

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GEOLOGIA

Matheus Schulz von Spitzenberger

Caracterização de um veio glimerítico como evidência de processos metassomáticos mantélicos no Campo Vulcânico de Pali-Aike, Patagônia Austral

Trabalho de Conclusão de 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 Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição
Supervisor(a): Dra. Larissa Colombo Carniel

Porto Alegre, 2019

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais e família pelo apoio e amor incondicional em todos momentos.

Agradeço ao meu tio, Fernando, por me apresentar e me guiar no curso;

Agradeço à todos professores do curso que contribuíram para o aprendizado, especialmente o meu orientador, Rommulo, por todo o conhecimento passado e compartilhado;

À minha supervisora, Larissa, por toda a paciência e atenção na elaboração do trabalho;

À todo grupo de pesquisa por contribuírem de forma significativa e essencial em todo aprendizado. Obrigado Roberto, Marcio, Daniel e Vinícius.

À todos os amigos e colegas que fizeram parte dessa caminhada e me auxiliaram em diversos momentos. Valeu miseráveis, Ana, Nati e a todos os outros que participaram de alguma forma!

Muito obrigado a todos que estiveram perto nesses 5 anos.

RESUMO

Apesar de extremamente complexo e heterogêneo, o manto terrestre é comumente simplificado por modelos petrológicos. Esta simplificação ocorre por conta da dificuldade do estudo desta porção da Terra, visto que é fisicamente inacessível. O estudo de xenólitos mantélicos é essencial para a melhor compreensão da evolução geoquímica do manto sublitosférico. O Complexo Vulcânico de Pali-Aike, no sul da Patagônia, é conhecido pela ocorrência de granada-espínélio peridotitos trazidos à superfície por basaltos alcalinos. Xenólitos de vários pontos da região apresentam assinaturas geoquímicas características de manto litosférico metassomatizado, porém raramente esse metassomatismo apresenta-se como modal. Este estudo tem como principal objetivo o estudo de um xenólito mantélico coletado no Campo Vulcânico de Pali-Aike (PM-18-3) com veios de composição glimerítica, de forma a contribuir significativamente para a melhor compreensão e caracterização dos fluidos metassomáticos que percolam o manto litosférico na região. A amostra PM-18-3 foi coletada em trabalho de campo pelo Projeto Manto (PM) e estudada por meio de descrições macroscópicas, seguida pela confecção de três lâminas delgadas para caracterização petrográfica, análises de Microscopia Eletrônica de Varredura com Sistema de Dispersão de Energia (MEV-EDS) e de microsonda eletrônica, para a aquisição de dados qualitativos e quantitativos de química mineral. Como resultados, o xenólito foi caracterizado como granada-espínélio ortopiroxenito rico em Mg-ilmenita com textura protogranular I, enquanto que os veios glimeríticos são compostos por flogopita rica em TiO_2 (~ 6% em peso) e quantidades subordinadas de enstatita com Al_2O_3 (3-4% em peso), diopsídio com Al_2O_3 (5-6% em peso), piropo, Mg-ilmenita, rutilo e Al-espínélio. A flogopita é euédrica a subédrica tanto no ortopiroxenito, quanto nos veios, possuindo bordas corroídas e inclusões de ilmenita. A enstatita é frequentemente poiquilítica e varia de euédrica a anédrica, com inclusões de diopsídio, flogopita e Mg-ilmenita, além de possuir tamanho anômalo quando próxima à granada, que por sua vez apresenta textura kelifítica. Líquidos intersticiais e "veinlets" são muito frequentes em todas as lâminas, ocorrendo de forma ainda mais expressiva nas porções glimeríticas. A partir dos resultados obtidos, conclui-se que os líquidos identificados nas porções glimeríticas reproduzem a feição de fusão incongruente, enquanto que a química desses líquidos corrobora com a hipótese de que os líquidos aprisionados entre os cristais do glimerito sejam resultado do processo de fusão parcial da rocha, posterior ao seu processo metassomático de formação. A textura kelifítica evidencia o processo tectônico de soerguimento do manto. Líquidos intersticiais e "veinlets" evidenciam eventos de fusão parcial, condizendo com a textura kelifítica. A geração dos ortopiroxenitos está relacionada a passagem de um líquido andesítico-basáltico hidratado por meio de fraturas translitosféricas que reage com a paragênese peridotítica (hazburgitos e lherzolitos). A formação dos glimeritos resultada de processos metassomáticos de enriquecimento do manto sublitosférico. Através de petrologia experimental, Forster *et al.* (2019) gera uma rocha semelhante ao xenólito estudado nesse trabalho por meio da reação de um basanita com um dunito. Desta forma, é possível concluir que o xenólito mantélico PM18-3 é representativo de dois ou mais eventos metassomáticos, além de registrar um processo de decompressão e soerguimento do manto na região.

ABSTRACT

Although extremely complex and heterogeneous, the terrestrial mantle is commonly simplified by petrological models. It occurs due to the difficulty of studying this portion of the Earth, as it is inaccessible. The study of mantle xenoliths is essential for the comprehension of the sublithospheric mantle chemical evolution. The Pali-Aike Volcanic Complex, located in the South of Patagonia, is known by the occurrence of garnet-spinel peridotites that reach the surface through alkaline basalts. Several xenoliths from this region present geochemical signatures of metasomatized lithospheric mantle, though these features are hardly present as modal. The aim of this study is to characterize a mantle xenolith with glimeritic veins collected in the Pali-Aike Volcanic Field (PM-18-3), contributing significantly for a better understanding and characterization of the metasomatic fluids that pass through the lithospheric mantle in this region. Sample PM-18-3 was collected during a field work by the Mantle Project (Projeto Manto – PM) and studied through macroscopic descriptions, followed by the confection of three thin sections for petrographic characterization and Scanning Electron Microscopy with Dispersive Energy system (SEM-EDS) and Electron Microprobe analyses for the acquisition of mineral chemistry qualitative and quantitative data. As a result, the xenolith was described as garnet-spinel orthopyroxenite, rich in Mg-ilmenite with protogranular texture, while the glimeritic veins were composed by titaniferous phlogopite and subordinately by ensatite with Al_2O_3 (3-4wt%), diopside with Al_2O_3 (5-6 wt%), piropo, Mg-ilmenite, rutile and Al-spinel. The phlogopite is euhedral to subhedral in both the orthopyroxenite and in the veins, with corroded edges and ilmenite inclusions. Ensatite is frequently poikilitic and varies from euhedral to anhedral, with diopside, phlogopite and Mg-ilmenite inclusions and present anomalous grain-sizes when close to the garnet, which presents kelifitic texture. Interstitial melts and veinlets are frequent in all the thin sections, most expressively occurring in the glimeritic portions. Results obtained suggest that the fluids identified in the glimeritic portions reproduce incongruent melting features, while their chemistry leads to the hypothesis that they are a result of the partial melting of the rock after its formation metasomatic process. The kelifitic texture evidences the tectonic process of mantle uplifting. The interstitial fluids and veinlets show partial melting events, in accordance to the kelifitic texture. The formation of the orthopyroxenites is related to the passage of a hydrated andesitic-basaltic fluid through fractures in the lithospheric mantle, which reacts with the peridotitic paragenesis (harzburgites and lherzolites). The glimerites formation results from metasomatic process of enrichment of the sublithospheric mantle. Through experimental petrology, Forster *et al.* (2019) generates a rock similar to the xenolith studied in this work by reacting a basanite with a dunite. Thus, it is possible to conclude that the mantle xenolith PM18-3 is representative of two or more metasomatic events and registers a process of mantellic decompression and uplifting in the region.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Modelo de estruturação da Terra com base em dados geofísicos, ilustrando as principais descontinuidades, camadas e placa oceânica subductante. Retirado de Helffrich e Wood (2001) e modificado por Petry (2014). _____ 15
- Figura 2:** Diagrama classificatório de rochas. Os vértices são representados por 100% de olivina (OL), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX). IUGS (International Union of Geological Science) 16
- Figura 3:** Esquema ilustrativo dos dois tipos de enriquecimento do manto litosférico subcontinental (MLSC) por metassomatismo críptico na forma de veios. a) Metassomatismo causado por fluidos derivados da desidratação da placa oceânica obductada. O material fundido é predominantemente o sedimento pelágico e a crosta oceânica alterada. Modificado e traduzido de Gervasoni (2017) b) Metassomatismo causado pela ascensão de fluidos astenosféricos de origem carbonatítica, silicática ou silicática-carbonatítica; a depender da imiscibilidade dos magmas com a pressão. Modificado e traduzido de Gervasoni (2017) c) Estrutura esquemática de como seriam os veios metassomáticos com certo grau de fusão parcial. Traduzido e modificado de Foley (1992). _____ 21
- Figura 4:** Mapa da região Patagônica, sul da América do Sul, mostrando o ponto de estudo (PM18) e os principais terrenos acrescidos: Cráton Rio de La Plata, Pampia, Cuyania e Chilenia; o Maciço Norte Patagônico, Maciço Deseado e Zona de Colisão Inferida. modificado de Pankhurst et al. (2006), Schilling (2008) e Jalowitzki (2010). _____ 22
- Figura 5:** Mapa da localização da área de estudo (CVPA - Campo Vulcânico de Pali-Aike) em relação ao vulcanismo da Patagônia desde o Cretáceo. São indicadas as idades, localização e limites entre as placas de Nazca, Antártica e Sul-Americana; sentido e velocidade de movimento das placas tectônicas (flechas); limites entre a ZVS (Zona Vulcânica Sul), zona sem vulcanismo (GAP vulcânico) e ZVA (Zona Vulcânica Austral). Modificado de Stern et al. (2004) pelo autor e por Gervasoni (2012). _____ 28
- Figura 6:** Ilustração esquemática do princípio de geração de radiação de raios X característicos, secundários (SE) e retroespalhados (BSE). O feixe de elétrons que colide com a amostra é capaz de arrancar um elétron de camadas internas do átomo. Para compensar a perda, elétrons de camadas mais externas caem de nível e, como resposta aos raios X característicos, secundários (SE) e retroespalhados (BSE) são emitidos e captados pelo espectrômetro. Juntamente aos raios X, elétrons secundários (SE) e elétrons retroespalhados são emitidos como resposta e captados pelo aparelho. e modificado pelo autor. Retirado do livro "Handbook of Materials Characterization" (2019). _____ 33
- Figura 7:** Desenho esquemático do funcionamento da Microsonda Eletrônica. Retirado do site oficial da CAMECA <https://www.cameca.com/products/epma/technique> e traduzido pelo autor. _____ 35
- Figura 8:** Fotografia do xenólito mantélico PM18-3. _____ 36
- Figura 9:** Fotografia da lâmina delgada PM18-3A. O círculo tracejado delimita uma porção da lâmina que é rica em ortopiroxênio. _____ 37
- Figura 10:** Fotomicrografias da lâmina PM18-3A. As fotomicrografias à luz natural encontram-se à esquerda (a; c; f), com suas equivalentes a luz transmitida à direita (b; d; f). As fotomicrografias "a" e "b" estão localizadas na porção glimerítica da amostra e demonstram a textura poiquilítica da enstatita (elipsoide tracejado amarelo delimita o cristal). As fotomicrografias "c" e "d" também se encontram na porção glimerítica, porém apresentam os líquidos intersticiais que são abundantes em todas lâminas da amostra. As fotomicrografias "e" e "f" são ilustrativas da porção ortopiroxenítica da lâmina, basicamente formada por uma granada com coroa kelifítica no centro envolta por cristais poiquilíticos de enstatita. _____ 39

Figura 11: Fotografia da lâmina delgada PM18-3B. As porções glimeríticas estão delimitadas de forma incipiente pelos elipsóides tracejados em amarelo. _____ 40

Figura 12: Fotomicrografia à luz polarizada. Enstatita poiquilítica, com borda de reação apresentando textura kelifítica da granada, incluindo ilmenitas, flogopitas e diopsídios. A nicóis cruzados, a porção de fases microcristalinas e vítreas que caracteriza a textura kelifítica se confunde com a granada, que se encontra isotrópica. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Gr); Flogopita (Flog); Coroa Kelifítica (Keli). _____ 41

Figura 13: Fotomicrografia à luz polarizada. Porção glimerítica delimitada por linha tracejada. Cristais de flogopita euédricos a subédricos orientados dentro da porção glimerítica e predominantemente anédricos e na forma de inclusão na porção ortopiroxenítica. Granadas com textura kelifítica reagindo com enstatitas. Legenda: Enstatita (En); Granada (Gr); Flogopita (Flog). _____ 43

Figura 14: Porção ortopiroxenítica próxima ao veio com granada exibindo textura kelifítica em reação com a enstatita. Frequentes inclusões de flogopita em enstatita e flogopitas mais desenvolvidas e frequentes na medida em que se aproxima do veio. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Grt); Flogopita (Phl); Coroa Kelifítica (Keli). _____ 44

Figura 15: Fotografia da lâmina delgada PM18-3C. As linhas amarelas delimitam um veio glimerítico do restante da rocha, que é de composição ortopiroxenítica. _____ 45

Figura 16: Fotomicrografia à luz natural. A linha amarela tracejada delimita o veio glimerítico da porção ortopiroxenítica da rocha. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Gr); Flogopita (Flog); Coroa Kelifítica (Keli). _____ 46

Figura 17: Fotomicrografia a nicóis cruzados da porção glimerítica. A linha tracejada representa o espaço de um cristal de enstatita poiquilítica (o "Em" não está em cima da enstatita.. muda o lugar ou coloca uma flecha) englobando cristais menores de diopsídio e grãos de flogopita. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Flogopita (Flo). _____ 47

Figura 18: Fotomicrografia a luz natural da porção ortopiroxenítica: Granada (Gr) no canto inferior direito da imagem apresenta textura kelifítica (keli) que reage com a enstatita (En) e com a ilmenita (Ilm) ao redor. _____ 48

Figura 19: Imagem de MEV-BSE da do veio glimerítico da lâmina PM18-3C. Os minerais brancos são identificados como ilmenitas (Ilm). Os mineiras alongados com clivagens bem marcadas são as flogopitas (Flo). A olivina (Ol) é representada por pequenos cristais alongados de cor cinza escura. Cpx 1 refere-se a diopsídios sem TiO₂ na estrutura cristalina, enquanto que Cpx 2 refere-se a diopsídios com TiO₂ na estrutura cristalina. _____ 50

Figura 20: Imagens de MEV-BSE da textura kelifítica na porção ortopiroxenítica da lâmina PM18-3B. a) Imagem representativa de como geralmente a textura kelifítica se apresenta; desorganizada. b) imagem da textura kelifítica ilustrando as feições descritas por Obata (2011), onde há o crescimento radial de enstatita e diopsídio juntamente com os nódulos de espinélio. Enstatita (En); Espinélio (Esp); Diopsídio (Diop); Granada (Grt); Flogopita (Phl); Coroa Kelifítica (Keli). _____ 51

Figura 21: Composição dos líquidos plotados no diagrama TAS (Total Alkali Silica) e diagrama de discriminação de afinidade geoquímica, ambos em porcentagem em peso. Os dados plotados nos diagramas descrevem um "trend" alcalino saturado em sílica da série shoshonítica. O "trend" está representado pela seta azul nos diagramas. Diagramas de Le Bas et al. (1986). _____ 53

Figura 22: Imagens de MEV-BSE dos líquidos (ou melts) na porção glimerítica da lâmina PM18-3C. O polígono amarelo representa a área analisada. Enstatita (En); Espinélio (Esp); Diopsídio (Diop); Granada (Grt); Flogopita (Phl); Coroa Kelifítica (Keli). _____ 55

Figura 23: Composições das áreas (líquidos + microcristais) plotados no diagrama TAS (Total Alkali Silica) (Le Bas et al., 1986). _____ 56

Figura 24: Diagrama Al - Mg - Fe (fração molar) modificado de Mitchell (1995) para a classificação de micas. Os pontos vermelhos representam as análises em flogopitas da amostra. _____ 58

Figura 25: Diagramas elementares (cátions por unidade de fórmula - cpf) das análises realizadas em flogopitas da amostra. Os retângulos vermelhos representam as análises realizadas nos ortopiroxenitos, enquanto que os diamantes azuis representam as análises realizadas dentro dos veios glimeríticos. _____ 59

Figura 26: Diagrama ternário Mg - Ca - Fe (cátions por unidade de fórmula - cpf) para classificação de granadas. Os Círculos vermelhos representam as composições de granadas da amostra e as linhas internas do diagrama limitam os campos do piropo, almandina e grossulária. _____ 61

Figura 27: Diagrama de classificação dos piroxênios de Morimoto (1990) com as composições de enstatita (quadrados pretos) e diopsídio (quadrados vermelhos) da amostra PM18-3 plotadas. "n" é o número de análises realizadas em cada fase. _____ 62

Figura 28: Diagramas elementares (cátions por unidade de fórmula - cpf) das análises realizadas em clinopiroxênios da amostra. Os retângulos vermelhos representam as análises realizadas nos ortopiroxenitos, enquanto que os diamantes azuis representam as análises realizadas dentro dos veios glimeríticos. _____ 63

Figura 29: Diagrama ternário Cr - Al - (Fe⁺² + 2Ti) (cátions por unidade de fórmula - cpf) para classificação de espinélios. Os Círculos azuis representam as composições de espinélios da amostra PM18-3. _____ 64

Figura 30: Diagrama dos campos de estabilidade de granada peridotitos, espinélio peridotitos e plagioclásio peridotitos. As linhas contínuas representam as linhas líquido e solidus de um peridotito sem água no sistema, enquanto que a linha tracejada representa a linha solidus de um peridotito hidratado. O círculo vermelho representa as condições geotermobarométricas obtidas para a amostra (PM18-3). Diagrama retirado e modificado de Martin (2004). _____ 67

Figura 31: Desenho esquemático de dois cenários de formação de ortopiroxenitos no manto superior: a) Um líquido (melt) hidratado infiltra o hazburgito parcialmente fundido e leva a formação de dunito; a interação entre o hazburgito parcialmente fundido e o líquido hidratado produz ortopiroxenitos no limite entre o dunito e o hazburgito onde a fração líquida é relativamente alta; b) Um líquido (melt) hidratado (ou água liberada a partir de um líquido hidratado) se infiltra ao longo de uma fratura no manto litosférico, promovendo a fusão parcial do peridotito circundante; A interação entre o peridotito parcialmente fundido e o líquido hidratado contínuo produz ortoproxenitos, semelhante ao cenário em "a". Desenho esquemático traduzido e modificado de Wang (2016) _____ 71

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1:** *Análises semiquantitativas (% em peso) dos vidros intersticiais. 52*
- Tabela 2:** *Resultado médio das análises de granada processadas na tabela Excel de Locock (2008) conforme os cálculos de Rickwood (1968), Knowles (1987), Friberg (1989) e Muhling (1991). 60*
- Tabela 3:** *Tabela com os resultados dos cálculos de geotermometria de acordo com os índices de Wells (1977), Bertrand & Merrier (1985), Brey & Koehler (1990) e Taylor (1998). 67*

LISTA DE ABREVIACOES E SIGLAS

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

Cpfu - *cation per formula unit* ou ction por unidade de fórmula

Cpx - clinopiroxênio

CRT - Tubo de Raios Catódicos

En - membro final de piroxênios, enstatita. $En = Mg / (Ca + Mg + Fe_t)$

Fa - membro final magnésiano da olivina, faialita. $Fa = Fe / (Mg + Fe_t)$

Fo - membro final magnésiano da olivina, forsterita. $Fo = Mg / (Mg + Fe_t)$

Fs - membro final de piroxênios, ferrossilita. $Fs = Fe / (Ca + Mg + Fe_t)$

Grt - granada

HVZ - *High Velocity Zone* ou Zona de Alta Velocidade

Ilm - ilmenita

IUGS - *International Union of Geological Science*

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

MLSC – manto litosférico subcontinental

Moho – descontinuidade de *Mohorovii*

OI – olivina

Opx – ortopiroxênio

P – pressão

Phl - flogopita

Esp – espinélio

T – temperatura

Wo - membro final de piroxênios, wollastonita. $Wo = Ca / (Ca + Mg + Fe_t)$

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	1
RESUMO.....	3
ABSTRACT.....	4
LISTA DE FIGURAS	5
LISTA DE TABELAS	8
LISTA DE ABREVIACÕES E SIGLAS	9
1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. Manto terrestre	13
1.1.1. Estrutura.....	13
1.1.2. Composição química e mineralógica do manto terrestre	15
1.1.3. Metassomatismo mantélico	19
1.2. Localização da área de estudo.....	22
1.3. Geologia Regional	23
1.3.1. Contexto Geológico.....	23
1.3.2. Contexto Geotectônico Atual.....	25
1.4. Caracterização do problema.....	29
1.5. Objetivo.....	30
2. METODOLOGIA.....	31
2.1. Amostragem.....	31
2.2. Confecção das lâminas petrográficas	31
2.3. Petrografia.....	31
2.3.1. Microscópio Petrográfico Binocular	31
2.3.2. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).....	32
2.4. Química mineral	34
2.4.1. Microsonda Eletrônica	34
3. RESULTADOS.....	36
3.1. Petrografia ptica PM18-3.....	36
3.1.1. Macroscopia PM18-3.....	36
3.1.2. Microscopia PM18-3A.....	37
3.1.3. Microscopia PM18-3B.....	40
3.1.4. Microscopia PM18-3C	45
3.2. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	49
3.3. Microsonda Eletrônica.....	57
3.3.1. Química Mineral.....	57
3.3.2. Geotermobarometria.....	66

4. DISCUSSÕES	68
4.1. Vulcanismo x Metassomatismo	68
4.2. Soerguimento do Manto	69
4.3. Formação de Ortopiroxenitos	69
4.4. Formação de Glimeritos	72
5. CONCLUSÕES.....	73
6. REFERÊNCIAS:	75

1. INTRODUÇÃO

O manto terrestre, mesmo sendo extremamente complexo por conta de sua enorme heterogeneidade, é, na maioria das vezes, simplificado em modelos petrológicos. Isso se deve principalmente à dificuldade em se estudar esta porção da Terra, visto que é fisicamente inacessível. A história geológica do manto superior ainda carece de informações para ser explicada. Na busca de elucidar melhor as características desta camada, o trabalho desenvolvido consiste no estudo de um xenólito mantélico coletado no Campo Vulcânico de Pali-Aike (PM-18-3), localizado no sul da Patagônia, na Argentina. Este xenólito foi escolhido como objeto de estudo pois é representativo de processos responsáveis pela heterogeneidade do manto superior, mais especificamente o metassomatismo mantélico, que ocorre devido à percolação de fluidos provenientes de subduções e/ou da astenosfera, e que enriquecem o manto litosférico em diversos elementos. O xenólito, apesar de centimétrico, apresenta diversos veios/bandas micáceas como resultado desse metassomatismo. Assim, o presente estudo visa a melhor compreensão destes eventos, tendo em vista a determinação dos mecanismos pelo qual o fluido percola e reage, da composição e da origem dos processos envolvidos, além de prover informações relevantes para estudos geotectônicos, mais especificamente relacionados à magmatismos alcalinos, e metalogenéticos.

1.1. Manto terrestre

1.1.1. Estrutura

O manto terrestre é subdividido basicamente em três camadas: litosfera, astenosfera e mesosfera. Essa divisão é baseada nas propriedades mecânicas de propagação de ondas sísmicas nas camadas que, por sua vez, refletem diferenças composicionais e são marcadas por descontinuidades geofísicas.

A litosfera é a camada mais rígida das três e é constituída pela crosta e parte do manto superior (MS), denominado manto litosférico. Entre as duas subcamadas, encontra-se a descontinuidade de *Mohorovičić*, zona onde ocorre um importante aumento da velocidade das ondas sísmicas devido à ocorrência de rochas mais densas, as rochas ultramáficas. O limite que define o fim da crosta e o início do manto superior pode variar, mas geralmente ocorre entre 10 e 40km de profundidade.

A astenosfera é a camada subsequente e coincide com a Zona de Baixa Velocidade ou "*Low Velocity Zone*" (LVZ), refletindo um comportamento plástico, resultado de sua composição e, possivelmente, pela presença de material fundido nessa porção.

A mesosfera, camada mais profunda e mais significativa em volume, compreende desde a base da astenosfera até o núcleo terrestre. O aumento da velocidade de propagação das ondas sísmicas com o aumento da profundidade nessa camada ocorre devido ao aumento de pressão.

