dado do referido elemento não computado.

5. Discussão e Conclusões

Segundo Mercier e Nicolas de 1975, a presença das texturas Protogranular I e Porfiroclástica I e de seus intervalos *continuum* indicam que o manto litosférico subcontinental da região, mais especificamente a cunha mantélica, não possui grande retrabalhamento tectônico. Configurando-se assim, uma porção mantélica passiva de pouca deformação. Em contrapartida, o grande predomínio de amostras com ausência de diopsídio e presença de enstatita e olivina (composições harzburgíticas) sugere que a zona da qual esses xenólitos são provenientes deve ter sofrido vários processos pretéritos de fusão parcial, possivelmente com baixas taxas de fusão, que consumiram os clinopiroxênios. Isso se deve ao fato do diopsídio possuir um ponto de fusão inferior ao da enstatita, 1391 e 1557°C respectivamente (Boyd *et al*, 1964; e Hatten & Yorder, 1952) e ser consumido mais rapidamente no ponto eutético de fusão desses xenólitos que deve ter temperaturas mais baixas que as citadas.

A existência da granada em algumas amostras dessa região sugere que os xenólitos mantélicos ultramáficos, sejam oriundos de um setor inferior ao da zona de transição granada-espinélio no manto litosférico subcontinental da região (acima de 4 GPa). A presença de uma borda de reação pseudomórfica neste mineral abre a possibilidade para que estas rochas sejam provenientes do próprio limite desta zona, uma vez que, se derivadas da parte inferior à zona de transição granada-espinélio, quando em ascensão junto ao magma basáltico, poderiam ter sofrido desestabilização e reestabilizado para outras fases minerais. Alternativamente, essas bordas poderiam indicar processos de percolação de fluidos metassomáticos no manto que reagiriam com a granada, ou até mesmo o início de uma fusão parcial. Algumas amostras que não contém a granada apresentam clinopiroxênio com exsolução de espinélio e ortopiroxênio. Essa associação sugere que a granada estava presente, mas foi re-equilibrada para esta paragênese durante a ascensão dessas rochas e um estágio de retenção na zona de estabilidade do espinélio.

Texturas do tipo esponja em outros minerais, como no diopsídio, são resultados de fusão parcial induzida pela descompressão à medida que o xenólito ascende (Ben-Xun *et al.*, 2010). A reação na superfície da granada pode configurar-se como um caso semelhante, cujo líquido gerado passa a reagir com os minerais adjacentes, sendo o diopsídio o mineral mais reativo dentre todos os da paragênese do xenólito. Até quatro fases sólidas são resultantes desta reação, dentre elas sempre há um vidro com baixo teor de SiO_2 (~45 wt%), elevado teor de Al_2O_3 (~13 wt%). As demais fases sólidas são olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio com baixos Mg# (em torno de 79 a 88%, segundo as análises semi-quantitativas realizadas no MEV). Quando o basalto hospedeiro reage com a granada, pode haver a formação desses mesmos minerais, com Mg# ainda mais baixos, e ainda sulfeto de ferro e níquel.

Finalmente, a ocorrência de ortopiroxenito, com minerais xenomórficos, sugere que são produtos de um metassomatismo a partir da percolação de líquidos metassomáticos na porção do manto litosférico subjacente a Patagônia Argentina. Esta rocha possui elevados conteúdos de FeO, TiO_2 e K_2O , elementos enriquecidos devido à contribuição metassomática. Estes veios ortopiroxeníticos por sua vez podem facilitar a formação de minerais hidratados em um segundo evento metassomático com contribuição de fluidos. Essa reação poderia produzir minerais como flogopita e anfibólio, tal como visto no PM 14. O único cristal de flogopita ocorre na amostra PM 14-9 e indica a percolação de fluidos hidratados, possivelmente derivados da desidratação da Placa do Pacífico, que subducta sobre a Placa Sul-Americana. Estes líquidos facilitariam a fusão do manto sobrejacente, explicando assim a ausência relativa de diopsídio quando levada em consideração com sua proporção estimada para o manto primitivo. E ainda, a presença de diversos minerais com textura esponja, dentre eles cristais de clinopiroxênio e de espinélio, e cristais com lamelas de exsolução, como ilmenitas e clinopiroxênios indica que a paragênese mineral dos xenólitos sofreu também desestabilizações de ordem química, estas facilmente provocadas por fluidos metassomatizantes ricos em FeO, TiO_2 e K_2O e com alta $f\text{H}_2\text{O}$.

