

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Evolução Geoquímica do Manto Litosférico Subcontinental  
do Vulcão Agua Poca, Província Basáltica Andino-Cuyana,  
Centro-Oeste da Argentina**

**TIAGO LUIS REIS JALOWITZKI**

ORIENTADOR - Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição

BANCA EXAMINADORA

Dra. Juliana Charão Marques - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza - Departamento de Geologia, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre - 2010

Jalowitzki, Tiago Luis Reis

Evolução geoquímica do manto litosférico subcontinental do vulcão Agua Poca, Província Basáltica Andino-Cuyana, Centro-Oeste da Argentina. / Tiago Luis Reis Jalowitzki. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

[139 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição.

1. Xenólitos mantélicos ultramáficos. 2. Manto Litosférico Subcontinental. 3. Metassomatismo Mantélico. 4. disjunção da razão Nb/Ta. 5. Patagônia. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*À Liane e Manu*

*“A mente que se abre a uma nova idéia jamais  
voltará ao seu tamanho original”*

***Albert Einsten***

## **Agradecimentos**

Esta dissertação é o resultado do trabalho integrado entre amigos da UFRGS (Rommulo e Fernanda), Japão (Yuji), Argentina (Gustavo) e Chile (Manuel).

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão do projeto de pesquisa Universal 475990/2004-8, viabilizando a realização de trabalhos de campo na Patagônia Argentina e a geração de análises químicas.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de mestrado concedida.

Ao meu orientador e amigo, Rommulo Vieira Conceição, que durante todos estes anos tem me apoiado na evolução do pensamento científico sobre o manto terrestre e principalmente sobre a vida!

À Nanda pelos momentos de discussões geológicas, viagens e festas que fizemos e ainda faremos juntos! Aos colegas e amigos de pesquisa Gustavo Walter Bertotto e Manuel Schilling, que também merecem menção pela participação em trabalhos de campo e discussões geológicas!

Em nível de realização pessoal, profissional e intelectual sou muito grato ao meu amigo Yuji Orihashi pelas oportunidades, incentivo e confiança. Outra pessoa importante na minha trajetória acadêmica.

Por fim, quero fazer um agradecimento especial a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Instituto de Geociências pela infra-estrutura e oportunidades.

**Resumo** - O campo vulcânico Patagônico é composto pelo vulcanismo datado do Quaternário ao Cretáceo e está amplamente distribuído no ambiente geotectônico de extra *back-arc* continental. Onze vulcões associados à ocorrência de xenólitos mantélicos estão situados dos 36°13'S aos 44°52'S. Estes vulcões são predominantemente compostos por basanitos e a basaltos alcalinos, que são divididos em dois grupos com base em aspectos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. (Grupos I e II). Estes Grupos estão relacionados a fontes mantélicas similares, mas foram submetidos a diferentes processos metassomáticos. Os Grupos I e I foram gerados a partir de baixas taxas de fusão a partir de uma fonte mantélica do tipo OIB na zona de estabilidade da granada, mas o Grupo II tem características de manto enriquecido (EMII) possivelmente herdadas de um agente metassomático relacionado à zona de subducção, enquanto que o Grupo I demonstra assinatura geoquímica de magmas tipo OIB relacionados a fontes mantélicas ricas em flogopita. Os basaltos alcalinos do vulcão Agua Poca (37°01'S - 68°07'W) pertencem ao Grupo II e são traquibasaltos. O vulcão Agua Poca é definido é piroclástico monogenético, é composto por intercalações de camadas de *spatter* e *cinder*, hospeda xenólitos mantélicos e está localizado a oeste da Província de La Pampa, no extremo norte da Argentina. As amostras de xenólitos mostram textura protogranular, protogranular a porfiroclástica, porfiroclástica e porfiroclástica a equigranular e são compostos por olivina (fosterita), ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio) e espinélio (sp). Os xenólitos estudados são peridotitos da fácies espinélio e piroxenitos anidros em basaltos alcalinos do Pleistoceno com #Mg em rocha total de 89 a 91. As assinaturas geoquímicas desses xenólitos mostram correlação negativa entre os principais óxidos quando dispostos contra o #Mg e estão empobrecidos em elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo (MP). Os xenólitos do vulcão Agua Poca são caracterizados pelo empobrecimento de ETRP e ETRM normalizados para o MP e pelo fracionamento de ETRL em relação aos ETRP ( $Ce_N/Yb_N = 0,15-0,5$ ), com exceção da amostra HAP10 (1,46). Esse comportamento indica que os xenólitos do terreno Cuyania são o resultado de 1 a 10% de fusão do DMM (Manto Depletado) ou de 8 a 17% do MP (Manto Primitivo). Em geral, os peridotitos mostram anomalias positivas de Ba, U, Ta, Pb, Zr e Ti; e anomalias negativas de Rb, Th, Nb, La e Y, enquanto que os piroxenitos mostram anomalias positivas de Ba, U, Ta e Pb; e anomalias negativas de Th, Nb, La, Zr, Hf, Ti e Y. Curvas

de mistura calculadas para o resíduo de fusão do MP/DMM com a composição de fluídos/sedimentos derivados de ambientes de subducção indicam interação do manto com até 3% de fluídos/sedimentos. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,702874 - 0,704999, com média de 0,704035) são muito similares àquelas definidas para peridotitos com fonte tipo OIB. Agua Poca tem razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , que estão abaixo daquelas definidas para peridotitos metassomatizados (usualmente  $>0,705$ ). As razões de Nb/Ta sugerem a presença de um reservatório eclogítico refratário subductado fusão parcial gerando líquidos alcalinos com razões Nb/Ta supercondríticas.

**Palavras-chave:** Xenólitos mantélicos ultramáficos; Manto Litosférico Subcontinental; Metassomatismo mantélico; disjunção da razão Nb/Ta; Patagônia.

**Abstract** - The Patagonian Volcanic Field composed of late Cretaceous to Quaternary volcanism is widely distributed in a continental extra back-arc geotectonic environment. Eleven monogenetic volcanoes accompanied with ultramafic xenoliths are situated from 36°13'S to 44°52'S. These volcanoes are dominantly composed of basanite to alkaline basalt, which are divided into two groups, based on mineralogy, geochemical and isotope compositions (Groups I and II). These Groups are originated from the similar subcontinental mantle sources, but were undergone to different metasomatism processes. Groups I and II were generated from low melting degrees of an OIB-like garnet peridotite, but the Group II has enriched mantle (EMII) characteristics possibly inherited from on-going subduction related metasomatism, while Group I demonstrates the OIB-like signature, which might result from phlogopite-bearing in the subcontinental lithosphere. The alkaline basalts from Agua Poca volcano (37°01'S - 68°07'W) belong to the Group II and are trachybasalts. The Agua Poca volcano is a monogenetic pyroclastic volcano composed by intercalation of spatter and cinder layers, host ultramafic mantle xenoliths and is located in the West of the La Pampa Province, Northernmost of Argentine Patagonia. The xenoliths show protogranular, protogranular to porphyroclastic, porphyroclastic and porphyroclastic to equigranular textures, and are composed of olivine (fosterite), orthopyroxene (enstatite), clinopyroxene (diopside) and spinel (sp). The studied xenoliths are anhydrous spinel-bearing peridotite and pyroxenite xenoliths in Pleistocene alkali basalts with whole rock Mg# from 88 to 91. Geochemical signatures of the mantle xenoliths show negative correlation between main oxides against Mg# and depletion in incompatible elements compared to primitive mantle (PM). Agua Poca mantle xenoliths are characterized by flat Sun & McDonough (1989) primitive mantle (PM) normalized HREE and MREE patterns, and depletion of LREE compared to HREE ( $Ce_N/Yb_N = 0.15-0.5$ ), with exception of the HAP10 (1.46) sample. These characteristics suggest that partial melting event is the main process responsible for the generation of these xenoliths. Model calculations suggest that the xenoliths are the result of 1 to 10% of DMM (Depleted Mantle MORB) or 8 to 17% of PM partial melting. Peridotite samples show positive anomalies of Ba, U, Ta, Pb, Zr and Ti; and negative anomalies of Rb, Th, Nb, La and Y, while the pyroxenite samples show positive anomalies of Ba, U, Ta and Pb; and negative anomalies of Th, Nb, La, Zr, Hf, Ti and Y. Mixing curves calculated to mixtures of melting residue of PM/DMM and fluid or sediment compositions related to subduction tectonic setting end members



suggest up to 3% of interaction of the fluid sediment on the depleted mantle residue.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (0.702874 - 0.704999, with average of 0.704035) are similar to those defined to peridotites with OIB source ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70244$  to  $0.70502$ ), being close to Depleted Mantle (DM;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7023$  to  $0.7032$ ) values. Nb/Ta ratios suggest that Agua Poca xenoliths were undergone to partial melting processes that generated alkaline magmas with superchondritic Nb/Ta ratios.

**Keywords:** Ultramafic mantle xenoliths; Lithospheric Subcontinental mantle; Mantle metasomatism; Nb/Ta decoupling, Patagonia.

## Lista de Figuras

- Figura 1.** Mapa do Sul da América do Sul modificado de Schilling *et al.* (2008) mostrando a geologia atual, que caracteriza o ambiente de margem continental ativa. No mapa está indicada a localização do vulcão Agua Poca dentro do contexto da América do Sul e da Argentina..... 18
- Figura 2.** Visão esquemática do interior da Terra descrita a seguir: 1. Crosta continental; 2. Crosta oceânica; 3. Manto Superior; 4. Manto Inferior; 5. Núcleo externo; 6. Núcleo interno. A. Descontinuidade de Mohorovičić; B. Descontinuidade de Gutenberg; C. Descontinuidade de Lehmann. .... 21
- Figura 3.** Diagrama classificatório de rochas ultramáficas adotado pela IUGS. Os vértices estão representados por 100% de olivina (OL), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX). .... 21
- Figura 4.** Modelo do interior da Terra proposto a partir do comportamento das ondas sísmicas..... 23
- Figura 5.** Campos de estabilidade da assembléia mineral do manto em diferentes pressões e temperaturas. Também são mostradas as geotermas e a curva solidus do manto anidro. ol: olivina; opx: ortopiroxênio; cpx: clinopiroxênio; grt: granada; sp: espinélio; plag: plagioclásio. .... 27
- Figura 6.** Mapa da América do Sul modificado de Ramos (1999) contendo as placas oceânicas de Cocos, Nazca, Antártica e Scotia; placa continental Sul-americana; Zonas Vulcânicas Norte, Central, Sul e Austral (ZVN, ZVC, ZVS e ZVA, respectivamente); zonas de subducção com baixo ângulo (SBA) de mergulho onde não há ocorrência de magmatismo; cordilheiras assísmicas (CA); cordilheira oceânica; e as diferenças de velocidades com que as placas oceânicas subductam a placa continental..... 30
- Figura 7.** Mapa esquemático da ZVN modificado de Stern (2004) mostrando o campo vulcânico formado no território colombiano e equatoriano. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca, a cordilheira Carnegie, cidades importantes e vulcões principais. .... 32
- Figura 8.** Mapa esquemático da ZVC modificado de Stern (2004) mostrando alguns dos mais importantes vulcões e caldeiras vulcânicas citados no texto. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca e algumas cidades importantes..... 34
- Figura 9.** Mapa esquemático da ZVS modificado de Stern (2004) mostrando alguns dos mais importantes vulcões e caldeiras vulcânicas citados no texto. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca, magmatismo e algumas cidades importantes. LQFS = Liquiñe-Ofqui Fault System, 1 = Caldeira Diamante, 2 = Caldeira Payún Matru, 3 = Caldeira Copahue, 4 = Caldeira Pino Hachado. .... 37
- Figura 10.** Mapa esquemático da ZVA modificado de Stern (2004) mostrando alguns dos mais importantes vulcões citados no texto. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca, local de ocorrência de platôs basálticos e de xenólitos mantélicos..... 38
- Figura 11.** Figura modificada de Charrier *et al.* (2007) mostrando a configuração das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia na região sudoeste do Oceano Pacífico. (a) Local onde da cadeia assísmica de Juan Fernandez *Ridge* subducta a placa Sul-americana; (b) Local onde a Dorsal do Chile subducta a placa Sul-americana, que também representa a Junção Tríplice do Chile. .... 40

- Figura 12.** Mapa modificado do Servicio Geológico Minero Argentono (SERNAMIN) da região onde estão localizados o Maciço e a Meseta de Somún Curá, que representam o maior evento magmático da Patagônia Argentina ( $> 60.000 \text{ km}^2$ ) e as localidades aqui em estudo inseridas neste contexto geológico..... 42
- Figura 13.** Figura modificada de Anderson *et al.* (2007) mostrando as variações na espessura da crosta e no ângulo de subducção da placa de Nazca na área de estudo. .... 48
- Figura 14.** Mapa do extremo norte da Patagônia Argentina indicando o Campo vulcânico de Payunia ( $\sim 16.000 \text{ km}^2$ ) e os vulcões onde as algumas amostras que compõem este trabalho foram coletadas..... 49
- Figura 15.** Mapa da Patagônia modificado a partir do mapa geológico da Argentina (Servicio Geológico Minero Argentino) de 1997, onde estão inseridos os Cerros vulcânicos (PM-1 ao PM-12) em que as amostras foram coletadas..... 66
- Figura 16.** Fotomicrografias mostrando o contato entre basalto-xenólito mantélico. (a) Amostra do vulcão El Mojon (PM-4) com pouca interação basalto-peridotito em luz natural e polarizada; (b) Amostra do vulcão Prahuanieyu (PM-8) com pouca interação basalto-peridotito em luz natural e polarizada; (c) Amostra do vulcão Prahuanieyu (PM-8) mostrando a forte interação entre basalto-peridotito em luz natural e polarizada; (d) Amostra do vulcão Prahuanieyu (PM-8) mostrando a forte interação entre basalto-peridotito em luz natural e polarizada..... 67
- Figura 17.** Fotomicrografias mostrando a diferença textural e mineralógica entre os Grupos I e II. (a) Amostra representativa do Grupo I em luz natural e luz polarizada; b) Amostra representativa do Grupo II em luz natural e luz polarizada; c) Amostra representativa do Grupo II mostrando a textura média observada nas amostras do vulcão Ingeniero Jacobacci (PM-5) em luz natural e luz polarizada..... 68
- Figura 18.** Diagrama classificatório de rochas basálticas modificado de Le Maitre *et al.* (1989), relacionando o total de álcalis vs. sílica (wt%) com as amostras estudadas. As linhas tracejadas indicam o limite entre rochas alcalinas e sub-alcalinas segundo os autores descritos na figura; PB = Picrito-Basalto. .... 70
- Figura 19.** Diagrama que relaciona: (a) #Mg vs.  $\text{SiO}_2$ ; (b) #Mg vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; (c) #Mg vs.  $\text{K}_2\text{O}$ ; e (d) #Mg vs.  $\text{TiO}_2$ . Para comparação foram plotadas amostras que representam o campo de basaltos do tipo OIB (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; e Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005) e de arco vulcânico (arco do Japão - Tamura *et al.*, 2005). PM = Manto Primitivo..... 71
- Figura 20.** (a) Diagrama multielementar e (b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) contendo as amostras dos Grupos I e II. Para comparação foram plotados os campos formados basaltos do tipo OIB (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; e Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005) e de arco vulcânico (arco do Japão - Tamura *et al.*, 2005). .... 73
- Figura 21.** Diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) contendo as amostras dos Grupos I e II. Para comparação foram plotados os campos de basaltos “cratônicos” e “transicionais” definidos por Stern *et al.* (1990) e basaltos de arco. .... 74
- Figura 22.** Diagrama modificado de Conceição *et al.* (2005) contendo a composição isotópica das amostras estudadas. Os campos foram definidos a partir do banco de dados GEOROC (<http://www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de/>). Os campos OIB incluem rochas do Hawaii, La Palma, Azores, St. Helena, e Ascension Islands. Ainda estão definidos campos para as rochas de Kerguelen, Paraná, MORBs

(Atlântico e Pacífico), e basaltos da ZVS. Os campos de EMI, EMII e HIMU foram definidos por Tatsumoto *et al.* (1992). ..... 75

**Figura 23.** Diagramas mostrando que as amostras estudadas sofreram metassomatismo na fonte e não durante a ascensão à superfície (ver detalhes no texto). (a) SiO<sub>2</sub> vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr; e (b) Ba/Nb vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. .... 76

**Figura 24.** Diagramas discriminatórios envolvendo as razões (a) Pb/Ce vs. Ce e (b) Ba/Nb vs. Nb. Esses diagramas mostram a afinidade geoquímica das rochas em estudo com ambientes OIB e baixas taxas de fusão para gerar esse magmatismo (< 3%). Para comparação foram plotadas amostras que representam o campo de basaltos do tipo OIB (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; e Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005) e de arco vulcânico (arco do Japão - Tamura *et al.*, 2005). As composições de OIB, N-MORB, E-MORB, IAB e OC foram definidas por Niu & O'Hara (2003). PM = Manto Primitivo. .... 78

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	17
1.1. Objetivo .....	17
1.2. Localização da área de estudo .....	17
1.3. Caracterização do problema .....	18
1.4. O Manto terrestre: composição e modelos .....	20
<b>1.4.1. O Manto Superior (MS)</b> .....	23
<b>1.4.2. A Litosfera</b> .....	24
<b>1.4.3. Heterogeneidades mantélicas</b> .....	24
<b>1.4.4. Xenólitos mantélicos</b> .....	26
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	29
2.1. Geologia regional .....	29
<b>2.1.1. Cordilheira dos Andes: tectonismo e magmatismo</b> .....	29
<b>2.1.2. O extra back-arc Andino: vulcanismo e acreção de terrenos</b> .....	40
2.2. Geologia Local .....	47
<b>3. XENÓLITOS MANTÉLICOS DA PATAGÔNIA</b> .....	52
3.1. Principais ocorrências e localidades .....	52
3.2. Principais estudos realizados e suas conclusões .....	53
<b>3.2.1. Cerro de los Chenques</b> .....	53
<b>3.2.2. Cerro El Mojon e Estancia Alvarez</b> .....	53
<b>3.2.3. Cerro Redondo</b> .....	54
<b>3.2.4. Gobernador Gregores ou Estancia Lote 17</b> .....	54
<b>3.2.5. Pali-Aike</b> .....	55
<b>3.2.6. Prahuaniyeu</b> .....	55
<b>3.2.7. Tres Lagos</b> .....	56
<b>4. METODOLOGIA</b> .....	59
4.1. Amostragem .....	59
4.2. Preparação de amostras .....	59
<b>4.2.1. Confeção de lâminas delgadas</b> .....	59
<b>4.2.2. Rocha total</b> .....	60
4.3. Petrografia e contagem modal .....	60
4.4. Geoquímica de rocha total .....	60
4.5. Isótopos de Sr e Nd .....	62
<b>5. BASALTOS ALCALINOS ASSOCIADOS À OCORRÊNCIA DE XENÓLITOS MANTÉLICOS: EVIDÊNCIAS DE FONTE MANTÉLICA ENRIQUECIDA (EM), COM FLOGOPITA ESTÁVEL</b> .....	64
5.1. Introdução .....	64
5.2. Petrologia .....	66
5.3. Geoquímica de elementos maiores .....	70
5.4. Geoquímica de elementos traço e terras raras .....	71
5.5. Geoquímica isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) .....	74
5.6. Discussões .....	77
5.7. Conclusões .....	79
<b>6. Evolução Geoquímica em Peridotitos e Piroxenitos do Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania</b> .....	82
Abstract .....	83
Resumo .....	84

1. INTRODUÇÃO.....	85
2. GEOLOGIA GERAL E A EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DA REGIÃO.....	85
3. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	89
4. PETROGRAFIA.....	91
4.1. <i>Basaltos hospedeiros</i> .....	91
4.2. <i>Xenólitos mantélicos</i> .....	91
5. RESULTADOS GEOQUÍMICOS.....	94
5.1. <i>Basaltos hospedeiros (elementos maiores, elementos traço, elementos terras raras e isótopos de Sr e Nd)</i> .....	94
6. DISCUSSÃO DE RESULTADOS.....	104
6.1. <i>Eventos de fusão no SCLM do vulcão Agua Poca</i> .....	106
6.2. <i>Disjunção da razão Nb/Ta no SCLM</i> .....	109
6.3. <i>Evidências de metassomatismo no SCLM do vulcão Agua Poca</i> .....	112
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	115
AGRADECIMENTOS.....	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	116
<b>7. CONCLUSÕES.....</b>	<b>126</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>128</b>

## Preâmbulo

Esta dissertação tem como tema o estudo de xenólitos mantélicos associados ao magmatismo alcalino da região de extra *back-arc* Andino. Esses xenólitos são peridotitos e piroxenitos, que ocorrem no vulcão Agua Poca representam o manto litosférico subcontinental do terreno Cuyania, centro-oeste da Argentina. Esse estudo será elucidado a partir de aspectos petrográficos, geoquímicos e isotópicos em rocha total. A dissertação está dividida da seguinte forma:

**Capítulo 1. Introdução:** neste capítulo são apresentados o objetivo e a motivação da pesquisa contendo a proposta de estudo. Ainda estão contidas nesse capítulo a localização da área de estudo, a caracterização do problema, e uma síntese sobre composição e modelos do manto terrestre envolvendo o manto superior e a litosfera. Por fim, alguns conceitos fundamentais sobre reservatórios e heterogeneidades mantélicas, assim como uma breve definição a respeito do conceito de xenólitos mantélicos são apresentados.

**Capítulo 2. Contexto Geológico:** as informações apresentadas estão divididas em dois níveis de detalhe. A **Geologia Regional** trata dos aspectos tectono-magmáticos em grande escala. Primeiramente, define-se a Cordilheira do Andes com base no tectonismo e magmatismo e posteriormente o extra *back-arc* Andino, a partir do vulcanismo e dos processos envolvendo acreção de terrenos. A **Geologia Local** aborda as informações de maior relevância para a evolução geológica da área onde o vulcão Agua Poca está inserido.

**Capítulo 3. Xenólitos Mantélicos da Patagônia:** neste capítulo as principais ocorrências e localidades, assim como os principais estudos realizados e suas conclusões são apresentados.

**Capítulo 4. Metodologia:** são apresentadas as principais técnicas analíticas empregadas na obtenção das análises químicas utilizadas nesta dissertação (e.g. espectrometria de raios-x, LA ICP-MS e espectrometria de massa).

**Capítulo 5. Basaltos Alcalinos Associados à Ocorrência de Xenólitos Mantélicos: Evidências de Fonte Mantélica Enriquecida (EM), com Flogopita estável:** neste item são abordadas as principais informações sobre a evolução do conhecimento a respeito dos basaltos com base em estudos anteriores e nos dados

petrográficos e geoquímicos obtidos de 33 amostras coletadas em 11 vulcões extintos do extra *back-arc* da Patagônia Argentina.

**Capítulo 6. Evolução Geoquímica de Peridotitos e Piroxenitos do Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania, Centro-oeste da Argentina.** Este capítulo refere-se a um artigo submetido à revista **Pesquisas em Geociências**, que aborda a evolução geoquímica e petrológica do manto litosférico subcontinental do vulcão Agua Poca.

**Capítulo 7. Conclusões:** Sintetiza a dissertação enumerando as conclusões mais relevantes do trabalho.



## **Capítulo 1**

### **INTRODUÇÃO**

## 1. INTRODUÇÃO

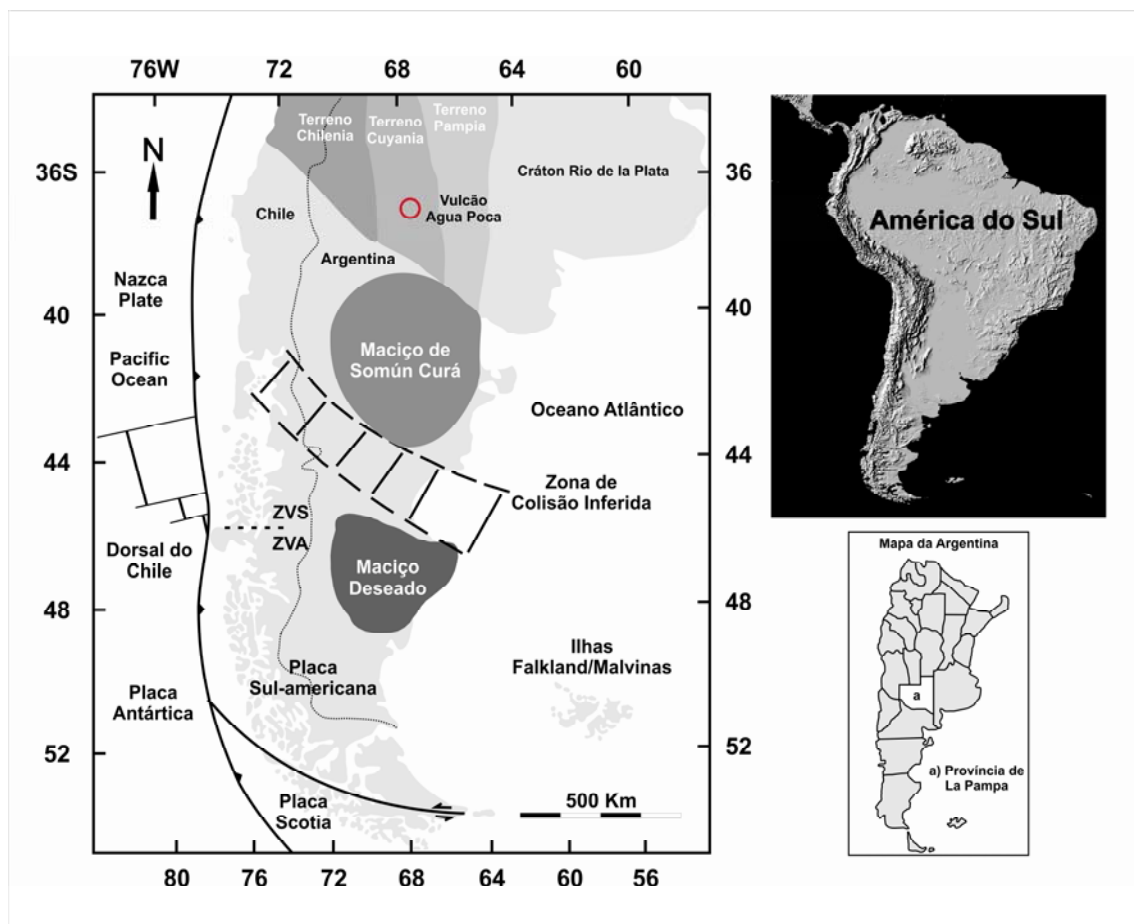
### 1.1. Objetivo

Esta dissertação de mestrado visa identificar, caracterizar e compreender os principais processos tectono-magmáticos e geoquímicos atuantes no manto litosférico subcontinental (SCLM) do terreno Cuyania, que é representado neste trabalho pela suíte de xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca, centro-oeste da Argentina. Além disso, o trabalho visa contribuir com dados e interpretações geoquímicas para a evolução do conhecimento sobre a gênese de basaltos alcalinos Cenozóicos situados entre as latitudes de 36°S a 44°S, sendo que um deles, localizado na Província de La Pampa, hospeda os xenólitos supracitados. A utilização de dados geoquímicos de elementos maiores, traço e terras raras (rocha total), e isótopos de Rb-Sr em rocha total auxiliou na definição e interpretação dos processos envolvendo eventos de fusão parcial e metassomatismo no manto litosférico, e nos processos envolvendo a geração dos basaltos alcalinos.