A espessura de cada camada varia de acordo com a região da Terra, mas de maneira geral 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.

Além dessas divisões, existem outras descontinuidades geofísicas importantes. Duas delas ocorrem a cerca de 400 e 600 km de profundidade e delimitam a Zona de Transição (ZT) do manto (Figura 1), ambas são marcadas por aumentos intermitentes das ondas sísmicas, que são reflexo de transformações de fases minerais devido à reformulação de suas estruturas cristalinas induzidas pela pressão em peridotitos (Ringwood & Major, 1966). Tais transformações ocorrem com as seguintes reações:



Olivina = *Wadsleíta*



Wadsleíta = *Ringwoodita*



Ringwoodita = *Bridgmanita* + *Magnesiowüstita*

Outra importante descontinuidade é a que ocorre em 660 km de profundidade. Esta limita o manto superior do manto inferior (MI). Desde o início do MI até o núcleo externo, as velocidades das ondas sísmicas aumentam lentamente com a profundidade até atingir a região D" (Figura 1). Esta região localizada a cerca de 200 km acima do limite manto-núcleo possui baixo gradiente de velocidades, grandes heterogeneidade e estruturas de baixa velocidade em grande escala (Lay *et al.* 1998).

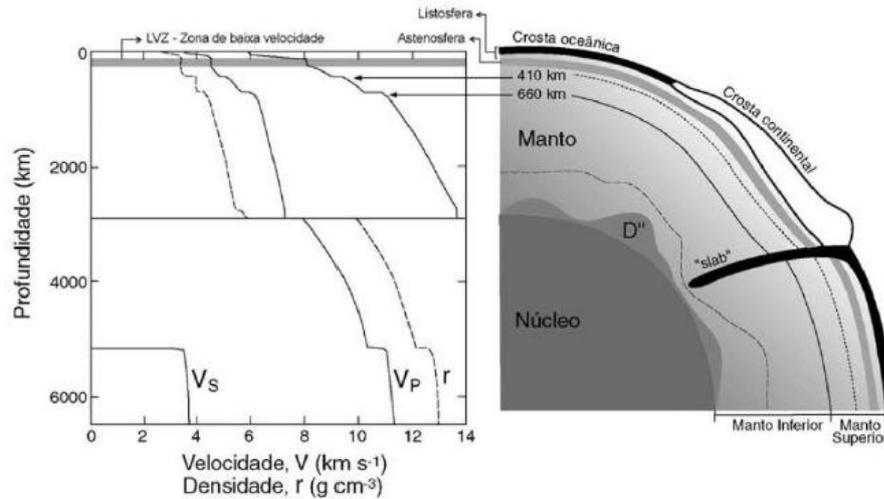


Figura 1: Modelo de estruturação da Terra com base em dados geofísicos, ilustrando as principais discontinuidades, camadas e placa oceânica subductante. Retirado de Helffrich e Wood (2001) e modificado por Petry (2014).

1.1.2. Composição química e mineralógica do manto terrestre

O manto também pode ser dividido segundo suas propriedades geoquímicas e mineralógicas propriamente ditas. De acordo com parâmetros geoquímicos, pode-se definir o início do manto a cerca de 40 km de profundidade, estendendo-se até o limite manto-núcleo, localizado a cerca de 2.900 km. Desta forma, o manto corresponde a cerca de 83% do volume do planeta e a 67% da sua massa (Wilson, 1989).

Esta camada é basicamente formada por minerais silicáticos, sendo os mais comuns: enstatita, forsterita, diopsídio, magnesiowüstita (ou ferropericlásio), wadsleíta, ringwoodita, perovskita, plagioclásio, espinélio, granada, flogopita e/ou anfibólio. Dentre esses, os mais abundantes são a enstatita ($\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{MgSiO}_3$) e a forsterita ($2\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$), com a ocorrência de solução sólida entre MgSiO_3 (enstatita) e FeSiO_3 (ferrosilita), e Mg_2SiO_4 (forsterita) e Fe_2SiO_4 (faialita), respectivamente (Anderson, 1989). As fases hidratadas encontradas no manto (como a flogopita e o anfibólio) são, de forma geral, resultado da percolação de fluidos aquosos, carbonáticos e/ou silicáticos no manto, responsáveis pelos processos metassomáticos. Portanto, pode-se dizer que o manto é constituído majoritariamente

por silicatos de magnésio (Mg), ferro (Fe) e alumínio (Al). Utilizando-se dos minerais mais abundantes na camada somados ao diopsídio que também possui boa representatividade no manto, a IUGS (*International Union of Geological Science*) propôs um diagrama de classificação das rochas mantélicas ultramáficas (Figura 2) amplamente utilizado pela comunidade geológica.

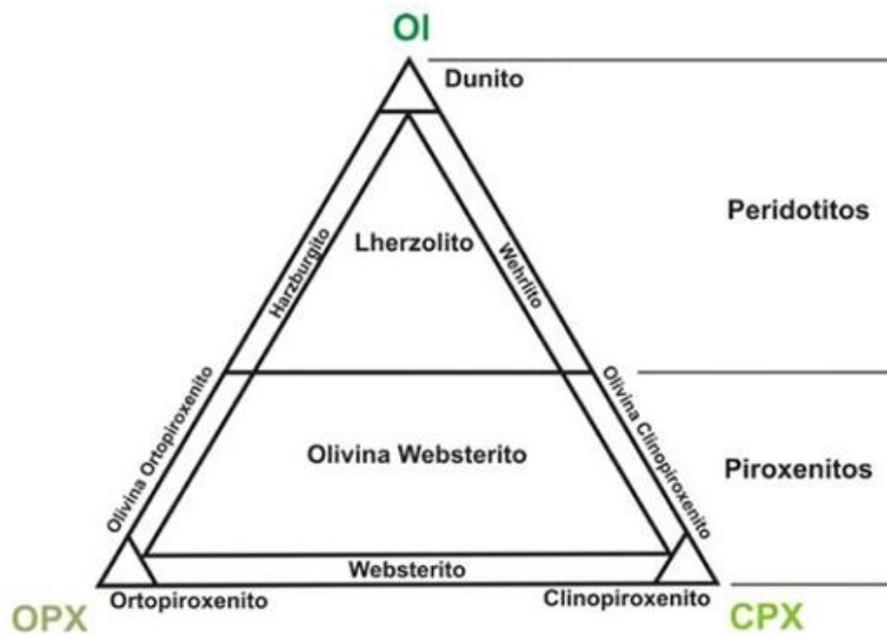


Figura 2: Diagrama classificatório de rochas. Os vértices são representados por 100% de olivina (OL), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX). IUGS (*International Union of Geological Science*)

1.1.2.1. Manto superior (MS)

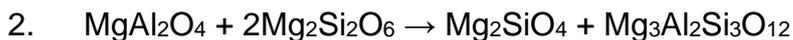
O manto superior tem seu topo definido pela descontinuidade de *Mohorovičić* ("Moho") e estende-se até aproximadamente 410km de profundidade. Segundo Palme & Nickel (1985), é predominantemente lherzolítico, possui #Mg {#Mg = $100 \times (\text{MgO}/40,3) / [(\text{MgO}/40,3) + (\text{FeO}/71,8)]$ } próximo de 90 e é dividido em duas subcamadas: manto litosférico e manto astenosférico.

O manto litosférico representa a subcamada superior e, segundo Rollinson (2007), é constituído essencialmente por uma composição peridotítica, mais especificamente hazburgítica, com cerca de 5% de minerais aluminosos, como plagioclásio, espinélio ou granada. A fase aluminosa presente depende basicamente das condições de pressão, conforme as reações univariantes válidas somente para o sistema $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ (CMAS):



anortita + forsterita → espinélio + diopsídio + enstatita

(P=1 - 1,2GPa; T>1100°C)



espinélio + enstatita → olivina + piropo

(P=2 - 2,8GPa; T>1100°C)

A subcamada subjacente é denominada astenosfera. Essa porção da Terra coincide com a Zona de Baixa Velocidade ou "*Low Velocity Zone*" (LVZ) e possui comportamento relativamente mais plástico que o manto litosférico, além de temperaturas mais elevadas, entre 1400 e 3000 °C, e densidades entre 3,4 e 4,3 g/cm³, enquanto que a densidade média do manto litosférico é de 4,7 g/cm³. Sua composição também é peridotítica, porém predominam composições lherzolíticas.

1.1.2.2. Zona de transição (ZT)

Esta zona compreende um intervalo de profundidade marcado por duas descontinuidades geofísicas; uma a 410 km e a outra a 700 km de profundidade. Essas mudanças, segundo Anderson (1967), ocorrem devido a alterações polimórficas na estrutura de determinadas fases minerais presentes por conta do aumento de pressão. Dentre essas transformações está a do piroxênio para majorita (granada de maior densidade do grupo) em cerca de 300-460 km de profundidade; juntamente com a mudança estrutural da olivina (α -Mg₂SiO₄) em cerca de 400 km de profundidade, onde passa a se configurar com wadsleita (β -Mg₂SiO₄) e, então a paragêse mantélica deixa de ser olivina, granada, ortopiroxênio e clinopiroxênio, e passa a ser composta por wadsleita e majorita, basicamente. Ainda na ZT, próximo dos 500 km de profundidade, a wadsleita passa a ter a estrutura de espinélio e configura-se como ringwoodita (γ -Mg₂SiO₄). As transformações são todas graduais e resultam em um acréscimo na densidade de 10%, no caso da transformação do piroxênio para majorita, de 8%, no caso da olivina para a wadsleita e apenas 2% no caso da wadsleita para ringwoodita.

1.1.2.3. Manto Inferior (MI)

A camada compreende cerca de 2100km de espessura, iniciando próximo de 700 km e estendendo-se até o núcleo externo em torno de 2885 km. Composicionalmente possui muita similaridade com o Manto Superior, porém apresenta enriquecimento relativo em FeO e SiO₂ e, conseqüentemente, o #Mg médio decresce, chegando a números mais próximos de 80 (Anderson, 1989).

1.1.2.4. Manto Litoférico Subcontinental (MLSC)

O MLSC é a fração mais superior do MS e, portanto, inicia na descontinuidade de *Moho* sob crosta continental, porém tem seu limite inferior delimitado pela astenosfera. Seu início se deu no processo de diferenciação da Terra ainda no período Arqueano. A formação da camada é diretamente ligada à formação da crosta continental, tendo em vista que os subseqüentes processos de

fusão do manto primitivo da Terra foram responsáveis pela geração da crosta continental e de um manto residual, denominado manto depletado (McCulloch & Bennett, 1998). A partir desse manto empobrecido em elementos incompatíveis, com altas razões de Mg/Fe e baixos conteúdos de Al_2O_3 , além de menores conteúdos de álcalis por conta dos processos de fusão parcial, se desenvolveu o Manto Litosférico Subcontinental. Sua evolução ocorreu devido a superposição de diversos eventos de enriquecimento através de processos metassomáticos (por fluidos provenientes da astenosfera e de subduções de placas oceânicas), e de eventos de depleção por fusões parciais (Rollinson, 2007). Ainda segundo Rollinson (2007), litosferas Arqueanas preservam domínios isolados desde o início da formação da Terra e fornecem uma importante “memória” sobre os processos iniciais de formação do Planeta.

Devido à história evolutiva e às constantes fusões do manto astenosférico que enriquecem o MLSC, a camada possui uma gradação vertical dos conteúdos de Ca (dentre outros elementos), fazendo com que nas porções mais rasas se concentrem hazburgitos refratários, enquanto nas porções mais profundas a presença de lherzolitos seja mais comum. Tal gradação dificulta a determinação do limite entre a litosfera e a astenosfera, tendo em vista que a composição do MLSC é estimada a partir de estudos do comportamento geoquímico de suítes de xenólitos peridotíticos mantélicos, que representam a composição do manto na profundidade onde os mesmos se formaram. Estas suítes são representadas predominantemente por lherzolitos, harzburgitos e dunitos, que geralmente possuem elevado #Mg (normalmente > 85) quando comparado às outras porções do manto, por se tratar de um manto originalmente residual (McDonough, 1990).

1.1.3. Metassomatismo mantélico

Através de xenólitos mantélicos trazidos por vulcanismos carbonatíticos, ultrapotássicos e alcalinos, diversos pesquisadores constataram uma grande heterogeneidade do MS, com paragêneses e teores de elementos incompatíveis não esperadas em um manto depletado (Frey & Prinz, 1978; McDonough, 1990). Ringwood (1962) criou o conceito de “*pyrolite*” que foi amplamente utilizado por

estudos experimentais para modelar o manto. O conceito trata-se de uma composição química que consiste basicamente em piroxênio e olivina. Green & Falloon (1998) utilizaram este conceito para aprimorar o modelo do manto juntamente com diversos trabalhos de petrologia experimental. Estes autores concluíram que a heterogeneidade do MLSC é observada em diversos ambientes tectônicos e que é resultado de processos metassomáticos que re-enriquecem o manto residual depletado no processo de geração da crosta.

O processo de metassomatismo é evidenciado pelo re-enriquecimento de elementos maiores, menores e traços em rochas mantélicas; e pode ser classificado como críptico (Dawson, 1984) ou modal (Harte, 1983). O metassomatismo críptico é dito como tal quando não há a formação de novas fases minerais, o enriquecimento por fluidos metassomáticos é alojado na composição química dos minerais originais da rocha e nos interstícios dos cristais (Dawson, 1984; Menzies, 1987). Na medida em que a contribuição dos fluidos metassomáticos se intensifica e a paragênese original não consegue mais alojar tais elementos em sua estrutura cristalina, novas fases minerais começam a cristalizar. A esse processo, dá-se o nome de metassomatismo modal (Harte, 1983; Menzies, 1987).

Os eventos metassomáticos ocorrem basicamente em dois contextos geotectônicos: Zonas de subducção e crátons (Figura 3). Estruturalmente tratam-se de fluidos ricos em voláteis de diversas composições que ascendem através de fraturas translitosféricas (Menzies *et al.*, 1987) através de um mecanismo designado fluxo poroso ("*reactive porous flow percolation*"). Durante o mecanismo de ascensão, os fluidos sofrem modificações composicionais e, devido ao desequilíbrio, reagem com as porções do manto adjacente (Conceição *et al.*, 2005; Rampone *et al.*, 2008) gerando um processo metassomático.

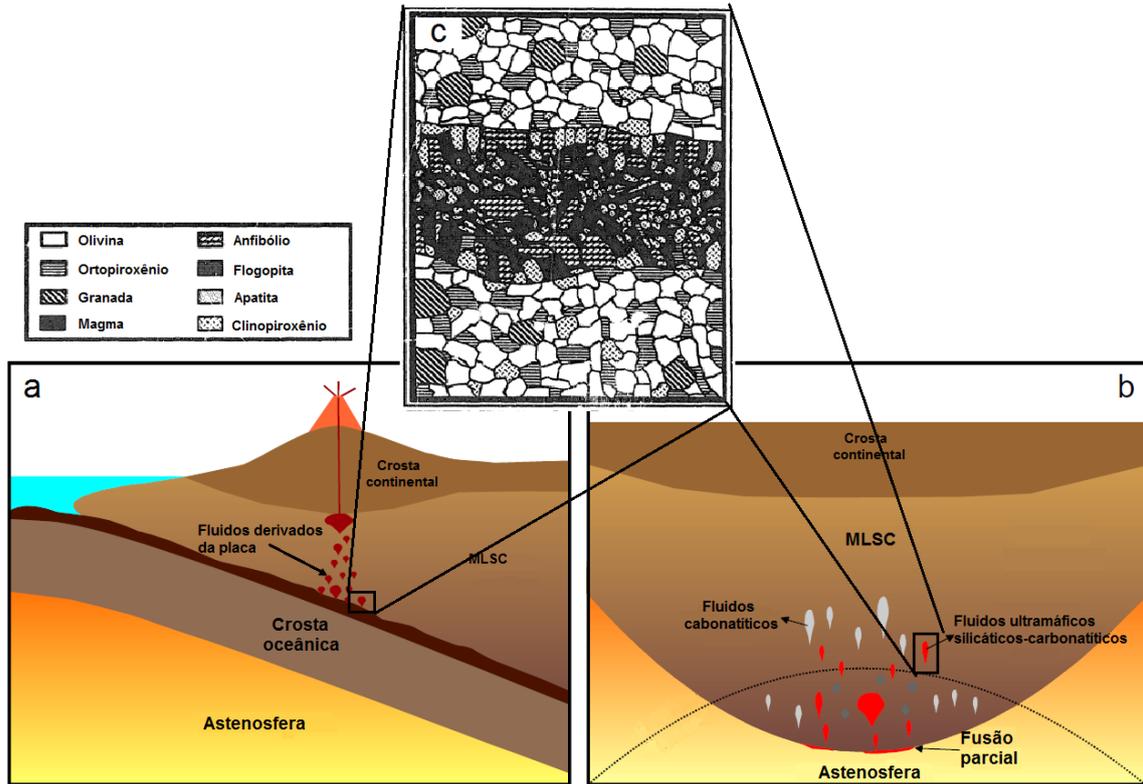


Figura 3: Esquema ilustrativo dos dois tipos de enriquecimento do manto litosférico subcontinental (MLSC) por metassomatismo críptico. a) Metassomatismo causado por fluidos derivados da desidratação da placa oceânica obductada. O material fundido é predominantemente o sedimento pelágico e a crosta oceânica alterada. Modificado e traduzido de Gervasoni *et al.* (2017) b) Metassomatismo causado pela ascensão de fluidos astenosféricos de origem carbonatítica, silicática ou silicática-carbonatítica; a depender da imiscibilidade dos magmas com a pressão. Modificado e traduzido de Gervasoni *et al.* (2017) c) Estrutura esquemática de como seriam os veios metassomáticos com certo grau de fusão parcial. Traduzido e modificado de Foley (1992).

1.2. Localização da área de estudo

O Campo Vulcânico de Pali-Aike (CVPA) está localizado na porção sul da América do Sul, inserido na região da Patagônia Argentina e Chilena e faz parte do ambiente de retroarco andino (Figura 4). A região é a província basáltica de platô vulcânico mais ao sul das Patagônias com uma área vulcânica de ~ 4500 km² (Gervasoni, 2012). É composta por cones de escórias e lavas, ambos de composição alcalina (basanitos e basaltos alcalinos), e rochas piroclásticas, como tufos básicos e ultrabásicos associados à *maars* (Gervasoni, 2012). Algumas dessas rochas são hospedeiras de xenólitos mantélicos e acabam por representar um manto litosférico da região enriquecido por processos metassomáticos.

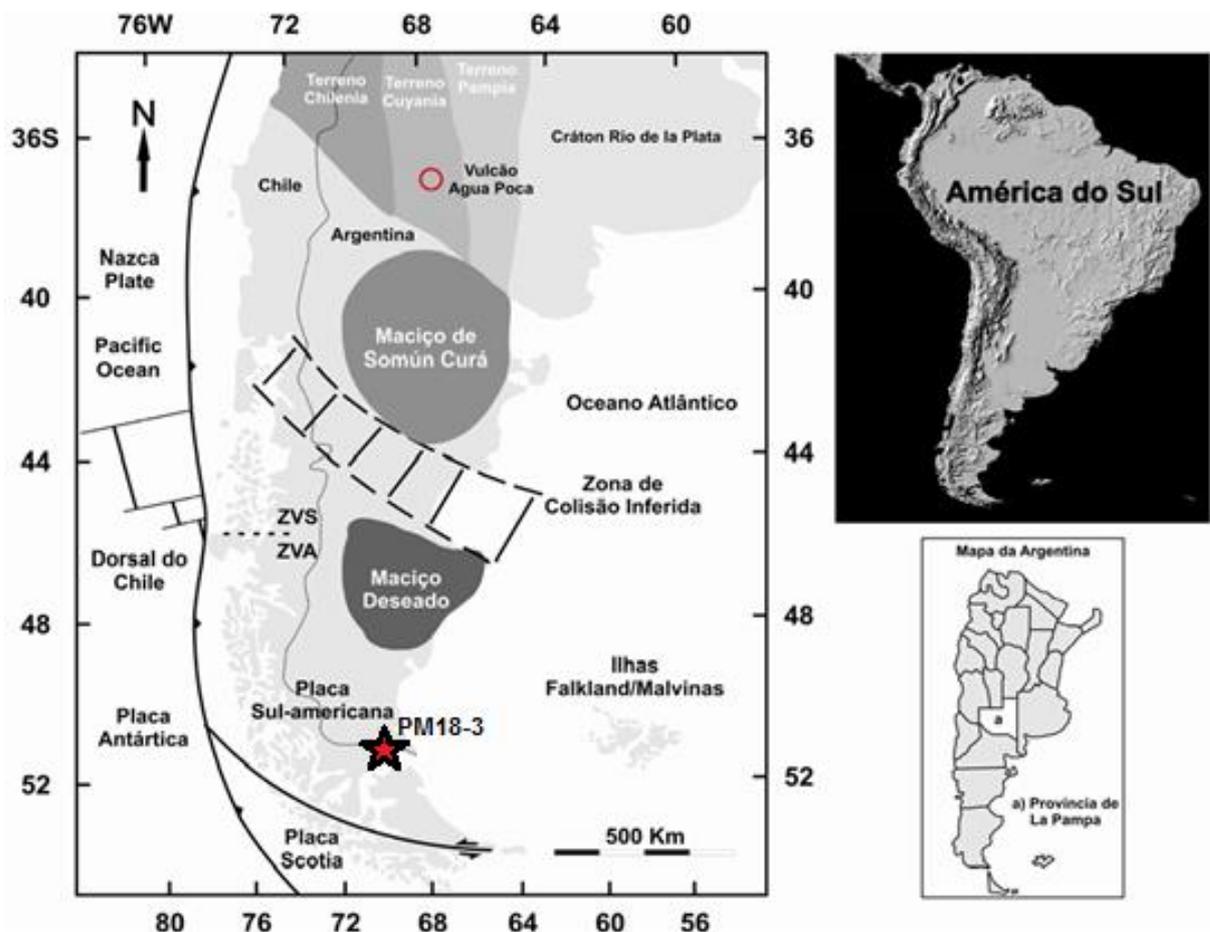


Figura 4: Mapa da região Patagônica, sul da América do Sul, mostrando o ponto de estudo (PM18) e os principais terrenos acrescionados: Cráton Rio de La Plata, Pampia, Cuyania e Chilenia; o Maciço Norte Patagônico, Maciço Deseado e Zona de Colisão Inferida. modificado de Pankhurst *et al.* (2006), Schilling (2008) e Jalowitzki (2010).

1.3. Geologia Regional

1.3.1. Contexto Geológico

Segundo Ramos (1984 e 1988), a porção oeste da placa Sul-americana foi formada por uma complexa história geológica que se inicia no Paleoproterozóico Superior. Sua história é composta por uma série de subducções e acreções de terrenos alóctones continentais e oceânicos derivados da região oeste-sudoeste da proto-margem do supercontinente Gondwana. Atualmente a porção oeste da placa Sul-americana registra toda essa evolução e representa enorme complexidade ao se tratar da maior zona de subducção da Terra e englobar a junção tríplice formada pela convergência das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia. Para melhor compreender o contexto, Pankhurst & Rapela (1998) dividiram os eventos tectônicos da região em quatro ciclos: Pampeano, Famatiniano, Gondwânico e Andino.

O ciclo **Pampeano** é o mais antigo, ocorrendo entre 600 e 520 Ma. Kraemer *et al.*(1995) sugere que este ciclo seja responsável pela formação do orógeno das *Sierras Pampeanas* orientais por meio da colisão do terreno Pampia, no Cambriano Médio (Rapela *et al.* ,1998), e sua consequente subducção sob o cráton Rio de la Plata. A partir de estudos geoquímicos nos granitóides da região, Lira *et al.* (1997) comprova a origem do orógeno associado à subducção. Já no final do ciclo, durante o Cambriano Superior, ocorre um processo de rifteamento na margem do supercontinente Gondwana devido a um regime de relaxamento e extensão crustal, sendo este responsável pela fragmentação continental, colapso de terrenos e vulcanismos riolíticos (Rapela *et al.* ,2003; Pankhurst *et al.*, 2006).