Referências Bibliográficas

Anderson, D.L. 1967. Phase changes in the upper mantle. *Science*, 157: 1165-1173.

Anderson, D.L. 1989. Theory of the Earth. *Blackwell Scientific Publications*, 27p.

Astini, R.; Ramos, V.A.; Benedetto, J.L.; Vaccari, N.E.; Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *In: 13º CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y 3º CONGRESO EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, Actas 5: 293-324.*

Ben-Xun, S., Hong-Fu, Z., Patrick, A. S., Yue-Heng, Y., Ji-Feng, Y., • Yan-Jie, T., Ke-Zhang, Q., Yan, X., Xin-Miao, Z., Qian, M., Yu-Guang, M. 2010. The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, central China. *Contributions Mineral Petrology*. 161:465–482.

Bertotto, G.W. 2003. Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza. La Plata, Argentina, 196p. Tese de Doutorado. *Universidad Nacional de La Plata*.

Bjerg, E.A.; Ntaflos, T.; Kurat, G.; Dobosi, G.; Labadía, C.H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 125-145.

Boyd, F. R., England, J. L., Brain, T. C. D. 1964. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatita, MgSiO₃. *Journal of Geophysical Research*. 69 (10): 2101-2109.

Cande, S.C. & Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.

Conceição, R. V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G. W., Rodriguez-Vargas, A., 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr–Nd decoupling during metasomatism. *Lithos*. 82, 273-287.

Dawson, J. B. 1984. Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships (J. Kornprobst, ed.). *Elsevier Science Publishers*. 289 p.

Frey, F.A. & Prinz, 1978. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 38, p.129-176.

Gorring, M.L, Kay, S.M., Zeitler P.K., Ramos V.A., Panza J.L., Rubiolo D., Fernandez M.I. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.

Haller, M.A. & Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *In: 9º CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas 2: 66-83.*

Harte, B., 1983. *In* "Continental Basalts and Mantle Xenoliths" (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, eds), p. 46. *Shiva, UK.*

Hatten, S., Yorder, Jr. 1952. Changing the melting point of diopside with pressure. *The Journal of Geology*. 60 (4): 364-374.

Helfrich G.R., Wood B.J. 2001. The Earth's mantle. *Nature* 412: 501-507.

Hervé, F.; Demant, A.; Ramos, V.A.; Pankhurst, R.J., Suárez, M. 2000. The Southern Andes. Tectonic evolution of South America. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Proceeding 31: 605-634.* Río de Janeiro.

Hervé, F.; Fanning, C.M.; Pankhurst, R.J. 2003. Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 107-123.

Ito, E, D, M. Harris, and A. T. Anderson (1983). Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 1613-1624.

Jalowitzki, T.L.R.; Conceição, R.V.; Orihashi, Y. 2007. The influence of metasomatized mantle wedge related to flat-subduction processes in extra back-arc basalts in Patagonia, Argentine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71 (15): A439

Jalowitzki, T.L.R.; Conceição, R.V.; Bertotto, G.W.; Orihashi, Y. 2008a. Contribuição de fluídos da placa de Nazca à fonte do magma alcalino do tipo OIB associado a uma pluma mantélica no norte da Patagônia Argentina. *Geochimica Brasiliensis*, 22 (2): 073-090.

Jalowitzki, T.L.R.; Conceição, R.V.; Bertotto, G.W.; Gervasoni, F.; Pressi, L.F. 2008b. Slab-derived fluid metasomatism in mantle lithosphere from Agua Poca volcano, Argentina N-Patagonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 (12): A423.

Kraemer, P.; Escayola, M.; Martino, R. (1995) Hipótesis sobre la evolución Neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 30° LS - 32° LS. Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.

Laurora, A.; Mazzucchelli, M.; Rivalenti, G.; Vannucci, R.; Zanetti, A.; Barbieri, M.A.; Cingolani, C.A. 2001. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the Gobernador Gregores case (Southern Patagonia). *Journal of Petrology*, 42: 69-87.