### 1.2. Localização da área de estudo

A área de coleta das amostras de basaltos utilizadas nesse estudo se estende a leste de praticamente toda a latitude definida para a Zona Vulcânica Sul (ZVS), a oeste da América do Sul, e é composta por vulcões caracterizados pela ocorrência de xenólitos mantélicos máficos e ultramáficos. A região de coleta das amostras, do norte para sul, compreende os vulcões De la Laguna, Agua Poca, Huanul, El Mojon, Ingeniero Jacobacci, Aznares, Estancia Alvarez, Prahuaniyeu, Chenque, Matilde e De los Chenques. O mapa contendo a localização dos pontos de coleta de amostras está ilustrado no capítulo 7 desta dissertação.

O vulcão Agua Poca, do qual foram coletadas as amostras de xenólitos que serão discutidas nesse trabalho, está localizado na Província basáltica Andino-Cuyana, oeste da Província de La Pampa (37°01'S - 68°07'W; Fig. 1). O vulcão dista 60km a NO da localidade de Puelén e está a aproximadamente 530km da fossa do Chile. Os derrames basálticos Pampeanos e o vulcão Agua Poca representam a prolongação oriental do extenso campo basáltico que cerca o vulcão Payún Matru, que está localizado em Mendoza.



**Figura 1.** Mapa do Sul da América do Sul modificado de Schilling *et al.* (2008) mostrando a geologia atual, que caracteriza o ambiente de margem continental ativa. No mapa está indicada a localização do vulcão Agua Poca dentro do contexto da América do Sul e da Argentina.

### 1.3. Caracterização do problema

Geologicamente, o sul da América do Sul é o produto de um complexo processo envolvendo colagens de terrenos continentais acrescidos ao sudoeste da proto-margem do Gondwana desde o final do Proterozóico. O terreno Cuyania, local em que o vulcão Agua Poca está localizado, é um bloco rifteado da margem sudeste do Laurentia durante o Ordoviciano (Thomas & Astini, 2003; Ramos, 2004) e a sua acreção ao Gondwana, assim como a posterior acreção do terreno Chilenia à sua borda oeste, ocorreram durante ou após o Siluriano-Devoniano (Thomas & Astini, 2003). O terreno Cuyania é caracterizado por uma extensa plataforma carbonática do Paleozóico Inferior e pelo embasamento metamórfico de idade Mesoproterozóico. A combinação entre a

zona de subducção atual, que envolve a subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-americana na ZVS, com as antigas subducções formadas durante as colisões de terrenos acrescionários ao Gondwana, gerou um complexo evento tectono-magmático, que pode ter desempenhado um papel significativo na evolução do manto litosférico abaixo da área de estudo.

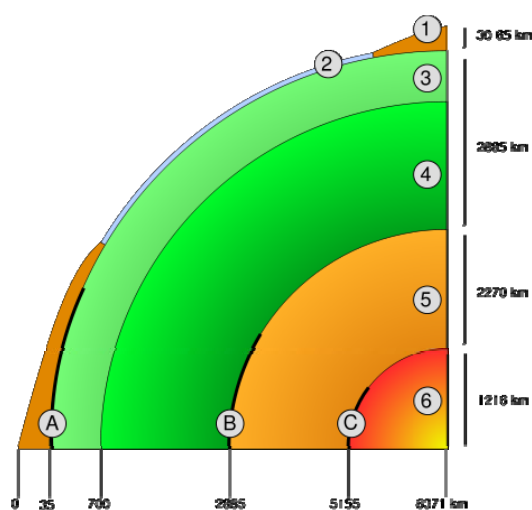
Informações sobre a natureza do manto litosférico abaixo do terreno Cuyania são relativamente escassas mesmo havendo diversas ocorrências e estudos de xenólitos mantélicos em basaltos alcalinos ao sul da área de estudo (e.g. Stern *et al.*, 1999; Gorrington & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Rivalenti *et al.*, 2004 e 2007; Bjerg *et al.*, 2005 e 2009; Conceição *et al.*, 2005, 2007 e 2008; Schilling *et al.*, 2005 e 2007; Ntaflos *et al.*, 2007; Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr., 2008; Pressi *et al.*, 2008; Gervasoni *et al.*, 2008 e Gervasoni, 2009; Dantas *et al.*, 2009). Esses estudos indicam que o SCLM da Patagônia é caracterizado por evidências de empobrecimento e por processos metassomáticos. Tais processos metassomáticos podem ser atribuídos à percolação de fluídos/fundidos derivados da placa subductante e/ou a líquidos silicáticos/carbonatíticos com características de Basaltos de Ilhas Oceânicas (*Ocean Island Basalts*; OIBs) no manto litosférico.

O vulcão Agua Poca e alguns dos demais vulcões pertencentes à Província Basáltica Andino-Cuyana foram alvo de diversos estudos realizados por Bertotto (1996, 1997, 2000, 2003 e 2006) e Bertotto *et al.* (2006). Além da descrição de litofácies, esses autores obtêm importantes informações através da química mineral, a saber: i) a paragênese mineral identificada nas amostras de xenólitos mantélicos é formada por olivina (fosterita), ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio) e espinélio (aluminoso); ii) cálculos de fusão a partir do #Cr do espinélio indicam que as amostras estudadas por esse autor foram submetidas a taxas de fusão de 1 a 5,5%; iii) dados de geobarometria indicam temperaturas entre 960 e 1.099°C para pressões entre 10 e 18 kbar. Apesar dessas informações, o estudo em detalhe sobre a geoquímica de rocha total da área é escasso e faz-se necessário para o melhor entendimento dos processos atuantes no SCLM do vulcão Agua Poca, que é o único com ocorrência de xenólitos na Província de La Pampa.

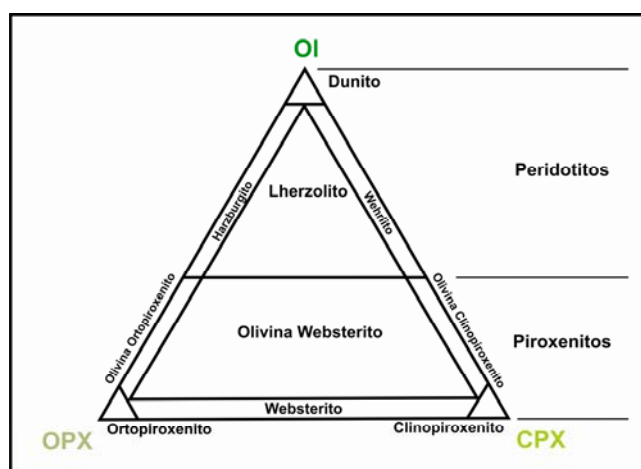
#### 1.4. O Manto terrestre: composição e modelos

O manto terrestre tem início no limite crosta-manto (~40 km), se estende até o limite manto-núcleo (~2.900 km) e corresponde a aproximadamente 83% do volume e 67% da massa (Fig. 2) do planeta (Wilson, 1989). O manto é composto por silicatos de ferro (Fe), magnésio (Mg), alumínio (Al), e oxigênio (O). As rochas ultramáficas ricas em olivina magnésiana ( $Mg_2SiO_4$ ) e piroxênios ( $MgSiO_3$  e  $CaMgSi_2O_6$ ) são as mais estáveis no manto e são classificadas de acordo com o diagrama de rochas ultramáficas definido pela IUGS (International Union of Geological Science) (Fig. 3). Os minerais mais abundantes em rochas mantélicas são a enstatita ( $MgO + SiO_2 = MgSiO_3$ ) e a fosterita ( $2MgO + SiO_2 = Mg_2SiO_4$ ) (Anderson, 1989). Esses minerais podem ser considerados uma solução sólida entre  $MgSiO_3$  (enstatita) com  $FeSiO_3$  (ferrosilita) e  $Mg_2SiO_4$  (forsterita) com  $Fe_2SiO_4$  (faialita). Outra importante solução sólida é a série formada por MgO (periclasio) e FeO (wüstita) dando  $(Mg,Fe)O$  (magnésio-wüstita ou ferropericlasio) (Anderson, 1989). A fase aluminosa observada no manto superior é referente à gradação de peridotito rico em plagioclásio (até ~40 km de profundidade), espinélio (~40 a ~80 km de profundidade) ou granada (~80 a ~300 km de profundidade) e fornece uma aproximação das condições de pressão de equilíbrio da paragênese mineral através do sistema  $CaO + MgO + Al_2O_3 + SiO_2$  (CMAS). Como produto da percolação de fluidos aquosos ou líquidos silicáticos no manto (processos metassomáticos ou primários), minerais hidratados podem ser formados (e.g. anfibólio e flogopita). De aproximadamente 410 km até ~700 km de profundidade a olivina não é mais estável no manto e é substituída por polimorfos de alta pressão, mantendo basicamente a mesma composição. Os polimorfos são a wadsleíta (beta-espinélio) e ringwoodita (gama-espinélio). As mudanças composicionais constatadas entre 410 km e 660 km de profundidade são confirmadas por estudos sísmicos e, assim como acontece na descontinuidade de *Mohorovičić* ("Moho"), são detectadas facilmente. As descontinuidades sísmicas e as transformações de fase estão diretamente relacionadas às mudanças nas condições da pressão a que os peridotitos estão submetidos (Ringwood & Major, 1966). As reações que explicam as transformações de fases minerais estão descritas abaixo:

- $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4 = (\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4$ ; P = 14 GPa; Prof. = 410km  
*Olivina*                      *Wadsleíta*
- $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4 = (\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4$ ; P = 18 GPa; Prof. = 520km  
*Wadsleíta*                      *Ringwoodito*
- $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4 = (\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_3 + (\text{Mg,Fe})\text{O}$ ; P = 23 GPa; Prof. = 660km  
*Ringwoodito*                      *Perovskita + Magnésio-wüstita*



**Figura 2.** Visão esquemática do interior da Terra descrita a seguir: 1. Crosta continental; 2. Crosta oceânica; 3. Manto Superior; 4. Manto Inferior; 5. Núcleo externo; 6. Núcleo interno. A. Descontinuidade de Mohorovičić; B. Descontinuidade de Gutenberg; C. Descontinuidade de Lehmann.

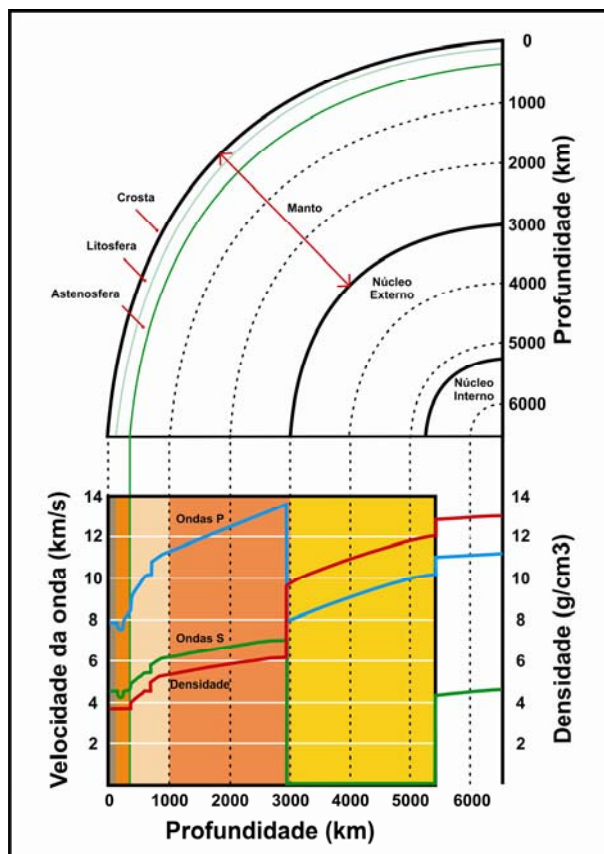


**Figura 3.** Diagrama classificatório de rochas ultramáficas adotado pela IUGS. Os vértices estão representados por 100% de olivina (OL), ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX).

Embora sólido, as elevadas temperaturas no interior do manto superior (~1000°C) fazem com que o material silicático seja suficientemente dúctil a ponto de fluir em escalas de tempo muito longas (tempo da convecção mantélica). Dessa forma, o manto se comporta como sólido, na escala das ondas sísmicas, mas fluído, na escala das convecções mantélicas. A convecção do manto é expressa na superfície com os movimentos das placas tectônicas e pela ascensão de volumes variáveis de magma. O ponto de fusão e a viscosidade dos materiais estáveis no manto com diferentes composições são distintos e estão diretamente relacionados às condições de pressão, temperatura e presença de voláteis a que este material está submetido. O aumento da pressão com o progressivo aumento da profundidade determina que o manto inferior flui com maior dificuldade se comparado ao manto superior.

O manto é dividido quimicamente em manto primitivo (PM) ou fértil, o qual tem sua composição relacionada ao período após a separação do núcleo, mas antes da geração de crosta, sendo equivalente a composição total de silicatos da Terra (*BSE - Bulk Silicate Earth*), que é condritica para os elementos litófilos; e em manto empobrecido (*Depleted Mantle; DM*), o qual é o resíduo do processo de fusão parcial do manto fértil.

A partir de suas propriedades mecânicas, o manto terrestre é dividido em manto superior (manto litosférico e astenosfera), Zona de Baixa Velocidade Sísmica (LVZ) e zona de transição e manto inferior (mesosfera). Esta divisão está baseada no estudo geofísico do interior da Terra (sísmica) (Fig. 4). As ondas sísmicas no manto superior continental geralmente tem velocidades entre 8,0 a 8,2 km/s (ondas P) e 4,3 a 4,7 km/s (ondas S), enquanto que no manto superior sob os oceanos tem velocidades entre 7,9 a 8,6 km/s (ondas P) e 3,9 a 4,7 km/s (ondas S) (Anderson, 1989). As ondas P movem-se através das rochas mantélicas (peridotitos) com velocidade aproximada de 8 km/s e tendem a aumentar sua velocidade com o progressivo aumento da profundidade devido à maior rigidez das rochas.



**Figura 4.** Modelo do interior da Terra proposto a partir do comportamento das ondas sísmicas.

#### 1.4.1. O Manto Superior (MS)

A região definida como MS tem início desde o limite crosta-manto, determinado a partir da descontinuidade de “Moho”, se estende até ~410 km de profundidade e pode ser dividida em duas camadas de características geofísicas e geoquímicas diferentes. A camada superior do MS (litosfera) é mais rígida que a camada inferior por consequência da temperatura, que é mais baixa. A partir de parâmetros químicos, o MS (#Mg ~90 nas olivinas; McDonough, 1990) tem composição lherzólítica e é empobrecido em relação ao manto primitivo (PM) devido a sucessivos processos de fusão parcial. A camada inferior (astenosfera - Zona de Baixa Velocidade) é constituída por silicatos de ferro e de magnésio (peridotitos) com comportamento mais plástico, temperaturas entre 1.400°C e 3.000°C e densidade entre 3,4 g/cm<sup>3</sup> e 4,3 g/cm<sup>3</sup>. A Zona de Baixa Velocidade (LVZ) coincide com a zona de instabilidade do anfibólio, sugerindo que essa região está saturada em água (H<sub>2</sub>O) e próxima às condições de *solidus* (Green & Faloon, 1998).



### **1.4.2. A Litosfera**

A litosfera (~100 km de espessura) é composta por parte do manto superior e pela crosta oceânica ou continental. A litosfera é dividida em 15 placas tectônicas principais, que formam limites em que há ocorrência de intensas atividades sísmicas e vulcânicas responsáveis por muitas das características geológicas em grande escala da Terra. A região abaixo da crosta continental é denominada manto litosférico subcontinental (SCLM) e apresenta espessura variável, podendo chegar a >250km abaixo de alguns crátons arqueanos. O estudo de xenólitos mantélicos em rochas vulcânicas tem mostrado que a composição do SCLM está relacionada com a idade da crosta sobrejacente. O SCLM situado abaixo de zonas cratônicas (antigas) geralmente é fortemente empobrecido, enquanto o SCLM abaixo de crosta Fanerozóica (mais jovem) é moderado a levemente empobrecido em relação à astenosfera subjacente. Essas variações composicionais são importantes para definir o comportamento tectônico da crosta continental, pois geram diferenças laterais na composição e nas propriedades físicas da litosfera que afetam o comportamento geodinâmico do manto. Compreender as origens da evolução secular na composição do SCLM é importante, pois os diferentes modelos têm diferentes implicações para a evolução global da Terra e para as relações genéticas e tectônicas entre a crosta e o manto (Griffin *et al.*, 2009).

### **1.4.3. Heterogeneidades mantélicas**

O calor liberado a partir do interior do planeta e transportado à superfície através da convecção mantélica gera a contínua formação de crosta oceânica e de cadeias meso-oceânicas, que posteriormente são consumidas em zonas de subducção. Esse processo lento envolve a troca recíproca de material entre a superfície e o interior do planeta, resultando finalmente na formação da crosta continental. A criação de crosta oceânica e a constante reciclagem de materiais introduzidos por ela no manto desenvolveram reservatórios mantélicos heterogêneos, com distintas características mineralógicas, química, físicas e isotópicas. O metassomatismo mantélico é resultado de processos de contaminação ou re-enriquecimento (e.g. zonas de subducção ou plumas mantélicas). Alguns reservatórios (DM, EMI, EMII e HIMU) foram definidos a partir do comportamento isotópico, principalmente de rochas basálticas (Hart & Zindler, 1989) e estão descritos a seguir.

#### ***1.4.3.1. Manto empobrecido (Depleted Mantle; DM)***

O DM é o resultado de um ou mais eventos envolvendo extração de magmas basálticos do manto para formação de crosta. O caráter isotópico empobrecido (baixos razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , e elevadas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) e as baixas concentrações de LILE (elementos litófilos de alto raio iônico) do N-MORB (Basaltos de cadeias meso-oceânicas) exige a existência de um reservatório mantélico com característica geoquímica empobrecida.

#### ***1.4.3.2. HIMU (High- $\mu$ ou elevada razão U/Pb)***

O extremo enriquecimento em  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$  observado em alguns basaltos de ilhas oceânicas (OIB) (e.g. Santa Helena) exige a existência de uma fonte mantélica enriquecida em U + Th relativo ao Pb, e isócronas do manto sugerem idades para o reservatório HIMU de 2.0 - 1.5 Ga. O reservatório HIMU tem razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  similares as definidas para N-MORB, mas ele representa a crosta oceânica subductada em que a razão U+Th/Pb foi aumentada pela perda preferencial de Pb junto com os voláteis durante o processo de desidratação da placa subductante. O enriquecimento dos elementos pares Nb e Ta em muitos OIBs corrobora com a hipótese de que o reservatório HIMU tem sua origem relacionada à crosta oceânica reciclada. O Nb e o Ta são HFSE (elementos de elevado potencial iônico) e por isso são imóveis no fluido aquoso durante o processo de desidratação da placa oceânica. Portanto, a parte residual máfica da placa oceânica que afunda no manto inferior é incorporada por plumas mantélicas e deve ser relativamente enriquecidas em Nb e Ta.

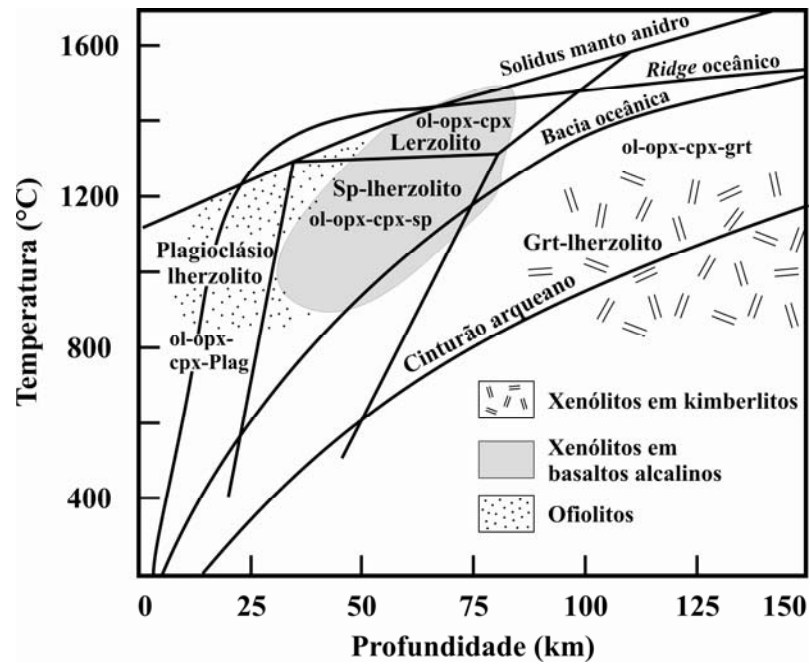
#### ***1.4.3.3. Manto enriquecido (EMI e EMII)***

Componentes mantélicos enriquecidos são reservatórios enriquecidos em elementos incompatíveis, tais como Rb, Nd, U e Th. Pelo menos dois componentes enriquecidos são necessários para explicar a distribuição isotópica e de elementos traço nas fontes de basaltos oceânicos (Zindler & Hart, 1986): **EMI**, que tem moderadas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e baixos razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; e **EMII**, que tem elevadas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e moderadas razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Ambos os reservatórios têm baixas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Os reservatórios mais prováveis para o EMI são a litosfera oceânica antiga ( $\pm$

sedimentos pelágicos), que tem sido reciclada (Hart *et al.*, 1992; Hauri *et al.*, 1994) e o manto inferior metassomatizado (Collerson & Kamber, 1999). O componente EMII tem razões isotópicas próximas à média da crosta continental superior ou a sedimentos continentais subductados atualmente (e.g.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.71$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.5121$ ).

#### ***1.4.4. Xenólitos mantélicos***

Xenólitos mantélicos são fragmentos do manto trazidos até a superfície da Terra durante erupções vulcânicas, estando comumente associados a basaltos alcalinos e a kimberlitos. A ocorrência de xenólitos mantélicos em kimberlitos indica fontes com profundidades superiores a 100km, mas quando associados a basaltos alcalinos indica profundidades variáveis de 50 a 100km (Fig. 5). A paragênese mineralógica característica de xenólitos mantélicos provenientes da litosfera oceânica e continental pós-arqueana, é composta principalmente por olivina (ol) + ortopiroxênio (opx) + clinopiroxênio (cpx) + espinélio (sp) (sp-lherzolitos) e por ol + opx + cpx (lherzolitos), enquanto que na litosfera arqueana (mais espessa) e na astenosfera predomina a paragênese formada por ol + opx + cpx + granada (granada-lherzolitos) (Condie, 2005). O manto superior pode ainda apresentar maior heterogeneidade composicional, podendo ser representado por porções compostas por dunito (predomínio de olivina), piroxenito (predomínio de piroxênios), eclogito (granada e clinopiroxênio), e harzburgito (predomínio de olivina e ortopiroxênio). As três primeiras destas rochas não são abundantes em populações de xenólitos mantélicos ou em ofiolitos, sugerindo que elas não são componentes importantes no manto superior. Harzburgitos, no entanto, são comuns na maioria dos ofiolitos e pode ser o tipo de rocha mais importante no manto superior oceânico. Conforme sugerido pela geotermia definida para *Ocean Ridge*, alguns ofiolitos ultramáficos são predominantemente plagioclásio lherzolitos (ol + opx + cpx + plag). Rochas ultramáficas de ofiolitos têm sua fonte em profundidades entre 10-75km e comprova a interpretação de que elas representam porções do manto superior oceânico.



**Figura 5.** Campos de estabilidade da assembléia mineral do manto em diferentes pressões e temperaturas. Também são mostradas as geotermas e a curva solidus do manto anidro. ol: olivina; opx: ortopiroxênio; cpx: clinopiroxênio; grt: granada; sp: espinélio; plag: plagioclásio.

## **Capítulo 2**

### **CONTEXTO GEOLÓGICO**

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1. Geologia regional

#### *2.1.1. Cordilheira dos Andes: tectonismo e magmatismo*

A Cordilheira dos Andes atualmente é caracterizada por um complexo sistema de placas tectônicas no qual as placas oceânicas de Nazca, Antártica, Scotia e Cocos subductam a placa continental Sul-americana com várias velocidades e ângulos de mergulho. Uma grande variedade de processos tem produzido sua geologia atual e como a maioria desses processos ainda estão ativos, a Cordilheira dos Andes se tornou um laboratório natural para o estudo de relações entre acreção de terrenos, magmatismo de arco e de back-arc, tectonismo, metamorfismo, deformação e origem de bacias sedimentares.

A cordilheira dos Andes se estende por >7.500km ao longo da margem oeste da América do Sul, desde a costa do Caribe (ao norte) até o Cabo Horn (ao sul). A atividade vulcânica, entretanto, está restrita a quatro regiões separadas a partir das variações do ângulo de subducção das placas oceânicas ao longo da margem ativa e da presença de dorsais meso-oceânicas subductantes: Zona Vulcânica Norte (ZVN; 5°N - 2°S), Zona Vulcânica Central (ZVC; 14° - 27°S), Zona Vulcânica Sul (ZVS; 33°S - 46°S) e Zona Vulcânica Austral (ZVA; 49°S - 55°S) (e.g. Ramos, 1999; Stern, 2004) (Fig. 6).