O ciclo **Famatiniano** dura cerca de 145 Ma e ocorre entre 505 e 360Ma. Esse período é marcado pela consolidação e formação de diversos terrenos, como por exemplo, o terreno Pampia que foi consolidado após subseqüentes eventos orogênicos que afetaram a região norte e central da Argentina. Segundo Thomas & Astini (1996), uma possível parte do continente Laurentia, o terreno Cuyania, foi formado pela junção do bloco San Rafael com o embasamento calcáreo (Ramos *et*

al., 1996; Astiniet *al.*, 1996). Este terreno acaba por colidir com o supercontinente Gondwana no Cambriano Inferior, formando um limite convergente e, conseqüentemente, um arco magmático. Em seguida, são registrados eventos magmáticos anorogênicos devido a uma considerável anomalia térmica, provavelmente relacionado à quebra da placa subductante e conseqüente anatexia. Haller & Ramos (1984) descrevem os granitos resultantes desses eventos como responsáveis pela cratonização e soerguimento da área, associada à colisão e amalgamento do terreno Chilenia no Ordoviciano Superior sobre a margem oeste do terreno Cuyania, registrada pelas sequências ofiolíticas em sua borda.

No ciclo **Gondwânico**, que ocorreu entre 360 e 144 Ma, neste período o supercontinente Gondwana sofre seus eventos de máxima extensão. Após um período de estabilidade, no Cretáceo Inferior, o supercontinente inicia seu processo de fragmentação. A partir desse processo de fragmentação, ocorre a colisão das massas continentais e a subducção da placa oceânica que separava os maciços. Segundo Ramos & Aguirre-Urreta (2000) e Shilling *et al.* (2008), durante o período Carbonífero, ocorre o evento de maior importância desse ciclo: A colisão entre o Maciço de Sumón Curá, uma placa que já fazia parte do Gondwana, e uma microplaca independente, o Maciço Deseado. A zona de sutura que comprovaria o evento possivelmente encontra-se coberta por sedimentos mesozóicos da bacia de San Jorge. Segundo Pankhurst *et al.* (2006), o arco relacionado à subducção pré-colisional e os granitos anatóticos pós colisionais no sudoeste do Maciço de Somún Curá evidenciam que o próprio maciço era a placa superior que foi subductada com o assoalho oceânico. Além disso, sugere-se que a colisão entre o Maciço Deseado e o Maciço Somún Curá teria somente ocorrido após a consumação de todo assoalho oceânico pela subducção. No entanto, Ramos *et al.* (2002) sugerem que os maciços já teriam colidido no Ordoviciano, gerando uma extensão territorial do supercontinente Gondwana durante o Permiano. Durante o ciclo Gondwânico, ainda no início da fragmentação do Gondwana, ocorre o desenvolvimento extensivo das províncias riolíticas desde o Permiano até o Jurássico (Rapela *et al.*, 1998).

O ciclo **Andino** representa o atual ciclo e se iniciou há 144 Ma. Trata-se do ciclo que representa a fragmentação total do Gondwana a partir dos estágios iniciais

de abertura do oceano Atlântico. Conforme Cande e Leslie (1986) o ciclo se inicia com a subducção das placas oceânicas de Farallon e Aluk (ou Phoenix) na margem oeste da placa Sul-Americana no início do Paleógeno. Consequentemente, formam-se a Cordilheira dos Andes e a junção tríplice do Chile no contato entre as três placas. Ramos & Kay (1992) sugerem que a subducção das duas placas oceânicas de Farallon e Aluk sob a placa continental Sul-Americana, propicia a abertura da janela astenosférica, aproximando a astenosfera da litosfera da região, provocando um *GAP* vulcânico regional. Tais processos resultaram em uma zona de *back-arc* caracterizada por magmatismo básico alcalino do tipo basaltos de ilhas oceânicas (OIB - *Ocean Island Basalt*) com baixas taxas de fusão, provavelmente associado à abertura da janela astenosférica. Durante o Oligoceno - Mioceno as placas Farallon e Aluk deram origem às placas de Nazca e Antártica, respectivamente (?), após serem totalmente consumidas e fragmentadas.

1.3.2. Contexto Geotectônico Atual

A subducção das placas de Nazca e Antártica sob a placa Sul-americana representa a mais extensa zona de subducção sob crosta continental da Terra (Wilson, 2007) e é responsável pelo arco vulcânico denominado Cordilheira dos Andes. Consequentemente, ao longo de toda a sua extensão, desenvolveram-se diferentes características, permitindo separar a Cordilheira Andina em quatro grandes zonas: 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); Zona Vulcânica Austral (ZVA – 49° S e 55° S) (Thorpe & Francis, 1979; Thorpe, 1984; Stern e Kilian, 1996; Ramos, 1999)

Segundo Ramos & Kay (1992) e Gorryng *et al.* (1997) o *GAP* vulcânico entre a Zona Vulcânica do Norte e a Zona Vulcânica do Sul é relacionado à subducção da dorsal do Chile, que induz à formação de janelas astenosféricas.

Na ZVS (Figura 5), ocorre um evento de geração de grandes volumes de lavas basálticas no período Cenozóico, chamado de *Patagonian Plateau Lavas* (Lavas do Platô Patagônico) (Ramos *et al.*, 1982). Jalowitzki *et al.* (2008) descrevem a formação de centenas de cones monogenéticos de rocha piroclástica

e outras estruturas vulcânicas no ambiente de retroarco. A grande maioria das rochas da região possuem características geoquímicas típicas de ambientes intraplaca e algumas hospedam xenólitos mantélicos (Bertotto, 2003; Rivalenti, 2004; Bjern *et al.* 2005; Conceição *et al.*, 2005; Schilling *et al.*, 2005; Jalowitzki *et al.*, 2007 e 2008), porém, composicionalmente, as lavas abrangem desde basanitos fortemente subsaturados a andesitos basálticos supersaturados (Skewes & Stern, 1979; Bravo, 1981; Gorrington & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Orihashi *et al.*, 2006; Jalowitzki *et al.*, 2007 e 2008).

A dorsal do Chile e a Junção Tríplice também dividem a região extra *back-arc* (34°S - 46°30'S) da Patagônia Argentina em setor norte e setor sul. Segundo Stern (1990), o setor norte possui seu magmatismo *back-arc* diretamente relacionado à subducção da placa de Nazca, possui assinaturas geoquímicas e isotópicas do tipo OIB e é representado basicamente pelo platô vulcânico Meseta de Somún Curá (25 - 26 Ma) e pelas sequências pós-platô. Na região mais ao norte do setor (38°S) a placa de Nazca é mais antiga, com idades em torno de 34 a 48 Ma, representando os remanescentes da antiga placa de Farallon (Candie & Leslie, 1986). Para explicar tal magmatismo, Kay *et al.* (1992), sugerem a passagem de um *hot spot* transitório na região, enquanto que Ignácio *et al.* (2001) atribuem a plumas de ascensão astenosférica devido à topografia da placa de Nazca com convexidade voltada para cima (estrutura definida como *roll back* por alguns autores). Já o setor sul tem seu magmatismo explicado por Ramos & Kay (1992), Gorrington *et al.* (1997) e D'Orazio *et al.* (2000) como a abertura de janelas astenosféricas na zona de influência da subducção andina, levando à formação de lavas do tipo OIB de idades Neocênicas sobre uma grande área ao sul da Junção Tríplice do Chile e a leste do *GAP* vulcânico já mencionado.

Ramos & Kay (1992) e Gorrington *et al.* (1997) apontam para dois períodos de magmatismo: O primeiro volumoso no Mioceno Superior até o início do Plioceno, e outro mais recente e menos volumoso representando a sequência pós-platô, no final do Mioceno ao Pleistoceno. A sequência pós-platô inclui pequenos cones, fluxos de lavas e depósitos piroclásticos tapando a sequência dos platôs principais com um volume extrudido estimado em 100 km³ (Stern *et al.*, 1990; Ramos & Kay 1992; Gorrington *et al.*, 1997). O magmatismo da porção sul está representado pela significativa Meseta de Buenos Aires e Campo Vulcânico de Pali Aike.

Entre 8 e 14 Ma ocorreu a subducção da porção sudeste da dorsal do Chile sob a placa Sul-Americana, enquanto a atual subducção da placa Antártica ocorreu a uma velocidade de 2 cm/ano e resultou no vulcanismo da ZVA (Figura 5). 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; Herve *et al.*, 2000 e 2003; Thompson & Herve, 2002).

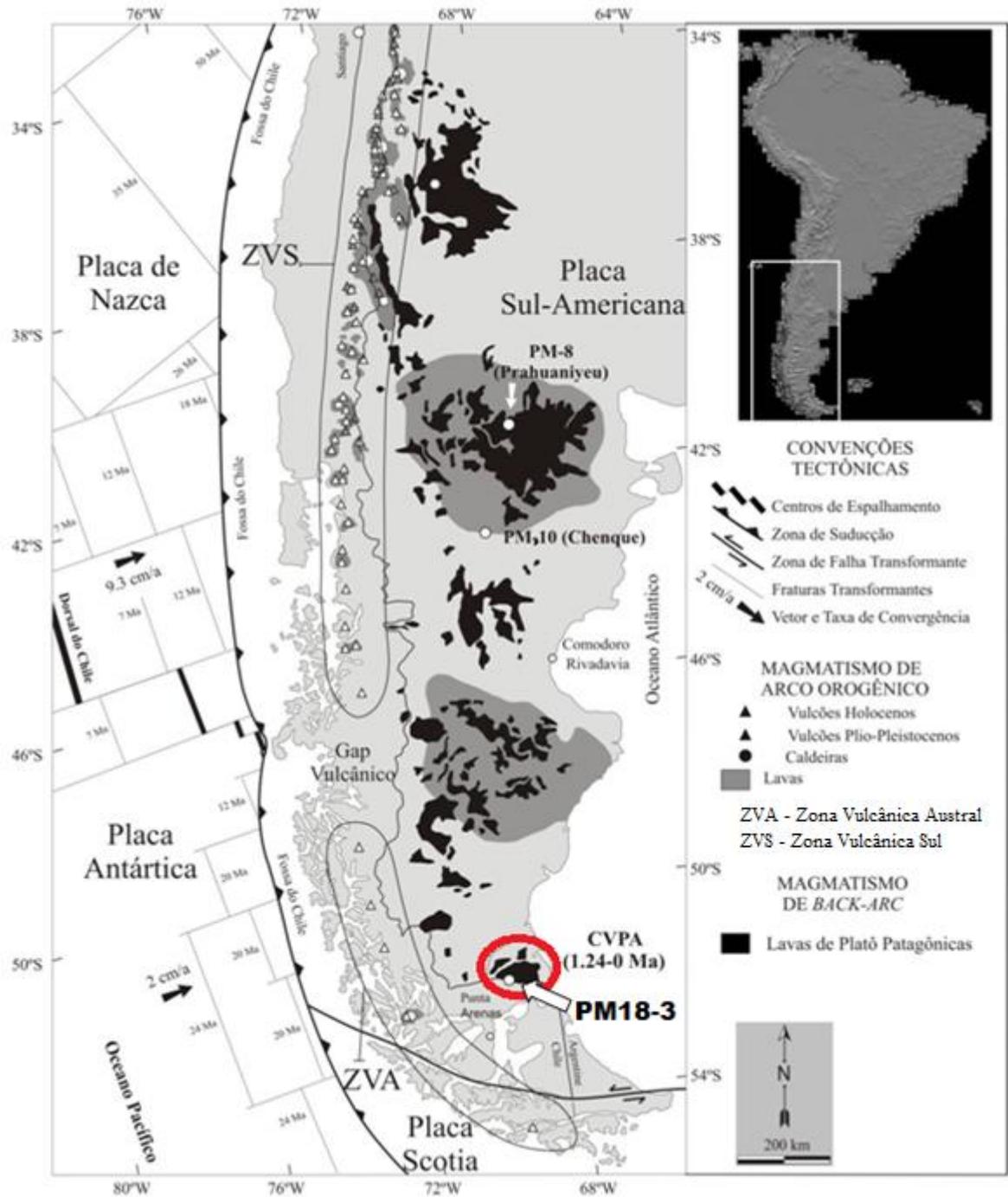


Figura 5: Mapa da localização da área de estudo (CVPA - Campo Vulcânico de Pali-Aike) em relação ao vulcanismo da Patagônia desde o Cretáceo. São indicadas as idades, localização e limites entre as placas de Nazca, Antártica e Sul-Americana; sentido e velocidade de movimento das placas tectônicas (flechas); limites entre a ZVS (Zona Vulcânica Sul), zona sem vulcanismo (GAP vulcânico) e ZVA (Zona Vulcânica Austral). Modificado de Stern *et al.* (2004) pelo autor e por Gervasoni (2012).

1.4. Caracterização do problema

A literatura descreve alguns processos que geram heterogeneidades no manto. Alguns destes processos são de enriquecimento, como o metassomatismo gerado por fluidos derivados da desidratação de placas subductantes e *slabs*, ou de origem astenosférica (Gervasoni, 2017). Outros processos são de empobrecimento, como eventos de fusão parcial (Wilson, 2007).

Heterogeneidades mantélicas geradas por estes processos na região da Patagônia, já foram amplamente estudadas. Sua história evolutiva foi detalhada e esclarecida por Astini et al. (1996), Bertotto (2003), Bjern et al. (2005), Bravo (1981), Cande e Leslie (1986), Conceição et al (2005), D’Orazio et al. (2000), Gorrington & Kay (2000), Gorrington et al. (1997), Haller & Ramos (1984), Herve et al. (2000 e 2003), Ignácio et al. (2001), Jalowitzki et al. (2007 e 2008), Kay et al. (1992), Laurora et al. (2001), Mpodozis & Forsythe (1983), Orihashi et al. (2006) , Pankhurst et al. (2006), Ramos & Aguirre-Urreta (2000), Ramos & Kay (1992), Ramos (1984, 1988, 1999 e 2000), Ramos et al. (1982, 1996 e 2002), Rapela et al., (1996), Rivalenti (2004), Schilling et al, (2005 e 2008), Skewes & Stern (1979), Stern (1990), Stern e Kilian (1996), Stern et al. (1990), Thompson & Herve (2002), Thorpe & Francis (1979) e Thorpe (1984), porém alguns eventos ainda não foram totalmente compreendidos.

O presente trabalho busca esclarecer os processos envolvidos na formação de veios micáceos em um xenólito do Campo Vulcânico de Pali-Aike (PM18-3). Esses veios com fases hidratadas são comuns em xenólitos de diversas localidades da Terra, porém podem representar diferentes processos. Além disso, o xenólito possui uma paragênese atípica e pouco estudada, incluindo a coexistência de granada e espinélio.

1.5. Objetivo

O presente estudo tem como principal objetivo contribuir de forma significativa para a melhor compreensão e caracterização dos fluidos metassomáticos que percolam o manto litosférico da região da Patagônia. Diante das adversidades de estudo do manto terrestre, uma forma de obter-se informações relevantes é o estudo de xenólitos mantélicos trazidos para a superfície terrestre através de vulcanismos alcalinos (basaltos alcalinos, basanitos, lamproítos e kimberlitos) e carbonatíticos. Para tanto, o presente trabalho tem como objetivo a caracterização de um xenólito mantélico (PM18-3) amostrado no CVPA que sofreu processo(s) de metassomatismo modal (estágio em que o metassomatismo atinge um patamar capaz de cristalizar novas fases minerais). Esse estudo visa compreender o ambiente em que o processo ocorreu em termos geotectônicos, geotermobarométricos. Além disso, busca sugerir uma possível composição para esse fluido ou líquido que reage com o manto, através da caracterização textural, mineral e química da rocha.

2. METODOLOGIA

2.1. Amostragem

A coleta de amostras foi realizada durante a vigência do Projeto Manto (PM), no ano de 2005, e teve como objetivo estudar o manto sublitosférico da América do Sul através da coleta de xenólitos mantélicos. Dentre os 23 xenólitos coletados, a amostra PM18-3, encontrada no Campo Vulcânico de Pali-Aike na Patagônia Austral, foi escolhida para a realização do estudo por conter um teor elevado de mica. O xenólito foi encontrada na forma de bomba vulcânica e não apresenta sinais de infiltração do basalto alcalino que a hospeda.

2.2. Confeção das lâminas petrográficas

Foram confeccionadas três lâminas com espessura de 30 μm . Cada uma delas foi realizada em uma orientação diferente da rocha, com o objetivo de observar a estrutura dos veios micáceos. A lâminação foi realizada no laboratório de confecção de lâminas Anexo I do Instituto de Geociências, pelos técnicos responsáveis segundo os padrões do laboratório.

2.3. Petrografia

2.3.1. Microscópio Petrográfico Binocular

A petrografia do xenólito foi realizada com o microscópio petrográfico binocular *Leica*. O principal objetivo do método foi a identificação da paragênese mineral e principais texturas para a realização de interpretações petrológicas de gênese da rocha. Para isso, utilizou-se a classificação de xenólitos mantélicos elaborada por Mercier & Nicolas (1975), além de classificações texturais conforme o tipo de processo envolvido, seja ele metamórfico ou ígneo. A composição modal da amostra em suas variadas porções foi realizada de forma visual e qualitativa, com exceção da porosidade e dos óxidos, que puderam ser quantificados em área da

lâmina através do *software* "Adobe Photoshop CC", por histogramas de coloração de *pixels* selecionados.

Mercie & Nicolas (1975) é vastamente utilizado na descrição dessas rochas e propõe basicamente três tipos de texturas. Essas texturas fornecem informações importantes quanto ao modelo evolutivo da rocha e dos processos tectono-magmáticos envolvidos.

2.3.2. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

As análises de Microscopia Eletrônica de Varredura com o Espectrômetro por Dispersão de Energia (EDS) acoplado foram realizadas em um MEV Jeol 6610-LV, do Laboratório de Geologia Isotópica - Instituto de Geociências (UFRGS).

O MEV é composto por um canhão de elétrons e por 4 detectores. O canhão irradia um feixe de elétrons com cerca de 15keV, dependendo da amostra. A partir da irradiação desses elétrons, a amostra responde com a emissão de elétrons secundários, elétrons retroespalhados e raios X característicos (Figura 6), considerando que cada uma dessas emissões é detectada por um detector diferente. Os elétrons secundários são responsáveis pela geração de uma imagem a partir do contraste topográfico da amostra, enquanto que as imagens obtidas pelos elétrons retroespalhados dizem respeito ao contraste atômico dos elementos. Já os raios X característicos são captados por um espectrômetro EDS capaz de fazer uma leitura semiquantitativa dos elementos químicos presentes no ponto ou área selecionadas.

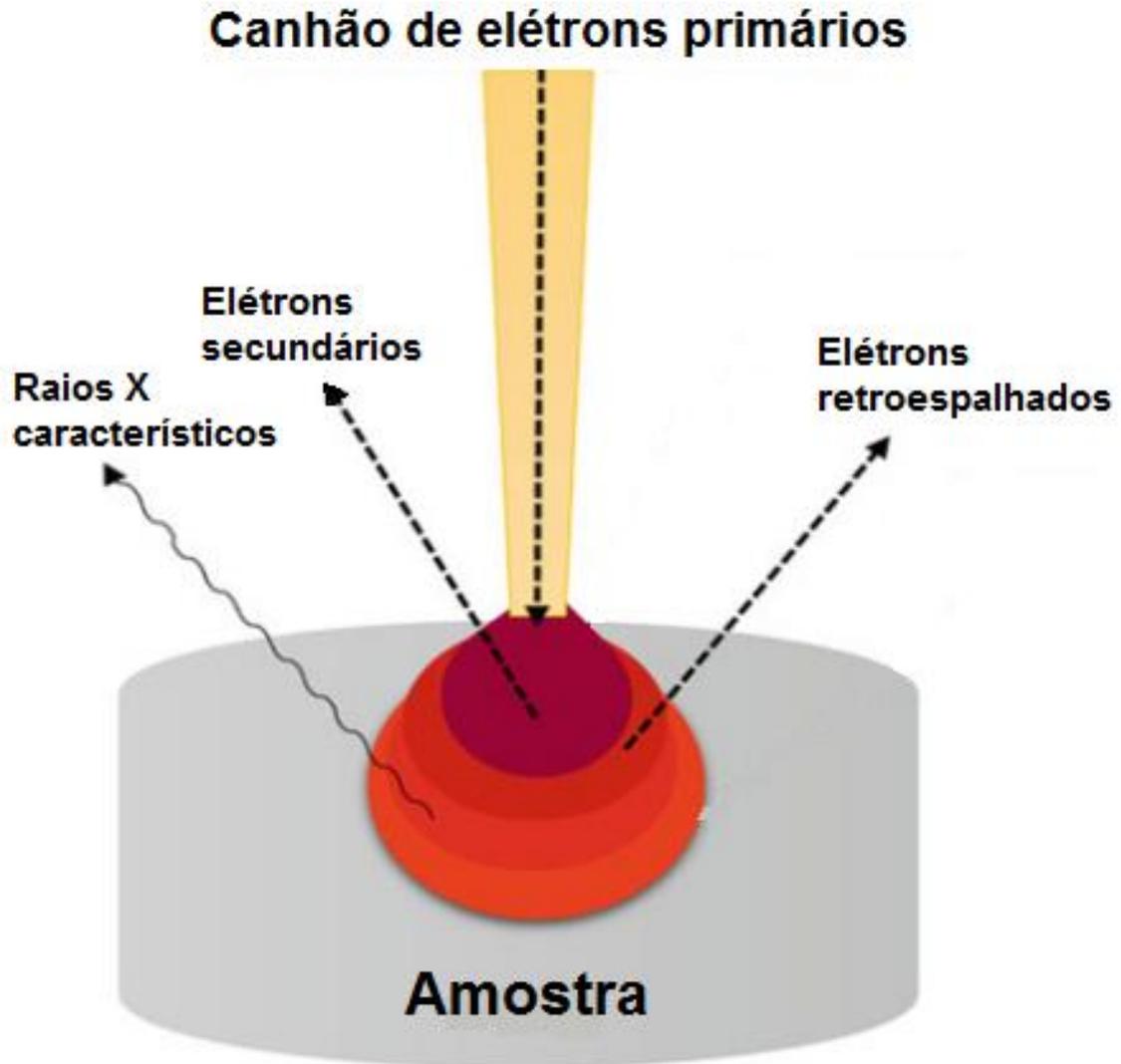


Figura 6: Ilustração esquemática do princípio de geração de radiação de raios X característicos, secundários (SE) e retroespalhados (BSE). O feixe de elétrons que colide com a amostra é capaz de arrancar um elétron de camadas internas do átomo. Para compensar a perda, elétrons de camadas mais externas caem de nível e, como resposta aos raios X característicos, secundários (SE) e retroespalhados (BSE) são emitidos e captados pelo espectrômetro. Juntamente aos raios X, elétrons secundários (SE) e elétrons retroespalhados são emitidos como resposta e captados pelo aparelho. e modificado pelo autor. Retirado do livro "*Handbook of Materials Characterization*" (2019).

2.4. Química mineral

2.4.1 Microsonda Eletrônica

A Microsonda Eletrônica utilizada para as análises foi uma *CAMECA SXFive* do Laboratório de Microsonda do CPGQ - Instituto de Geociências (UFRGS). O equipamento possui cinco espectrômetros por dispersão de onda (WDS) acoplados para microanálises quantitativas (área de análise de aproximadamente 1 a 3 μm^3) de química mineral, microscópio eletrônico de varredura com espectrômetro EDS e, além disso, fornece imagens de microscópio óptico para auxiliar nas análises.

O equipamento produz um feixe de elétrons provocado por um filamento de tungstênio aquecido, que libera elétrons livres. Os elétrons livres são acelerados e geram uma diferença de potencial de 10 a 20 KeV entre a amostra alvo e o filamento. Essa irradiação de elétrons nos átomos da amostra, faz com que a amostra emita raios X característicos com comprimento de onda específico para cada átomo devido à sua configuração eletrônica. Essas ondas são espalhadas em diferentes ângulos após encontrar um cristal analisador. Esses diferentes comprimentos de onda são quantificados pelos detectores WDS (Figura 7) e são ajustados em valores específicos para todos os elementos desejados.

Para as análises do trabalho foram utilizadas correntes de 15nA e tensão de 15KeV. E os sinais usados foram os K_{α} ("K alfa") do Na, Al, Si, K, Mg, Ca, Fe, Mn, Cr, Ni, Ti, S. Com isso foi possível fazer uma química mineral quantitativa detalhada de todas as fases presentes na amostra.