Lay T., Williams Q., Garnero E.J. 1998. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics. *Nature* 392: 461-468.

Lira, R.; Millone, H.A.; Kirschbaum, A.M. & Moreno, R.S. 1997. Magmatic arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2): 157-178.

McDonough W.F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 1-18.

Menzies, M; Rogers, N.; Tindle, A.; Hawkesworth, C., 1987. Metasomatic and Enrichment Processes in Lithospheric Peridotites, an Effect of Asthenosphere-Lithosphere Interaction. In: Menzies, M.A. & Hawkesworth, C.J. (ed). *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press. Cap.8, p. 313-361.

Mercier, J.C.& Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16 (2): 454-487.

Mpodozis, C. & Forsythe, R. 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 41: 103-124.

Muñoz Bravo, J. 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13-14: 63-78.

Orihashi, Y.; Motoki, A.; Haller, M.; Sumino, H. 2006. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra-back arc province: Melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *Goldschmidt Conference Abstracts*.

Palme, H. & Nickel, K. G. 1985. Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 10(49): 2123-2132.

Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *Geological Society, Special Publications*, 142: 1-9.

Pankhurst R.J.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.

Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J. 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 411-443.

Ramos, V.A. 1984. Patagonia, Un continente a la deriva? In: 10º CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, *Actas 2*, 311-325.

Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11, 168-174.

Ramos, V.A. & Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions, *Tectonophysics*, 205: 261-282.

Ramos, V.A.; Vujovich, G.I.; Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preandina de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. In: 13º CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y 3º CONGRESO EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, *Actas*, 5: 377-392.

Ramos, V.A., 1999(a). Evolucion Tectonica de la Argentina. In: Caminos, R., (Ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, *Anales 29*: 715-784.

Ramos, V.A., 1999 (b). Las Provincias Geologicas del Territorio Argentino. In: Caminos, R., (Ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, *Anales 29*: 41-98.

Ramos, V.A. & Aguirre-Urreta, M.B. 2000. Patagonia. In Cordani, U.G.; Milani, F.; Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds.), Tectonic evolution of South America. In:

31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 369-380, Rio de Janeiro, Brazil.

Ramos, V.A.; Cristallini, E.O.; Péres, D.J. 2002. The Pampean flan-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59-78.

Rampone, E.; Piccardo, G.B.; Hofmann, W., 2008. Multi-stage melt-rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence. *Contrib. Mineral Petrol*, vol.156, p. 453-475.

Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Baldo, E.; Saavedra, J. & Galindo, E. 1998a. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba, En: Pankhurst, R.J y Rapela, C.W., (Eds.). *The Proto-Andean Margin of South America: Special Publication of the Geological Society*, London 142: pp. 181-217.

Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Baldo, E.; Saavedra, J.; Galindo, C. 1998b. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26: 707-710.

Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M.; Grecco, L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, London 160: 613-628.

Ringwood A.E., Major A. 1966. High-pressure transformations in pyroxenes. *Earth and Planetary Science Letters* 1: 241-245.

Rivalenti, G.; Mazzucchellia, M.; Laurora, A.; Ciuffi, S.I.A.; Zanettib, A.; Vannuccib, R.; Cingolani, C.A. 2004. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 121-152.

Schilling, M.; Conceição, R.V.; Mallmann, G.; Koester, E.; Kawashitab, K.; Hervé, F.; Morata, D.; Motoki, A. 2005. Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos*, 72: 209-229, issues 3-4.

Schilling, M.; Carlson, R.W.; Conceição, R.V.; Dantas, C.; Bertotto, G.W.; Koester, E. 2008. Re-Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 89-101.

Skewes, M.A. & Stern, C.R. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.

Stern, C. & Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281.

Thomas, W.A. & Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757, Washington.

Thompson, S.N. & Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile*, 29 (2): 255-271.

Thorpe, R.S., Francis, P. W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57: 53-70.

Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. In: *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barriero, B.A., editors). *Shiva Geology Series*, Shiva Publishing, 4-8., Cambridge.

Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. *Geological Magazine*, 126 (4): 445-445.