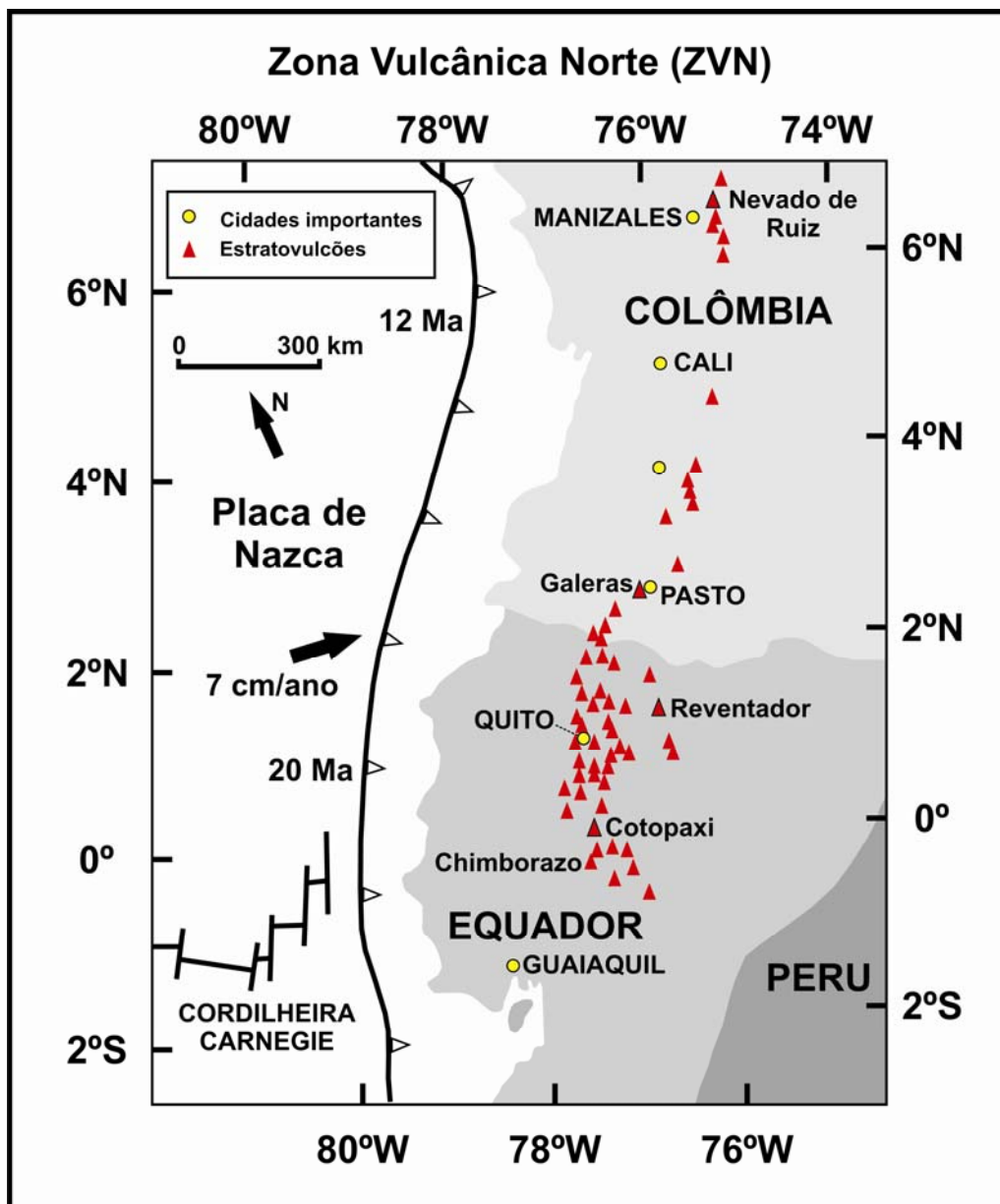


**Figura 6.** Mapa da América do Sul modificado de Ramos (1999) contendo as placas oceânicas de Cocos, Nazca, Antártica e Scotia; placa continental Sul-americana; Zonas Vulcânicas Norte, Central, Sul e Austral (ZVN, ZVC, ZVS e ZVA, respectivamente); zonas de subducção com baixo ângulo (SBA) de mergulho onde não há ocorrência de magmatismo; cordilheiras assísmicas (CA); cordilheira oceânica; e as diferenças de velocidades com que as placas oceânicas subductam a placa continental.

### 2.1.1.1. Zona Vulcânica Norte

A ZVN (Fig. 7) é formada por 19 vulcões situados na Colômbia e por 55 vulcões situados no Equador. Dentre os mais importantes vulcões da Colômbia estão o Nevado del Ruiz e o Galeras; e os do Equador são o Reventador, Cotopaxi e Chimborazo. A subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-americana na ZVN teve início entre 12-20 Ma com velocidade de 7 cm/ano e com ângulo de mergulho entre 25-30°. No extremo norte da ZVN ocorre a ruptura do ângulo de subducção, que diminui ao norte pela proximidade com o segmento de baixo ângulo de Bucaramanga (ver a seguir). Ao sul da ZVN o ângulo de subducção pode ser igualmente baixo, pois o *Carnegie Ridge* subducta sob a placa Sul-americana. O vulcanismo observado na parte frontal do arco ao norte da ZVN (Colômbia) dista aproximadamente 380km da fossa e essa distância diminui para aproximadamente 300km na parte sul da ZVN (Equador) e o vulcanismo gerado está a apenas 80-100km acima da placa de Nazca. A espessura da crosta continental varia de ~40 até >55km. As idades do embasamento e das litologias também variam significativamente. A crosta máfica acrescionária é mais jovem (Cretáceo) e está situada abaixo da porção ocidental do arco, enquanto que as rochas metamórficas (Paleozóico) e os granitóides (Mesozóico) são mais antigos e estão situados abaixo da porção oriental do arco (Feininger, 1987).

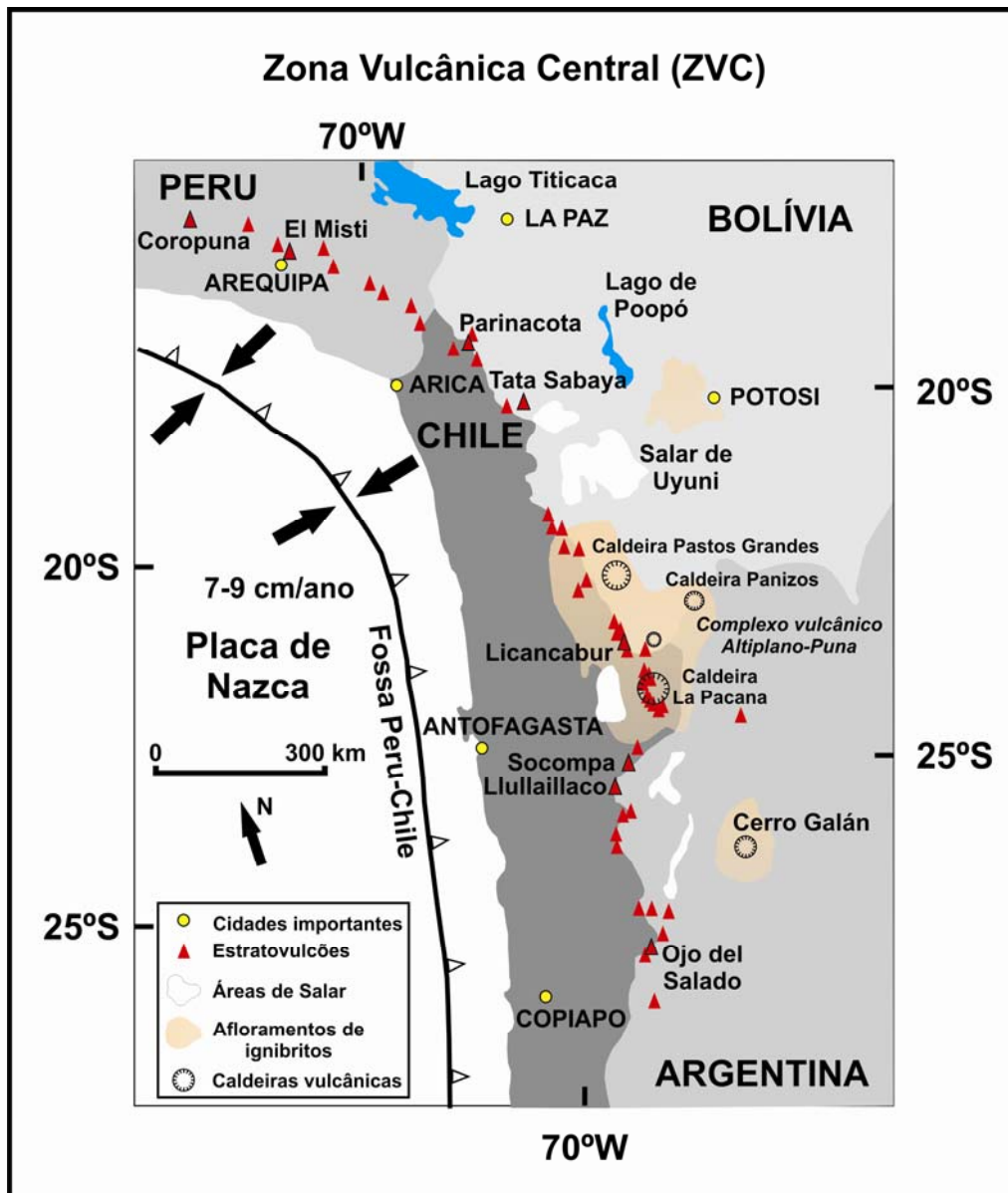




**Figura 7.** Mapa esquemático da ZVN modificado de Stern (2004) mostrando o campo vulcânico formado no território colombiano e equatoriano. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca, a cordilheira Carnegie, cidades importantes e vulcões principais.

### ***2.1.1.2. Zona Vulcânica Central***

A ZVC (Fig. 8) é composta por 44 vulcões ativos, mais de 18 centros e/ou campos menores ativos e por pelo menos seis grandes centros ignibríticos e/ou sistemas de caldeiras potencialmente ativos datados do Quaternário situados em regiões elevadas (>4.000m) do sul do Peru, norte do Chile, sudoeste da Bolívia e noroeste da Argentina. Dentre os mais importantes vulcões da ZVC estão o El Misti no Peru e o Licancabur na Bolívia. A aproximadamente 60 Ma a placa de Nazca iniciou a subducção sob a placa Sul-americana sob a ZVC com velocidade variando de 7-9 cm/ano. A placa subductante mergulha com ângulo de 25° a uma profundidade maior que 400km. A ocorrência da atividade vulcânica dista de 240 a 300km da fossa oceânica, que alcança uma profundidade máxima de 8.055m abaixo do nível do mar nos 23°S. A espessura da crosta continental abaixo da ZVC chega a mais de 70km e a idade do embasamento é variável, com aproximadamente 2 Ga na região entre o Peru e o extremo norte do Chile e Bolívia; enquanto que na região localizada ao norte do Chile e da Argentina as rochas do embasamento datam do Pré-Cambriano Superior e do Paleozóico.



**Figura 8.** Mapa esquemático da ZVC modificado de Stern (2004) mostrando alguns dos mais importantes vulcões e caldeiras vulcânicas citados no texto. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca e algumas cidades importantes.

### 2.1.1.3. Zona Vulcânica Sul

A ZVS é a zona mais significativa para elaboração desse estudo, pois a área de coleta de amostras está situada à leste da parte norte desse segmento. A ZVS é composta por, pelo menos, 60 edifícios vulcânicos histórica e potencialmente ativos no Chile e na Argentina, assim como três grandes sistemas de caldeiras vulcânicas e numerosos centros eruptivos menores (Fig. 9). Dentre os mais importantes vulcões da ZVS estão o Tupungato, San José-Marmolejo, Diamante, Payún-Matru e Nevado. Diferentemente do observado na ZVC, as caldeiras da ZVS foram formadas nos últimos 1,1 Ma. A região norte da ZVS coincide com a subducção do *Juan Fernandez Ridge* (entre 27°S e 33°S) e a região sul com o *Chile Ridge* (46°S a 47°S). A placa de Nazca iniciou a subductar a placa Sul-americana na ZVS desde 45 Ma com velocidade entre 7-9 cm/ano na direção nordeste (22-30°, ortogonal à fossa oceânica). O ângulo de subducção varia de ~20° (ao norte da ZVS) até >25° (ao sul da ZVS); a distância entre a fossa oceânica e o vulcanismo diminui de >290 km (no norte) para <270 km (no sul) e a profundidade da placa subductante abaixo do vulcanismo diminui de 120 para 90 km. A espessura da crosta continental também diminui de >50 km abaixo do limite norte da ZVS, para aproximadamente 30-35 km abaixo do limite sul. A idade do embasamento varia desde o Paleozóico ao Mesozóico Inferior.

A ZVS ainda é dividida em região Norte (ZVSN), Transicional (ZVST), Central (ZVSC) e Sul (ZVSS) (Fig. 9). A Liquiñe-Ofqui *Fault Zone* (LOFZ) se estende por até 1.000 km pelas ZVSC e ZVSS na direção N10°E e junto com lineamentos orientados na direção NE-SO e NO-SE, controla a posição de alguns dos maiores estratovulcões e centenas de centros eruptivos monogenéticos menores datados do Holoceno.

A **ZVSN** (33°S - 34.5°S) é formada por apenas três complexos vulcânicos (Tupungato-Tupungatito, Marmolejo-San José e Maipo), que dão forma a uma curta cadeia (orientada N-S) situada nos limites continentais entre o Chile e a Argentina à aproximadamente 290km à leste da fossa oceânica. Na latitude da ZVSN a atividade vulcânica migrou 40km à leste da sua posição atual durante o Plioceno como resposta à diminuição do ângulo de subducção da placa de Nazca em consequência da subducção de *Juan Fernández Ridge* (Stern, 1989; Stern & Skewes, 1995).

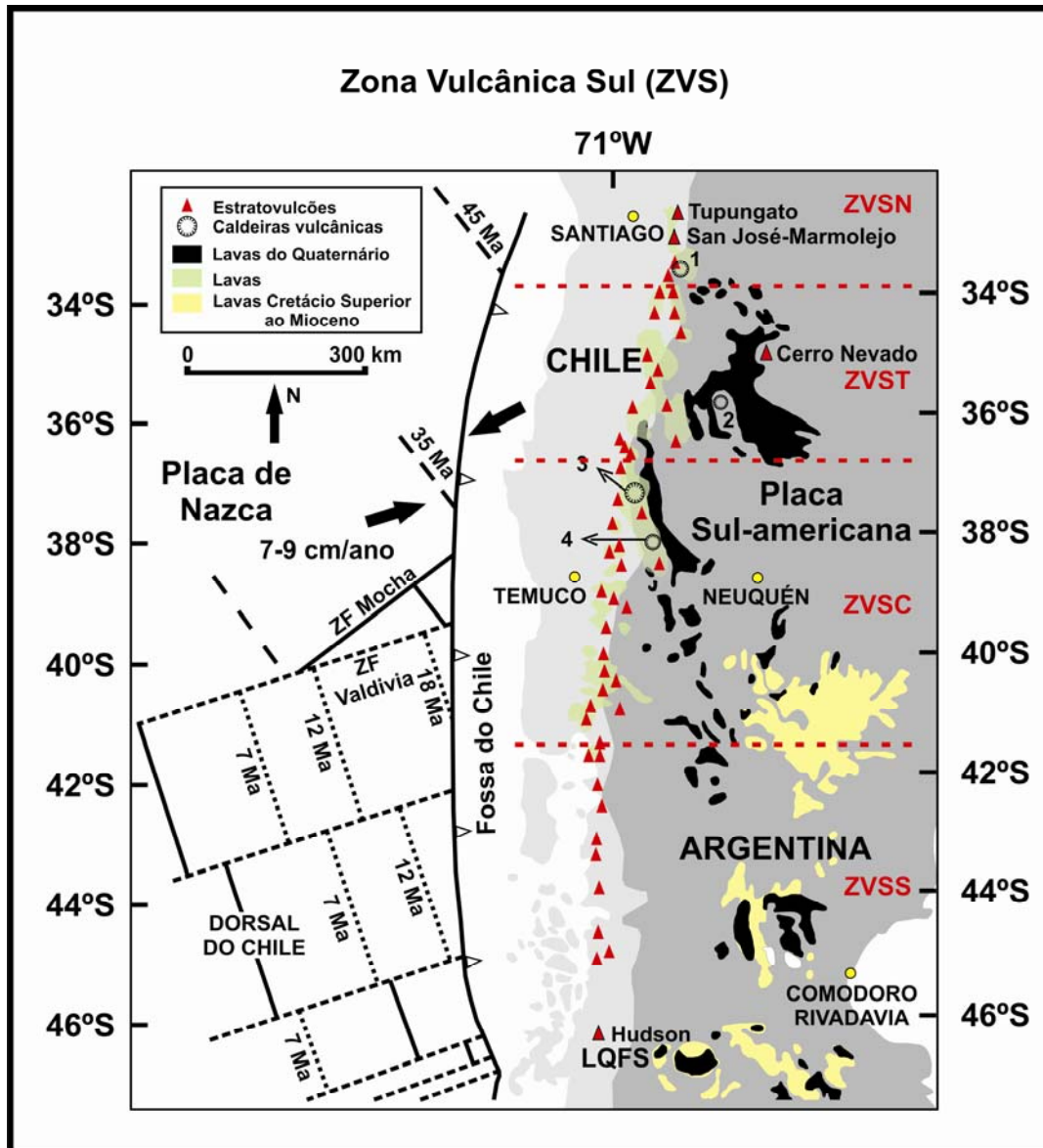
A **ZVST** (34.5°S - 37°S) é formada por vulcões localizados no Chile e na Argentina, formando um campo vulcânico que se estende por mais de 200km. O *front*

vulcânico da ZVST está situado no território chileno e dista 270-280km à leste da fossa oceânica. A Zona de Fratura Mocha subducta junto com a placa de Nazca no limite sul da ZVST (Herron, 1981; López-Escobar *et al.*, 1995a). No norte dessa zona de fratura a crosta oceânica relativamente mais antiga (35 Ma) começa a subductar. Os vulcões da ZVST datam do Mioceno e Plioceno e estão sobre o embasamento Paleozóico e Mesozóico. Os vulcões datados do Holoceno estão sobre ou próximos aos centros vulcânicos do Plioceno e do Pleistoceno (Drake, 1976).

A **ZVSC (37°S - 41.5°S)** forma um extenso arco, que chega a 120km e gera vulcões de arco tanto no Chile, quanto na Argentina. Diferentemente do que é observado na ZVST, ao sul de 39°S a placa de Nazca iniciou a subductar a placa Sul-americana à <18 Ma. O *front* vulcânico da ZVSC migrou para oeste em relação a sua localização atual durante o Pleistoceno Superior (Stern, 1989) ou a amplitude da atividade vulcânica ao longo do *front* atual aumentou significativamente (Lara *et al.*, 2001). A parte oriental do arco esteve ativa durante o Plioceno e Pleistoceno Inferior (Muñoz & Stern, 1988 e 1989) e cobriam as rochas vulcânicas do Mioceno Superior.

A **ZVSS (41.5°S - 46°S)** é formada por 13 centros vulcânicos, todos estão localizados no Chile e distam menos de 270km à leste da fossa oceânica (López-Escobar *et al.*, 1993; D’Orazio *et al.*, 2003; Naranjo & Stern, 2004). Os vulcões da ZVSS estão sobre rochas metamórficas Paleozóicas intensamente erodidas e intrudidas por plutões Mesozóicos e Cenozóicos. Os vulcões Michimauhida e Hudson (Orihashi *et al.*, 2004), e possivelmente Yate e Hualaihué também estavam ativos no Pleistoceno Superior, sendo que os vulcões Michimauhida e Hudson são únicos com erupções históricas (Naranjo & Stern, 1998, 2004).

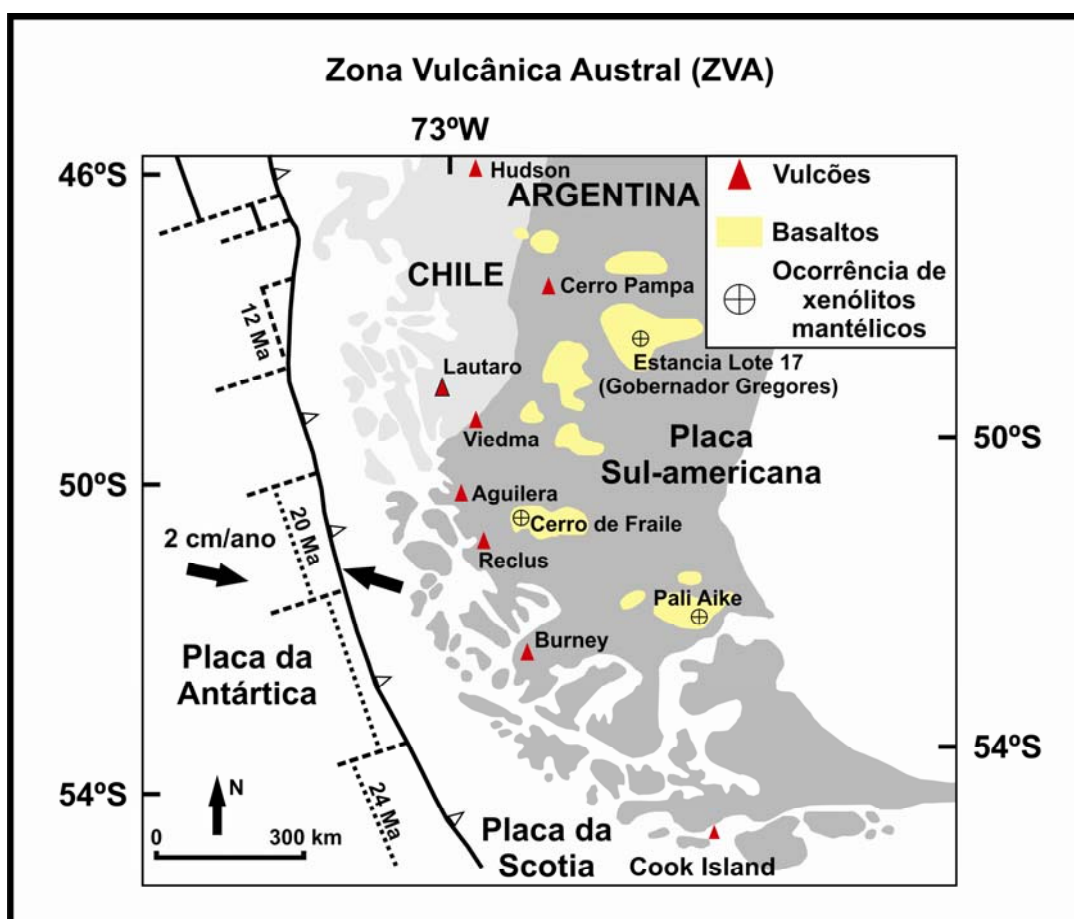
Os produtos vulcânicos predominantes tanto nos estratovulcões, quanto nos muitos centros eruptivos menores das ZVSC e ZVSS, onde a crosta continental é relativamente menos espessa (<30 km), são basaltos toleíticos (com alto-Al) e andesitos basálticos. Entretanto, em menor proporção, observam-se andesitos, dacitos e riolitos (López-Escobar *et al.*, 1993 e 1995a; Hickey-Vargas *et al.*, 1986 e 1989; Stern, 2004). A extensa erupção produzida pelo vulcão Diamante, no Pleistoceno, gerou um vasto fluxo piroclástico de riolito (Stern *et al.*, 1984a), mas as rochas vulcânicas que dão forma aos três estratovulcões da ZVSN, onde a crosta continental tem > 50 km de espessura, são dominante andesitos, andesitos basálticos e dacitos. Os centros vulcânicos do ZVST produziram vulcanismo que varia dos basaltos aos riolitos, mas andesitos e dacitos são as rochas dominantes.



**Figura 9.** Mapa esquemático da ZVS modificado de Stern (2004) mostrando alguns dos mais importantes vulcões e caldeiras vulcânicas citados no texto. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca, magmatismo e algumas cidades importantes. LQFS = Liquiñe-Ofqui Fault System, 1 = Caldeira Diamante, 2 = Caldeira Payún Matru, 3 = Caldeira Copahue, 4 = Caldeira Pino Hachado.

### 2.1.1.4. Zona Vulcânica Austral

A ZVA (Fig. 10) é composta por seis estratovulcões e um pequeno complexo de domos datados do Holoceno na Ilha Cook, que é o centro vulcânico mais ao sul dos Andes. Os vulcões da ZVA são: Ilha Cook (Puig *et al.*, 1984; Martinic, 1988), Reclus (Harambour, 1988), Lautaro (Orihashi *et al.*, 2006), Viedma, Aguilera e Burney. A extensão sudeste da dorsal do Chile subductou a placa Sul-americana entre 8-14 Ma e o vulcanismo da ZVA é resultado da subducção da placa Antártica (12-24 Ma) com velocidade de 2 cm/ano. A espessura da crosta continental abaixo da ZVA é de <35 km e o embasamento é composto por rochas sedimentares e metamórficas datadas do Paleozóico Superior ao Mesozóico Inferior (e.g. Ramos, 2000; Hervé *et al.*, 2000 e 2003; Thompson & Hervé, 2002).