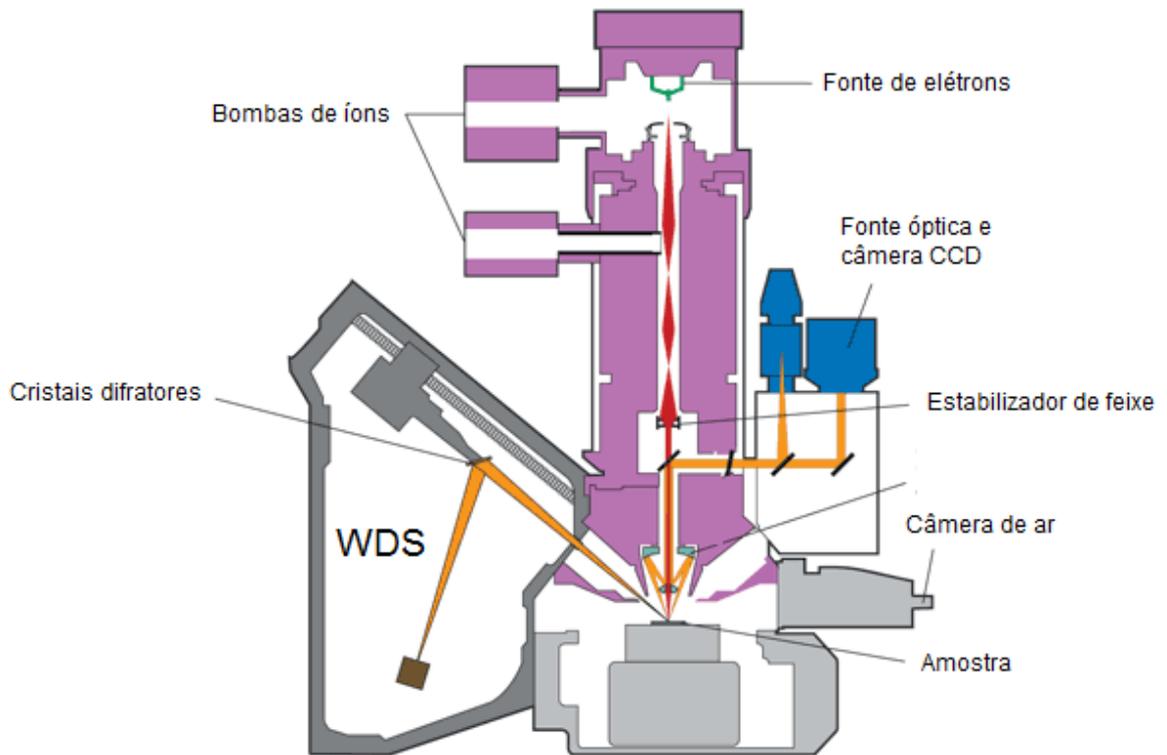


Figura 7: Desenho esquemático do funcionamento da Microsonda Eletrônica. Retirado do site oficial da CAMECA <https://www.cameca.com/products/epma/technique> e traduzido pelo autor.

3. RESULTADOS

3.1. Petrografia óptica PM18-3

3.1.1. Macroscopia PM18-3

O xenólito possui cerca de 7 centímetros de diâmetro, com volume aproximado de um punho (Figura 8). Apresenta cor cinza escura esverdeada, sendo possível observar porções onde a flogopita constitui cerca de 90% da rocha, caracterizando essas porções como glimeríticas (Le Maitre, 2004) em meio à porções piroxeníticas (Streckeisen, 1976) onde há o predomínio de piroxênio e granada, juntamente com ilmenita, que está presente nas duas porções. O contato entre as duas porções não é bem definido e é de difícil visualização, porém a porção glimerítica está na forma de veios e bandas. Estruturalmente a rocha apresenta uma foliação incipiente devido à suborientação dos cristais de flogopita.



Figura 8: Fotografia do xenólito mantélico PM18-3.

3.1.2. Microscopia PM18-3A

Mineralogicamente, a lâmina PM18-3A é composta por: flogopita (~60%), óxidos (~14%), enstatita (~10%), diopsídio (~5%) e granada (~1%), além de ~3% de porosidade intersticial. Tal proporção modal das fases caracteriza a lâmina como um glimerito (Le Meitre, 2004) (Figura 9). Apresenta textura granoblástica Protogranular I, com baixo grau de deformação e médio grau de fraturamento (Mercier & Nicolas, 1975).

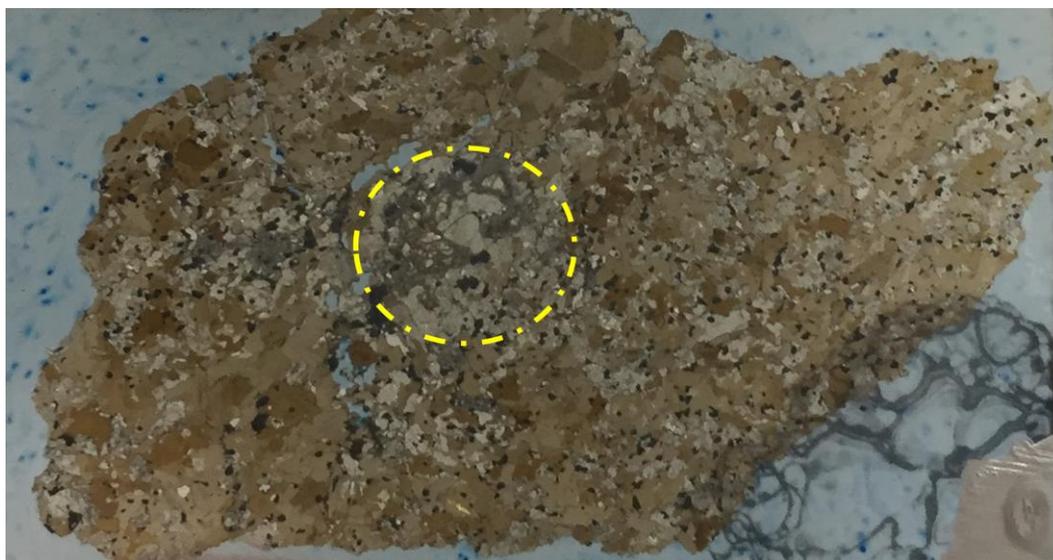


Figura 9: Fotografia da lâmina delgada PM18-3A. O círculo tracejado delimita uma porção da lâmina que é rica em ortopiroxênio.

Os cristais de flogopita são de cor marrom a luz natural com tamanho de 1 a 2 mm, ou cerca de 0,05 mm quando inclusos nos grãos de enstatita. São cristais predominantemente subédricos que, quando em contato com enstatita e óxidos, possuem bordas interlobadas (Figura 10c), enquanto que, quando na forma de inclusões em enstatita, são anédricos e tendem à formas arredondadas. Inclusões de óxidos são comuns nos cristais maiores.

O ortopiroxênio é translúcido a luz natural e possui tons acinzentados a luz polarizada; com tamanho de até 2 mm de diâmetro e forma subédrica quando próximo da granada, porém isso se limita a uma porção ortopiroxenítica próxima ao centro da lâmina (Figura 9). Na maior parte da lâmina, a enstatita possui cerca de

0,5 mm com forma anédrica, chegando até 1 mm quando envolvendo outras fases. Frequentemente, engloba óxidos, flogopitas e clinopiroxênios na forma de inclusões e, na maioria das vezes, de forma poiquilítica (Figura 10a). No geral a enstatita possui clivagem bem marcada e é comum as inclusões estarem relacionadas a vidros ou líquidos que atravessam os cristais do ortopiroxênio por "*veinlets*", feições de migração de líquidos, nas fraturas. Por vezes a fratura atravessa as inclusões, porém geralmente as circunda. O diopsídio é identificado nos interstícios e na forma de inclusões em enstatita (Figura 10d), possuindo menos de 1 mm de diâmetro, com forma anédrica e equante tendendo a esferoidal, geralmente com textura esponja nas bordas, uma textura relacionada a desequilíbrio químico ou fusão parcial do mineral. As inclusões costumam ter "*veinlets*" associados e não apresentam fraturas nem clivagem, enquanto que os clinopiroxênios intersticiais estão totalmente fraturados e se apresentam na forma de aglomerados microcristalinos anédricos.

Na lâmina é possível observar somente um aglomerado de cristais de granada no centro com cerca de 4 mm de diâmetro envolvidos por uma grande coroa de reação simplectítica, denominada neste caso como textura kelifítica (Godard & Martin, 2000) (Figura 10f), como resultado da desestabilização da granada por conta de descompressão. Segundo Obata *et al.* (2011), a coroa seria resultado de uma reação na qual a granada desestabiliza e reage com a olivina para formar enstatita e uma coroa kelifítica, basicamente composta por uma fase microcristalina que envolve cristais de enstatita e nódulos de clinopiroxênio e espinélio.

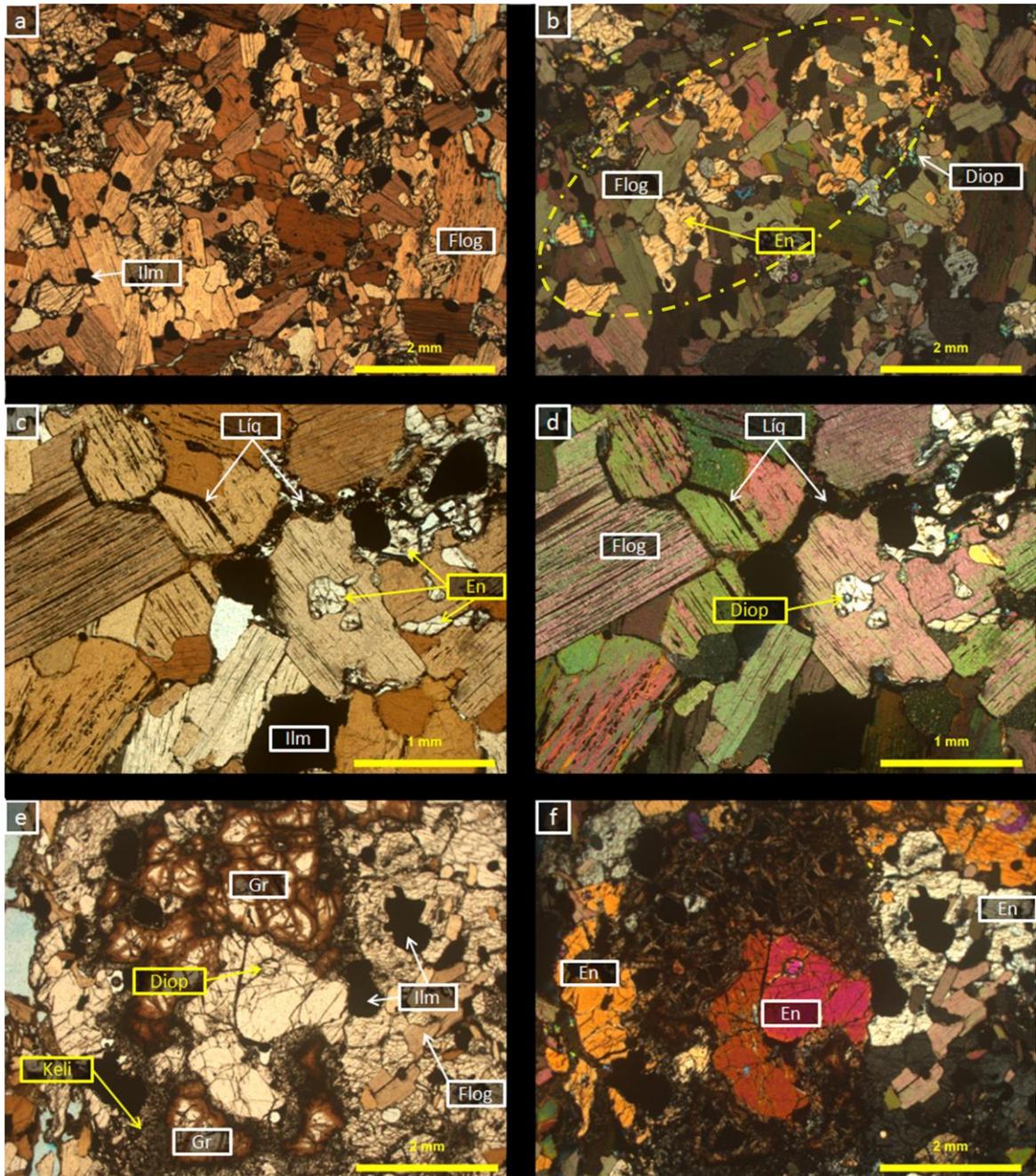


Figura 10: Fotomicrografias da lâmina PM18-3A. As fotomicrografias à luz natural encontram-se à esquerda (a; c; f), com suas equivalentes a luz transmitida à direita (b; d; f). As fotomicrografias "a" e "b" estão localizadas na porção glimerítica da amostra e demonstram a textura poiquilítica da enstatita (elipsoide tracejado amarelo delimita o cristal). As fotomicrografias "c" e "d" também se encontram na porção glimerítica, porém apresentam os líquidos intersticiais que são abundantes em todas as lâminas da amostra. As fotomicrografias "e" e "f" são ilustrativas da porção ortopiroxenítica da lâmina, basicamente formada por uma granada com coroa kelifítica no centro envolta por cristais poiquilíticos de enstatita. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Gr); Flogopita (Flog); Coroa Kelifítica (Keli).

3.1.3. Microscopia PM18-3B

A lâmina apresenta textura granoblástica e, segundo a classificação de Mercier & Nicolas (1974), trata-se de uma textura Protogranular I, com baixo grau de deformação e médio grau de fraturamento, assim como a lâmina PM18-3A. Mineralogicamente, observa-se que a lâmina é composta majoritariamente por enstatita (aproximadamente 26%), seguido pela textura kelifítica (~24%), 18% de ilmenita, 16% de granada, 15% de flogopita, porosidade representando cerca de 2% da lâmina e cerca de 1 a 2% de diopsídio. A lâmina como um todo é classificada, portanto, como um ortopiroxenito (Streckeisen, 1976). No entanto, é possível observar dois aglomerados glimeríticos alinhados (Figura 11).

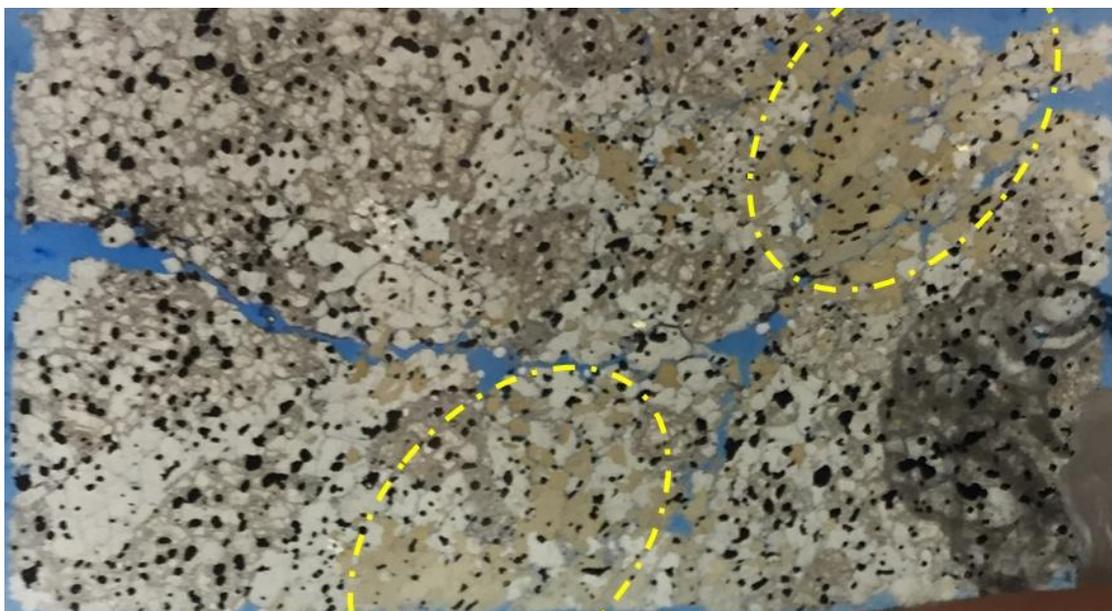


Figura 11: Fotografia da lâmina delgada PM18-3B. As porções glimeríticas estão delimitadas de forma incipiente pelos elipsóides tracejados em amarelo.

Desconsiderando os aglomerados glimeríticos, o ortopiroxenito possui cerca de 30% de enstatita, 20% de granada, 18% de óxidos, menos de 1% de diopsídio, além de 30% de coroa kelifítica de reação da granada e 2% de porosidade. Nesta porção observa-se a textura poiquilítica com crescimento exacerbado da enstatita englobando outras fases, como o diopsídio, óxidos e flogopita, respeitando apenas os limites com a coroa simplectítica da granada (Figura 12 e 14). A enstatita é comumente maior (até 8mm de eixo maior) quando próxima da coroa e aparentemente constitui uma reação, como prevê a textura. Na grande maioria das

vezes, os grãos de enstatita são euédricos e geralmente contêm inclusões de diopsídio, ilmenita e flogopita. Assim como na lâmina PM18-3A, o diopsídio tem forma anédrica e equante, tendendo a esferoidal, porém limita-se apenas a pequenas inclusões com cerca de 0,25 mm nos cristais de enstatita e "veinlets". A flogopita é rara na porção ortopiroxenítica e forma cristais placóides dispersos, com no máximo 1 mm de eixo maior, ou ainda como inclusões com tamanho e forma semelhantes aos do diopsídio. A euedria da flogopita varia desde anédrica até euédrica de forma aparentemente randômica e frequentemente com bordas interlobadas. Os óxidos possuem diâmetro médio de 0,35mm e encontram-se como inclusão em todas as fases. Possuem formas mais arredondadas em meio à textura kelifítica, enquanto que no restante da lâmina sua forma tende a ser mais irregular (Figura 12).

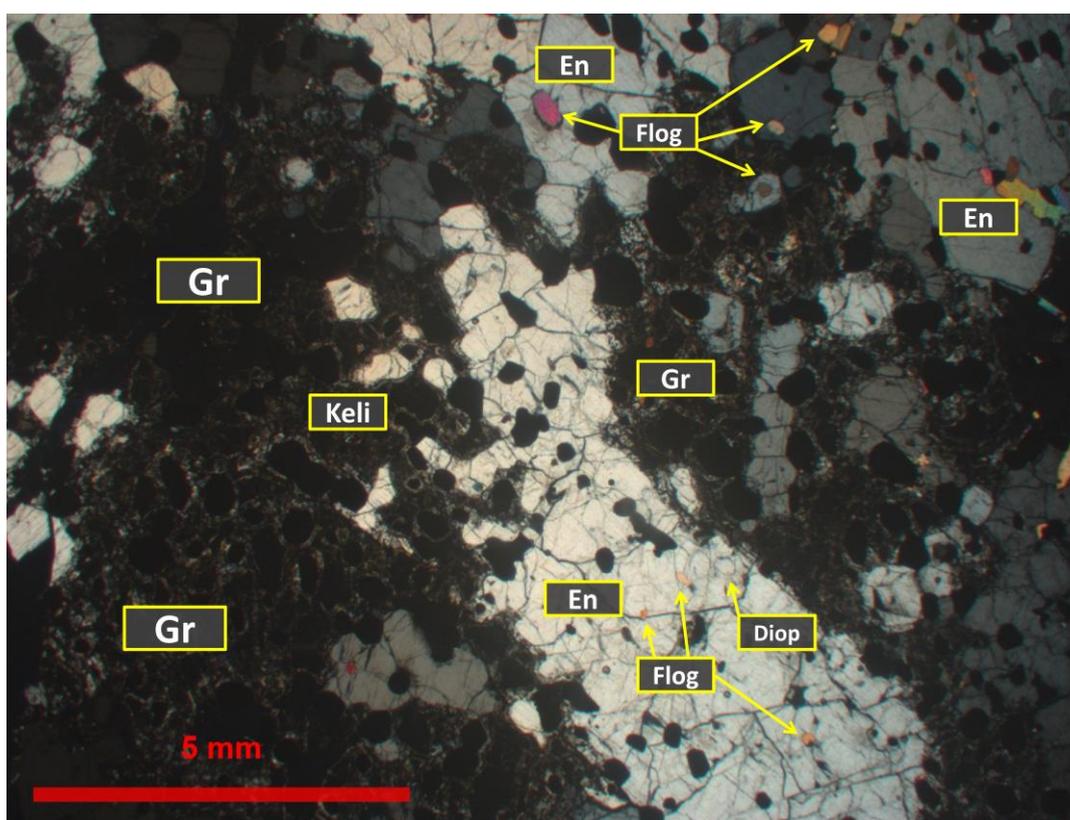


Figura 12: Fotomicrografia à luz polarizada. Enstatita poiquilítica, com borda de reação apresentando textura kelifítica da granada, incluindo ilmenitas, flogopitas e diopsídios. A nicóis cruzados, a porção de fases microcristalinas e vítreas que caracteriza a textura kelifítica se confunde com a granada, que se encontra isotrópica. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Gr); Flogopita (Flog); Coroa Kelifítica (Keli).

Os dois aglomerados constituem cerca de 20% da lâmina e encontram-se alinhados, porém descontínuos, aparentemente formando uma banda. Mineralogicamente, os aglomerados tem cerca de 60% de flogopita, 20% de enstatita, 17% de óxidos e 3% de diopsídio, caracterizando-os como glimeríticos. A textura que predomina é a Protogranular I descrita em Mercier & Nicolas (1974), porém também é descrita como lepidoblástica, visto que as micas encontram-se suborientadas na direção do alinhamento dos aglomerados. A flogopita encontra-se geralmente euédrica com eixo maior médio de 1,5 mm, podendo chegar a até 3,5 mm (Figura 13). Nessa porção da lâmina, a enstatita se limita a cristais subédricos com no máximo 3,5 mm, ainda com inclusões de diopsídio, flogopita e óxidos, porém menos frequentes, enquanto o diopsídio é identificado somente na forma de pequenas inclusões arredondadas (~ 0,25mm) em grãos de enstatita. Os óxidos encontram-se do mesmo tamanho porém com formas mais irregulares nessa porção. É possível observar uma orientação dos óxidos mais estirados, coerente com a suborientação das micas (Figura 11).

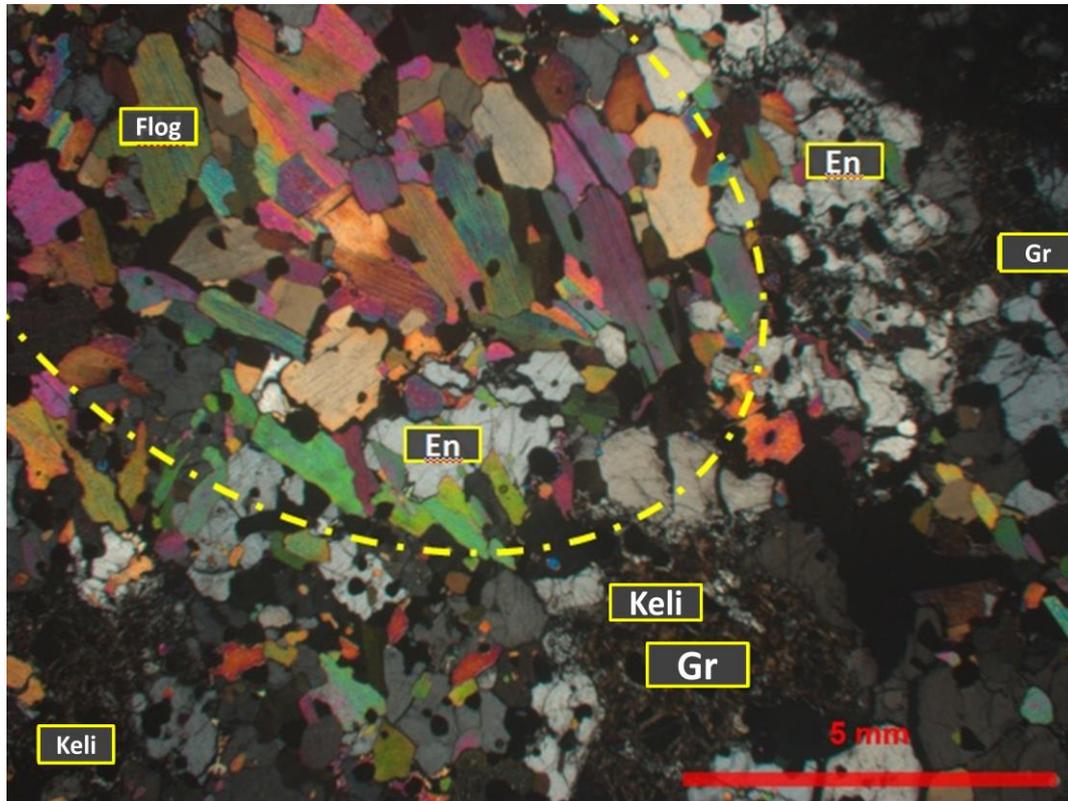


Figura 13: Fotomicrografia à luz polarizada. Porção glimerítica delimitada por linha tracejada. Cristais de flogopita euédricos a subédricos orientados dentro da porção glimerítica e predominantemente anédricos e na forma de inclusão na porção ortopiroxenítica. Granadas com textura kelifítica reagindo com enstatitas. Legenda: Enstatita (En); Granada (Gr); Flogopita (Flog).

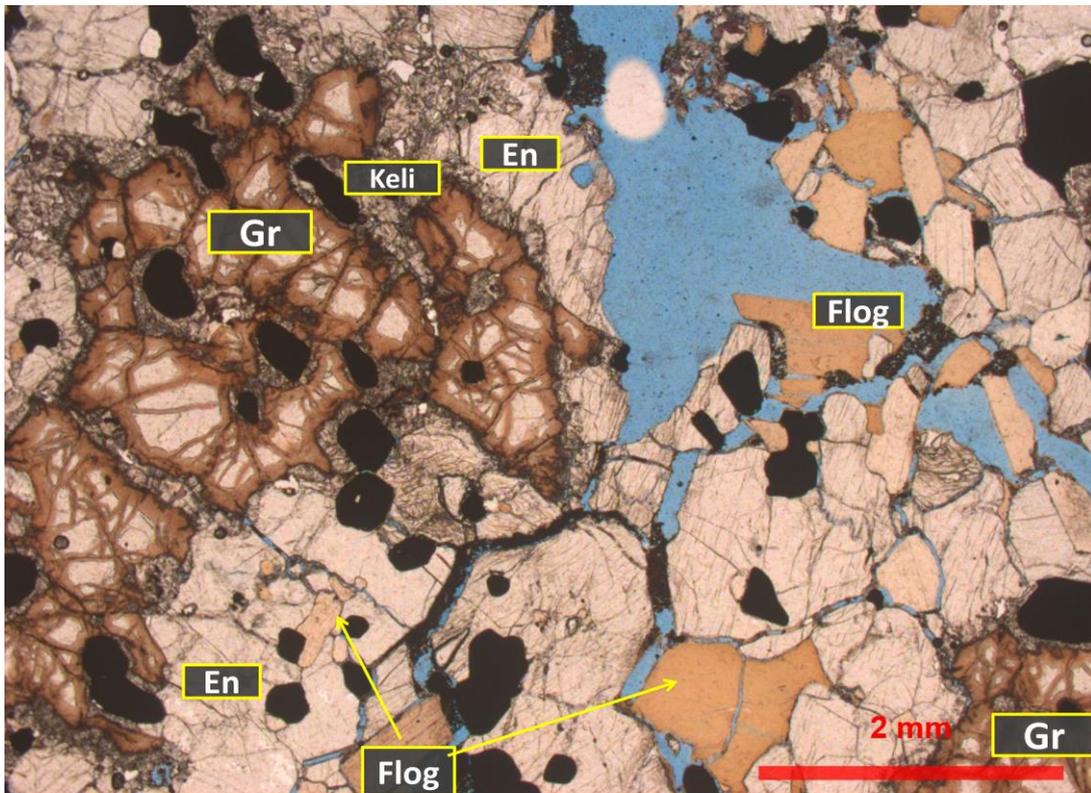


Figura 14: Porção ortopiroxenítica próxima ao veio com granada exibindo textura kelifítica em reação com a enstatita. Frequentes inclusões de flogopita em enstatita e flogopitas mais desenvolvidas e frequentes na medida em que se aproxima do veio. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Grt); Flogopita (Phl); Coroa Kelifítica (Keli).

3.1.4. Microscopia PM18-3C

A lâmina PM18-3C, assim como as outras, apresenta textura granoblástica e Protogranular I, também com baixo grau de deformação e médio grau de fraturamento. A rocha é composta por cerca de 36% de flogopita, 23% de enstatita, 14% de granada, 13% da textura kelifítica, 11% de ilmenita, 2% de diopsídio e 4% de porosidade total. É perceptível que, assim com a lâmina PM18-3B, esta lâmina é cortada por uma porção de composição glimerítica, mas nesse caso a estrutura de veio e delimitação dessa porção fica mais evidente (Figuras 15 e 16). Esta porção glimerítica representa aproximadamente 50% da lâmina e sua delimitação fica muito clara macroscopicamente.

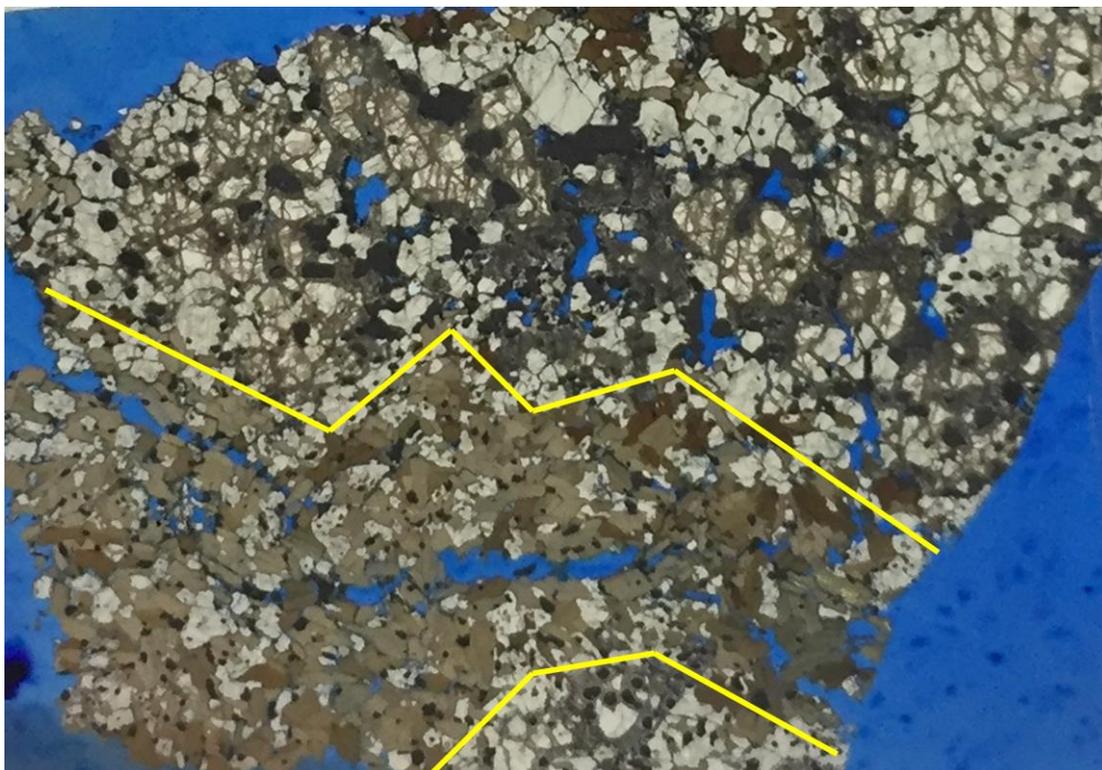


Figura 15: Fotografia da lâmina delgada PM18-3C. As linhas amarelas delimitam um veio glimerítico do restante da rocha, que é de composição ortopiroxenítica.

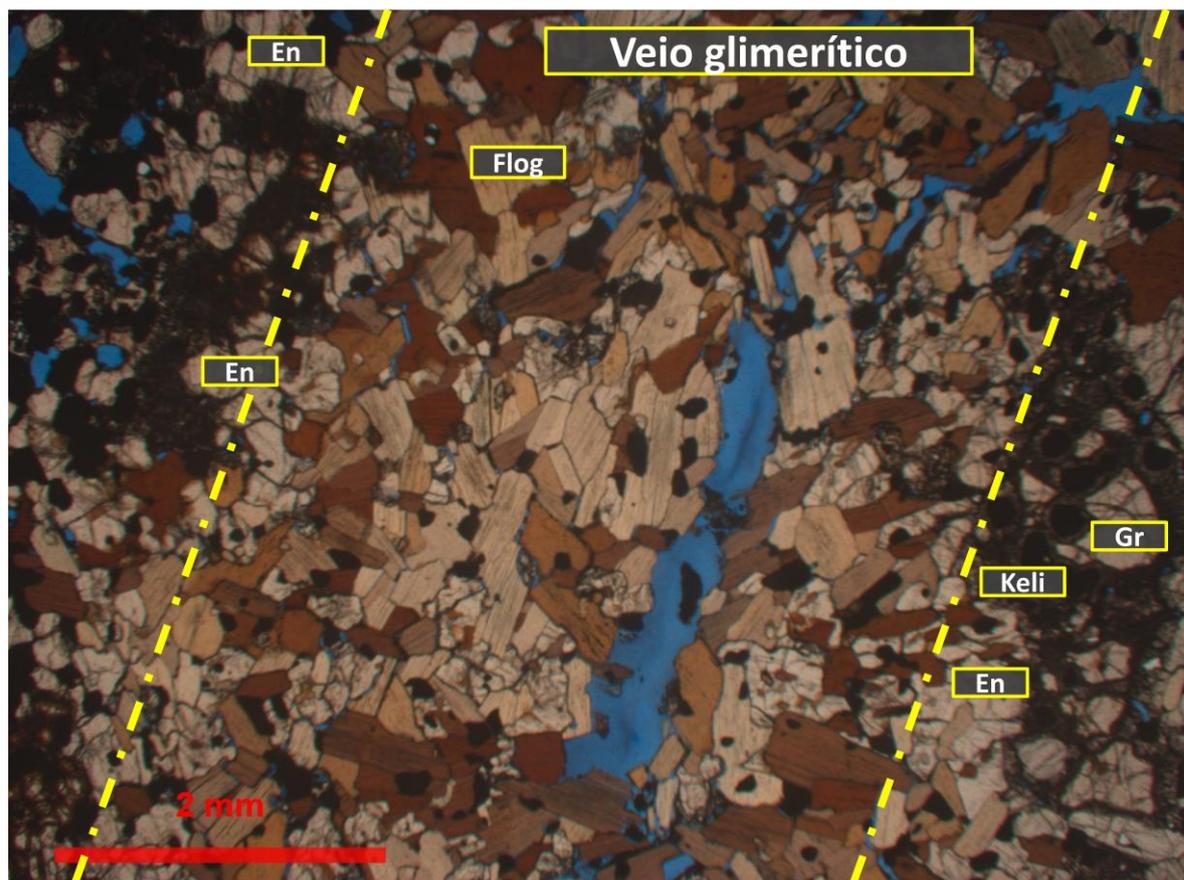


Figura 16: Fotomicrografia à luz natural. A linha amarela tracejada delimita o veio glimerítico da porção ortopiroxenítica da rocha. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Granada (Gr); Flogopita (Flog); Coroa Kelifítica (Keli).

A porção glimerítica apresenta cristais de flogopita suborientados paralelamente à direção do veio nas partes mais centrais, enquanto que, próximo às bordas, os cristais orientam-se perpendiculares ao veio. A porção glimerítica é composta por aproximadamente 70% de flogopita, 14% de enstatita, 10% de ilmenita e 3% de diopsídio. De forma geral, esta porção é muito semelhante às porções glimeríticas das outras lâminas: a flogopita é predominantemente euédrica com eixo maior de 1,5 mm até 3,5 mm, geralmente possui bordas interlobadas e inclusões de ilmenita. Por vezes, a flogopita se encontra na forma de inclusão em grãos de enstatita. Quando na forma de inclusão, a mica possui diâmetros menores (~ 0,30 mm) e forma anédrica tendendo a esferoidal. A enstatita é representada por cristais subédricos com 1 a 2 mm de diâmetro, chegando até no máximo 3,5 mm quando na forma poiquilítica (Figura 17), englobando cristais menores de diopsídio, flogopita e ilmenita. A ilmenita é subédrica alongada a euédrica, possuindo cerca de 0,3 mm de

diâmetro. Já o diopsídio é anédrico e restrito a inclusões em enstatita e interstícios de outros cristais (Figura 17). Quando incluso, possui hábito esferoidal (de 0,2 a 0,7 mm de diâmetro), e quando nos interstícios, possui forma irregular. Os interstícios e a maioria dos contatos entre grãos são preenchidos por material vítreo ou microcristalino. O mesmo ocorre com algumas microfraturas nos cristais de enstatita.

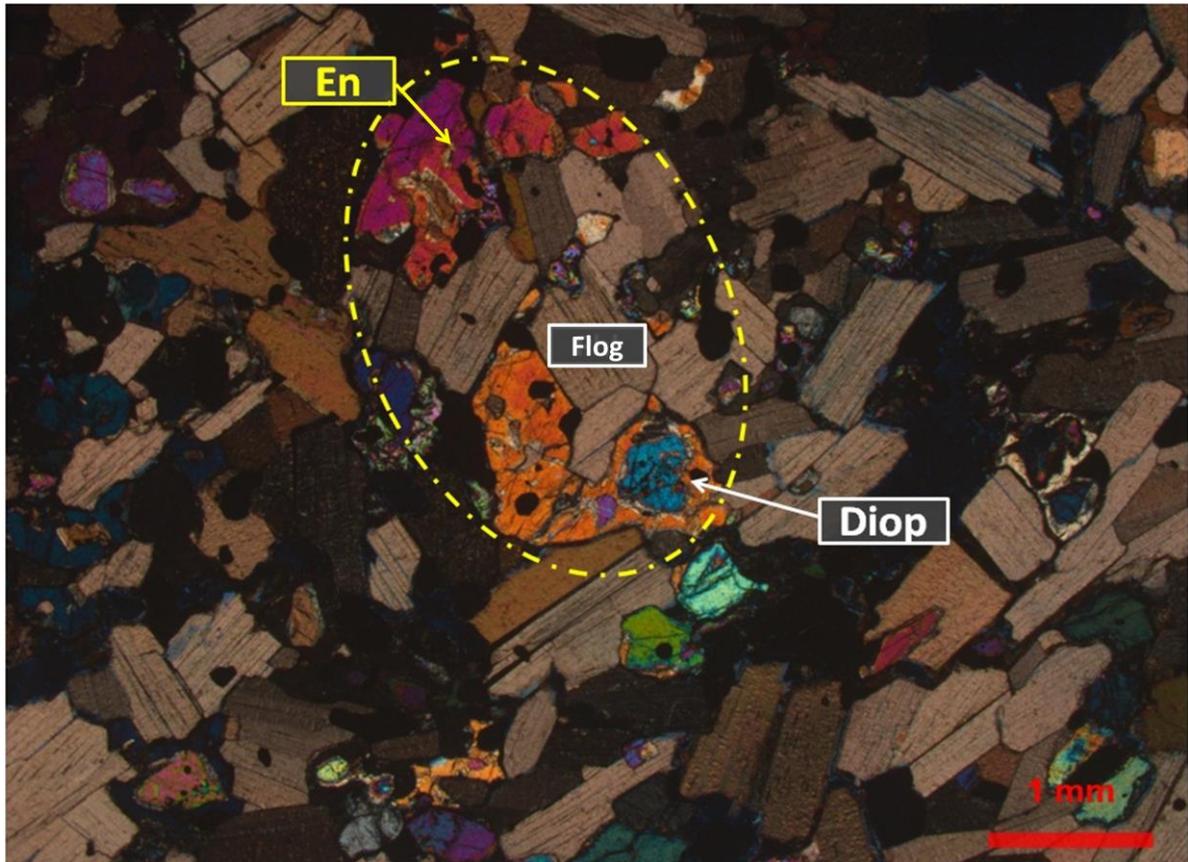


Figura 17: Fotomicrografia a nicóis cruzados da porção glimerítica. A linha tracejada representa o espaço de um cristal de enstatita poiquilítica englobando cristais menores de diopsídio e grãos de flogopita. Enstatita (En); Diopsídio (Diop); Flogopita (Flo).

A porção ortopiroxenítica é constituída majoritariamente por enstatita, ~30%, além de ~27% de granada, 25% da textura kelifítica, ~12% de ilmenita, 1-2% de diopsídio e apenas cerca de 1% de flogopita. Esta porção se assemelha muito à porção ortopiroxenítica da lâmina PM18-3B, com textura granoblástica e Protogranular I com médio grau de fraturamento e baixo grau de deformação. Assim como nas outras lâminas, a enstatita apresenta textura poiquilítica e cristais anormalmente maiores quando próximo da textura kelifítica da granada. Dessa

forma, a enstatita acaba por englobar as outras fases presentes com exceção da granada que parece não ser englobada devido ao seu tamanho. Os cristais de enstatita, portanto, podem chegar até 6 mm de diâmetro, porém possuem tamanho médio de 2 mm. A granada se restringe a esta porção da lâmina, alinhada paralelamente ao veio, com aproximadamente 5 mm de diâmetro apresentando textura kelifítica que, de maneira geral, isola a granada do contato direto com o restante do sistema. Os cristais são euédricos e, por vezes, possuem inclusões de ilmenita. A textura kelifítica que envolve a granada apresenta clara reação com a enstatita a seu redor (Figura 18).

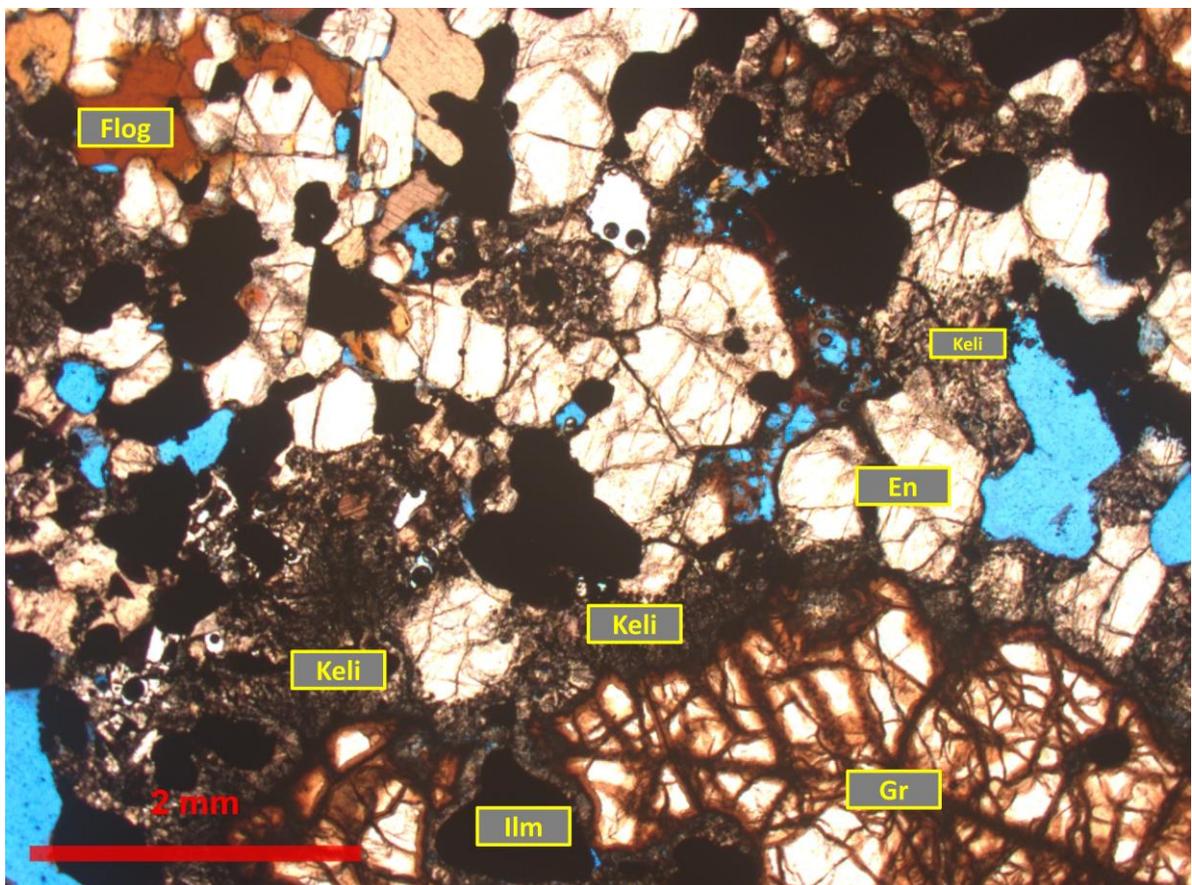


Figura 18: Fotomicrografia a luz natural da porção ortopiroxenítica: Granada (Gr) no canto inferior direito da imagem apresenta textura kelifítica (keli) que reage com a enstatita (En) e com a ilmenita (Ilm) ao redor.

3.2. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A petrografia por MEV (EDS) foi essencial para a identificação de todas as fases cristalinas, composições de líquidos e descrição das texturas presentes nas lâminas que não tinham sido identificadas no microscópio óptico.

Foram realizadas amostras semiquantitativas de composição mineral, além de imageamento por elétrons retroespalhados (*backscattering* – BSE) para melhor compreensão de reações texturais e mapeamento das lâminas, como forma de preparação para posterior análise de Microsonda Eletrônica.

A partir das análises de MEV, foi possível detalhar as texturas e reações presentes nas lâminas PM18-3A, PM18-3B e PM18-3C. As três lâminas apresentam as mesmas texturas, variando a frequência e a distribuição com que ocorrem. O que controla a ocorrência de determinadas texturas são as diferentes composições observadas na amostra: glimerítica ou ortopiroxenítica. Além da identificação das texturas, algumas particularidades químicas dos minerais foram constatadas através das análises semiquantitativas de EDS.

A partir das análises de MEV-EDS, a granada foi identificada como piropo, e o ortopiroxênio, como enstatita. A flogopita possui alto teor de TiO_2 . Em um ponto da lâmina PM18-3C foram encontrados alguns cristais de diopsídio sem TiO_2 na estrutura cristalina (Cpx 1), inclusos em cristais maiores de diopsídio com TiO_2 (Cpx 2) (Figura 19). Percebe-se que a fase inclusa não possui inclusões e buracos, ao contrário da fase que a envolve, que possui diversas inclusões e buracos, possivelmente minerais arrancados na laminação. O espinélio foi identificado em porções microcristalinas da coroa de reação kelifítica, geralmente como cristais nodulares (Figura 20). Os óxidos foram identificados como Mg-ilmenita, contendo pequenas lamelas de rutilo nas bordas, além de raras inclusões de diopsídio (Figura 20) e micro-inclusões de sulfetos, que se encontram disseminados na rocha.