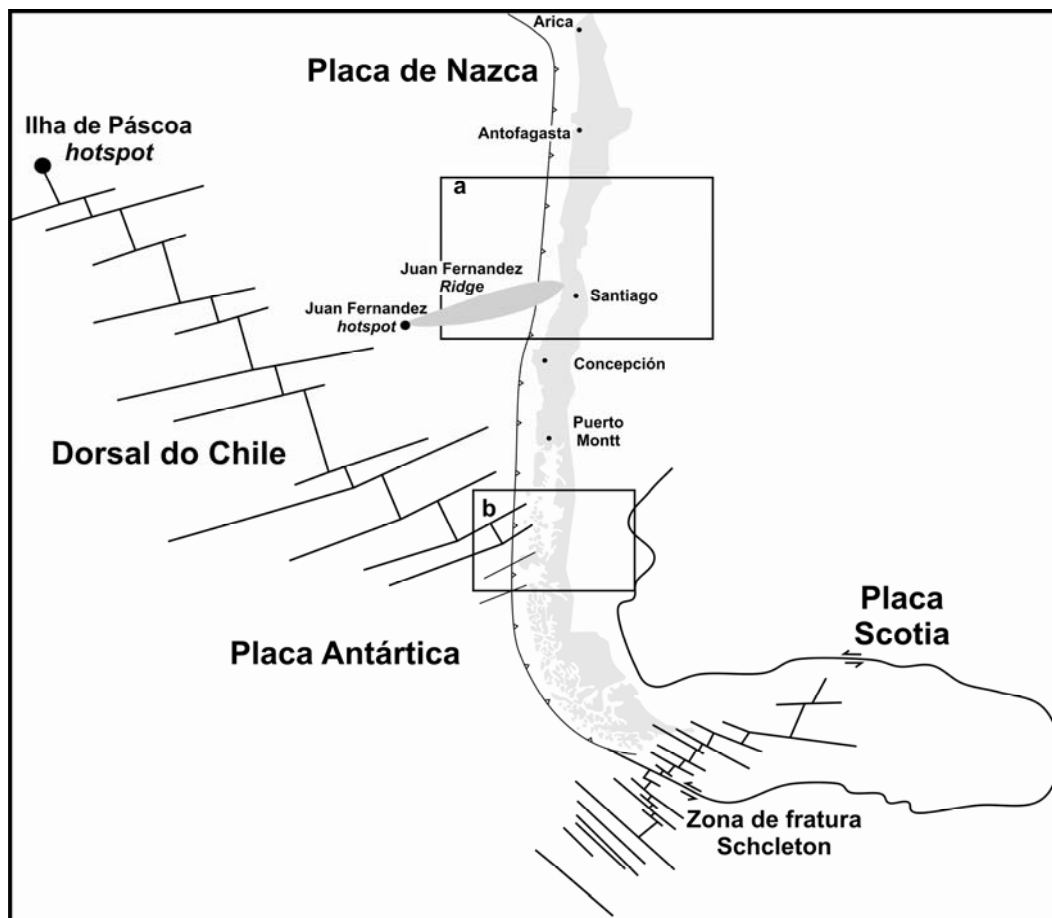


**Figura 10.** Mapa esquemático da ZVA modificado de Stern (2004) mostrando alguns dos mais importantes vulcões citados no texto. Ainda estão figurados alguns detalhes da placa de Nazca, local de ocorrência de platôs basálticos e de xenólitos mantélicos.

### ***2.1.1.5. Segmentos de baixo ângulo de subducção***

Os quatro segmentos com vulcanismo ativo ocorrem em zonas onde o ângulo de subducção é relativamente inclinado ( $\sim 25^\circ$ ) e entre eles existem regiões onde a atividade sísmica é intensa e não há ocorrência de atividade vulcânica por consequência do baixo ângulo de subducção, que é quase horizontal ( $< 10^\circ$ ) à profundidades maiores que 100km (Stern, 2004). As regiões sem presença de atividade vulcânica são o Segmento de Baixo Ângulo Bucaramanga ( $5^\circ\text{N}$ ), Segmento de Baixo Ângulo Peruvian Andes ( $5^\circ\text{S} - 14^\circ\text{S}$ ), Segmento de Baixo Ângulo Pampeano ( $27^\circ\text{S} - 33^\circ\text{S}$ ) e o *GAP* vulcânico patagônico ( $46^\circ\text{S} - 49^\circ\text{S}$ ). O ângulo de mergulho da placa de Nazca reduziu durante o Mioceno e atualmente varia de  $20$  a  $45^\circ$  a uma profundidade relativamente uniforme (90 a 100km). O valor médio para o ângulo de mergulho da placa de Nazca é de aproximadamente  $25^\circ$  em toda sua extensão abaixo da costa oeste da América do Sul. Entretanto, o ângulo de subducção em regiões mais profundas é distintamente heterogêneo, diminuindo significativamente em direção aos segmentos com subducção sub-horizontal. A Figura 11 mostra a subducção da cadeia assísmica de Juan Fernandez Ridge, no limite norte da ZVS, e a subducção da cadeia sísmica da Dorsal do Chile, no limite sul da ZVS.





**Figura 11.** Figura modificada de Charrier *et al.* (2007) mostrando a configuração das placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia na região sudoeste do Oceano Pacífico. (a) Local onde da cadeia assísmica de Juan Fernandez Ridge subducta a placa Sul-americana; (b) Local onde a Dorsal do Chile subducta a placa Sul-americana, que também representa a Junção Tríplice do Chile.

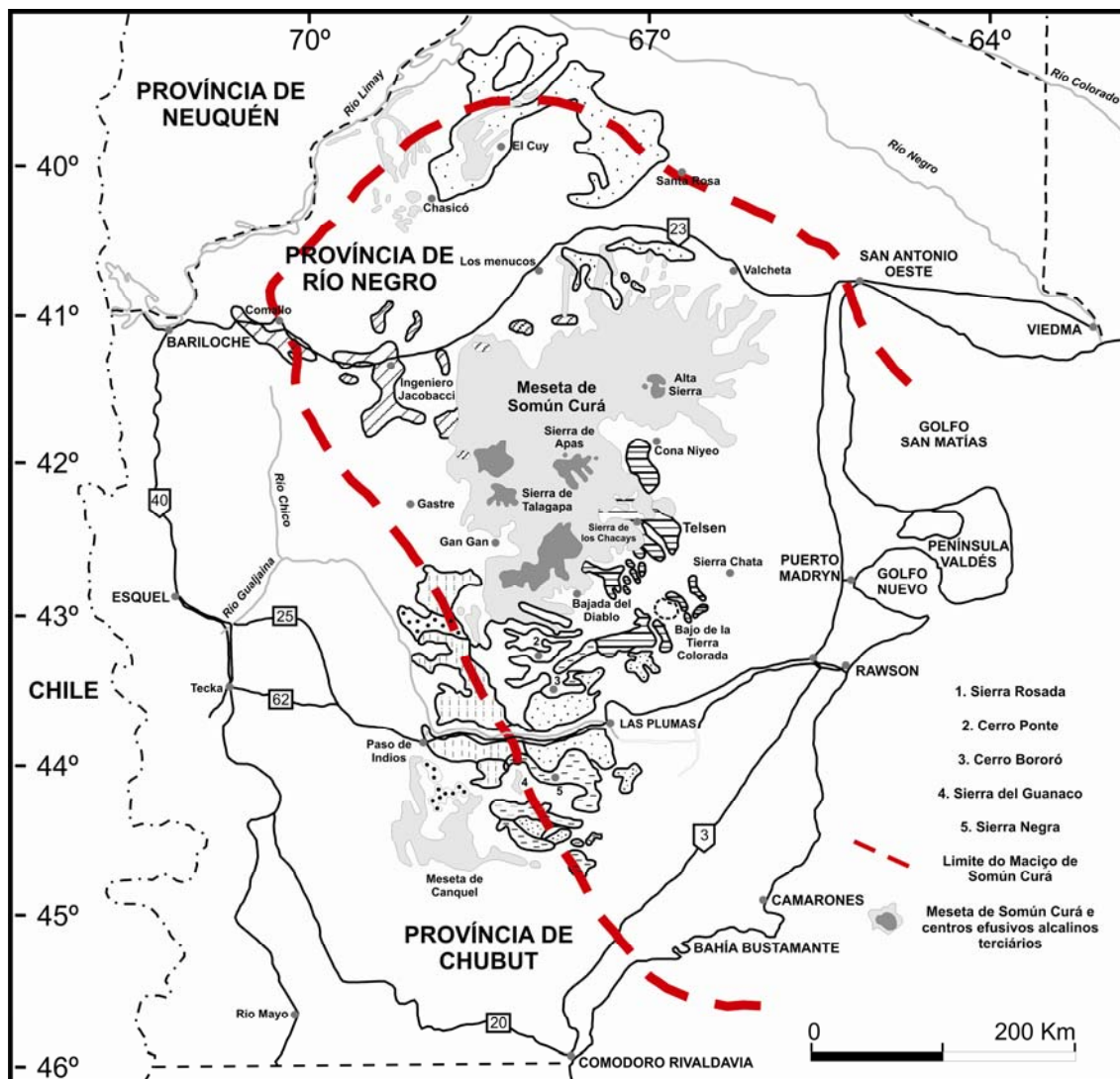
### 2.1.2. O extra back-arc Andino: vulcanismo e acreção de terrenos

#### 2.1.2.1. Vulcanismo

Durante o Cenozóico, ocorreu a erupção de grandes volumes de lava basáltica na margem oriental da cordilheira dos Andes, que deram lugar a extensos platôs, centenas de cones monogenéticos de rochas piroclásticas e outras estruturas vulcânicas em um ambiente geotectônico de *back-arc* continental, relacionado aos vulcanismos de arco das zonas supracitadas. Os produtos vulcânicos aflorantes no setor sul da região de *back-arc* (34°S a 46°30'S) e, portanto, localizados à leste da ZVS, são caracterizados pela ocorrência de lavas máficas, que variam desde basanitos fortemente subsaturados até andesitos basálticos supersaturados (e.g. Skewes & Stern, 1979;

Muñoz Bravo, 1981; Barbieri *et al.* 1997; Kay *et al.*, 2006; Orihashi *et al.*, 2006; Jalowitzki, 2008; Jalowitzki *et al.*, 2007, 2008b e 2009). A maioria das lavas tem características geoquímicas típicas de um ambiente intra-placa e algumas delas são caracterizadas por hospedarem xenólitos oriundos do manto litosférico de natureza máfica e ultramáfica (e.g. Bertotto, 2002 e 2003; Rivalenti *et al.*, 2004 e 2007; Bjerg *et al.*, 2005 e 2009; Conceição *et al.*, 2005, 2007 e 2008; Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr., 2008; Schilling *et al.*, 2005 e 2008; Pressi *et al.*, 2008; Gervasoni *et al.*, 2008 e Gervasoni, 2009; e Jalowitzki *et al.*, 2008a, Dantas *et al.*, 2009).

Os maiores eventos magmáticos produzidos desde o Cenozóico observados na Província Patagônica são: i) Basalto Posadas (~46°S a 50°S), constituído por derrames de basaltos olivínicos e basanitos, com espessuras de 2 a 140 m (Paleoceno-Eoceno); ii) província magmática de Somún Curá (Oligoceno Superior - Mioceno Inferior) (41°S a 43°S), que é platô de maior extensão da Patagônia (55.000 km<sup>2</sup>, acrescido 6.600 km<sup>2</sup> das mesetas adjacentes; Kay *et al.*, 2006) (Fig. 12); iii) os magmas de idades similares até os 46°S; iv) as lavas geradas do Mioceno Superior ao Plioceno ao leste do ponto tríplice do Chile (~46°S a 49°S); e v) a província magmática de Payunia (36°S a 38,5°S) no Oligoceno/Mioceno-Pleistoceno.



**Figura 12.** Mapa modificado do Servicio Geológico Minero Argentino (SERNAMIN) da região onde estão localizados o Maciço e a Meseta de Somún Curá, que representam o maior evento magmático da Patagônia Argentina ( $> 60.000 \text{ km}^2$ ) e as localidades aqui em estudo inseridas neste contexto geológico.

A região de extra *back-arc* da Patagônia Argentina ( $34^{\circ}\text{S} - 46^{\circ}30'\text{S}$ ) pode ser dividida em setor norte e sul, que estão separados na região em que a dorsal do Chile subducta a placa Sul-americana. Nesse ponto ainda ocorre o encontro das placas oceânicas de Nazca e Antártica com a placa continental Sul-americana, formando a Junção Tríplice do Chile.

No setor norte, o magmatismo de *back-arc* é relacionado com a subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana e está representado pela Meseta de Somún Curá (25 - 26 Ma) e pelas sequências pós-platô. A origem destes platôs é atribuída a *hotspots* transitórios por Kay *et al.* (1993) e às perturbações

mecânicas do manto litosférico como consequência da subducção da litosfera oceânica sob a placa continental Sul-americana (Skewes & Stern, 1979). A ascensão do magma basáltico pode ter ocorrido durante períodos curtos de extensão dentro de um sistema compressivo do sistema arco-fossa (Stern *et al.*, 1990) e De Ignácio *et al.* (2001) atribui a geração do magmatismo a plumas de ascensão astenosférica (*asthenospheric corner flow*) em decorrência de combinação de *roll-back* (alívio de pressão pela inversão do esforço da placa subductante) e topografia da placa de Nazca, com convexidade voltada para cima nessa região. Na região ao norte de 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.

O magmatismo de *back-arc* no setor sul está relacionado à abertura da janela astenosférica (Ramos & Kay, 1992 e Gorryng *et al.*, 1997) e está caracterizado pela ocorrência de lavas com características OIB datadas do Neoceno. Esse vulcanismo cobre uma vasta área ao sul da junção tríplice e a leste do *GAP* vulcânico localizado entre as ZVS e ZVA. Ramos & Kay (1992) e Gorryng *et al.* (1997) sugerem dois eventos distintos para a geração do magmatismo nessa região: i) o primeiro é representando pela sequência de platô, é volumoso e tem início no Mioceno Superior e se estende até o Plioceno; e ii) o segundo é representando pela sequência pós-platô, tem início no final do Mioceno e se estende até o Pleistoceno, sendo assim mais recente e menos volumoso. A sequência pós-platô é composta por pequenos cones, fluxos de lavas e depósitos piroclásticos, que cobre a sequência definida pelos platôs principais com um volume extrudido estimado em 100 km<sup>3</sup> (Stern *et al.* 1990; Ramos & Kay 1992; Gorryng *et al.*, 1997).

Stern *et al.* (1990) dividiu os basaltos da ZVS, datados do Cenozóico, em “cratônicos” e “transicionais”. Os basaltos “transicionais” possuem feições geoquímicas semelhantes às apresentadas pelo arco, com enriquecimento em elementos químicos derivados da placa subductante. Os basaltos cratônicos não contêm contaminantes derivados da placa subductante e são similares a OIBs.

### ***2.1.2.2. Acresções e colagens de terrenos***

O supercontinente Gondwana foi formado durante o Jurássico Superior (~200 Ma) pela separação do Pangea e englobava a maior parte das zonas de terra firme que hoje constituem os continentes do Hemisfério Sul, incluindo a Antártida, América

do Sul, África, Madagascar, Índia, Austrália, Nova Guiné e Nova Zelândia. As colisões continentais e acreções de terrenos na margem oeste do Gondwana ocorreram até o início da fragmentação do supercontinente. Como resultado desse processo as placas oceânicas pertencentes ao oceano Pacífico formaram zonas de subducção quando colidiam contra os terrenos já acrescidos. A partir disso, a Cordilheira dos Andes começou a se formar. Os terrenos acrecionários, crátons e maciços localizados à leste da ZVS são o Rio de la Plata, Pampia, Cuyania, Chilenia, Somún Curá e Deseado.

Pankhurst & Rapela, (1998) organizaram os eventos tectônicos ocorridos na margem oeste do Gondwana desde o Proterozóico até o Recente na forma de ciclos. A saber: Pampeano, Famatiniano, Gondwânico e Andino.

Durante o **ciclo Pampeano (600 a 520 Ma)** ocorreu a formação do orógeno das Sierras Pampeanas orientais (Proterozóico Superior - Cambriano Superior), que é um dos principais orógenos da margem oeste-sudoeste do supercontinente Gondwana. Este evento foi definido por Kraemer *et al.* (1995) como consequência da colisão do terreno Pampia e sua posterior subducção sob o cráton Rio de la Plata. A ocorrência de granitóides de natureza cálcio-alcalina (granodiorítica a tonalítica) nos terrenos das Sierras Pampeanas foi alvo de estudos geoquímicos (Lira *et al.*, 1997), que comprovaram sua origem associada a processos de subducção. Nas regiões mais internas do noroeste argentino encontram-se lavas em almofadas (Omarini *et al.*, 1993), que em outras localidades foram definidas como vulcanismo intra-placa oceânico (Coira *et al.*, 1990). Estudos realizados em rochas basálticas de outras localidades pertencentes ao terreno Pampia e às Sierras Pampeanas indicam três grupos de rochas com afinidades oceânicas: basaltos alcalinos, basaltos transicionais e basaltos toleíticos (Omarini *et al.*, 1999a). Isto indica que antes da colisão do terreno Pampia no cráton Rio de La plata houve a subducção de uma crosta oceânica, o que justifica a presença de turbiditos na região de Santa Victoria (Formação Puncoviscana); sedimentos estes que cobrem os granitóides do terreno Pampia. Rapela *et al.* (2003) e Pankhurst *et al.* (2006) sugerem que no final deste ciclo (Cambriano Superior), ocorre a abertura de um rifte na margem do supercontinente Gondwana devido a um evento de tectônica extensional, resultando em fragmentos continentais, colapsando terrenos e gerando vulcanismo riolítico. As idades de colisões são restritas ao Cambriano Médio e Superior, o que sugere um ciclo orogênico de curta duração (Rapela *et al.*, 1998a-b).

O **ciclo Famatiniano (505 a 360 Ma)** corresponde a uma série de eventos orogênicos que afetaram o setor norte e central da Argentina, culminando com a

consolidação tectônica do terreno Pampia. O terreno Cuyania (Ramos *et al.*, 1996; Astini *et al.*, 1996) é formado pela junção do bloco de San Rafael com o embasamento constituído por uma plataforma carbonática composta por depósitos calcáreos das Precordilheiras de La Rioja, San Juan e Mendoza. O terreno Cuyania possivelmente é parte remanescente do continente Laurentia durante um episódio de rifte, passando a se aproximar da margem do supercontinente Gondwana (Thomas & Astini, 1996). Durante o Siluriano-Devoniano ocorre a colisão do terreno Cuyania com a margem do supercontinente Gondwana, dando origem a um ambiente de limite convergente e gerando magmatismo de arco. Esse magmatismo é evidenciado pelos granitóides de afinidade tonalítica, granodiorítica e granítica com características orogênicas localizados nas Sierras Pampeanas. A ocorrência de eventos magmáticos anorogênicos relacionados a um importante evento térmico associado possivelmente ao rompimento da placa subductante gerou anatexia. Os granitos relacionados a esses eventos propiciaram a formação de um cráton e o posterior soerguimento da área, que está associado à colisão e amalgamento do terreno Chilenia sobre a margem ocidental do terreno Cuyania, acrescendo na sua borda seqüências ofiolíticas (Haller & Ramos, 1984).

O **ciclo Gondwânico (360 a 144 Ma)** é o período de máxima extensão temporal e relativa estabilidade do supercontinente Gondwana até sua fragmentação no Cretáceo Inferior. A colisão do Maciço Deseado com o Maciço de Somún Curá (Pankhurst *et al.*, 2006) é o evento de maior importância nesse ciclo e é um exemplo dos processos de colisão e acreção de terrenos ocorridos durante o Carbonífero. Posteriormente, houve a estabilização de bacias do tipo ante-arco, intra-arco e *back-arc* geradas pelas colisões continentais, que proporcionaram a reconfiguração da placa Sul-americana. Ainda no Carbonífero o Maciço de Somún Curá já era parte do supercontinente Gondwana, mas o Maciço Deseado era uma microplaca independente (Ramos & Aguirre-Urreta, 2000; Shilling *et al.*, 2008). Com a aproximação dos terrenos ocorreu a colisão das massas continentais, gerando a subducção da placa oceânica que os separava. A zona de sutura que marca essa colisão e que poderia comprová-la está coberta por sedimentos da bacia de San Jorge, que datam do Mesozóico. A ocorrência de um arco relacionado à subducção pré-colisional e de granitos anatóxicos pós-colisionais localizados no sudoeste do Maciço de Somún Curá indicam que o ele era a placa superior que foi subductada com o assoalho oceânico (Pankhurst *et al.*, 2006). A colisão do Maciço Deseado com o Maciço de Somún Curá somente ocorre após o

assolho oceânico ser completamente subductado e consumido em direção ao manto. Alguns autores, como Ramos *et al.* (2002), sugerem que o Maciço Deseado já estava acrescido ao Maciço de Somún Curá no Ordoviciano, tendo aumentado a 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.*, 1996).

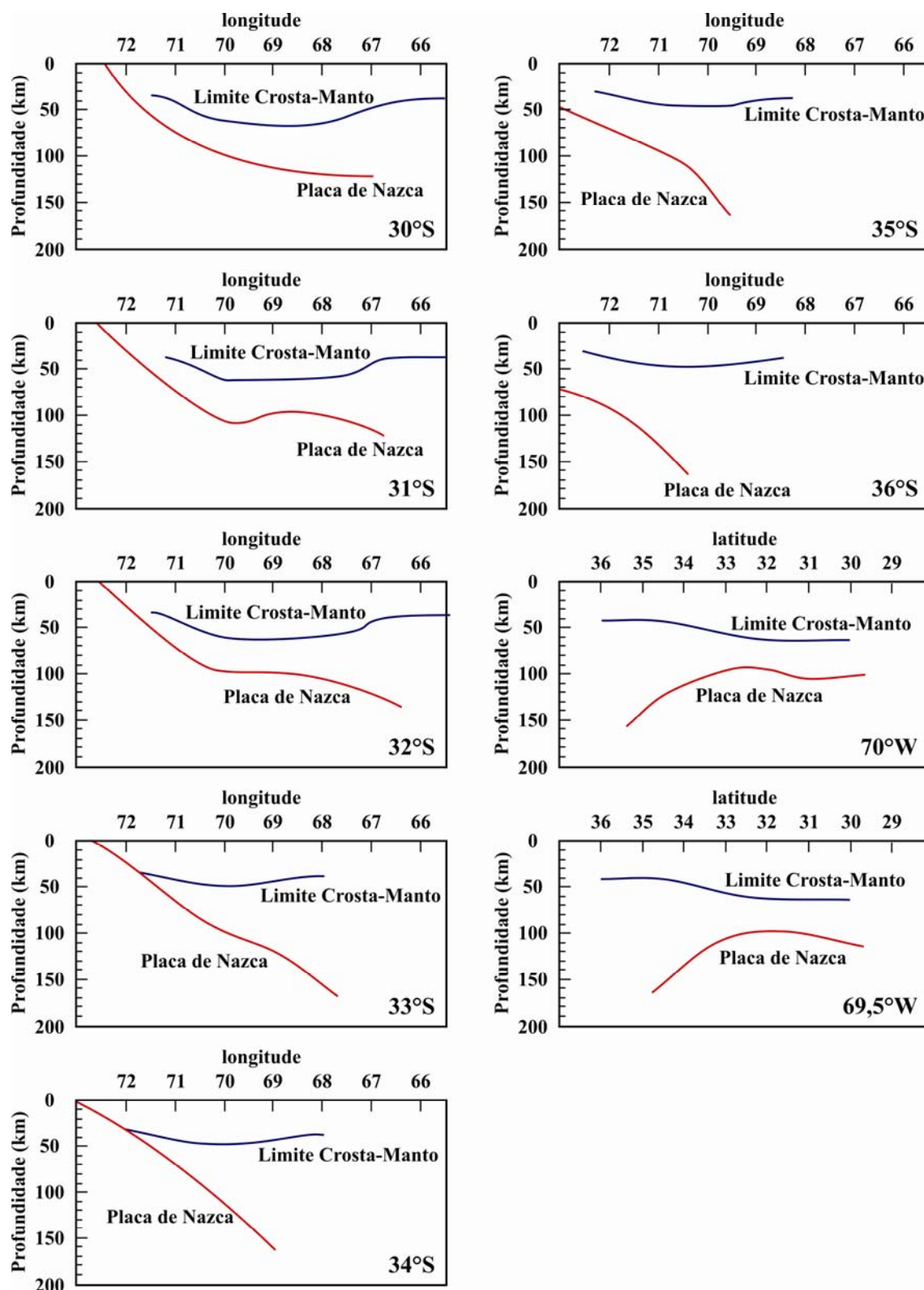
O **ciclo Andino (144 ao Recente)** representa a separação do supercontinente Gondwana a partir dos estágios iniciais de abertura do oceano Atlântico. Dessa forma, a placa Sul-americana começa a ser subductada na sua margem oeste no início do Paleogeno pelas placas oceânicas de Farallon e Aluk (ou Phoenix) (Cande & Leslie, 1986), dando início a formação da Cordilheira dos Andes. O contato entre as três placas gera uma junção tríplice do Chile. A subducção da placa oceânica (que separa as placas Farallon e Aluk) sob a placa continental Sul-americana favorece a abertura da janela astenosférica (local onde não há geração de crosta, favorecendo a ascensão da astenosfera até a superfície) (Ramos & Kay, 1992) e provoca um *GAP* vulcânico (local onde não há geração de magmatismo). O magmatismo básico alcalino com características geoquímicas de basaltos de ilhas oceânicas (OIB) com baixas taxas de fusão associado à janela astenosférica se desenvolve na zona de *back-arc*. O vulcanismo de *back-arc* na região austral é representado pelo Basalto Posadas. Durante Oligoceno - Mioceno as placas de Farallon e Aluk já estavam praticamente consumidas, fragmentando-se e dando início a subducção das placas oceânicas de Nazca e Antártica sob a placa Sul-americana, que persiste até hoje.