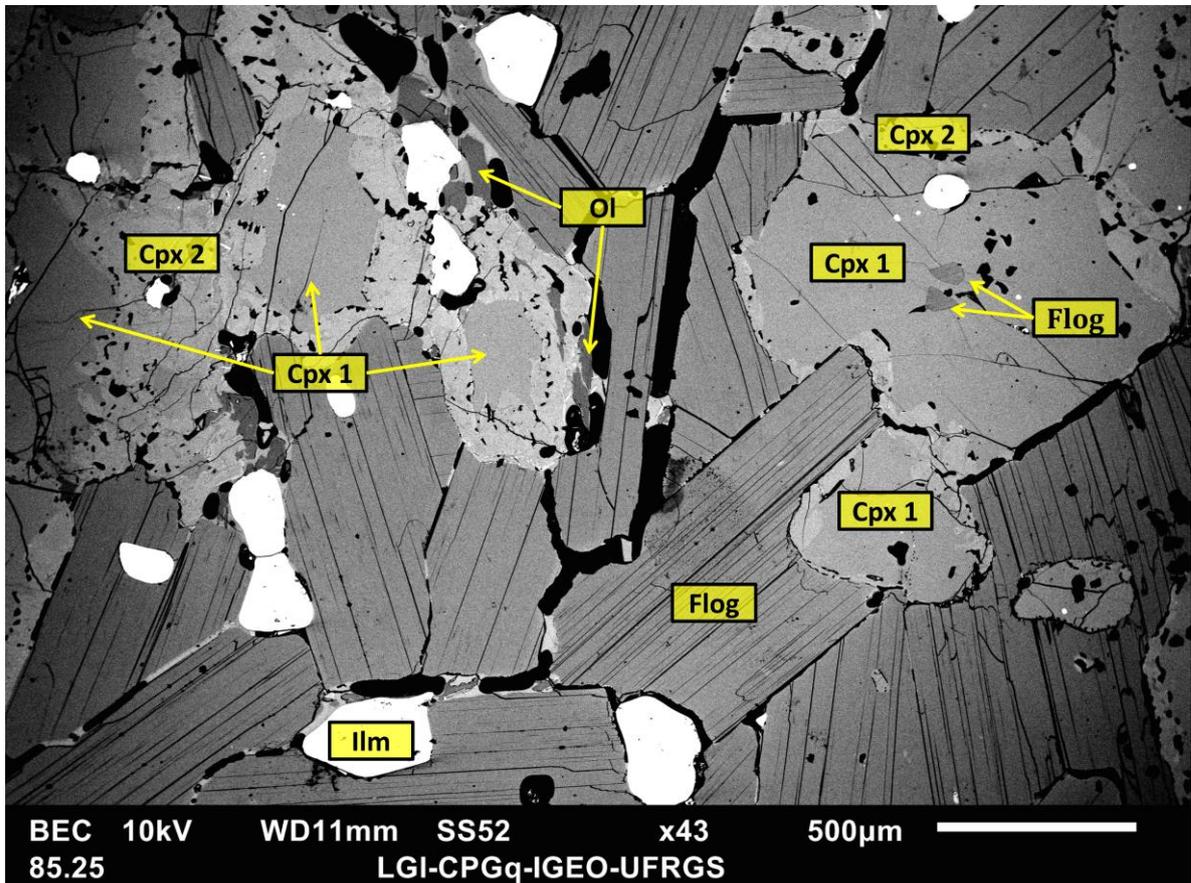


Figura 19: Imagem de MEV-BSE da do veio glimerítico da lâmina PM18-3C. Os minerais brancos são identificados como ilmenitas (Ilm). Os minerais alongados com clivagens bem marcadas são as flogopitas (Flo). A olivina (Ol) é representada por pequenos cristais alongados de cor cinza escura. Cpx 1 refere-se a diopsídios sem TiO_2 na estrutura cristalina, enquanto que Cpx 2 refere-se a diopsídios com TiO_2 na estrutura cristalina.

A textura kelifítica presente na granada é predominante nas lâminas PM18-3B e PM18-3C, porém também ocorre de forma limitada na lâmina PM18-3A, como já descrito na microscopia óptica. Nas imagens de MEV fica clara a reação entre a granada e a enstatita, formando uma borda de reação kelifítica onde são encontradas fases microcristalinas, hipidiomórficas e radiais de diopsídio e enstatita, além de nódulos de espinélio e enstatita (Figura 20). O mesmo ocorre com as ilmenitas próximas da granada e, por vezes, nas poucas flogopitas em contato com a coroa kelifítica. Todos os minerais em contato com a coroa encontram-se arredondados no contato e parecem estar reagindo com a mesma (Figura 20).

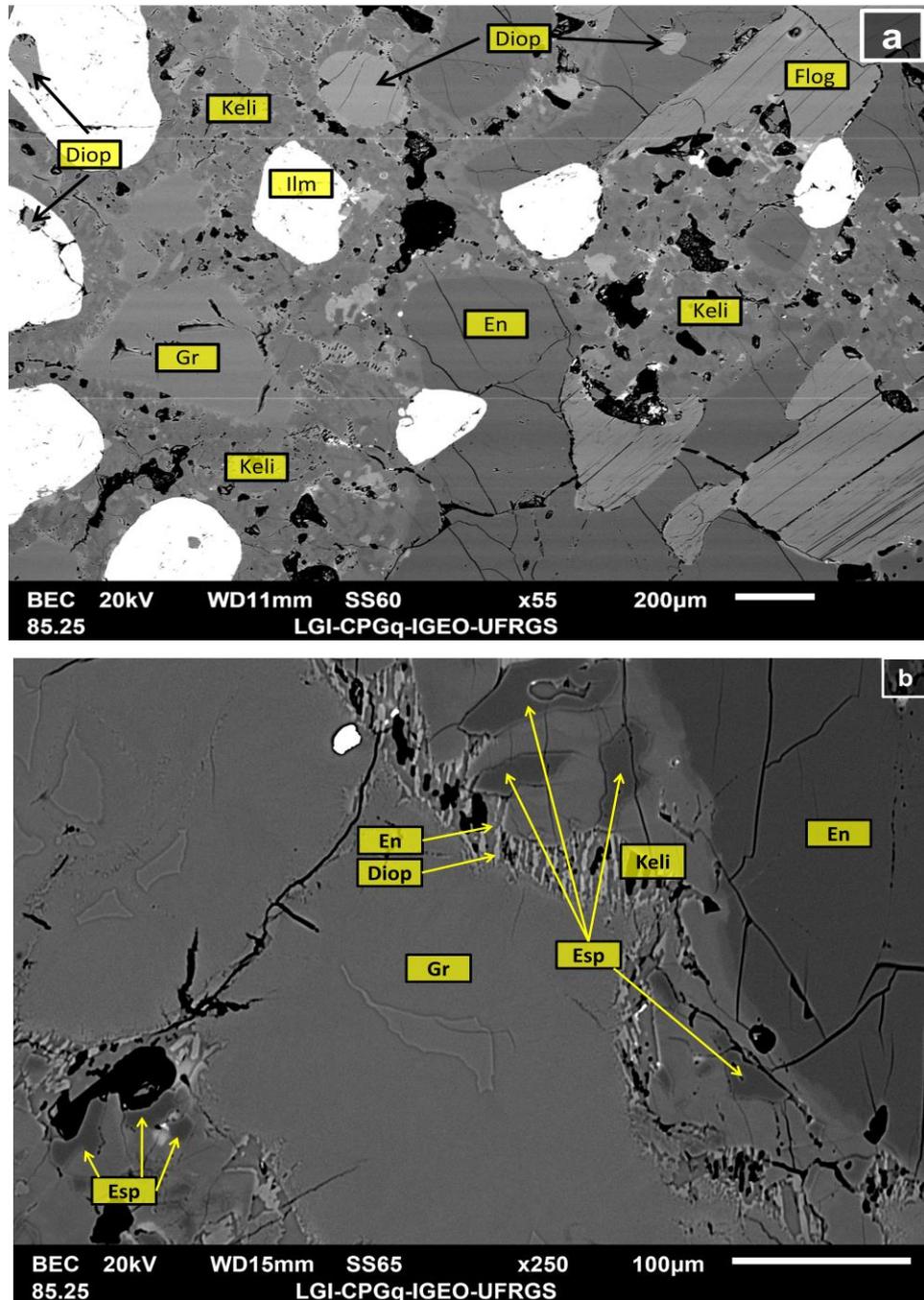


Figura 20: Imagens de MEV-BSE da textura kelifítica na porção ortopiroxenítica da lâmina PM18-3B. a) Imagem representativa de como geralmente a textura kelifítica se apresenta; desorganizada. b) imagem da textura kelifítica ilustrando as feições descritas por Obata (2011), onde há o crescimento radial de enstatita e diopsídio juntamente com os nódulos de espinélio. Enstatita (En); Espinélio (Esp); Diopsídio (Diop); Granada (Grt); Flogopita (Phl); Coroa Kelifítica (Keli).

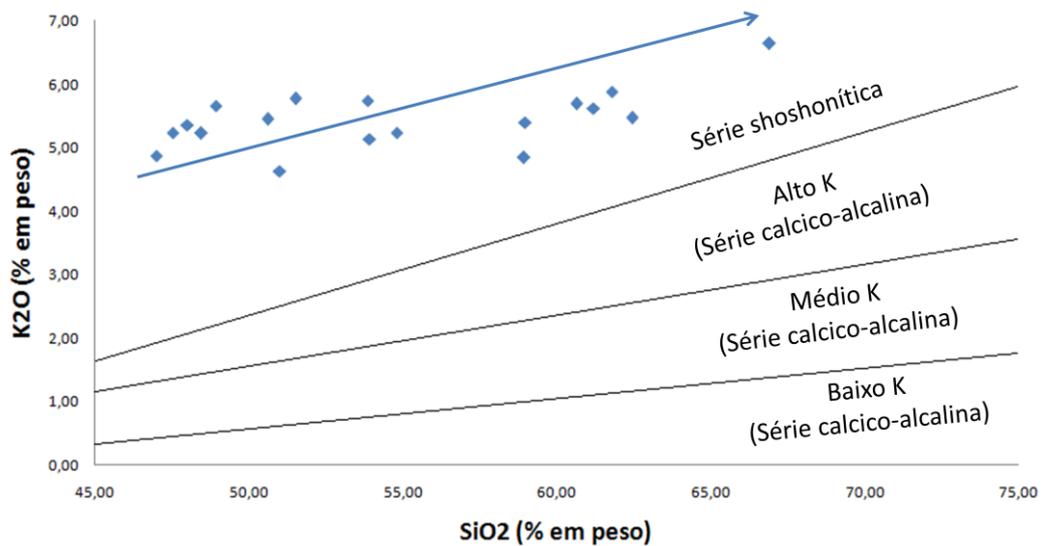
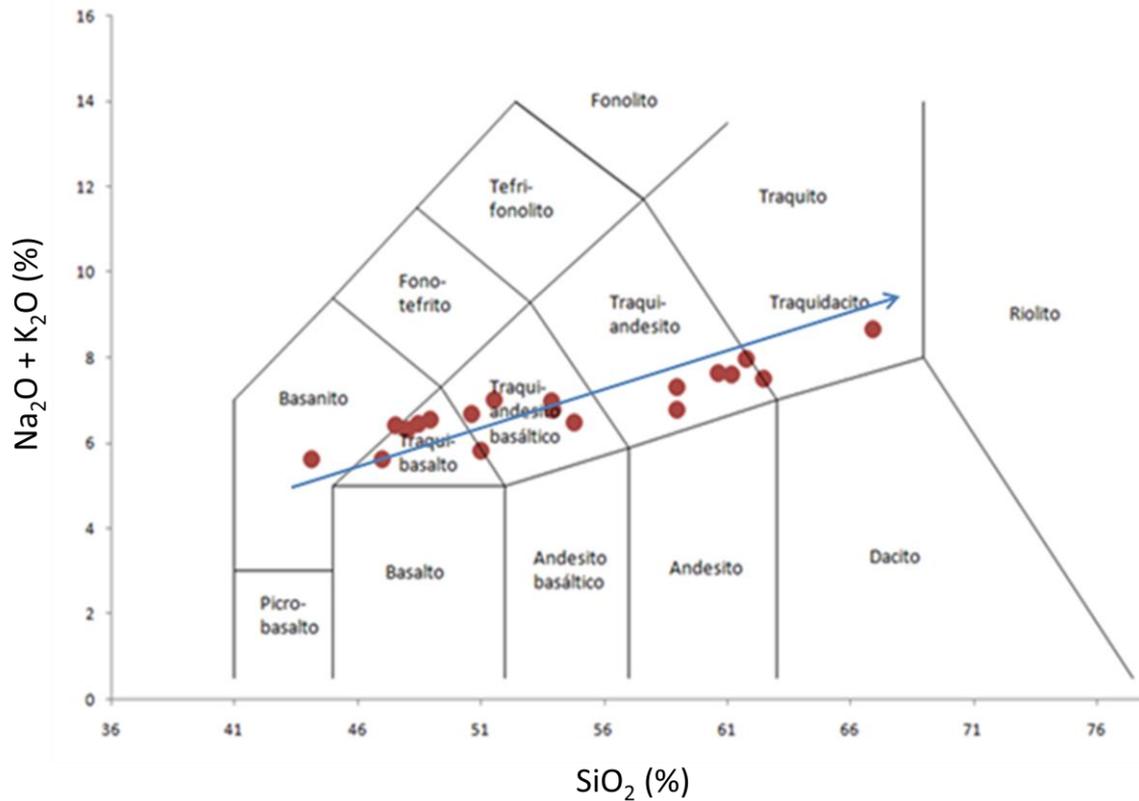


Figura 21: Composição dos líquidos plotados no diagrama TAS (Total Alkali Silica) e diagrama de discriminação de afinidade geoquímica, ambos em porcentagem em peso. Os dados plotados nos diagramas descrevem um "trend" alcalino saturado em sílica da série shoshonítica. O "trend" está representado pela seta azul nos diagramas. Diagramas de Le Bas et al. (1986).

Em algumas porções foram feitas análises em área nas regiões onde foram encontrados líquidos com microcristais, englobando ambas as fases (Figura 22). Os resultados destas análises também foram plotados no diagrama TAS e os dados indicam composições basálticas e andesito-basálticas (Figura 23).

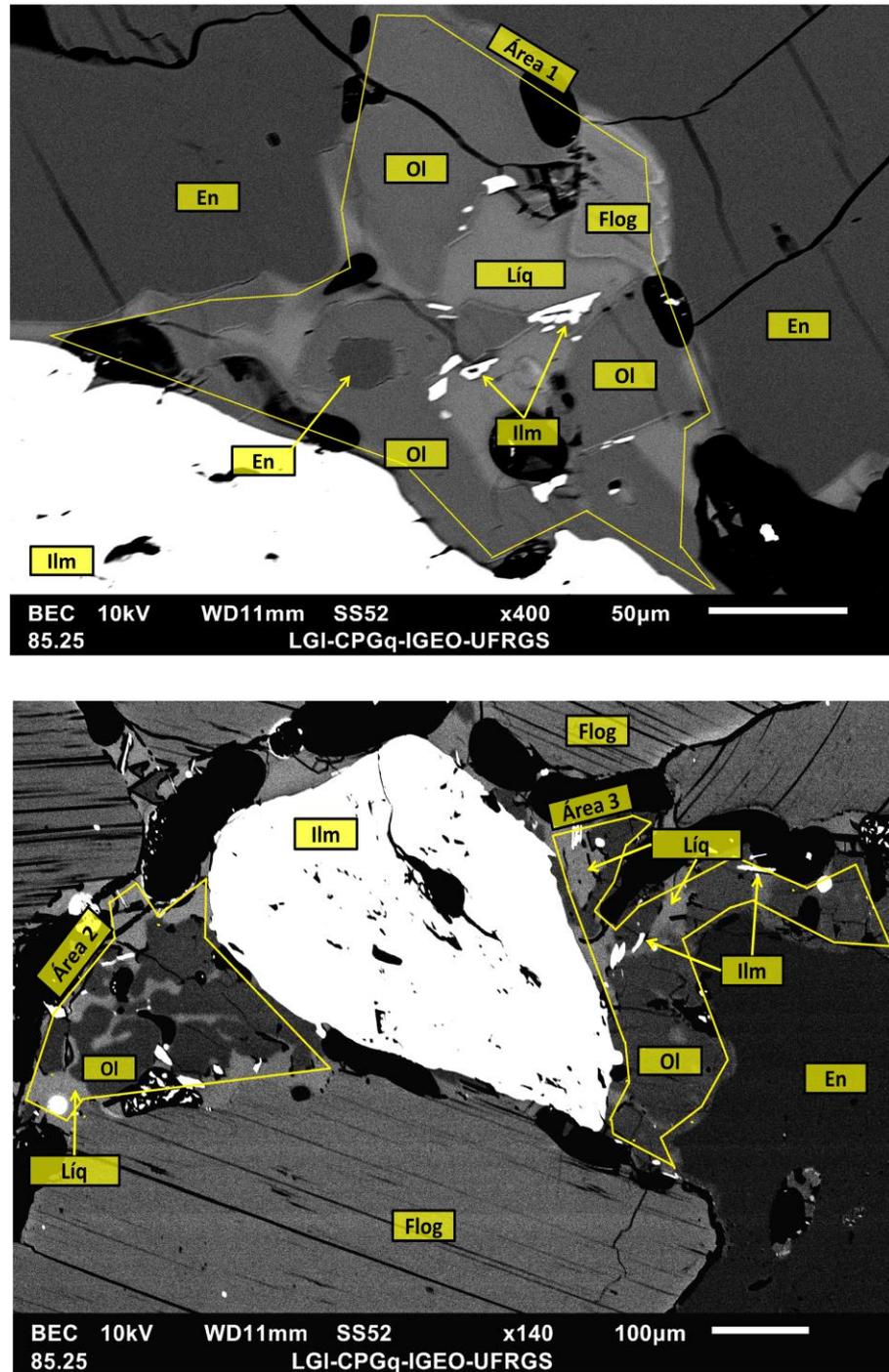


Figura 22: Imagens de MEV-BSE dos líquidos (ou *melts*) na porção glimerítica da lâmina PM18-3C. O polígono amarelo representa a área analisada. Enstatita (En); Espinélio (Esp); Diopsídio (Diop); Granada (Grt); Flogopita (Phl); Coroa Kelifítica (Keli).

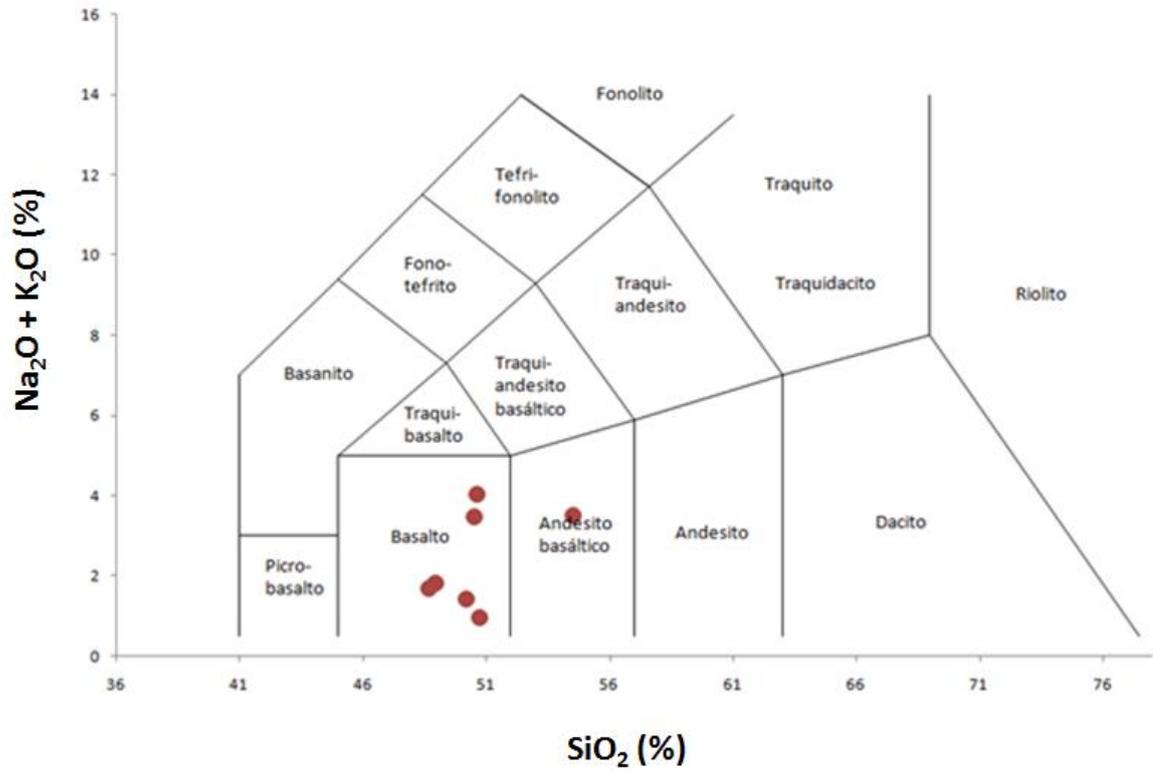


Figura 23: Composições das áreas (líquidos + microcristais) plotados no diagrama TAS (Total Alkali Silica) (Le Bas et al., 1986).

3.3. Microsonda Eletrônica

3.3.1. Química Mineral

A partir das análises dos espectros WDS foi possível obter a fórmula estrutural das fases presentes nas amostras PM18-3B e PM18-3C que, como averiguado em MEV-EDS, não devem ter grandes diferenças com relação as fases da lâmina PM18-3A. Com tais dados, as fases foram devidamente classificadas e segundo alguns manuais de nomenclatura dos mineirais (Bosi, 2019; Grew *et al.*, 2013; Morimoto, 1990; Rieder *et al.*, 1998).

Mica:

A partir das análises de microsonda, foi possível confirmar que a mica presente nas amostras do xenólito PM18-3 trata-se de uma mica trioctaédrica flogopita (Rieder *et al.*, 1998) (Figura 24). Estas flogopitas apresentam conteúdo relativamente alto de TiO_2 (~ 6% em peso) e Al_2O_3 (~ 15,8% em peso) e empobrecimento relativo em SiO_2 (~ 37,55% em peso) e FeO (~ 5% em peso). O número de magnésio ($\#Mg = (MgO/40,3)/((MgO/40,3)+(FeO(t)/71,85)) \times 100$) varia entre 86,8 e 88,8. Os diagramas elementares (Figura 25) demonstram que as flogopitas de dentro do veio são mais ricas em Fe e Ti e mais pobres em $\#Mg$ e Cr que aquelas nas porções ortopiroxeníticas.

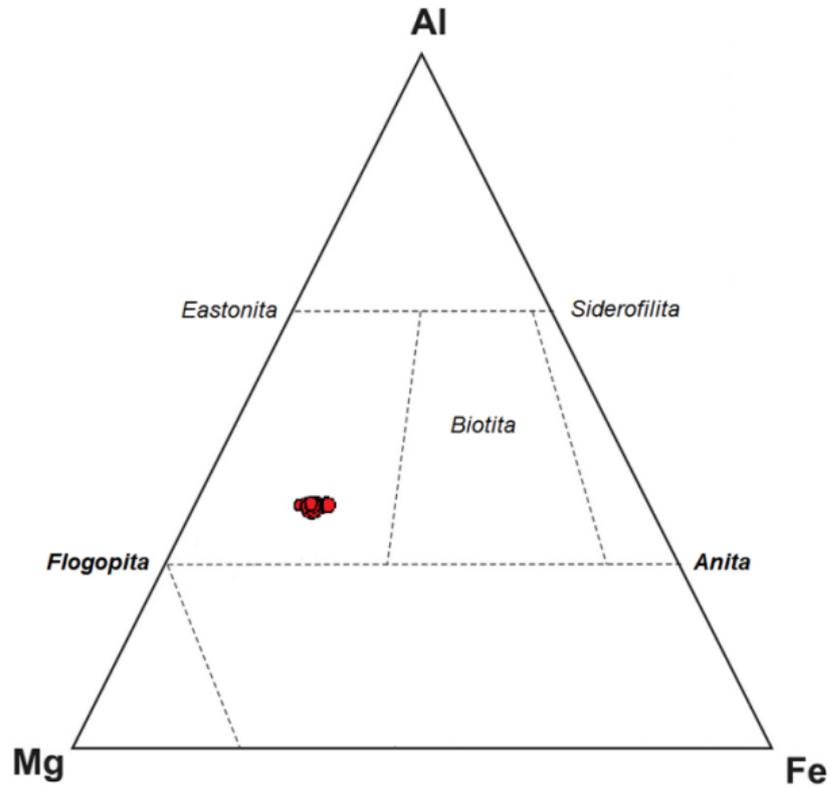


Figura 24: Diagrama Al - Mg - Fe (fração molar) modificado de Mitchell (1995) para a classificação de micas. Os pontos vermelhos representam as análises em flogopitas da amostra.