## 2.2. Geologia Local

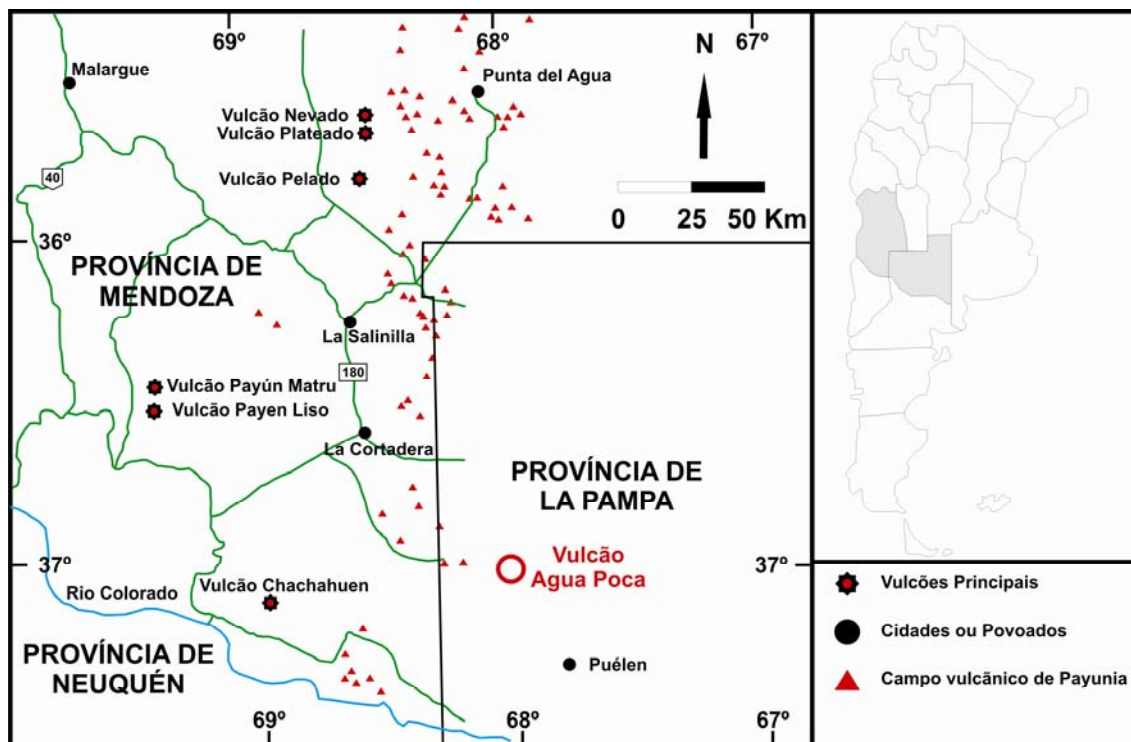
Na longitude do vulcão Agua Poca ( $68^{\circ},07'S$ ), entre os  $30$  e  $36^{\circ}S$ , a espessura da crosta continental varia de  $\sim 70\text{km}$  ao norte a  $\sim 40\text{km}$  de profundidade ao sul, assim como a ângulo de mergulho da placa de Nazca aumenta do norte para o sul (Anderson *et al.*, 2007; Fig. 13). O extremo norte da Patagônia Argentina ( $34^{\circ} - 38^{\circ}S$ ) (Fig. 14) é caracterizado pelo desenvolvimento de importantes estratovulcões ativos que constituem o arco magmático. Extensos volumes de magma basáltico foram gerados durante o Plioceno-Holoceno entre  $35^{\circ}$  e  $38^{\circ}S$ , dando origem aos campos vulcânicos de Llanquanelo, Payún Matru, Chachahuén e Auca Mahuida, que são os vulcões mais importantes da Patagônia Argentina durante este período (Kay, 2002).

Os produtos vulcânicos de Llanquanelo e Payún Matru foram agrupados na Província Basáltica Andino-Cuyana por Bermúdez & Delpino (1989), cobrem uma área de aproximadamente  $15.900\text{ km}^2$  (Bermúdez *et al.*, 1993) e abrangem os territórios pertencentes às Províncias de Mendoza e La Pampa. O vulcanismo da Província Andino-Cuyana apresenta composição básica alcalina, e está representado por grandes estratovulcões, caldeiras vulcânicas, domos e vulcões monogenéticos. Os vulcões mais diferenciados, onde aparecem termos andesíticos a traquíticos, estão associados à estratovulcões (Nevado, Plateado e Payún Matru). Na região de Payunia (ao sul dos  $35^{\circ}30'S$ ) a unidade morfotectônica conhecida como Payunia ou Payenia (Polanski, 1954) compreende uma extensa região com importante vulcanismo básico de extra *back-arc* datado do Plioceno e Pleistoceno ao sul de Mendoza, parte do setor noroeste de La Pampa e o extremo norte de Neuquén.





**Figura 13.** Figura modificada de Anderson *et al.* (2007) mostrando as variações na espessura da crosta e no ângulo de subducção da placa de Nazca na área de estudo.



**Figura 14.** Mapa do extremo norte da Patagônia Argentina indicando o Campo vulcânico de Payunia (~16.000 km<sup>2</sup>) e os vulcões onde as algumas amostras que compõem este trabalho foram coletadas.

O vulcão Agua Poca está localizado no terreno Cuyania, mais precisamente na Província basáltica Andino-Cuyana, oeste da Província de La Pampa (37°01'S - 68°07'W; ZVSC), próximo ao limite com a ZVST. O vulcão dista 60km a NO da localidade de Puelén e está a aproximadamente 530km da fossa do Chile. Os derrames basálticos Pampeanos e o vulcão Agua Poca representam a prolongação oriental do extenso campo basáltico que cerca o vulcão Payún Matru, que está localizado em Mendoza. Bisceglia (1977) definiu o campo basáltico Agua Poca como centro eruptivo dos basaltos da Formação El Puente. Posteriormente, Linares *et al.* (1980) afirmaram que os derrames basálticos que cobrem grande parte dos departamentos Puelén e Chical Co são provenientes de vulcões situados na Província de Mendoza e que o centro efusivo Agua Poca não emitiu um grande volume de lava, mas, no entanto, vários ciclos efusivos datados do Cenozóico deram origem aos derrames basálticos.

O magmatismo que gerou o vulcão Agua Poca é alcalino e data do Pleistoceno (Bertotto, 1997). Os xenólitos mantélicos do centro eruptivo Agua Poca são os únicos encontrados até o presente momento na Província de La Pampa e foram alvo

de estudo de Bertotto (1996, 1997, 2000, 2003 e 2006) e Jalowitzki *et al.* (2008a) e desta dissertação. A descrição das litofácies do vulcão Agua Poca foi realizada por Bertotto (2003) e Bertotto *et al.* (2006). O vulcão apresenta erosão radial incipiente na base, mas sua cratera é perfeitamente reconhecida. O vulcão tem forma de cone rompido com uma abertura na porção sul e mede cerca de 50m de altura. A medida dos diâmetros da planta externa e da cratera vulcânica são, respectivamente, de 650 e 280m. Seus ângulos externos têm entre 21 e 25°, enquanto que os internos apresentam ângulos entre 28 e 35° de inclinação. O vulcão Agua Poca é constituído por uma alternância de níveis de *spatter* e *cinder*, com níveis de 0,2 a 2m de espessura e mergulho de 5 a 16° até o exterior do vulcão. Esses níveis possuem coloração avermelhada devido à oxidação dos minerais de ferro. Bombas piroclásticas e blocos isolados sem soldamento são escassos e seus tamanhos variam entre 6,5 e 200 cm de comprimento.

O material piroclástico que forma os níveis de *cinder* é predominantemente composto por escória, apresenta baixo a muito baixo grau de soldamento e conteúdo de vesículas acima de 50%. Os níveis de *spatter* variam de 0,1 a 3m de espessura e, quando superpostos, formam pacotes mais espessos. O conteúdo de vesículas no nível de *spatter* oscila entre 30 e 60%. As vesículas apresentam formas irregulares e tamanhos variáveis entre < 0,01 a 10 cm. Na porção noroeste de Agua Poca foram encontrados xenólitos mantélicos, que apresentam tamanhos variáveis entre 0,2 a 15 cm de diâmetro. A aparência é límpida em fratura fresca e o contato com a rocha encaixante geralmente é reto.

## **Capítulo 3**

### **XENÓLITOS MANTÉLICOS DA PATAGÔNIA**

### 3. XENÓLITOS MANTÉLICOS DA PATAGÔNIA

#### 3.1. Principais ocorrências e localidades

A ocorrência de xenólitos mantélicos na região de *back-arc* da Patagônia está diretamente relacionada com o magmatismo alcalino de característica OIB datado do Cenozóico e o estudo da evolução geoquímica e isotópica do SCLM da Patagônia continua sendo de extrema relevância para a comunidade científica, pois o acervo de informações disponível está longe de terminar.

A maioria das localidades onde há ocorrência de xenólitos mantélicos na Patagônia tem sido descoberta nos últimos 25 anos e diversos autores (e.g. Stern, 1999; Gorrington & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Bertotto, 2002 e 2003; Rivalenti *et al.*, 2004 e 2007; Bjerg *et al.*, 2005 e 2009; Conceição *et al.*, 2005, 2007 e 2008; Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr., 2008; Schilling *et al.*, 2005 e 2008; Ntaflos *et al.*, 2007; Pressi *et al.*, 2008; Gervasoni *et al.*, 2008 e Gervasoni, 2009; e Jalowitzki *et al.*, 2008a, Dantas *et al.*, 2009) têm contribuído para o melhor entendimento da petrologia e geoquímica do manto superior na região.

O estudo do SCLM a partir de xenólitos mantélicos da Patagônia indica que processos metassomáticos exercem importante contribuição na mineralogia e na assinatura geoquímica dessas rochas. O metassomatismo denominado modal está relacionado à ocorrência de fases hidratadas no manto (e.g. pargasita e flogopita), enquanto que o metassomatismo críptico está relacionado à interação de fluidos ou líquidos com o manto. A heterogeneidade mantélica na região é acentuada por processos metassomáticos com fontes distintas: i) fluidos/fundidos derivados da placa subductante; ii) líquidos silicáticos/carbonatíticos de características OIB. Outro processo importantíssimo na evolução geoquímica e isotópica do manto é a fusão parcial, que deixa o resíduo sólido com caráter empobrecido em elementos incompatíveis.

A seguir estão relacionados alguns exemplos de localidades caracterizadas pela ocorrência de xenólitos mantélicos na Patagônia: Cerro de los Chenques, Cerro El Mojon, Cerro Redondo, Estancia Alvarez, Gobernador Gregores, Pali-Aike, Prahuaniyeu e Tres Lagos.

## 3.2. Principais estudos realizados e suas conclusões

### 3.2.1. Cerro de los Chenques

Essa localidade foi tema de um artigo científico (Rieck Jr. *et al.*, 2007), trabalho e de uma dissertação de mestrado (Rieck Jr., 2008). As amostras de xenólitos mantélicos de Cerro de los Chenques são representadas por espinélio-lherzolitos, harzburgitos e websteritos (Rieck Jr. *et al.*, 2007 e 2008). Estimativas de temperatura e pressão para o SCLM da região foram definidas e variam de 782 a 1029°C e de 1,4 a 1,9GPa. Dois eventos metassomáticos foram atribuídos ao manto da região, estando o primeiro relacionado a uma pluma de ascensão astenosférica devido ao enriquecimento de HFSE (e.g. Nb e Ta) e o segundo evento vinculado à interação de fluidos provenientes da subducção da placa oceânica. Nesse caso o metassomatismo ainda é dividido em dois momentos, sendo o primeiro relacionado com o consumo da crosta oceânica durante a colisão do Maciço Del Deseado com o Maciço Norte Patagônico entre o Cambriano ao Carbonífero (500 a 300 Ma). O segundo processo matassomático é provocado pela zona de subducção atual, em que a placa de Nazca subducta a placa Sul-americana. A localidade de Cerro de los Chenques também foi alvo de estudo de Rivalent *et al.* (2007), que definem composição lherzolítica, harzburgítica e dunitica da fácies espinélio para as amostras estudadas. Análises em clinopiroxênios indicam que o manto em questão apresenta composição similar ao reservatório de manto empobrecido e metassomatismo por fluidos de subducção, havendo ainda a possibilidade do enriquecimento em elementos altamente incompatíveis estar relacionada ao processo de cromatografia mantélica (Conceição *et al.*, 2005).

### 3.2.2. Cerro El Mojon e Estancia Alvarez

Essas duas localidades foram tema da dissertação de mestrado elaborada por Mallmann em 2004. As amostras de xenólitos mantélicos do Cerro El Mojon são representadas por lherzolitos (anidros e hidratados), harzburgitos e dunitos anidros. As amostras representativas do Cerro El Mojon têm evidências de metassomatismo críptico (enriquecido em K, Na, elementos terras raras leves - ETRL - LILE) e as estimativas de pressão e temperatura variam de 1,6 a 1,9GPa e de 950 e 1078°C, respectivamente. As amostras da Estancia Alvarez são de harzburgitos anidros fortemente serpentinizados e

as estimativas de pressão e temperatura variam de 1,1 a 1,8GPa e de 877 a 961°C. Os xenólitos estão empobrecidos em elementos terras raras médios (ETRM) e elementos terras raras pesados (ETRP) e enriquecidos em ETRL, B, Rb e K.

### **3.2.3. Cerro Redondo**

Schilling *et al.* (2005) classificaram a suíte de xenólitos mantélicos do Cerro Redondo como lherzolitos e harzburgitos da fácies espinélio e definiram estimativas de temperatura e pressão que variam entre 823 a 1043°C e 1,24 a 2,14GPa. Baseado nas estimativas de temperatura e pressão e das características petrográficas e geoquímicas e de Sr, Nd e Pb isotópicos, foi proposto que esses xenólitos são provenientes de uma coluna mantélica espessa e homogênea e apresentam diferentes graus de infiltração do basalto hospedeiro. Através de modelos geoquímicos simples foi quantificada a infiltração deste basalto e contaminação em valores de 0.0%, 0.2%, 3%, e 12%. Foi observado que quanto maior a interação com o basalto, maior a frequência de texturas de desequilíbrio, tais como bordas de reação e estruturas de exsolução nos orto e clinopiroxênios, além do aumento de TiO<sub>2</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, ETRL e elementos incompatíveis.

### **3.2.4. Gobernador Gregores ou Estancia Lote 17**

Xenólitos mantélicos de fácies espinélio são encontrados em Gobernador Gregores e podem ser anidros ou hidratados. O SCLM de Gobernador Gregores é definido por lherzolitos, harzburgitos, websteritos, dunitos e wehrlitos, sendo comum o metassomatismo modal nas amostras devido à ocorrência de anfibólio, flogopita e apatitas ricas em Cl. Entretanto, o que mais chama a atenção nessa localidade é a existência de metassomatismo carbonatítico, que é atribuído a fontes astenosféricas por Gorrington & Kay (2000) ou pode estar relacionado à placa subductante, como proposto por Laurora *et al.* (2001). Gorrington & Kay (2000) definem temperaturas de 870 a 1015°C e separam as amostras em dois grupos básicos: o Grupo I tem minerais hidratados ( $\pm$  anfibólio,  $\pm$  flogopita  $\pm$  apatita) e está relacionado à interação com um agente metassomático carbonatítico (elevadas razões Ca/Al, Nb/La, Zr/Hf e baixas razões Ti/Eu); enquanto o Grupo II é formado por harzburgitos anidros com metassomatismo críptico devido à interação com fluidos ricos em CO<sub>2</sub> liberados a partir de reações

envolvendo metassomatismo carbonatítico do Grupo I. Baseados na paragênese mineral e nos dados geoquímicos, Laurora *et al.* (2001) chegam a conclusões muito próximas àquelas apresentadas pelo Grupo I de Gorrington & Kay (2000), mas definem novas estimativas de temperatura e pressão para o SCLM da região, que variam de  $960 \pm 98^\circ\text{C}$  a  $1090 \pm 95^\circ\text{C}$  e de 1,4 a 2,1GPa, respectivamente.

### **3.2.5. Pali-Aike**

Pali-Aike (Stern *et al.*, 1999) é a localidade com ocorrência de xenólitos mantélicos associados a basaltos alcalinos mais ao sul da Patagônia. Os xenólitos são essencialmente harzburgitos e lherzolitos, mas também há ocorrência de websteritos e piroxenitos. As amostras contêm granada e/ou espinélio na sua. A presença de granada-lherzolitos indica temperaturas mais altas por representar a porção mais profunda da litosfera, que está a profundidade inferior a 100km. As estimativas de temperatura e pressão obtidas foram de 970 a 1160°C e 1,9 a 2,4GPa, respectivamente. A presença de veios metassomáticos contendo minerais de alto-Ti, como flogopita, pargasita e ilmenita indicam metassomatismo modal e é evidência da introdução de fluídos derivados da placa subductante no SCLM no campo vulcânico de Pali-Aike, que está localizado a 200km a leste da Cordilheira dos Andes.

### **3.2.6. Prahuanियeu**

Essa localidade foi tema do trabalho de conclusão de curso de Gervasoni em 2009. As principais considerações a respeito dos xenólitos mantélicos foram feitas com base em observações petrográficas e em dados geoquímicos em rocha total. As amostras foram classificadas como lherzolitos, harzburgitos e websteritos da fácies espinélio. A textura simplectítica, caracterizada pelo espinélio e ortopiroxênio, sugere que a fonte do SCLM é na região próxima a transição de fase do granada-peridotito para o sp-peridotito. Texturalmente as amostras indicam alta taxa de deformação, fato que pode estar relacionado à colisão e subducção do Maciço Deseado com o Maciço Norte Patagônico. Com base nas análises químicas foi possível definir que o manto litosférico Norte Patagônico sofreu intenso processo de fusão parcial e posterior enriquecimento. O forte empobrecimento em ETRP e o enriquecimento expressivo nos ETRL corroboram com essa afirmação. Os xenólitos mantélicos do vulcão Prahuanियeu apresentam



elevadas razões Nb/Ta e Nb/Hf, e baixas razões Ti/Eu, o que indica metassomatismo carbonatítico. Entretanto, os xenólitos mantélicos também mostram elevadas concentrações de elementos calcófilos (e.g. W, Pb, Sn e Sb) em sua composição, sugerindo metassomatismo por fluidos provenientes da zona de subducção. Bjerg *et al.* (2009) também realizou um estudo com xenólitos mantélicos do vulcão Prahuaníyeu e definiu que Prahuaníyeu é a segunda localidade na América do Sul na qual há ocorrência de granada-peridotitos associados a basaltos alcalinos intra-placa. As amostras são de espinélio e/ou granada-peridotitos. Cálculos de fusão fracionada indicam que os sp-peridotitos representam o resíduo de fusão de 5 a 12%, enquanto os granada-peridotitos representam o resíduo de fusão de 1 a 3%. Os sp-peridotitos mostram influência de metassomatismo críptico e metassomatismo carbonatítico tem sido identificado em algumas amostras. As amostras de granada-peridotitos mostram apenas infiltração intergranular do basalto hospedeiro. Estimativas de pressão e temperatura foram definidas para granada-peridotitos (1,8 a 2,3GPa e 1109 a 1221°C) e para sp-peridotitos (1,5 a 2,0GPa e de 1061 a 1160°C).

### **3.2.7. Tres Lagos**

Essa localidade foi tema do trabalho de conclusão de curso de Pressi em 2008. As amostras foram classificadas como lherzolitos e harzburgitos e mostram variáveis taxas de deformação e recristalização. A textura simplectítica entre espinélio e ortopiroxênio preservada sugere que a o basalto hospedeiro amostrou uma porção do manto profunda, próxima à zona de transição entre granada-peridotitos e sp-peridotitos. Dois grupos foram separados com base na química de rocha total, sendo o Grupo I representado por lherzolitos e harzburgitos com baixas concentrações de óxidos (e.g. CaO, Na<sub>2</sub>O, Ti<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e ETRP quando comparados com as amostras do Grupo II, que é representado exclusivamente por lherzolitos. As concentrações de elementos maiores e traço, associadas com o modelo de fusão parcial, sugerem que os xenólitos do Grupo I foram submetidos a altos graus de fusão. O SCLM de Tres Lagos mostra evidências de dois eventos metassomáticos distintos. O primeiro evento metassomático está relacionado à formação de veios centimétricos de websteritos. As baixas razões LILE/HFSE e LILE/ETRL observadas nos veios websteríticos sugerem que eles foram formados pela interação do peridotito com um líquido silicático anidro. O segundo está relacionado à percolação de fluidos aquosos devido à desidratação da placa subductante

no manto e é identificado em todas as amostras. Essa afirmação é suportada pelo enriquecimento de elementos fortemente incompatíveis, por elevadas razões LILE/HFSE e LILE/ETRL e pelo enriquecimento do W e Sb, que são elementos calcófilos. Ntaflos *et al.* (2007) estudaram a suíte de xenólitos mantélicos de Tres Lagos, que é formada por espinélio lherzolitos e harzburgitos anidros. As amostras estudadas representam o manto litosférico empobrecido. Dois grupos são divididos com base nas amostras metassomatizadas ou não metassomatizadas. O grupo de amostras metassomatizadas mostra influência de metassomatismo críptico e modal, enquanto que o grupo de amostras não metassomatizadas representa o resíduo de fusão em equilíbrio de aproximadamente 2% no campo do granada-peridotito e de 2 a 8% no campo do sp-peridotito. O enriquecimento dos ETRL é atribuído a infiltração do basalto hospedeiro e o SCLM de Tres Lagos é considerado uma porção isolada do manto empobrecido, onde o metassomatismo não é um processo significativo.

## **Capítulo 4**

### **METODOLOGIA**

## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Amostragem

Amostras frescas de basaltos alcalinos e de xenólitos mantélicos de onze cerros vulcânicos foram coletadas no norte da Patagônia Argentina (36°13'19,5"S - 44°52'19,6"S) no mês de abril de 2004 e um segundo trabalho de campo foi realizado entre os meses de janeiro a março de 2007 para observações geológicas complementares. A coleta de amostras foi realizada nas áreas pertencentes às Províncias de La Pampa, Mendoza, Rio Negro e Chubut. Com o intuito de caracterizar os vulcões localizados na área de estudo optou-se por selecionar, no mínimo, duas amostras representativas de cada localidade para análises petrográficas, petrológicas, químicas e isotópicas. No estudo de xenólitos mantélicos optou-se pelo vulcão Agua Poca, pois ele representa o SCLM do terreno Cuyania e porque estudos geoquímicos nessa localidade são escassos. Para identificar processos envolvendo interações entre a rocha encaixante (basaltos) com os xenólitos mantélicos priorizou-se a escolha de amostras em que ambas ocorrem associadas nos derrames basálticos ou em bombas piroclásticas.

### 4.2. Preparação de amostras

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

#### 4.2.1. *Confecção de lâminas delgadas*

Fatias de aproximadamente 2cm de espessura de basaltos e de xenólitos foram serradas e, quando necessário, impregnadas a vácuo com resina colorida para posterior identificação em microscópio binocular, permanecendo na estufa a 100°C até que toda a umidade fosse evaporada. Na etapa seguinte uma fina fatia foi separada, lixada com lixas de distintos potenciais de desbaste (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana), é submetida a processos de abrasão com abrsivos de carbetto de silício (900µm) e óxido de alumínio (9,5µm). O acabamento final das lâminas (polimento) é feito com

politriz com a aplicação de 100 rotações por minuto (rpm) durante aproximadamente 5 minutos com abrasivo composto por alumina ( $0,3\mu\text{m}$ ).

#### **4.2.2. Rocha total**

O restante das amostras foi fragmentado, quarteado, e parte desses fragmentos foi reduzida com auxílio de cadinho (grau) de ágata e pistilo. Posteriormente, a amostra foi submetida ao processo de pulverização com a utilização de pulverizador de bolas de ágata, que permite a obtenção de frações inferiores a 200 *mesh* para realização das análises químicas de rocha total (XRF, LA-ICPMS e isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd). A rotação e o período de duração do processo de pulverização das amostras é de 3.000 rpm e 30 minutos, respectivamente.

#### **4.3. Petrografia e contagem modal**

O estudo petrográfico das amostras de basaltos alcalinos e de xenólitos mantélicos foi realizado com o auxílio do microscópio petrográfico binocular *Leica*. As observações petrográficas aplicadas aos xenólitos mantélicos tiveram como objetivo principal identificar a paragênese mineral e as principais texturas, que tiveram como base o artigo de Mercier & Nicolas (1975). As composições modais das amostras de xenólitos mantélicos foram calculadas e, posteriormente, a soma das proporções minerais foi recalculada para 100%. A análise petrográfica dos basaltos foi realizada com o intuito de determinar texturas e a assembléia mineralógica representativa das rochas em estudo.

#### **4.4. Geoquímica de rocha total**

Com o objetivo de correlacionar quimicamente as rochas estudadas, foram realizadas análises geoquímicas em rocha total para elementos maiores, menores, traço e de elementos terras raras com a colaboração do pesquisador Dr. Yuji Orihashi.

A análise de elementos maiores foi realizada no laboratório do CPGq-IG da UFRGS. Cerca de 2g de amostrar de rocha total pulverizada foi utilizada para determinação da concentração dos elementos maiores. A metade do material foi pesada e posta em forno sob altas temperaturas por um dia e então pesada novamente para

determinação de perda ao fogo. O restante do material foi fundido com o auxílio de tetraborato de lítio para formar uma pastilha vítrea. As análises de elementos maiores foram realizadas no espectrômetro de fluorescência de raios-x Rigaku RIX 2000, conforme procedimentos convencionais através de curvas de calibração definidas por padrões geológicos internacionais.

Os elementos maiores e as concentrações de alguns elementos (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba) foram determinados por fluorescência de raios-X (XRF) e as concentrações de outros elementos traço foram obtidas através do método LA-ICPMS (Thermo Elemental VG Elemental PlasmaQuad $\Omega$ ), ambos no Earthquake Research Institute, The University of Tokyo. O ICP-MS é equipado com Sorption interface (Hirata & Nesbitt, 1995) e CHICANE ion lens (Iizuka & Hirata, 2004). O sistema de *laser ablation* é o UP-213 *laser system* (New Wave Research) de frequência quadruplicada Nd-YAG UV ( $\lambda = 213$  nm) com comprimento de onda de 266 nm e diâmetro de amostragem de 40 $\mu$ m. O sistema do laser foi operado na modalidade do *Q-interruptor*, com energia de pulso de  $\sim 100$  mJ/cm<sup>2</sup>, repetição do pulso de 10 Hz e ablação de 120s. Em ordem, para minimizar o fracionamento elementar durante a ablação, o ponto da ablação foi alterado a cada 20s, totalizando seis crateras de ablação com 3x2 de grade e um intervalo de 100 $\mu$ m foi produzido dentro do período da integração (120 segundos).