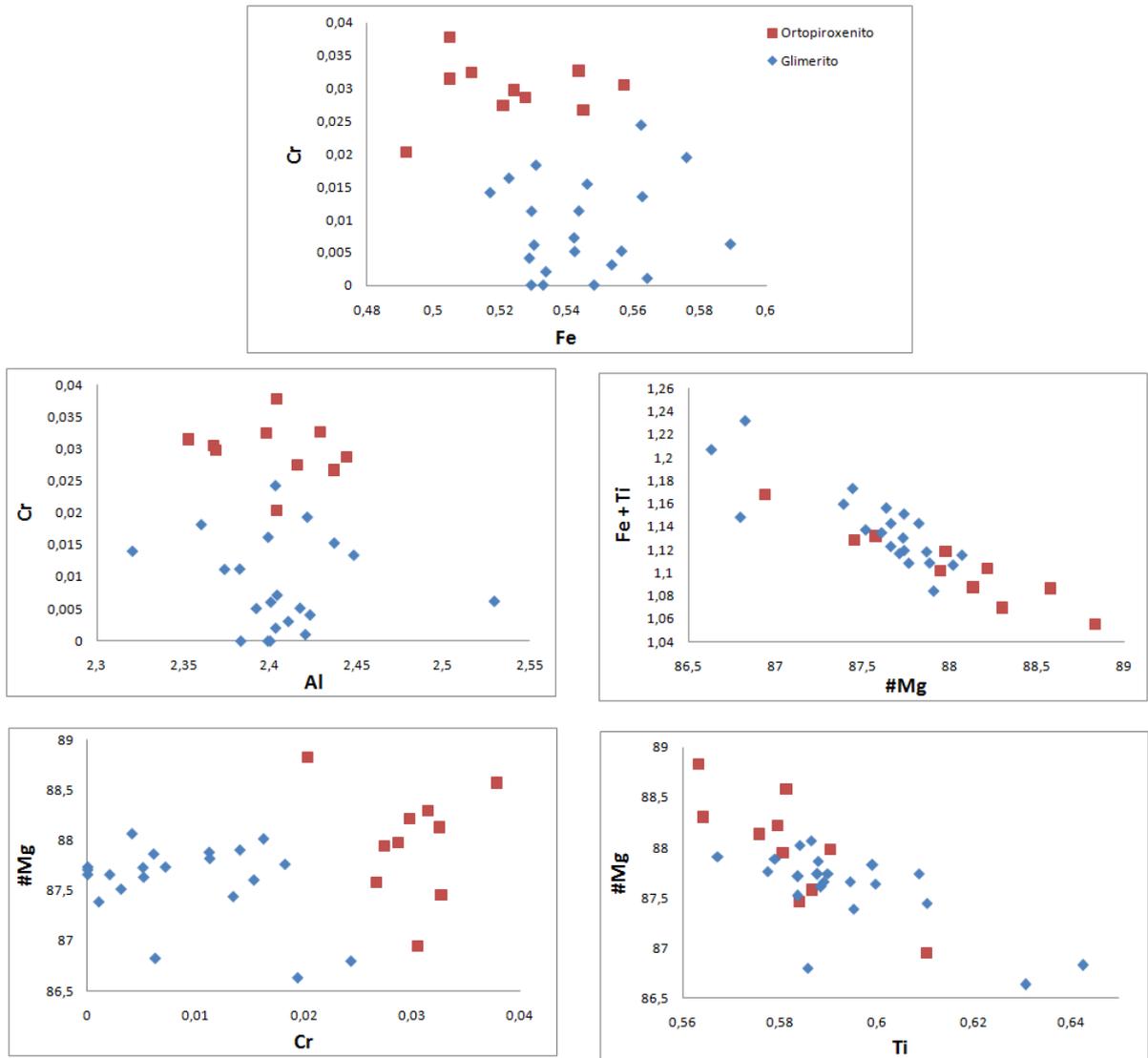


Figura 25: Diagramas elementares (cátions por unidade de fórmula - *cpf*) das análises realizadas em flogopitas da amostra. Os retângulos vermelhos representam as análises realizadas nos ortopiroxenitos, enquanto que os diamantes azuis representam as análises realizadas dentro dos veios glimeríticos.

Granada:

A granada foi classificada como piropo a partir do trabalho de Grew *et al.* (2013). As granadas apresentam teores de SiO₂ entre 40,43 e 42,43 % em peso, cerca de 20,5% de MgO em peso, 8,3% de FeO_t em peso e teores de Cr₂O₃ que ficam em torno de 0,05%. Os dados foram processados em *Excel* de acordo com o trabalho de Locock (2008), que contempla os cálculos de Rickwood (1968), Knowles (1987), Friberg (1989) e Muhling (1991), e obteve-se detalhes sobre a quantificação de todos os componentes presentes na fase. Com base nestes cálculos, o "end-member" piropo representa 72,38%, enquanto que almandina representa 13,10% e grossulária 10,41%, além de componentes menores identificados como Al-schorlomite (1,02%), andradita (0,30%), spessartita (0,58%), uvarovita (0,16%) e cerca de 2,05% restante (Tabela 2). Essas proporções não se alteram de forma significativa dentre os diferentes grãos de granada (Figura 26).

Tabela 2: Resultado médio das análises de granada processadas na tabela *Excel* de Locock (2008) conforme os cálculos de Rickwood (1968), Knowles (1987), Friberg (1989) e Muhling (1991).

End-members	Rickwood 1968	Knowles 1987	Friberg 1989	Muhling 1991
<i>Schorlomite-Al</i>	1,02%	1,02%	1,02%	1,02%
Uvarovite	0,16%	0,16%	0,16%	0,16%
Spessartine	0,58%	0,58%	0,58%	0,58%
Pyrope	72,38%	72,38%	72,38%	72,38%
Almandine	13,10%	13,10%	13,10%	13,10%
Grossular	10,41%	10,41%	10,41%	10,41%
Andradite	0,30%	0,30%	0,30%	0,30%
Restante	2,05%	2,05%	2,05%	2,05%
Total	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%

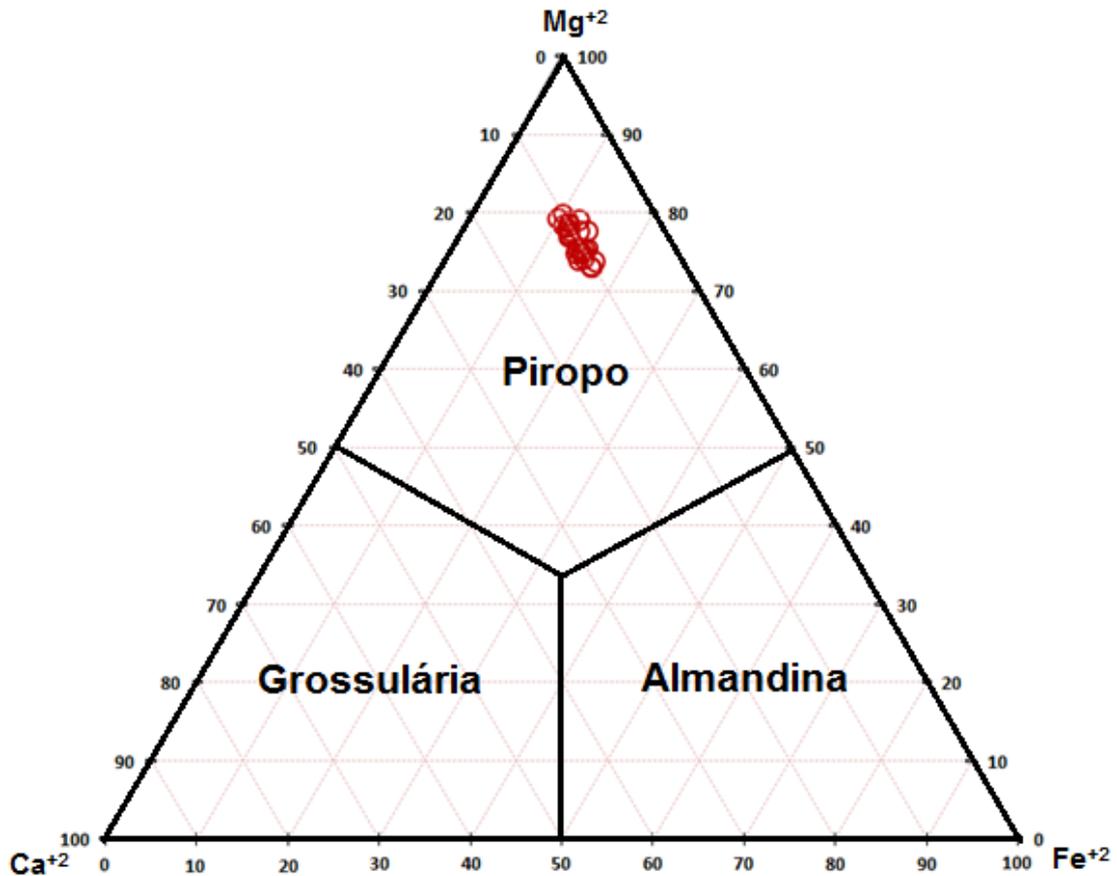


Figura 26: Diagrama ternário Mg - Ca - Fe (cátions por unidade de fórmula - *cpf*) para classificação de granadas. Os Círculos vermelhos representam as composições de granadas da amostra e as linhas internas do diagrama limitam os campos do piropo, almandina e grossulária.

Piroxênios:

Em análises químicas de microsonda, o ortopiroxênio apresenta pouca variação composicional e foi classificado, segundo Morimoto (1990), como enstatita ($Wo_{1,5}Fs_{10,5}En_{88}$) (Figura 27). A quantidade de Al_2O_3 varia de 3,38 até 3,77% em peso, podendo classificá-la como enstatita com alumínio. O #Mg varia de 89 até 90,11 e um enriquecimento incomum de TiO_2 (~ 0,4% em peso), quando comparado a ortopiroxênios mantélicos, também é observado

O clinopiroxênio também foi classificado segundo o trabalho de Morimoto (1990), apresentando pouca variação composicional (Figura 27). Como resultado obteve-se a composição do diopsídio ($Wo_{44,4}Fs_{6,3}En_{49,3}$) com alumínio (Al_2O_3 ~

5,75% em peso). Assim como a enstatita, o diopsídio apresenta teores de TiO_2 relativamente alto (~ 1,25% em peso) e #Mg um pouco abaixo (média de 88,6). Essas variações também são observadas quando compara-se os diopsídios presentes nos veios glimeríticos com aqueles do ortopiroxenito. É possível constatar que os diopsídios dentro dos veios são mais ricos em Fe e Ti, enquanto que aqueles fora do veio são mais ricos em #Mg e Cr (Figura 28). Não foram observados os diopsídios antes vistos em MEV-EDS sem a presença de TiO_2 na estrutura.

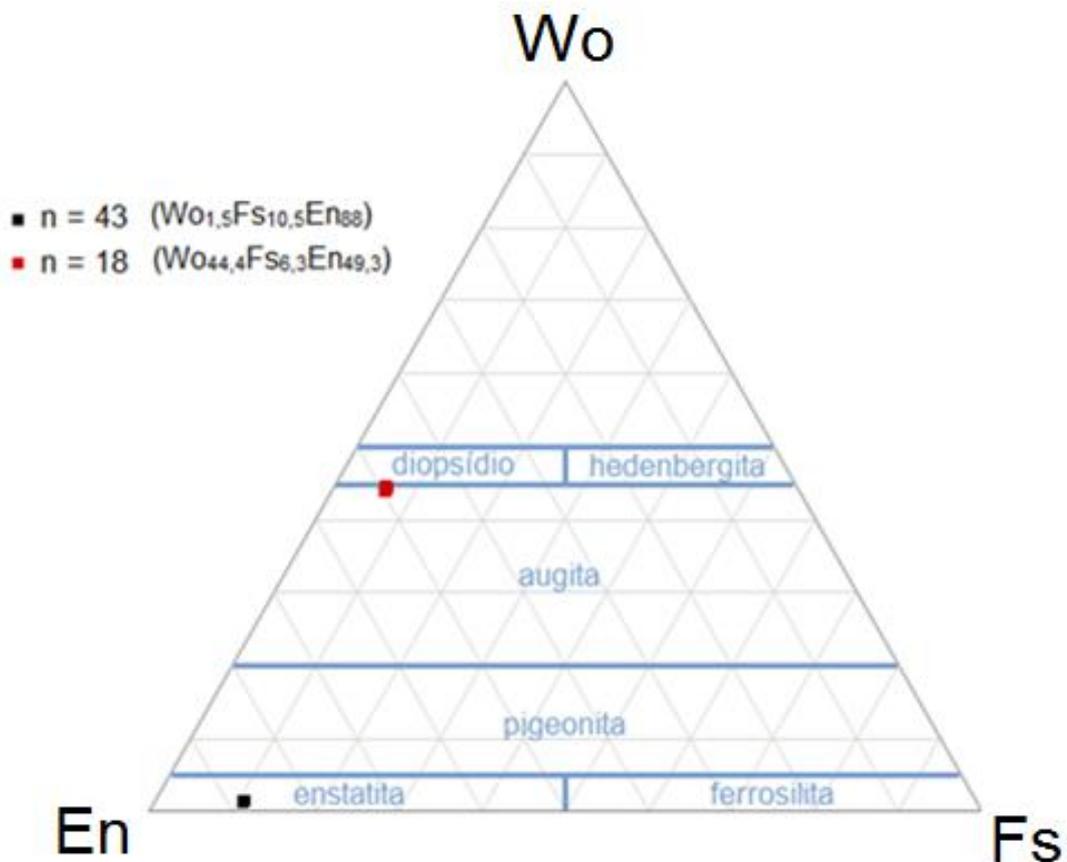


Figura 27: Diagrama de classificação dos piroxênios de Morimoto (1990) com as composições de enstatita (quadrados pretos) e diopsídio (quadrados vermelhos) da amostra PM18-3 plotadas. "n" é o número de análises realizadas em cada fase.

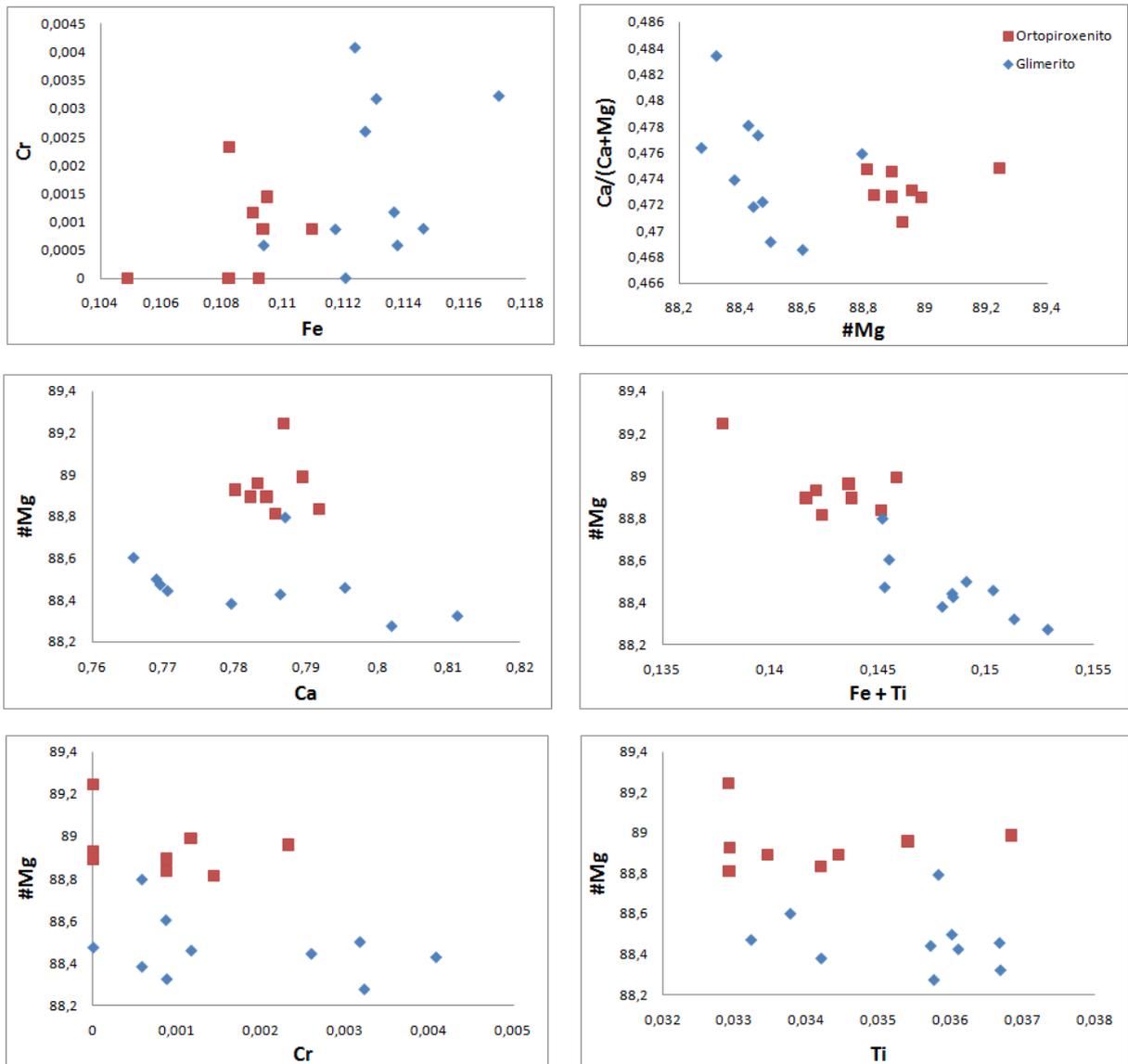


Figura 28: Diagramas elementares (cátions por unidade de fórmula - *cpf*) das análises realizadas em clinopiroxênios da amostra. Os retângulos vermelhos representam as análises realizadas nos ortopiroxenitos, enquanto que os diamantes azuis representam as análises realizadas dentro dos veios glimeríticos.

Espinélio:

Os espinélios do PM18-3 apresentam conteúdo de Al_2O_3 de ~63% em peso, MgO de ~20% em peso e FeO de ~11% em peso. Ao realizar o cálculo da fórmula estrutural, obtêm-se a fórmula $(\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2})(\text{Al}^{+3}, \text{Fe}^{+3})_2\text{O}_4$ ou simplesmente MgAl_2O_4 permitindo o Fe^{+2} e o Fe^{+3} substituir, respectivamente, os sítios A^{+2} e B^{+3} , configuração é própria do mineral Al-espinélio de Bosi (2019) (Figura 29).

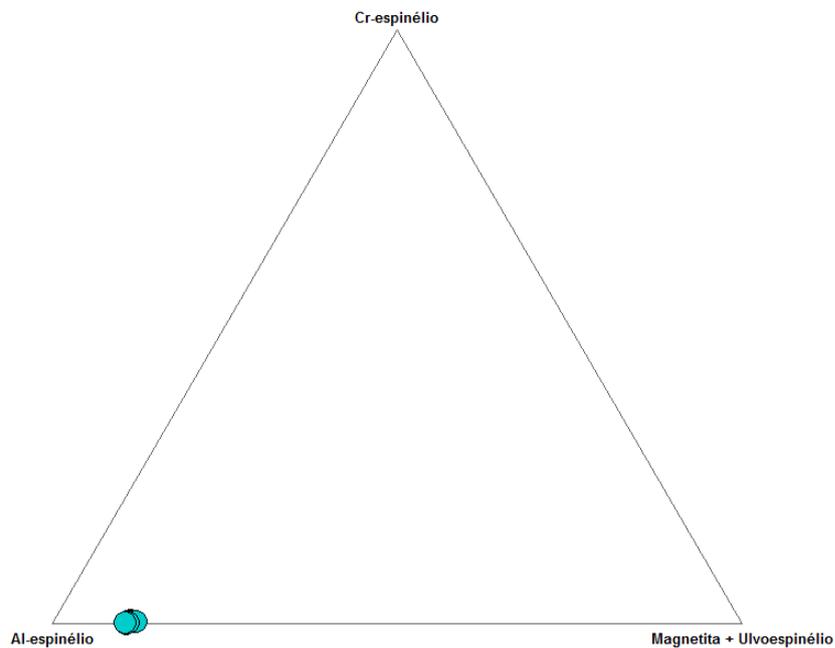


Figura 29: Diagrama ternário Cr - Al - ($\text{Fe}^{+2} + 2\text{Ti}$) (cátions por unidade de fórmula - *cpf*) para classificação de espinélios. Os Círculos azuis representam as composições de espinélios da amostra PM18-3.

Olivina

Foi realizada apenas uma análise em olivina pois é raramente encontrada dentre as fases vítreas. A análise permitiu classificar a olivina como forsterita 88 (Fo₈₈Fa₁₂). O mineral analisado é composto por MgO (45,66% em peso), SiO₂ (39,02% em peso) e FeO_t (12,52% em peso), além de pequenas quantidades de NiO (0,41% em peso) CaO (0,16% em peso) e MnO (0,14% em peso), além de uma quantidade relativamente alta de TiO₂ (0,61% em peso).

Mg-ilmenita:

A partir da fórmula estrutural e das análises químicas quantitativas da ilmenitas, foi possível classificá-la como Mg-ilmenita segundo Deer *et al* (1992). Quimicamente apresenta ~ 56,7% de TiO₂ (em peso), ~25,8% de FeO_t (em peso) e ~14,3% (em peso) de MgO como principais compostos. O Al₂O₃ compõe cerca de 1% das análises em peso e também são observadas quantidades menores de NiO (~ 0,27% em peso), MnO (~0,26%) e ~ 0,4% de CaO e Cr₂O₃.

3.3.2. Geotermobarometria

Para estimativas de temperatura foram utilizado os geotermômetros que envolvem o OPX-CPX "*solvus*", dentre eles estão os índices: $T_{Wells77}$ de Wells (1977), T_{BM85} de Bertrand & Merrier (1985), T_{BKN90} de Brey & Koehler (1990) e $T_{Taylor98}$ de Taylor (1998). Já para os cálculos barométricos o índice utilizado foi o P_{BKN90} de Brey & Koehler (1990), que leva em consideração o coeficiente de partição do Al^{+3} no ortopiroxênio. Todas as fórmulas geotermométricas e geobarométricas foram montadas em uma planilha excel, PTEXL, criada por Thomas Koehler, em 1994, e regularmente atualizada por Andrei Girnis (disponível em http://www.uni-frankfurt.de/70059325/Prof_Gerhard_Brey_Downloads?).

As estimativas de temperatura de formação do xenólito mantélico PM18-3, obtidos a partir dos índices já citados da planilha PTEXL, foram de 935,75 °C até 1030 °C (Tabela 3). Enquanto que o índice P_{BKN90} utilizado para o cálculo de estimativa de pressão de formação dos minerais forneceu uma pressão de 2,16GPa. De acordo com os índices utilizados, então, estima-se uma temperatura de equilíbrio de $1086,6 \pm 103,65$ °C e uma pressão que corresponde a aproximadamente 75 km de profundidade, dentro da zona de estabilidade do espinélio (Figura 30).

Tabela 3: Tabela com os resultados dos cálculos de geotermometria de acordo com os índices de Wells (1977), Bertrand & Merrier (1985), Brey & Koehler (1990) e Taylor (1998).