As abundâncias de Y e de elementos terras raras de doze rochas foram medidas com o intuito de definir composições variáveis desde ultramáficas até félsicas como materiais de referência (JA-1, JA-2, JA-3, JB- 1a, JB-2, JB-3, JG-1a, JG-2, JG-3, JGb-1, JR-1 e JR-2). A separação/posição dos materiais de referência analisados foi definida como segue; JA-1, JA- 2 e JA-3 (andesito), JB-1a, JB-2 e JB-3 (basalto), JG-1a, JG-2, JG-3 e JGb-1 (granito e gabro); e JR-1 e JR-2 (riolito). No caso específico deste estudo foram adotados os padrões JB-2. As pastilhas fundidas de vidro para análise de XRF foram preparadas a partir da mistura de 1.8g de pó da amostra com 3.6 g de metaborato/tetraborato de lítio. 0.54g de nitrato do lítio foram adicionados como oxidante do ferro na amostra de rocha total e misturado por três minutos. Esta mistura foi aquecida até 1.200°C durante 15 minutos em um cadinho 95%Pt-5%Au com diâmetro interno de 30mm, usado em um amonstrador automático de pastilha de vidro fundida. O procedimento detalhado e teste da homogeneidade da pastilha de vidro fundida para análise de elementos maiores na XRF são descritas por Tanaka & Orihashi (1997) e Tani *et al.* (2002). A descrição detalhada sobre o método empregado na

obtenção dos dados por XRF e LA-ICPMS foram descritos por Tani *et al.* (2002) e por Orihashi & Hirata (2003), respectivamente.

#### 4.5. Isótopos de Sr e Nd

As análises isotópicas em rocha total nos sistemas isotópicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foram gerados com a supervisão e auxílio do prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq - IG da UFRGS com a utilização de espectrômetro de massa multi-coletor por ionização térmica TIMS (VG Sector 54).

As amostras pulverizadas de rocha total foram previamente lixiviadas a frio com HCl 0,25N em ultra-som por uma hora com o propósito de eliminar as impurezas. Na etapa seguinte as amostras foram dissolvidas utilizando-se frascos de teflon (Savilex) aquecidos em chapa quente a temperaturas superiores a 100°C (exceção para os procedimentos com água régia, onde foram utilizadas temperaturas na ordem de 50°C) com misturas de HF e HNO<sub>3</sub>, HCl 6N e HCl 6N, até a dissolução completa da amostra. Após a dissolução, as amostras foram diluídas em 3ml de HCl 2,5N e dispostas em tubos de ensaio. Para realização das análises de Rb-Sr e Sm-Nd foram adicionadas quantidades específicas de traçadores (*spikes*) mistos. As amostras permaneceram aquecidas (~40°C) e passaram por procedimentos periódicos de agitação por, pelo menos, sete dias para que os possíveis problemas de dissolução e homogeneização entre as amostras e os *spikes* fossem minimizados. A separação do Rb, Sr, Sm e Nd foi feita através de colunas preenchidas por resina de troca catiônica AG-50W-X8 (200 - 400 mesh) e aniônicas LN-B50-A (100 - 200 mesh) empregando-se HCl de acordo com procedimentos similares àqueles descritos por Patchet & Ruiz (1987). As amostras (soluções individuais de Rb, Sr e Sm e Nd) foram secas e depositadas com auxílio de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> com concentrações específicas para cada um dos elementos sobre filamentos simples de Ta (Rb, Sr, Sm) e triplo de Ta-Re-Ta (Nd). As razões isotópicas foram determinadas no modo *static* multi-coletor, utilizando coletores Faraday. Razões de Sr e Nd foram normalizadas para  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$  e  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ , respectivamente. Medidas dos padrões NIST foram: NBS-987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710260\pm 0.000014$ ), La Jolla ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511859\pm 0.000010$ ). Valores de brancos para Sr, Rb, Sm e Nd são 60pg, 500pg, 150pg, 500pg; respectivamente.

## **Capítulo 5**

**BASALTOS ALCALINOS ASSOCIADOS À OCORRÊNCIA DE XENÓLITOS  
MANTÉLICOS: EVIDÊNCIAS DE FONTE MANTÉLICA ENRIQUECIDA  
(EM), COM FLOGOPITA ESTÁVEL**



## 5. BASALTOS ALCALINOS ASSOCIADOS À OCORRÊNCIA DE XENÓLITOS MANTÉLICOS: EVIDÊNCIAS DE FONTE MANTÉLICA ENRIQUECIDA (EM), COM FLOGOPITA ESTÁVEL

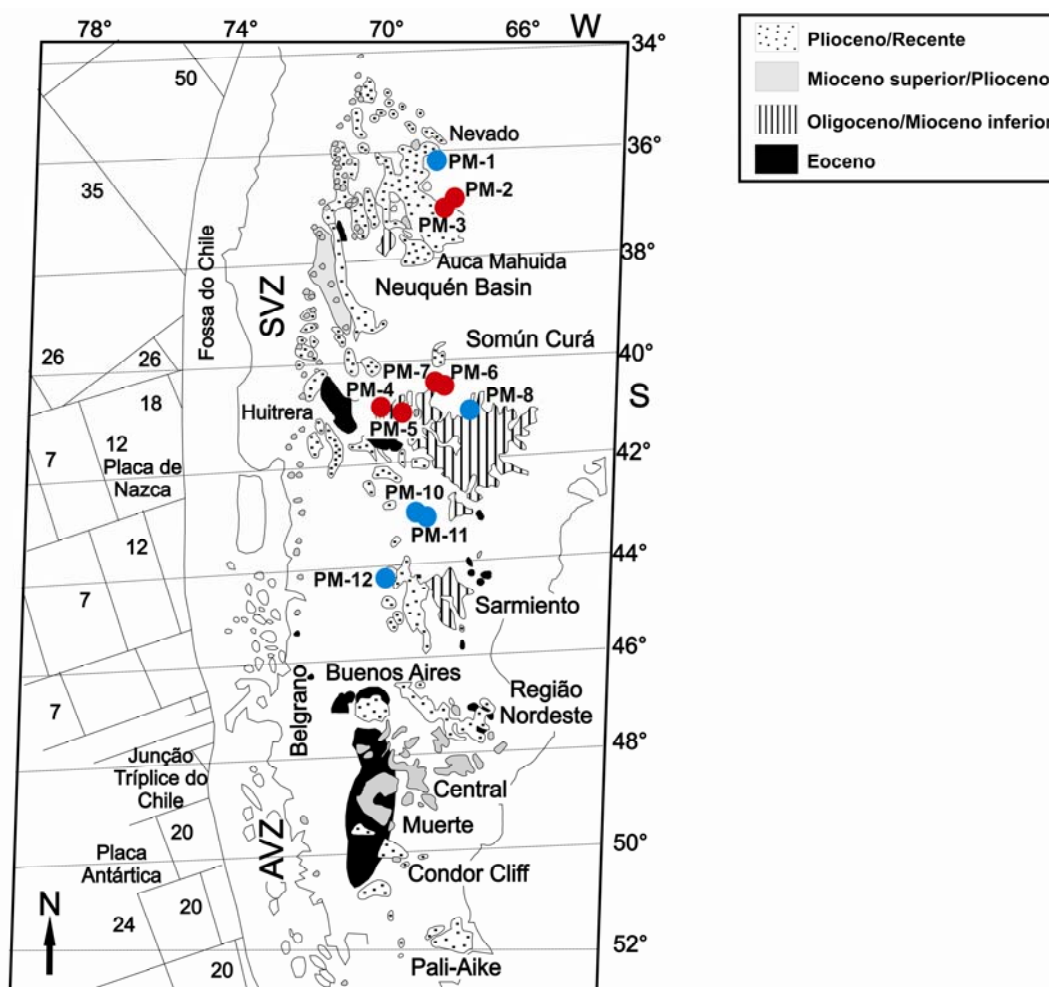
### 5.1. Introdução

O vulcanismo que define o campo vulcânico Patagônico é datado do Terciário ao Quaternário e cobre uma vasta extensão territorial ao longo do extra *back-arc* da Argentina. A sequência Pós-platô (Kay *et al.*, 2006) é caracterizada pela ocorrência de xenólitos mantélicos e teve sua erupção sob regime convergente quase ortogona, extrudindo após o rompimento da placa de Farallón. A sequência de derrames Pós-platô é mais restrita em volume e distribuição quando comparada a sequência de platô. Os derrames de lava basáltica estão concentrados em um *trend* no sentido noroeste-sudeste, que vai da Meseta Carri Laufquen à região de Telsen ao longo das margens oeste e sul da Meseta de Somún Curá. Ardolino & Franchi (1993) realizaram uma compilação de idades K/Ar e verificaram que a maior parte dos derrames Pós-platô data do Mioceno ( $23,3 \pm 2$  a  $15 \pm 1$  Ma). Segundo Kay *et al.* (2006), os derrames máficos de Pós-platô são predominantemente compostos por basaltos alcalinos, que composicionalmente ocupam os campos definidos para traquibasaltos, mugearitos e hawaiitos no diagrama classificatório de rochas basálticas TAS. Quando comparadas às lavas da sequência de Platô, as lavas da sequência Pós-platô geralmente são caracterizadas por conter baixas concentrações de SiO<sub>2</sub> (48 a 52%), MgO (3,7% a 5,2%) e elevadas concentrações de TiO<sub>2</sub> (2% a 3,3%) e K<sub>2</sub>O (1,9% a 2,7%) (Kay *et al.*, 2006). As lavas Pós-platô também têm abundância de elementos fortemente incompatíveis (Ce ~55 a 110ppm), padrões de ETRL > ETRP (La/Yb ~15 a 26; La/Sm ~4 a 7) (Kay *et al.*, 2006). Além disso, as lavas Pós-platô apresentam baixas razões <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,7040 a 0,7045) e εNd de -0,2 a +2,3. As lavas Pós-platô diferem das lavas da sequência Pré-platô por serem mais ricas em Na<sub>2</sub>O e mais pobres em K<sub>2</sub>O, conterem baixas razões La/Sm, elevadas razões Sr/La, Ba/Ta e Ba/La, grande variação na razão La/Ta, baixas razões <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr e altos valores de εNd (Kay *et al.*, 2006).

Stern *et al.* (1990) realizaram um amplo estudo de rochas vulcânicas datadas do Cenozóico na região de *back-arc* da Patagônia Argentina e classificaram os basaltos em dois grupos de acordo com a proximidade do arco: basaltos “cratônicos”, mais afastados da região de arco e cujo comportamento geoquímico é similar ao

apresentado por magmas OIBs; e basaltos “transicionais”, mais próximos ao arco e que apresentam composição química que evidenciam a contribuição dos fluidos provenientes da zona de subducção.

Jalowitzki (2008 - trabalho de conclusão) e Jalowitzki *et al.* (2007, 2008b, 2009) também realizaram estudos cobrindo uma vasta extensão territorial no extra *back-arc* argentino. Entretanto, diferentemente de Stern *et al.* (1990), nesses trabalhos teve-se o interesse de coletar amostras de vulcões caracterizados pela ocorrência de xenólitos mantélicos. Essas amostras são quimicamente comparáveis às pertencentes à sequência Pós-platô de Kay *et al.* (2006). Os estudos de Jalowitzki (2008 - trabalho de conclusão) e Jalowitzki *et al.* (2007, 2008b, 2009), referem-se a trinta e três amostras de basaltos coletadas em onze vulcões extintos. Neste capítulo, serão apresentados os principais aspectos referentes à geoquímica de elementos maiores, menores e traços, bem como a geoquímica isotópica das amostras estudadas, baseando-se nestes trabalhos, e a partir de estudos complementares e discussões que foram realizados posteriormente, ainda no período dessa dissertação. A área onde esse estudo foi realizado se estende à leste de toda a latitude da Zona Vulcânica Sul (ZVS; Fig. 15). A região de coleta das amostras, do norte para sul, é composta pelos vulcões De la Laguna (PM-1), **Agua Poca (PM-2)**, Huanul (PM-3), El Mojon (PM-4), Ingeniero Jacobacci (PM-5), Aznares (PM-6), Estancia Alvarez (PM-7), Prahuaniyeu (PM-8 e PM-9), Chenque (PM-10), Matilde (PM-11) de los Chenques (PM-12). O próximo capítulo dessa dissertação tratará exclusivamente da petrologia dos xenólitos que ocorrem no vulcão Agua Poca.

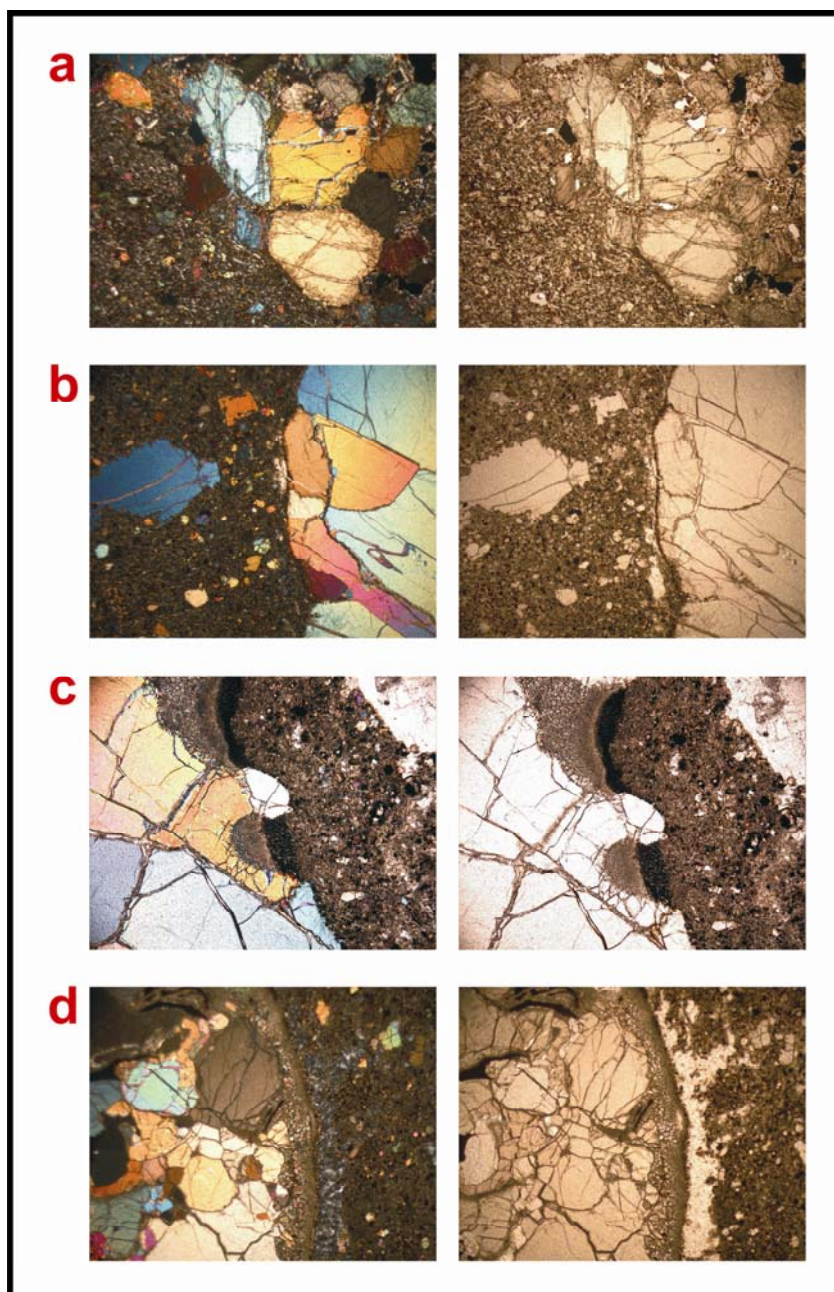


**Figura 15.** Mapa da Patagônia modificado a partir do mapa geológico da Argentina (Servicio Geológico Minero Argentino) de 1997, onde estão inseridos os Cerros vulcânicos (PM-1 ao PM-12) em que as amostras foram coletadas.

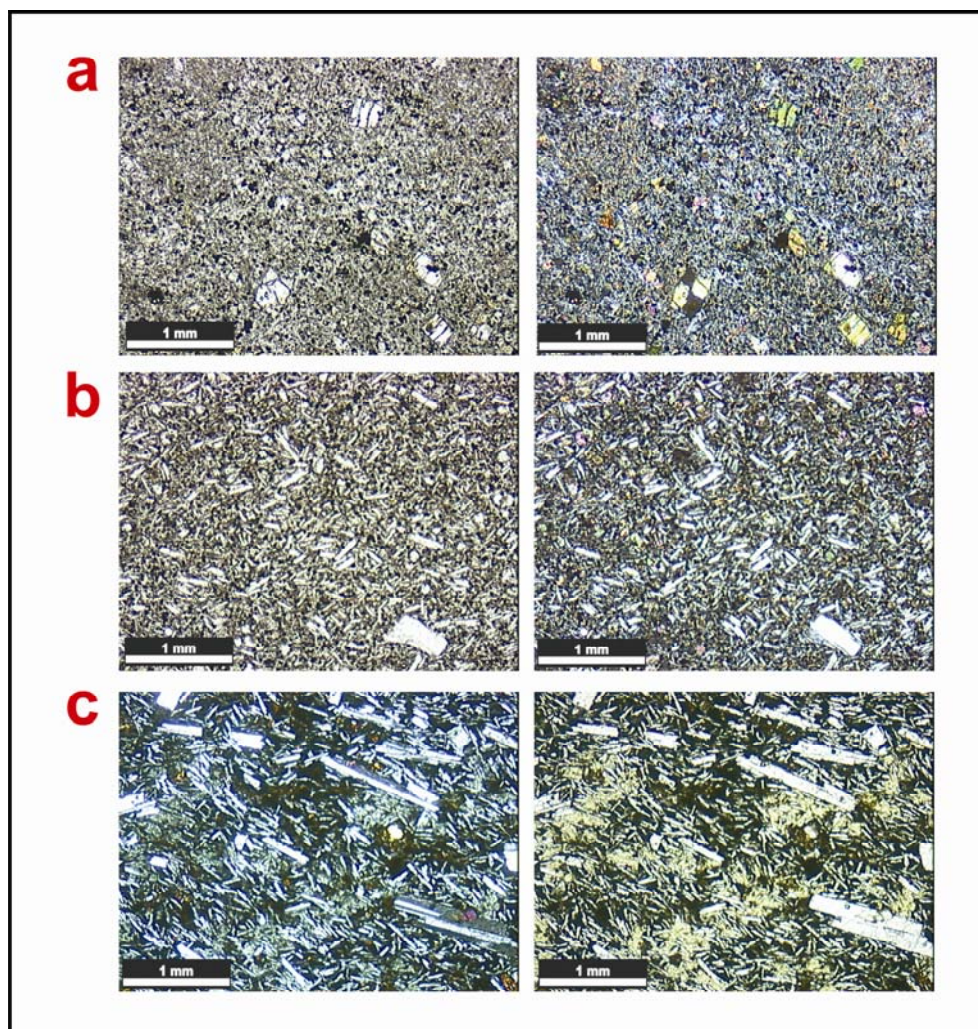
## 5.2. Petrologia

As rochas vulcânicas estudadas são basaltos que hospedam xenólitos máficos e ultramáficos provenientes do manto litosférico. Os contatos entre o basalto e o xenólito geralmente são retos e observam-se pequenas interações entre ambos em lâmina delgada (Fig. 16a-d). A partir de diferenças mineralógicas e texturais observadas nas amostras de basaltos alcalinos é possível definir dois grupos petrográficos (Fig. 17a-c): O **Grupo I** (composto pelas rochas dos vulcões PM-1, PM-8, PM-10, PM-11 e PM-12) tem matriz afanítica a fanerítica fina, ausência de fenocristais de plagioclásio e pouca quantidade de micrólitos de plagioclásio na matriz. O **Grupo II** (composto pelas

rochas dos vulcões PM-2, PM-3, PM-4, PM-5, PM-6 e PM-7) tem matriz fanerítica fina a fanerítica média (PM-5) com cristais de plagioclásio em abundância, tanto na matriz, quanto na forma de fenocristais.



**Figura 16.** Fotomicrografias mostrando o contato entre basalto-xenólito mantélico. (a) Amostra do vulcão El Mojon (PM-4) com pouca interação basalto-peridotito em luz natural e polarizada; (b) Amostra do vulcão Prahuaniyeu (PM-8) com pouca interação basalto-peridotito em luz natural e polarizada; (c) Amostra do vulcão Prahuaniyeu (PM-8) mostrando a forte interação entre basalto-peridotito em luz natural e polarizada; (d) Amostra do vulcão Prahuaniyeu (PM-8) mostrando a forte interação entre basalto-peridotito em luz natural e polarizada.



**Figura 17.** Fotomicrografias mostrando a diferença textural e mineralógica entre os Grupos I e II. (a) Amostra representativa do Grupo I em luz natural e luz polarizada; b) Amostra representativa do Grupo II em luz natural e luz polarizada; c) Amostra representativa do Grupo II mostrando a textura média observada nas amostras do vulcão Ingeniero Jacobacci (PM-5) em luz natural e luz polarizada.

As associações de fenocristais observadas são compostas por olivina-ortopiroxênio-clinopiroxênio, olivina-ortopiroxênio, olivina-clinopiroxênio e olivina-plagioclásio. A matriz das rochas em estudo tem textura intergranular e é composta por micrólitos de plagioclásio (que tem tamanho variável entre 0,1 a 0,3mm), piroxênios, Ti-magnetita e vidro, caracterizadas por apresentarem matriz afanítica a fanerítica fina, com exceção das rochas do PM-5, que têm matriz fanerítica média. O processo de mesostase é desenvolvido em várias amostras.

Os fenocristais de olivina estão predominantemente fraturados, são principalmente subédricos e, em alguns casos, euédricos com limites retos e tamanhos variáveis entre 0,17 a 4mm. Em algumas amostras é possível observar alteração e reabsorção por parte da matriz de fenocristais de olivina, que geram cristais esqueléticos, com crescimento pseudomorfo nas bordas e fraturas de minerais opacos. Observa-se formação de coroas de reação em alguns fenocristais.

Os cristais de plagioclásio geralmente estão compondo a matriz da rocha, mas também é observado como feno e xenocristal. Os fenocristais de plagioclásio são do tipo albita e albita-carlsbad subédricos, com tamanho variável de 0,052 a 2,6mm e, em alguns casos, zonado. A composição do plagioclásio oscila entre An<sub>24</sub> (oligoclásio) e An<sub>44</sub> (andesina), segundo o método de Michel Levy e o da dupla macla albita-carlsbad (Deer *et al.*, 1993).

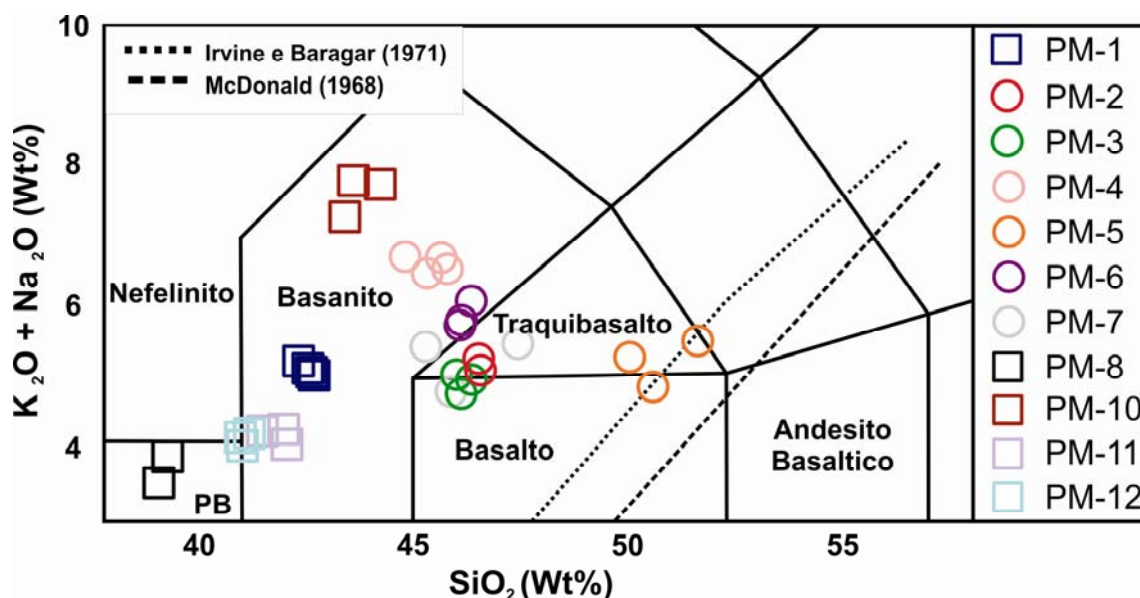
Os fenocristais de piroxênios são anédricos a subédricos, geralmente fraturados e zonados, chegando a medir 2,4mm. Nas amostras de Cerro de los Chenques os cristais de piroxênio estão alterados e apresentam tonalidade esverdeada. Nas amostras de Prahuaniyeu os piroxênios estão alterados e corroídos, parecendo haver reações muito intensas na totalidade dos cristais. A ocorrência de coroas de reação é identificada em alguns cristais.

Os minerais opacos são poligonais (equidimensionais e prismáticos) e chegam a medir 2mm. Esses minerais são do grupo dos espinélios, são observados em todas as amostras e normalmente ocorrem na forma de pequenos cristais que, muitas vezes, estão inclusos nos fenocristais de piroxênios e de olivina. Os espinélios são intersticiais, também ocorrem como fenocristais.

Os xenocristais ocorrem em agregados, que são de olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio. Os xenocristais de olivina são porfiroclastos subédricos e euédricos com extinção ondulante e *kink bands* pouco desenvolvidas. Os contatos entre os cristais de olivina com os piroxênios são preferencialmente retos e formam ângulos de 120°, indicando processos de recristalização estática. Nas amostras de Cerro Chenque, Cerro Matilde e Cerro de los Chenques há ocorrência de minerais com calda de recristalização, que é típico de processos de recristalização dinâmica. Tanto os xenocristais de orto quanto os de clinopiroxênios apresentam lamelas de exsolução.

### 5.3. Geoquímica de elementos maiores

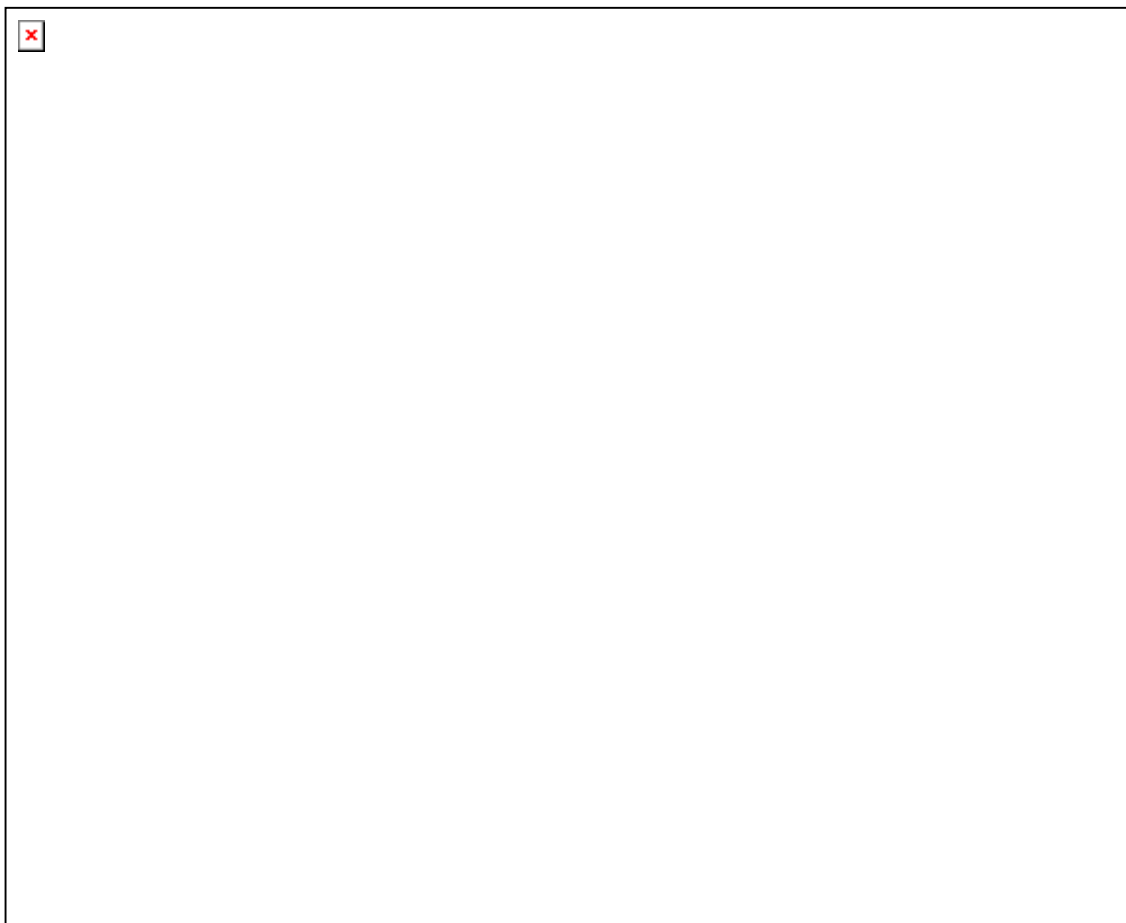
As rochas dos basaltos alcalinos coletados foram classificadas geoquimicamente com base no diagrama classificatório TAS, que relaciona a concentração de álcalis ( $\%Na_2O+K_2O$ ) vs.  $\%SiO_2$  (Le Maitre *et al.*, 1989). Os basaltos estudados são picrito-basaltos, basanitos, traquibasaltos e basaltos da série alcalina (Fig. 18). As amostras que integram esse trabalho apresentam #Mg entre 41,17 (PM5-A1) e 68,7 (PM8-A1) e as amostras pertencentes ao Grupo I apresentam menor quantidade de  $SiO_2$  em relação às amostras do Grupo II.



**Figura 18.** Diagrama classificatório de rochas basálticas modificado de Le Maitre *et al.* (1989), relacionando o total de álcalis vs. sílica (wt%) com as amostras estudadas. As linhas tracejadas indicam o limite entre rochas alcalinas e sub-alcalinas segundo os autores descritos na figura; PB = Picrito-Basalto.

Embora as rochas estudadas sejam de eventos vulcânicos distintos, não pertencendo à mesma suíte magmática entre si, dispomo-las conjuntamente em diagramas que relacionam o #Mg vs. os principais óxidos (wt%). O padrão das amostras nesses diagramas é representado pela correlação negativa para  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  e  $TiO_2$  com o progressivo aumento do #Mg (Fig. 19). Para comparação foram dispostas amostras de basaltos de arco vulcânico (arco do Japão; Tamura *et al.*, 2005) e de OIBs (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005). Com base na distribuição das amostras dos Grupos I e II nos

diagramas de elementos maiores, é possível sugerir que ambos os Grupos tem maior afinidade geoquímica com basaltos do tipo OIB. Entretanto, as amostras do Grupo II, principalmente as de Ingeniero Jacobacci (PM-5), são mais enriquecidas  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , demonstrando um caráter mais diferenciado.



**Figura 19.** Diagrama que relaciona: (a) #Mg vs.  $\text{SiO}_2$ ; (b) #Mg vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; (c) #Mg vs.  $\text{K}_2\text{O}$ ; e (d) #Mg vs.  $\text{TiO}_2$ . Para comparação foram plotadas amostras que representam o campo de basaltos do tipo OIB (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; e Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005) e de arco vulcânico (arco do Japão - Tamura *et al.*, 2005). PM = Manto Primitivo.

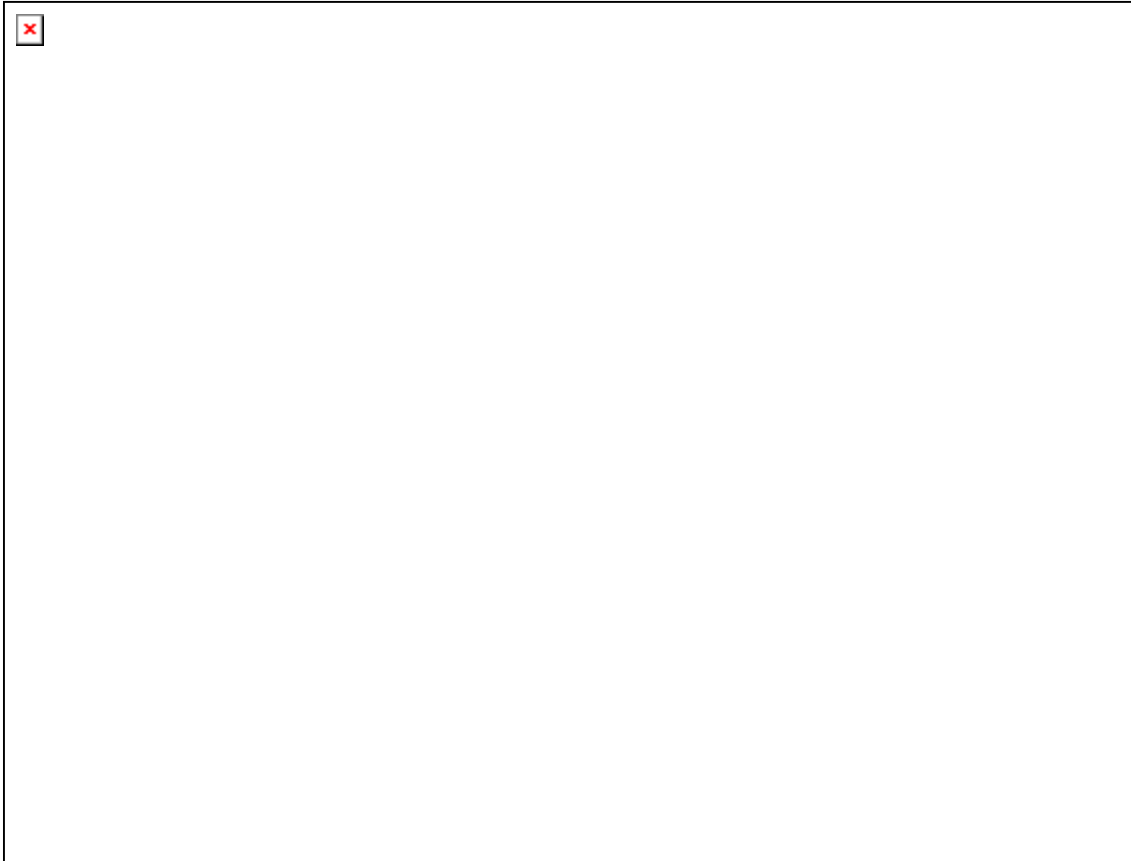
#### 5.4. Geoquímica de elementos traço e terras raras

A partir dos diagramas multielementares e de elementos terras raras (Figs. 20a-b), normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989), observa-se que, em geral, as amostras estudadas apresentam expressivo enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP) ( $\text{La}_N/\text{Lu}_N =$

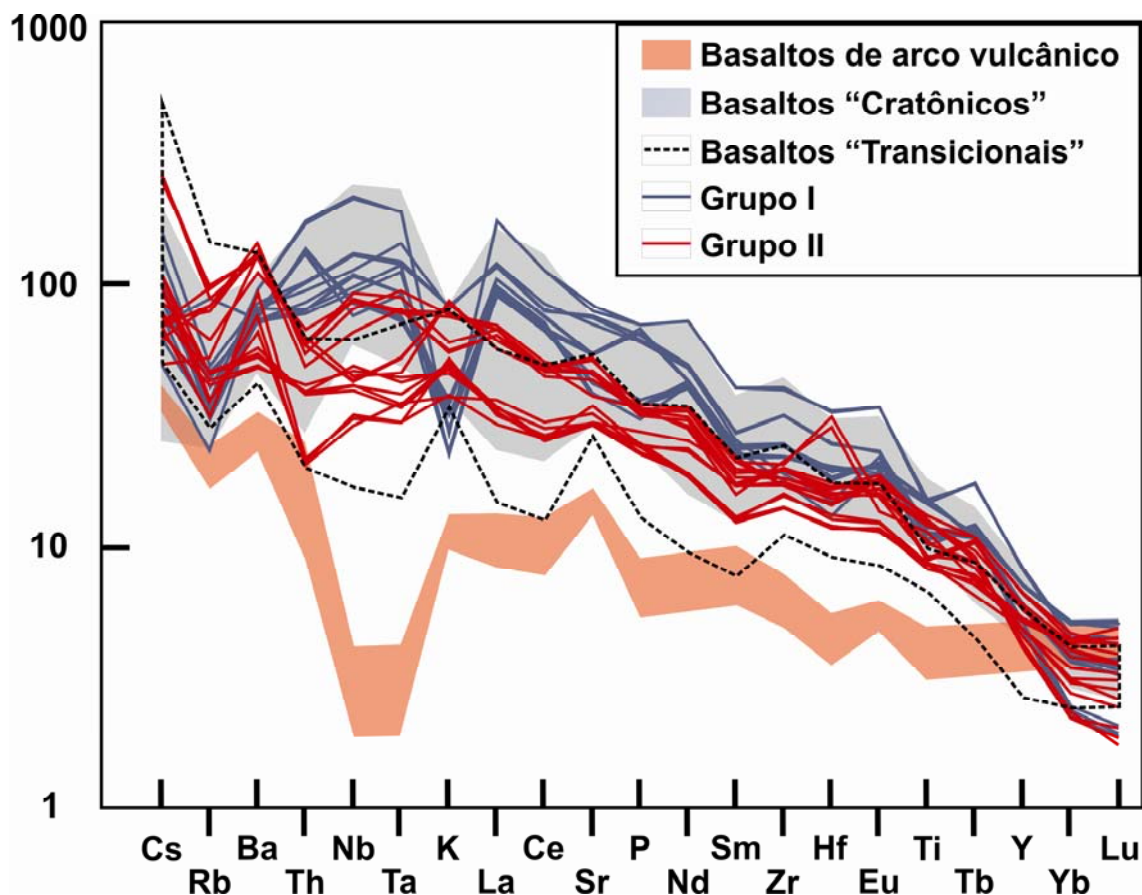


6,47 a 62,18), mas o Grupo I tem maior enriquecimento no ETRL quando comparado ao Grupo II. Entretanto, observam-se diferenças entre alguns elementos, que permitem a individualização química dos mesmos grupos definidos a partir da análise petrográfica e de elementos maiores (Grupos I e II). O Grupo I é caracterizado no diagrama multielementar pelo intenso empobrecimento de Rb, U, K e Ti; e forte enriquecimento de Cs, Th, Nb, Ta e La. O Grupo II é caracterizado pelo enriquecimento em Cs, Ba, K, Pb e Sr; e empobrecimento em Rb, Th, U e Ti. Anomalias negativas de Rb, K e empobrecimento dos ETRP sugerem que a fonte do Grupo I é derivada de um manto que reteve granada e flogopita. O enriquecimento dos elementos móveis no fluido aquoso (e.g. LILE) e a suave empobrecimento nos HFSE são indicativos de que a fonte do Grupo I teve interação com agentes metassomáticos relacionados à zonas de subducção. Com o intuito de comparar o padrão geoquímico das amostras estudadas, foram plotados os campos formados por basaltos de arco vulcânico (arco do Japão; Tamura *et al.*, 2005) e por OIBs (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005). Comparativamente, a partir do diagrama multielementar, as amostras estudadas mostram padrões muito similares aos definidos para OIBs.

Ainda com base na distribuição dos elementos no diagrama multielementar, foi possível determinar que as amostras dos Grupos I e II são semelhantes aos basaltos “cratônicos”, de origem OIB (Fig. 21) definidos por Stern *et al.* (1990). Para comparação também foram plotados e os dados obtidos para basaltos “transicionais” e de arco vulcânico.



**Figura 20.** (a) Diagrama multielementar e (b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) contendo as amostras dos Grupos I e II. Para comparação foram plotados os campos formados basaltos do tipo OIB (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; e Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005) e de arco vulcânico (arco do Japão - Tamura *et al.*, 2005).



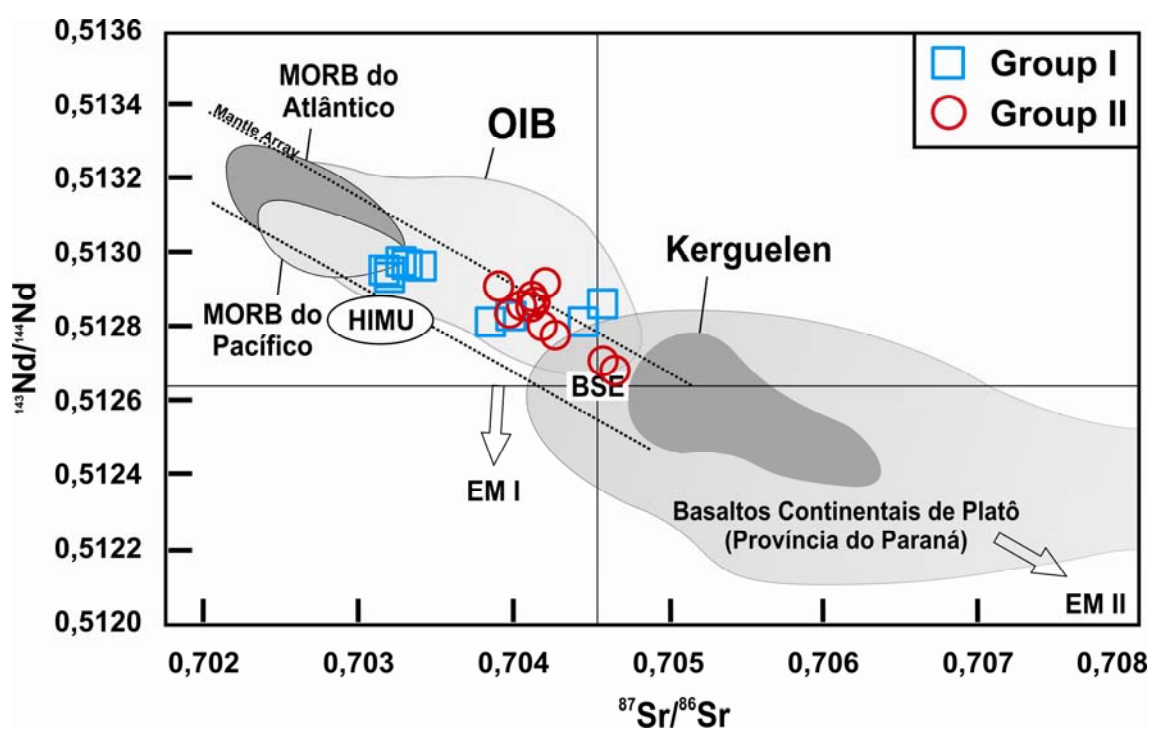
**Figura 21.** Diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) contendo as amostras dos Grupos I e II. Para comparação foram plotados os campos de basaltos “cratônicos” e “transicionais” definidos por Stern *et al.* (1990) e basaltos de arco.

### 5.5. Geoquímica isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd)

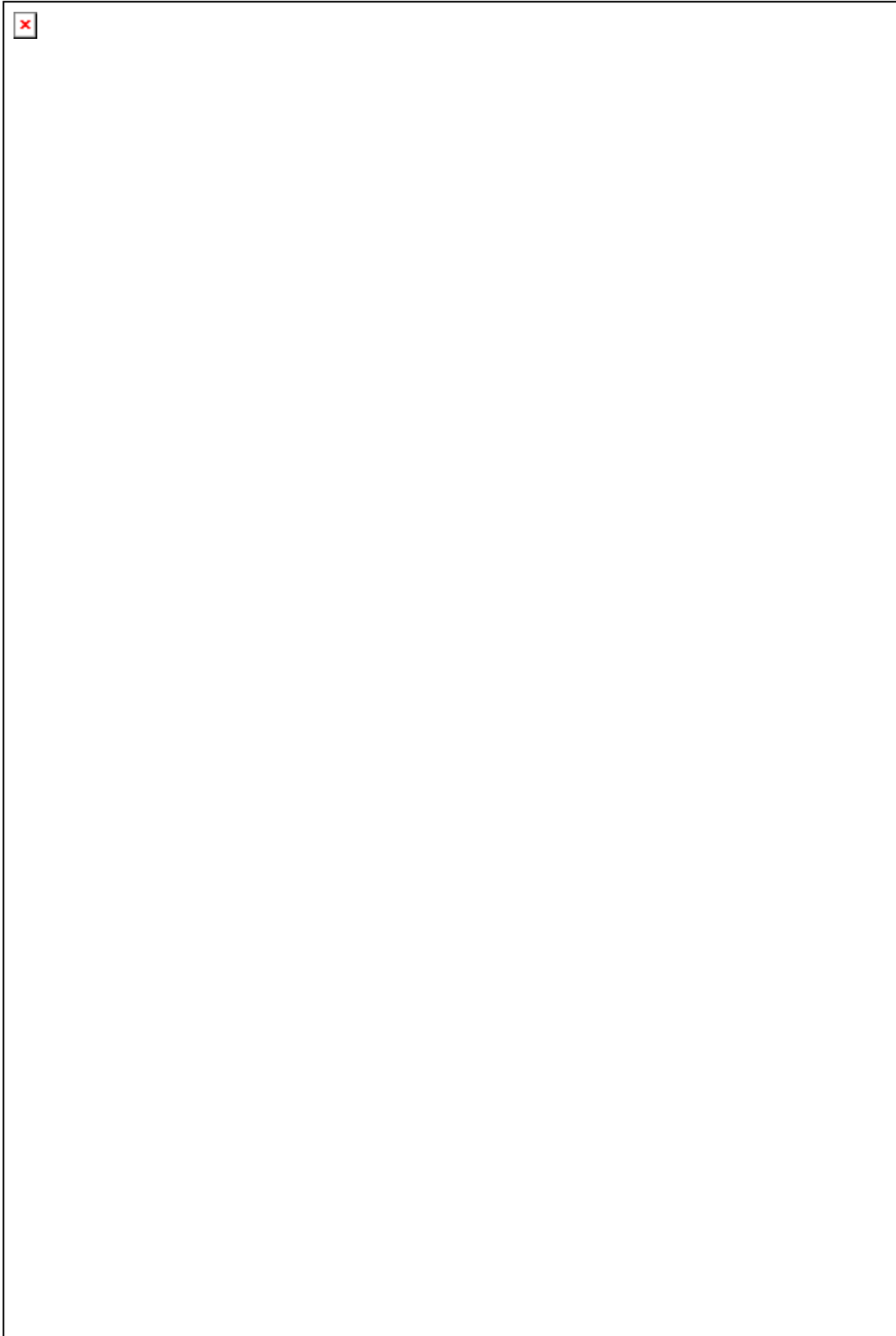
Os valores obtidos para a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras estudadas estão entre 0,703144 (PM1-A1) e 0,704616 (PM5-A1). As razões de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  oscilam de 0,512689 (PM5-A1) a 0,512983 (PM11-A3); o  $\epsilon\text{Nd}$  varia de 0,99841 (PM5-A1) a 6,7461 (PM11-A3) e o TDM oscila de 102 Ma (PM11-A3) a 587 Ma (PM5-A1). As razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  apresentadas pelas amostras estudadas (Fig. 22) são condizentes com as propostas por Hart & Zindler (1989) para o “mantle array” definido por basaltos tipicamente mantélicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702 - 0,706$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5124 - 0,5135$ ). Os resultados das razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de todas as amostras também são característicos de basaltos do tipo OIB (Fig. 22). Os valores elevados de  $\epsilon\text{Nd}$  observados no Grupo I ( $\epsilon\text{Nd}$  entre 3,57 e 6,75) e relativamente mais baixos no

Grupo II ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  entre 1 e 5,63) indicam que o enriquecimento da fonte na área estudada é o resultado de distintos processos metamórficos em diferentes momentos geológicos.

Os diagramas  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $\text{Ba}/\text{Nb}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 23a-b) mostram que o progressivo aumento da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  não é acompanhado pela mudança na razão  $\text{Ba}/\text{Nb}$  e da concentração de  $\text{SiO}_2$ , que permanecem praticamente inalteradas. Este fato descarta a possibilidade de contaminação dos basaltos com a crosta durante a ascensão até a superfície e sugere que as razões isotópicas desses basaltos expressam processos da fonte desses magmas.



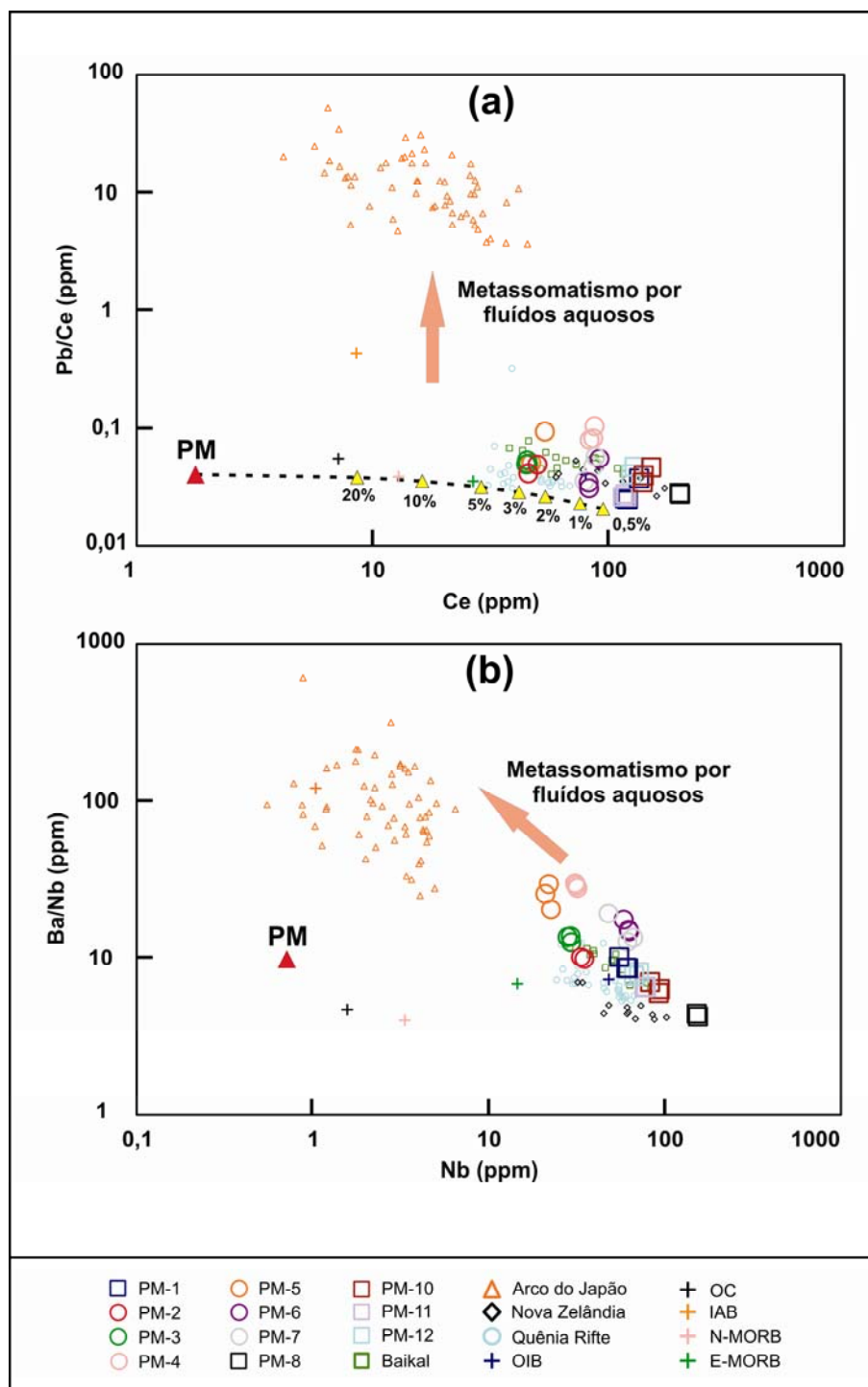
**Figura 22.** Diagrama modificado de Conceição *et al.* (2005) contendo a composição isotópica das amostras estudadas. Os campos foram definidos a partir do banco de dados GEOROC (<http://www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de/>). Os campos OIB incluem rochas do Hawaii, La Palma, Azores, St. Helena, e Ascension Islands. Ainda estão definidos campos para as rochas de Kerguelen, Paraná, MORBs (Atlântico e Pacífico), e basaltos da ZVS. Os campos de EMI, EMII e HIMU foram definidos por Tatsumoto *et al.* (1992).