Índice	Resultado	Média
T [BKN90]	1030,35 °C	1086,7 ± 103,65 °C
T [Wells77]	942,63 °C	
T [BM85]	935,75 °C	
T [Taylor98]	1143,04 °C	

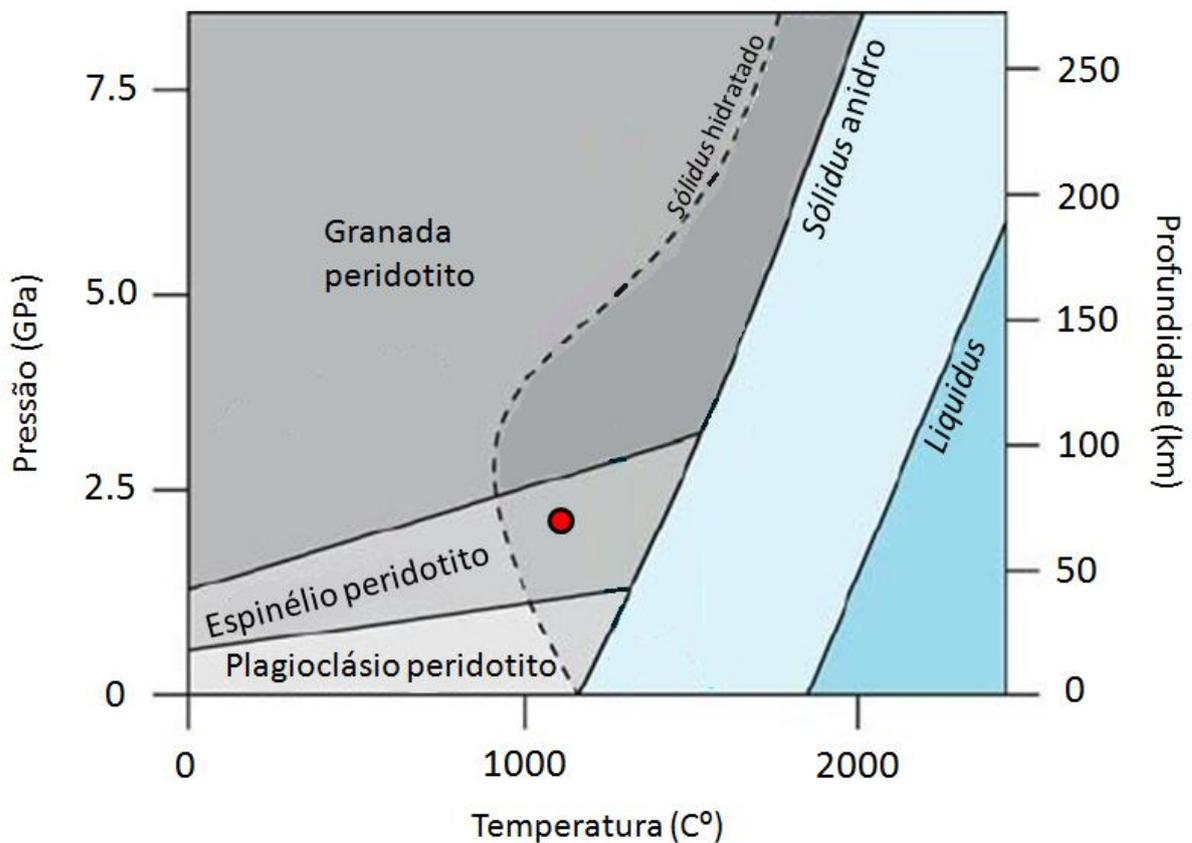


Figura 30: Diagrama dos campos de estabilidade de granada peridotitos, espinélio peridotitos e plagioclásio peridotitos. As linhas contínuas representam as linhas *líquidus* e *solidus* de um peridotito sem água no sistema, enquanto que a linha tracejada representa a linha *solidus* de um peridotito hidratado. O círculo vermelho representa as condições geotermobarométricas obtidas para a amostra (PM18-3). Diagrama retirado e modificado de Martin (2004).

4. DISCUSSÕES

O estudo petrográfico realizado nas amostras do xenólito mantélico PM18-3 identificou uma composição ortopiroxenítica sendo cortada por um veio de composição glimerítica, que apresenta uma delimitação evidente apenas na lâmina PM18-3C. De maneira geral a configuração do veio se assemelha muito ao modelo sugerido por Foley (1992).

4.1. Vulcanismo x Metassomatismo

Assim como no modelo de Foley (1992), a rocha possui uma fase vítrea que preenche os interstícios cristalinos, porém, inicialmente, não fica claro se tal fase é resultado de um processo de fusão parcial posterior ao processo metassomático formador da rocha; se a fase vítrea representa o resíduo do próprio fluido metassomático responsável por enriquecer a rocha; ou ainda se trata-se de infiltração da rocha hospedeira. Porém a última pode ser descartada pois macroscopicamente o xenólito não demonstra sinais de infiltração e as análises químicas com valores altos de #Mg (> 83) em enstatitas, flogopitas e clinopiroxênios evidenciam que a rocha não sofreu nenhum tipo de contribuição da rocha hospedeira. As análises químicas realizadas em MEV-EDS e microsonda eletrônica foram devidamente tratadas e plotadas em diagramas com o objetivo de responder esta questão. Estudos experimentais de Conceição *et al.* (2004) e Sato *et al.* (1997), que tentam reproduzir as condições dos processos metassomáticos mantélicos na geração de diversos vulcanismos, contribuem para algumas interpretações petrológicas do xenólito mantélico PM18-3. Sato (1997) concluiu que, com o aumento de temperatura, a flogopita funde incongruentemente, gerando um líquido + olivina. Já Conceição *et al.* (2004) demonstram que a fusão do manto metassomatizado por decompressão pode dar origem a magmas shoshoníticos desde andesitos basálticos até traquiandesitos. Comparativamente ao trabalho de Sato (1997), os líquidos identificados nas porções glimeríticas reproduzem essa feição de fusão incongruente (Figura 22), enquanto que a química desses líquidos se assemelham àquelas obtidas nos experimentos de Conceição *et al.* (2004), corroborando a hipótese de que esse líquidos aprisionados entre os cristais do

glimerito sejam resultado do processo de fusão parcial da rocha posterior ao seu processo metassomático de formação. A maior quantidade de vidros intersticiais nos veios glimeríticos (porção cujo ponto de fusão é menor por conta da concentração de H₂O no sistema) em comparação com o ortopiroxenito (porção mais refratária) também corroboram com a hipótese. Porém a ideia não é conclusiva e seriam necessárias análises de elementos traços para melhor compreender o processo, pois até então não foi possível descartar a hipótese do líquido intersticial.

4.2. Soerguimento do Manto

A textura kelifítica da granada, descrita na petrografia, pode ser comparada à textura simplectítica de rochas metamórficas e, assim com os simplectitos, fornece informações sobre o caminho de pressão e temperatura experimentado pela rocha (Godard & Martin, 2000; Obata, 2011). Godard & Martin definem a textura kelifítica como própria da granada em sistemas peridotíticos e explicam que, diferente da textura simplectítica, esta textura geralmente possui granulometria menor e não se encontra em equilíbrio. Por conta desse desequilíbrio, os caminhos de pressão e temperatura ficam difíceis de serem traçados com a mesma precisão do que para os simplectitos, mas ainda assim, essa textura evidencia o processo tectônico de soerguimento do manto. Geralmente esse processo é responsável por eventos de fusão parcial do manto e conseqüente vulcanismo associado. Líquidos intersticiais e *veinlets* nas lâminas da amostra PM18-3 parecem evidenciar tais eventos de fusão parcial, condizendo com a textura kelifítica.

4.3. Formação de Ortopiroxenitos

Petry (2014) descreveu hazburgitos e lherzolitos metassomatizados do CVPA, sendo, um dos hazburgitos descritos com uma porção ortopiroxenítica representando o modelo de geração de ortopiroxenitos elaborado através dos experimentos de Wang et al. (2016). De acordo com este autor, a passagem de um líquido andesítico basáltico hidratado por meio de fraturas no manto litosférico reage com a paragênese peridotítica (hazburgitos e lherzolitos) e é responsável pela geração de ortopiroxenitos de alta porosidade. Esse ambiente torna-se propício para

a passagem de novos líquidos e consequentes processos de fusão devido à diminuição do ponto de fusão. Tal contexto seria capaz de gerar uma configuração em que, na porção central da fratura ocorre a formação de dunitos com paredes ortopiroxeníticas, que estão envoltas pelo manto hazburgítico (Figura 31).

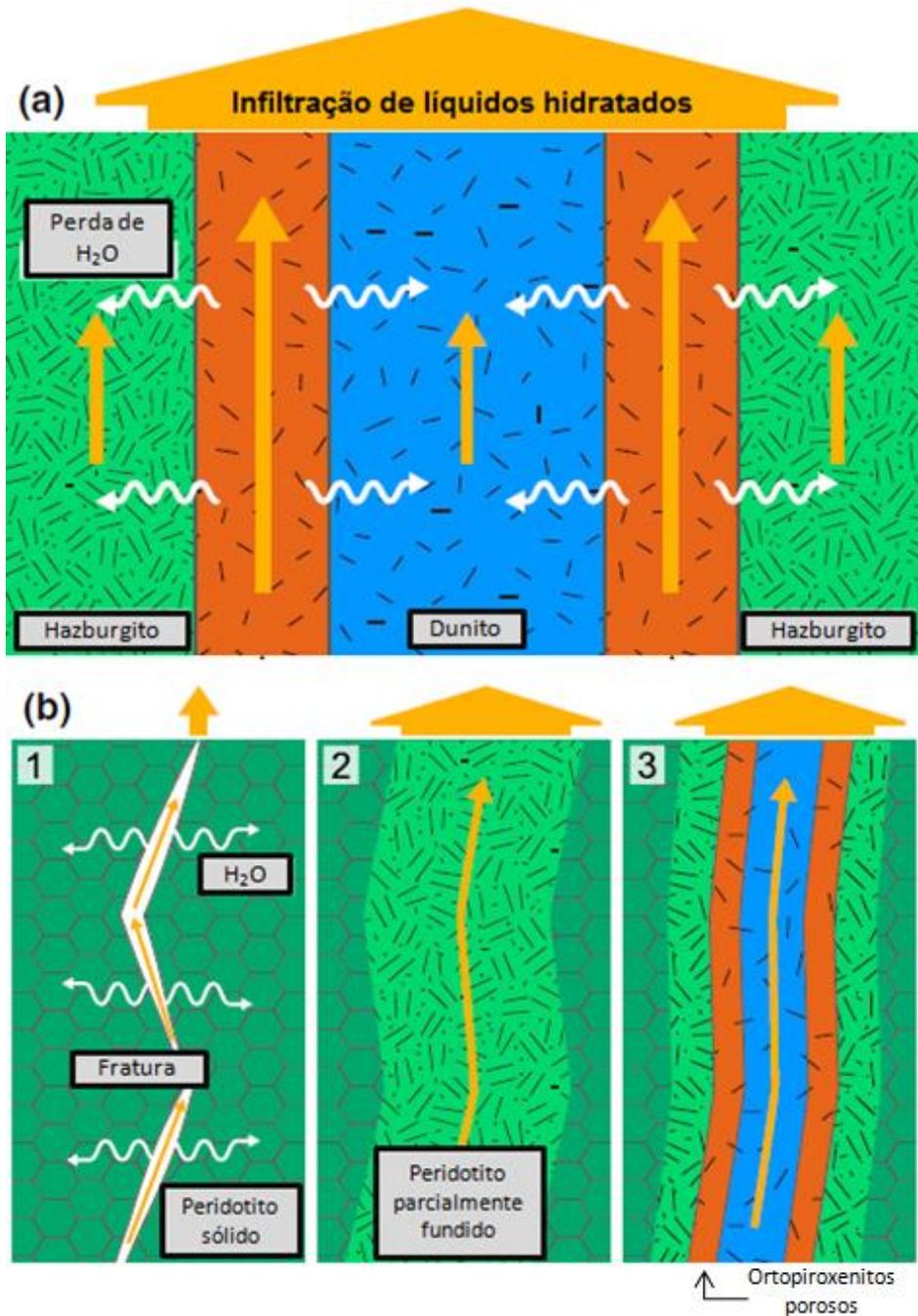


Figura 31: Desenho esquemático de dois cenários de formação de ortopiroxenitos no manto superior: a) Um líquido (*melt*) hidratado infiltra o hazburgito parcialmente fundido e leva a formação de dunito; a interação entre o hazburgito parcialmente fundido e o líquido hidratado produz ortopiroxenitos no limite entre o dunito e o hazburgito onde a fração líquida é relativamente alta; b) Um líquido (*melt*) hidratado (ou água liberada a partir de um líquido hidratado) se infiltra ao longo de uma fratura no manto litosférico, promovendo a fusão parcial do peridotito circundante; A interação entre o peridotito parcialmente fundido e o líquido hidratado contínuo produz ortopiroxenitos, semelhante ao cenário em "a". Desenho esquemático traduzido e modificado de Wang *et al.* (2016)

4.4. Formação de Glimeritos

A formação de glimeritos em peridotitos mantélicos é discutida como sendo resultado de processos metassomáticos de enriquecimento do manto sublitosférico, através de fluidos ou líquidos que percolam e reagem com o manto (Foley, 1992). Recentemente, trabalhos experimentais buscam reproduzir esses processos com o objetivo de compreendê-los melhor. Os trabalhos de Gervasoni *et al.* (2017) e Forster *et al.* (2019) buscam simular esses eventos por meio de experimentos sanduíches (experimentos no qual são colocadas duas composições em camadas para forçar uma reação entre elas). Os autores simulam fluidos metassomáticos teóricos derivados de diferentes situações em ambientes de subducção e crátons. Um dos experimentos de Forster *et al.* (2019) busca metassomatizar um dunito com uma composição basanítica hidratada e obtêm resultados que se assemelham ao xenólito estudado neste trabalho (PM18-3). O experimento busca simular a passagem de magmas derivados da fusão parcial da astenosfera em um manto litosférico refratário. O processamento teve como resultado uma paragênese igual a do xenólito PM18-3, porém sem espinélio (devido às condições de pressão) e com olivina. Além disso, o experimento ficou dividido em camadas: Uma camada rica em flogopita e ortopiroxênio, outra rica em granada e clinopiroxênio e uma terceira composta por *melt* e raros cristais de flogopitas mal formados. A segregação e separação da granada e flogopita em camadas diferentes também se assemelha com o xenólito, além de suas composições se aproximarem significativamente, sendo a granada o piropo, e a flogopita enriquecida em TiO_2 e Al_2O_3 , diferentemente dos outros experimentos que geram flogopita sem compatibilidade química com as do xenólito.

5. CONCLUSÕES

Como contextualizado, a Patagônia faz parte de um terreno com uma história geológica complexa e antiga. Os estudos realizados na região descrevem eventos de aberturas de oceanos, subduções, colágens, cratonização e contribuição de magmatismos de fonte astenosférica. O xenólito mantélico PM18-3 coletado no CVPA, no *back-arc* andino, apresenta uma paragênese hidratada como resultado da passagem de fluidos metassomáticos durante esses eventos. Na petrografia em microscopia óptica e MEV-EDS as texturas de desequilíbrio dos minerais com líquidos, minerais neoformados, líquidos intersticiais e na forma de "veinlets", evidenciam a passagens desses líquidos pela rocha. Além disso, a textura kelifítica denuncia um evento de decompressão sofrido pela rocha. A química mineral realizada em microsonda eletrônica permite concluir que seus minerais possuem enriquecimento relativo em Fe, Ti, Al, K e H₂O com em relação a composições mantélicas não metassomatizadas. Além disso os diagramas binários (Figura 25 e 28) evidenciam que os minerais dentro e fora dos veios glimeríticos diferem composicionalmente, sendo os do veio mais enriquecido nos elementos já citados (Fe, Ti, Al, K e H₂O) e mais empobrecido em Cr e parâmetros como #Mg. A partir destes resultados obtidos, foi possível fazer comparações com dados experimentais da literatura que tentam reproduzir rochas como esta e, dessa forma, muitas semelhanças foram observadas, tanto na passagem de líquidos andesíticos basálticos na formação de ortopiroxenitos quanto na passagem de líquidos basaníticos na formação de glimeritos. Possivelmente os dois processos tenham ocorrido em momentos diferentes. Sugere-se, então, que o primeiro evento metassomático seja o formador do ortopiroxenito poroso de Wang *et al.* (2016) por líquidos andesíticos basálticos proveniente da subducção da placa de Nazca através de fraturas translitosféricas. Esse evento, segundo o modelo de Wang *et al.* (2016), é capaz de gerar uma porção extremamente refratária na porção central da antiga fratura, por conta da conseqüente diminuição do ponto de fusão. A porosidade gerada daria espaço para novas frentes metassomáticas. Em um segundo momento, possivelmente por conta da abertura da janela astenosférica (Ramos & Kay, 1992) e passagem da mesma sob a região de Pali-Aike, ocorre uma aproximação da astenosfera em direção a litosfera. Esse evento pode ter sido registrado na amostra PM18-3 por meio da textura kelifítica da granada e evidenciado, também, pelos

cálculos barométricos que definem uma pressão menor que aquela esperada para um granada peridotito. Ainda em um terceiro momento, ou em um momento subsequente, um líquido basanítico proveniente do manto astenosférico soerguido se aproveita do meio poroso gerado anteriormente para ascender e reagir com o manto sublitosférico da região, sendo capaz de gerar os veios glimeríticos como o modelo de Forster *et al.* (2019). As feições de desequilíbrio dos minerais com líquidos intersticiais observadas em MEV-EDS, juntamente com o cálculo de geotermobarometria que coloca a amostra em uma zona "*subsolidus*" do diagrama de fases de peridotitos hidratados, sugere que o último evento antes da rocha ser arrancada do manto seja um evento de fusão parcial.

6. REFERÊNCIAS:

- Anderson, D.L. 1967. Phase changes in the upper mantle. *Science*, 157: 1165 - 1173p.
- Anderson, D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications, 366p.
- 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. 5: 293-324p.
- 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. Santa Rosa. 186p. Tese de doutoramento, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Universidad Nacional de La Plata.
- Bertrand, P. & Merrier, J.-C.C. 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters* 76, 109-122.
- Bjerg, E.A., Ntaflos, T., Kurat, G., Dobosi, G., Labudía, C.H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 125-145.
- Bosi, F., Biagioni, C., Pasero, M. 2019. Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *European Journal of Mineralogy*, 31, 183 - 192p.
- Bravo, J. M. 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13-14: 63-78.
- Brey, G.P. & Koehler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353–1378.
- Candie, 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(3-4), 273-287.
- D’Orazio M., Agostini S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J., Lahsen, A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of

- South America. *Tectonophysics* 321, Pages 407–427.
- Dawson, J. B. 1984. Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships (J. Kornprobst, ed.). *Elsevier Science Publishers*. 289 p.
- Foley, S. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, Volume 28, Pages 435-453.
- Forster, M., Prelevic, D., Buhre, S., Mertz-Kraus, R., Foley, S. 2019. An experimental study of the role of partial melts of sediments versus mantle melts in the sources of potassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 177, 76–88
- 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.
- Gervasoni, F., Conceição, R., Jalowitzki, T., Schilling, M., Orihashi, Y., Nakai, S., Sylvester, P. 2012. Heterogeneidades do manto litosférico subcontinental no extremo sul da Placa Sul-americana: influência da subducção atual e interações litosferaastenosfera sob o Campo Vulcânico de Pali Aike. *Pesquisas em Geociências*, Volume 39 (3), Pages 269-285.
- Gervasoni, F., Klemme, S., Rohrbach, A., Grutzner, T., Berndt, J. 2017. Experimental constraints on mantle metasomatism caused by silicate and carbonate melts. *Lithos*, Volume 282–283, Pages 173–186.
- Gorring, M.L. & Kay, S.M. 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 55-72.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.
- Green D.H. & Falloon, T.J. 1998. Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. In: Jackson I (ed.). *The Earth's mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge University Press, pp.311-378.
- Grew, E. S., Locock, A. J., Mills, S. T., Galuskina, I. O., Galuskin, E. V., Halenius, U. 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98: pages 785–811.
- 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*.
- 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, 31: 605-634. Rio 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.
- Ignacio, C., López, I., Oyarzun, R., Márquez, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling? *Terra Nova*, 117-121.
- Introduction to EPMA. 2019. Site CAMECA. Disponível em: <
<https://www.cameca.com/products/epma/technique> >. Acesso em 29 de novembro de 2019.
- Jalowitzki, T.L.R. 2008. Magmatismo associado a xenólitos mantélicos na região de extra back-arc continental da Argentina (36 °S - 44 °S): contribuição de fluidos da placa de Nazca e componentes de pluma mantélica. Porto Alegre. 102p. Monografia em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., Gervasoni, F., Pressi, L.F. 2008a. Slab-derived fluid metasomatism in mantle lithosphere from Agua Poca volcano, Argentina N-Patagonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(12): A423.
- Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., Orihashi, Y. 2008b. 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., Orihashi, Y. 2007. The influence of met/asomatized mantle wedge related to flat-subduction processes in extra back-arc basalts in Patagonia, Argentine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(15): A439
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Franchi, M., Ramos, V. A. 1992. The Somuncura plateau: an Oligo-Miocene 'babyhotspot' in extra-Andean Patagonia (40.5o to 43.5o Latitude). *Eos, Transaction of American Geophysical Union*, Washington, 7: 337.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Franchi, M., Ramos, V. 1993. Origen de la Meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. In: XII Congreso Geológico

- Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). *Actas...*, 4: 236-248.
- Keppie, J. & Ramos, V. A. 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *Special Paper of the Geological Society of America* 336: 267-276.
- Koehler, T., 1994. PTEXL. Disponível em: < http://www.uni-frankfurt.de/70059325/Prof__Gerhard_Brey__Downloads? >. Acesso em 28 de novembro de 2019.
- Kraemer, P.; Escayola, M.; Martino, R. 1995. Hipótesis sobre la evolución Neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 30º LS - 32º 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.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, Volume 27, Issue 3, June 1986, Pages 745–750.
- Le Maitre, R. W., 2004. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, 256p.
- 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.
- Locock, A. J. 2008. An Excel Spreadsheet to Recast Analyses of Garnet into Endmember Components, and A Synopsis of the Crystal Chemistry of Natural Silicate Garnets. *Computers & Geosciences* 34(12):1769-1780.
- Martin, H. 2004. Earth structure and plate tectonics: Basic knowledge. *Springer*, 283 - 285.
- McCulloch, M. T., Bennett, V. C., 1993. Evolution of the early Earth: Constraints from ¹⁴³Nd-¹⁴²Nd isotopic systematics. *Lithos*, 30: 237-255.

- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374.
- 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. C. & Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology*, 16(2): 454-487.
- Mormoto, N. 1990. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133p.
- 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..
- Obata, M., 2011. *Kelyphite and Symplectite: Textural and Mineralogical Diversities and Universality, and a New Dynamic View of Their Structural Formation*. Disponível em: < <https://www.intechopen.com/books/new-frontiers-in-tectonic-research-general-problems-sedimentary-basins-and-island-arcs/kelyphite-and-symplectite-textural-and-mineralogical-diversities-and-universality-and-a-new-dynamic1> >. Acesso em 25 de novembro de 2019.
- 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., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235- 257.
- Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. Geological Society, London (Special Publications), 142: 1-9.
- Ramos, V.A. & Aguirre-Urreta, M.B. 2000. Patagonia. Tectonic evolution of South America (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.; editors). In: International Geological Congress, 31: 369-380. Rio de Janeiro.

- 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. 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 colisional history of Southern South America. *Episodes*, 11, 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. *In: Caminos, R., (Ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Actas..., 29: 715-784.*
- Ramos, V.A. 2000. The southern Central Andes. Tectonic evolution of South America (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.; editors). *In: International Geological Congress, 31: 561-604. Río de Janeiro.*
- 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.
- 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., Vujovich, G.I., Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica 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.*
- 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.

Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Müller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., Robert, J., Sassi, F., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. 1998. Nomenclature of micas. *Mineralogical Magazine*, 63: 267-279.

Ringwood, A. E., 1962. A model for the upper mantle. *Journal of geophysical research*. 67(2), 857– 867.

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.

Rollinson, H. 2007. Early Earth Systems: A Geochemical Approach. *Blackwell Publishing Ltd*, pp. 296.

Ryan, C. G., Griffin, W. L. & Pearson, N. J. 1996. Garnet geotherms: pressure–temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* 101, 5611–5625.

Schilling M. E., Carlson, R. W., Tassara, A., Conceição, R. V., Bertotto, G. W., Vásquez, M., Muñoz, D., Jalowitzki, T., Gervasoni, F., Morata D. 2017. The origin of Patagonia revealed by Re-Os systematics of mantle xenoliths. *Precambrian Research* 294, 15–32p.

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.

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 (3-4): 209-229.

Sharma, S. K., Verma, D. S., Khan, L. U., Kumar, S., Khan, S. B. 2019. *Handbook of Materials Characterization*. Springer, 613p.

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.
- Stern, C.R. 1990. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, 16(2): 145-162.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, 161-206.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z., Kyser, T.K. 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, Volume 12: 1-33.
- Taylor, W.R. 1998. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen* 172, 381-408.
- Thomas, W.A. & Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757.
- 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. 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.
- Thorpe, R.S., Francis, P. W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57: 53-70.
- Torsvik T. H. & Cocks L. R. M. 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. *Journal of the Geological Society* 161(4): 555-572.
- Wang, C., Liang, Y., Dygert, N., Xu, W. 2016. Formation of orthopyroxenite by reaction

between peridotite and hydrous basaltic melt: an experimental study. *Contribution Mineral Petrology*, 171: 77.

Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62, 129-139.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London. 466p.

Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer, 480p.