**Figura 23.** Diagramas mostrando que as amostras estudadas sofreram metassomatismo na fonte e não durante a ascensão à superfície (ver detalhes no texto). (a)  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; e (b)  $\text{Ba}/\text{Nb}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

## 5.6. Discussões

Diagramas discriminatórios foram elaborados com o intuito de determinar com maior nível de detalhe a gênese dos basaltos do extra *back-arc* da Patagônia. Os diagramas Pb/Ce vs. Ce e Ba/Nb vs. Nb (Fig. 24a-b) indicam que as amostras do Grupo II são as que apresentam alguma afinidade com ambientes relacionados à subducção (Arco do Japão e Basaltos de Arco de Ilhas = IAB), pois traçam um *trend* de enriquecimento partindo da composição OIB em direção as rochas enriquecidas pela desidratação da placa. Essa tendência ainda é acentuada pelas maiores concentrações de Pb, Ba e Sr nas amostras do desse Grupo, caracterizando o caráter de manto enriquecido (EM) na fonte do magmatismo. As amostras de ambos os grupos têm forte afinidade com os ambientes relacionados a plumas mantélicas associados à riftes (e.g. Baikal, Nova Zelândia e Quênia). O diagrama Pb/Ce vs. Ce ainda mostra cálculos de taxa de fusão utilizando-se aproximação definida por Frey *et al.* (1985). Esses cálculos foram realizados a partir da composição do manto primitivo de Sun & McDonough, (1989) e indicam taxas de fusão entre 0,5% e 3%. As amostras do Grupo I apresentam taxas de fusão mais baixas (< 0,5%) quando comparadas as do Grupo II (0,5 - 3%), o que é coerente com o fato do Grupo I ser mais primitivo que o Grupo II. Esses valores são condizentes com OIBs e ambientes de plumas mantélicas, que requerem graus de fusão inferiores a 10%. A presença de uma pluma mantélica na Patagônia não é comprovada através de dados geofísicos e isso sugere que a fonte mantélica de características OIB observada nas amostras estudadas está relacionada ao consumo de placa oceânica durante a acreção de terrenos ao Gondwana ou a subducção atual da placa de Nazca, que favorecem a reciclagem de material no manto.



**Figura 24.** Diagramas discriminatórios envolvendo as razões (a) Pb/Ce vs. Ce e (b) Ba/Nb vs. Nb. Esses diagramas mostram a afinidade geoquímica das rochas em estudo com ambientes OIB e baixas taxas de fusão para gerar esse magmatismo (< 3%). Para comparação foram plotadas amostras que representam o campo de basaltos do tipo OIB (Baikal rifte - Johnson *et al.*, 2005; Quênia rifte - Furman *et al.*, 2004; e Nova Zelândia - Cook *et al.*, 2005) e de arco vulcânico (arco do Japão - Tamura *et al.*, 2005). As composições de OIB, N-MORB, E-MORB, IAB e OC foram definidas por Niu & O'Hara (2003). PM = Manto Primitivo.

As elevadas concentrações de Nb observadas em muitos OIBs têm duas teorias para explicar uma fonte rica em Nb. Uma delas é fornecida pelo estudo realizado em xenólitos do mantélicos da Ásia Central por Ionov & Hofmann (1995). Esses autores argumentam que durante a subducção e a desidratação da placa oceânica o Nb não é retido pela placa, mas apresenta comportamento similar aos LILE. Dessa forma o Nb está concentrado em minerais hidratados como a flogopita, que cristaliza na cunha mantélica sob condições de sistema aberto. Se o manto com flogopita-bearing é submetido a processos de fusão e a flogopita é consumida, o magma produzido terá elevada concentração de Nb. Entretanto, Trabalhos posteriores ao de Ionov & Hofmann (1995) sugerem que o Nb é fortemente imóvel durante a desidratação da placa (e.g. Kogiso *et al.*, 1997). Outra nuance nesse caso é que o Nb é um elemento altamente incompatível na assembléia de peridotitos anidros e seria fortemente enriquecido no líquido inicial gerado por baixo grau de fusão parcial (Sun & McDonough, 1989). As amostras do Grupo I possivelmente são o produto de fusão de uma fonte com flogopita na zona de estabilidade de granada-peridotitos devido a anomalias negativas de Rb, K, empobrecimento dos ETRP e enriquecimento de Nb e Ta.

## 5.7. Conclusões

As amostras estudadas (Jalowitzki, 2008 - trabalho de conclusão - e Jalowitzki *et al.*, 2007, 2008b, 2009) são caracterizadas pela abundância de espinélios e ocorrência de feno e xenocristais de olivina, plagioclásio, clino e ortopiroxênios. Com base nos dados geoquímicos e isotópicos, o magmatismo da área estudada tem afinidade OIB, mas as amostras do Grupo II apresentam concentrações de Th, Nb e Ta mais baixas, sugerindo a interação com fluidos da placa subductante. As amostras que compõem o Grupo I apresentam enriquecimento em HFSE, as mais baixas razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e as mais elevadas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , demonstrando maior afinidade com rochas do tipo OIB. As amostras do Grupo II também são do tipo OIB, mas enriquecem nos LILE, possuem as mais elevadas razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e as mais baixas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , caracterizando a influência da placa de Nazca no comportamento dessas rochas. A partir das características isotópicas e de elementos traço é possível sugerir que os basaltos alcalinos foram gerados a partir da mesma fonte, mas demonstram processos metassomáticos distintos. Essa afirmação é explicada pelas baixas concentrações de ETR pesados, que são sugestivos de baixos graus de fusão a profundidades da zona da



granada. Com a finalidade de aprofundar o nível de conhecimento do manto patagônico, os xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca foram selecionados para verificar se há alguma relação geoquímica entre processos e agentes metassomáticos responsáveis pela geração de basaltos (líquido) e de xenólito mantélico (resíduo) de uma mesma localidade. Essa abordagem será feita no próximo capítulo dessa dissertação.

## **Capítulo 6**

### **EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA EM PERIDOTITOS E PIROXENITOS DO MANTO LITOSFÉRICO SUBCONTINENTAL DO VULCÃO AGUA POCA, TERRENO CUYANIA**

Artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências

## **6. Evolução Geoquímica em Peridotitos e Piroxenitos do Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania**

### **Geochemistry Evolution in Peridotites and Pyroxenites from the Subcontinental Lithospheric Mantle of Agua Poca Volcano, Cuyania Terrane, Midwestern of Argentina**

**Tiago Luis Resi JALOWITZKI<sup>\*1</sup>; Rommulo Vieira CONCEIÇÃO<sup>1</sup>; Yuji ORIHASHI<sup>2</sup>; Gustavo Walter BERTOTTO<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Av. Bento Gonçalves, 9500 - Prédio 43129, Bairro Agronomia, CEP: 91501970, Porto Alegre - RS, Brasil.  
e-mail: tiago.jalowitzki@ufrgs.br; rommulo.conceicao@ufrgs.br

<sup>2</sup>Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Yayoi 1-1-1, Bunkyo-Ku, 113-0032, Tokyo, Japan.  
oripachi@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>3</sup>CONICET - Universidad Nacional de La Pampa. Calle Uruguay 151 (6300), Santa Rosa, La Pampa, Argentina.  
gwbertotto@yahoo.com.ar

**Abstract** - Anhydrous spinel-bearing peridotite and pyroxenite xenoliths in Pleistocene alkali basalts from Agua Poca volcano, Argentina, were sampled for this study and represent the Cuyana subcontinental lithospheric mantle. The xenoliths from Agua Poca are the products of partial melting processes and metasomatic aqueous fluids percolation in an extra back-arc tectonic setting. Geochemical signatures of the mantle xenoliths show negative correlation between main oxides against Mg#, and depletion in incompatible elements compared to primitive mantle (PM). These characteristics suggest that partial melting event is the main process responsible for the generation of these xenoliths. Model calculations suggest that the xenoliths are the result of 1 to 10% of DMM (Depleted Mantle Morb) or 8 to 17% of PM partial melting. Peridotite samples show positive anomalies of Ba, U, Ta, Pb, Zr and Ti; and negative anomalies of Rb, Th, Nb, La and Y, while the pyroxenite samples show positive anomalies of Ba, U, Ta and Pb; and negative anomalies of Th, Nb, La, Zr, Hf, Ti and Y. Mixing curves calculated to mixtures of melting residue of PM/DMM and fluid or sediment compositions related to subduction tectonic setting end members suggest up to 3% of interaction of the fluid sediment on the depleted mantle residue.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios (0.702874 - 0.704999, with average of 0.704035) are similar to those defined to peridotites with OIB source ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70244$  to  $0.70502$ ), being close to Depleted Mantle (DM;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7023$  to  $0.7032$ ) values. Nb/Ta ratios suggest that Agua Poca xenoliths were undergone to partial melting processes that generated alkaline magmas with superchondritic Nb/Ta ratios.

**Keywords:** Ultramafic mantle xenoliths; Lithospheric Subcontinental mantle; Mantle metasomatism; Nb/Ta decoupling, Patagonia.

**Resumo** - O manto litosférico subcontinental (SCLM) do terreno Cuyania está representado por xenólitos peridotíticos e piroxeníticos anidros da fácies espinélio hospedados em basaltos alcalinos do Pleistoceno do vulcão Agua Poca, Província Basáltica Andino-Cuyana, Argentina.. Os xenólitos de Agua Poca mostram que o processo de fusão parcial é o principal responsável pelas suas variações geoquímicas, além de enriquecimento em elementos incompatíveis devido à interação com fluidos aquosos metassomáticos em um ambiente de extra back-arc. A assinatura geoquímica das amostras de xenólitos mantélicos mostra correlação negativa entre os principais óxidos vs. #Mg, padrão empobrecido em elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo (MP). Esse comportamento indica que os xenólitos do terreno Cuyania são o resultado de 1 a 10% de fusão do DMM (Manto Depletado) ou de 8 a 17% do MP.(Manto Primitivo) Em geral, os peridotitos mostram anomalias positivas de Ba, U, Ta, Pb, Zr e Ti; e anomalias negativas de Rb, Th, Nb, La e Y, enquanto que os piroxenitos mostram anomalias positivas de Ba, U, Ta e Pb; e anomalias negativas de Th, Nb, La, Zr, Hf, Ti e Y. Curvas de mistura calculadas para o resíduo de fusão do MP/DMM com a composição de fluidos/sedimentos derivados de ambientes de subducção indicam interação do manto com até 3% de fluidos/sedimentos. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,702874 - 0,704999, com média de 0,704035) são muito similares àquelas definidas para peridotitos com fonte tipo OIB. Agua Poca tem razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , que estão abaixo daquelas definidas para peridotitos metassomatizados (usualmente  $>0,705$ ). As razões de Nb/Ta sugerem a presença de um reservatório eclogítico refratário subductado fusão parcial gerando líquidos alcalinos com razões Nb/Ta supercondríticas.

**Palavras-chave:** Xenólitos mantélicos ultramáficos; Manto Litosférico Subcontinental; Metassomatismo mantélico; disjunção da razão Nb/Ta; Patagônia.

## 1. INTRODUÇÃO

O manto litosférico é heterogêneo devido a uma complexa história de eventos envolvendo o enriquecimento e o empobrecimento de vários elementos químicos em resposta a processos de fusão parcial (e.g. extração de magma basáltico e geração de crosta) e à interação com agentes metassomáticos (e.g. fluídos aquosos e líquidos silicáticos/carbonatíticos de várias origens).

A Patagônia, parte mais ao sul da América do Sul, oferece a oportunidade de estudar as características petrográficas, geoquímicas e isotópicas do manto sob essa região, uma vez que é coberta por vulcanismo basáltico recente, estando alguns vulcões associados a xenólitos mantélicos. Nas últimas décadas, novos dados geoquímicos têm contribuído para um melhor entendimento da petrologia e geoquímica do manto litosférico da região (e.g. Stern *et al.*, 1989; Gorrington & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Rivalenti *et al.*, 2004 e 2007; Bjerg *et al.*, 2005 e 2009; Conceição *et al.*, 2005, 2007 e 2008; Schilling *et al.*, 2005 e 2008; Ntaflos *et al.*, 2007; Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr., 2008; Pressi *et al.*, 2008; Gervasoni *et al.*, 2008 e Gervasoni, 2009; Dantas *et al.*, 2009), especialmente sobre os processos metassomáticos que ocorreram e a origem dos fluidos responsáveis pelo metassomatismo. Este trabalho aborda a evolução geoquímica ocorrida no manto litosférico da região de Agua Poca a partir de seus dados petrológicos, geoquímicos e isotópicos (Sr).

## 2. GEOLOGIA GERAL E A EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DA REGIÃO

A Cordilheira dos Andes se estende por > 7500km ao longo da margem oeste da América do Sul, desde a costa do Caribe (no norte) até o Cabo Horn (no sul). Entretanto, a atividade vulcânica está restrita a quatro regiões separadas de acordo com a variação dos ângulos de mergulho das placas subductantes ao longo da margem continental ativa. Os limites entre as zonas vulcânicas são determinados por regiões onde não há ocorrência de vulcanismo por consequência do baixo ângulo de mergulho das placas oceânicas subductantes e devido à subducção de dorsais meso-oceânicas ativas e extintas (Ramos, 1999 e Stern, 2004). Ramos (1999) e Stern (2004) definiram as zonas vulcânicas em: Zona Vulcânica Norte (ZVN; 5°N - 2°S), Zona Vulcânica Central (ZVC; 14° - 27°S), Zona Vulcânica Sul (ZVS; 33°S - 46°S) e Zona Vulcânica Austral (ZVA; 49°S - 55°S). A área de estudo está inserida na latitude da ZVS, a leste da

Cordilheira dos Andes, onde a placa oceânica de Nazca subducta a placa continental Sul-americana com velocidade de 7 a 9 cm/ano e o ângulo de mergulho aumenta de  $\sim 20^\circ$  ao norte para  $>25^\circ$  ao sul (Stern, 2004).

A área de estudo está situada no terreno tectono-magmático definido como Cuyania, que está localizado a leste da ZVS e dista aproximadamente 530km da fossa do Chile. Essa distância é superior à sua posição em relação ao Oceano Atlântico, e por esta razão, os autores definiram o termo região “extra” *back-arc* da Patagônia. Na ZVS, a placa oceânica de Nazca subducta a placa continental Sul-americana com velocidade de 7 a 9 cm/ano e o ângulo de mergulho aumenta de  $\sim 20^\circ$  ao norte para  $>25^\circ$  ao sul (Stern, 2004). O manto litosférico subcontinental (SCLM) do terreno Cuyania é representado nesse estudo pelos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca ( $37^\circ 01'S$  -  $68^\circ 07'W$  - Bertotto, 1996, 1997, 2000, 2003 e 2006; Jalowitzki *et al.*, 2008b), que está localizado na Província Basáltica Andino-Cuyana, oeste da Província de La Pampa (Fig. 1). A Província Basáltica Andino-Cuyana cobre aproximadamente  $15.900\text{km}^2$  (Bermúdez *et al.*, 1993) nos territórios de Mendoza e La Pampa, estando representada por estratovulcões, caldeiras vulcânicas, domos e vulcões monogenéticos.

O terreno Cuyania é um dos terrenos tectono-magmáticos que fizeram parte do complexo sistema envolvendo a colagem de terrenos continentais acrescidos ao sudoeste da proto-margem do Gondwana desde o Proterozóico Superior. Os principais processos de acreção na margem oeste da América do Sul são as colagens do: i) do terreno Pampia ao Cráton Río de La Plata; ii) do terreno Cuyania ao terreno Pampia; iii) do terreno Chilenia ao terreno Cuyania; iv) e do Maciço Deseado ao Maciço Norte Patagônico (e.g. Thomas & Astini, 2003; Ramos, 2004). Segundo Thomas & Astini (2003), o terreno Cuyania é um bloco rifteado do Laurentia durante o Ordoviciano e sua acreção do terreno Cuyania ao terreno Pampia e o posterior amalgamento do terreno Chilenia na sua margem oeste do terreno Cuyania ocorreram durante o Siluriano-Devoniano ou após esse período. O terreno Cuyania é caracterizado por uma extensa plataforma carbonática do Paleozóico Inferior, por um embasamento metamórfico do Mesoproterozóico e pela ocorrência de magmatismo alcalino e carbonatítico (e.g. Casquet *et al.*, 2008). Atualmente a região de extra *back-arc* situada a leste da ZVS sofre a influência da placa de Nazca, que subducta a placa Sul-americana, e das antigas zonas de subducção formadas durante a acreção dos terrenos continentais durante o Fanerozóico. O somatório desses eventos tectônicos pode ter exercido um papel significativo na evolução do SCLM abaixo da área de estudo.

A ocorrência de xenólitos mantélicos em basaltos alcalinos de diversas localidades da Patagônia Argentina (e.g. El Mojon, Estancia Alvarez, Gobernador Gregores, Prahuaniyeu, Pali-Aike, Cerro de los Chenques, Tres Lagos) tem sido alvo de estudos de diversos pesquisadores (e.g. Stern *et al.*, 1989; Gorrington & Kay, 2000; Laurora *et al.*, 2001; Rivalenti *et al.*, 2004 e 2007; Bjerg *et al.*, 2005 e 2009; Conceição *et al.*, 2005, 2007 e 2008; Schilling *et al.*, 2005 e 2008; Ntaflos *et al.*, 2007; Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr., 2008; Pressi *et al.*, 2008; Gervasoni *et al.*, 2008 e Gervasoni, 2009; Dantas *et al.*, 2009), mas informações geoquímicas do SCLM abaixo do vulcão Agua Poca e do terreno Cuyania são relativamente escassas. O vulcão Agua Poca e alguns dos demais vulcões pertencentes à Província Basáltica Andino-Cuyana foram alvo de diversos estudos realizados por Bertotto (1996, 1997, 2000, 2003 e 2006) e Bertotto *et al.* (2006). As principais informações obtidas por esse autor através da química mineral são: i) a paragênese mineral identificada nas amostras de xenólitos mantélicos é formada por olivina (fosterita), ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio) e espinélio (aluminoso); ii) cálculos de fusão a partir do #Cr do espinélio indicam que as amostras estudadas por esse autor foram submetidas a taxas de fusão de 1 a 5,5%; iii) dados de geobarometria indicam temperaturas entre 960 e 1.099°C para pressões entre 10 e 18 kbar. Outra importante contribuição desse autor para a evolução do conhecimento na área de interesse é o estudo envolvendo descrições de litofácies. O estudo em detalhe sobre a geoquímica de rocha total da área é escasso e faz-se necessário para o melhor entendimento dos processos atuantes no SCLM do vulcão Agua Poca, que é o único com ocorrência de xenólitos na Província de La Pampa.

Os produtos vulcânicos aflorantes no extra *back-arc* Andino (36° - 44°S) são predominantemente compostos por basaltos alcalinos com características do tipo Basaltos de Ilhas Oceânicas (OIBs) e secundariamente por basaltos toleíticos (e.g. Stern *et al.*, 1990; Kay *et al.*, 2006; Orihashi *et al.*, 2006; Jalowitzki, 2008; Jalowitzki *et al.*, 2007, 2008a e 2009). Jalowitzki, 2008 e Jalowitzki *et al.* (2007, 2008a e 2009) discutiram dados geoquímicos de onze vulcões que contém xenólitos mantélicos (36° - 44°S) e que são predominantemente compostos por basanitos e traquibasaltos alcalinos. Nesse estudo as amostras dos onze vulcões foram separadas em dois grupos a partir das suas características petrográficas, geoquímicas e isotópicas. Os autores concluíram que os basaltos dos Grupos I e II foram gerados com por menos de 3% de fusão parcial a partir de um manto com características OIB na zona de estabilidade da granada, mas sofreram eventos metassomáticos distintos: O Grupo II é enriquecido devido a um



processo metassomático relacionado à adição de fluidos aquosos derivados zona de subducção, enquanto que o Grupo I representa o produto de fusão do manto litosférico com assinatura geoquímica do tipo OIB e com flogopita (ou pargasita potássica) estável. A partir de suas características petrográficas, geoquímicas e isotópicas, o magmatismo alcalino que gerou o vulcão Agua Poca faz parte dos basaltos pertencentes ao Grupo II definido por Jalowitzki (2008) e Jalowitzki *et al.* (2007, 2008a e 2009), que hospedam as amostras de xenólitos mantélicos coletadas para a realização desse trabalho.

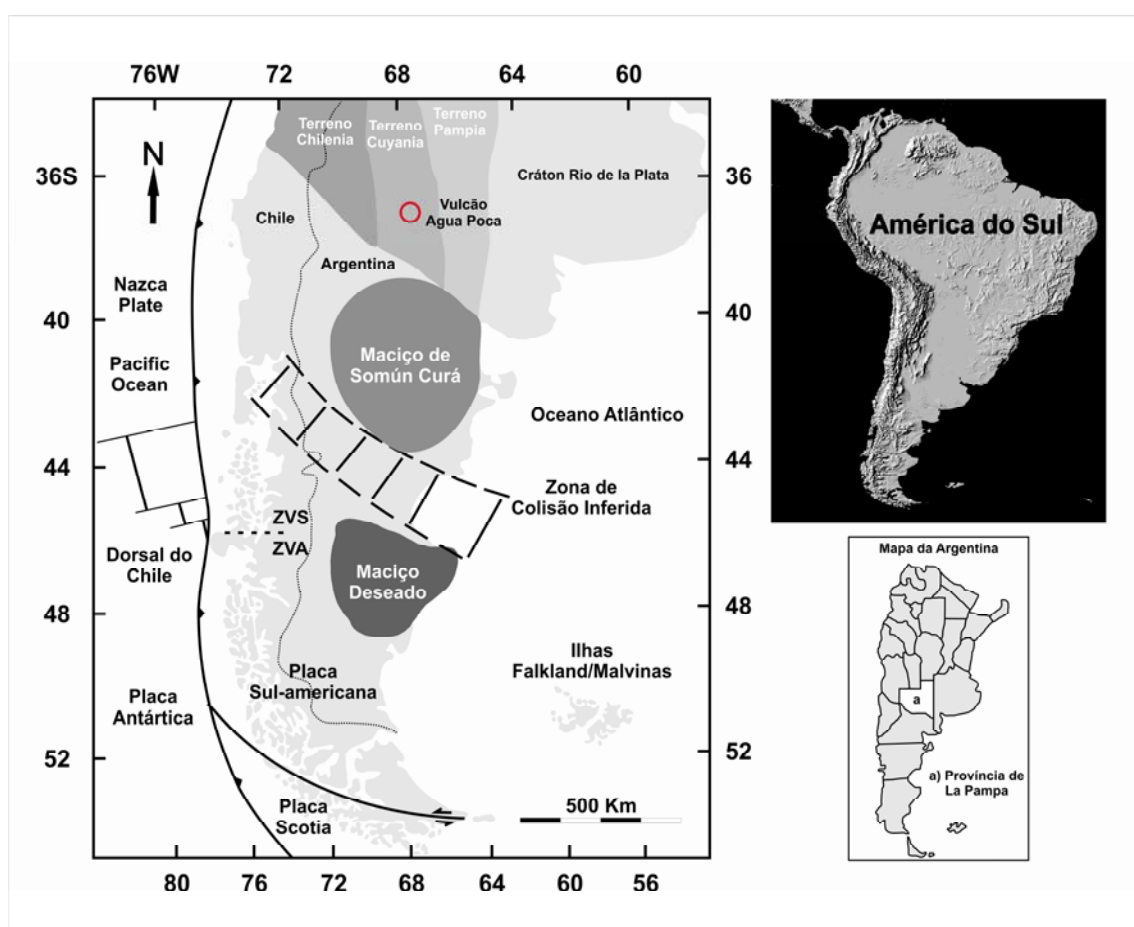


Figura 1. Mapa modificado de Schilling *et al.* (2008) mostrando o sul da América do Sul contendo o ambiente geotectônico atual e a localização do vulcão Agua Poca. Também estão figurados o Cráton Río de La Plata e os terrenos Pampia, Cuyania e Chilena, que foram acretados à margem oeste do Gondwana desde o Proterozóico, e o limite de subducção inferido entre o Maciço Norte Patagônico e o Maciço Deseado.

### 3. MÉTODOS ANALÍTICOS

A análise de elementos maiores foi realizada no laboratório do CPGq-IG da UFRGS. Cerca de 2g de amostra de rocha total pulverizada foi utilizada para determinação da concentração dos elementos maiores. A metade do material foi pesada e posta em forno sob altas temperaturas por um dia e então pesada novamente para determinação de perda ao fogo. O restante do material foi fundido com o auxílio de tetraborato de lítio para formar uma pastilha vítrea. As análises de elementos maiores foram realizadas no espectrômetro de fluorescência de raios-x Rigaku RIX 2000, conforme procedimentos convencionais através de curvas de calibração definidas por padrões geológicos internacionais. Os elementos maiores e as concentrações de alguns elementos (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba) foram determinados por fluorescência de raios-X (XRF) e as concentrações de outros elementos traço foram obtidas através do método LA-ICPMS (Thermo Elemental VG Elemental PlasmaQuad $\Omega$ ), ambos no Earthquake Research Institute, The University of Tokyo. O ICP-MS é equipado com Sorption interface (Hirata & Nesbitt, 1995) e CHICANE ion lens (Iizuka & Hirata, 2004). O sistema de laser ablation é o UP-213 laser system (New Wave Research) de frequência quadruplicada Nd-YAG UV ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ ) com comprimento de onda de 266 nm e diâmetro de amostragem de 40 $\mu\text{m}$ . O sistema do laser foi operado na modalidade do Q-interruptor, com energia de pulso de  $\sim 100 \text{ mJ/cm}^2$ , repetição do pulso de 10 Hz e ablação de 120s. Em ordem, para minimizar o fracionamento elementar durante a ablação, o ponto da ablação foi alterado a cada 20s, totalizando seis crateras de ablação com 3x2 de grade e um intervalo de 100 $\mu\text{m}$  foi produzido dentro do período da integração (120 segundos). As abundâncias de Y e de REE de doze rochas como materiais de referência foram medidas com o intuito de definir composições variáveis desde ultramáficas até félsicas (JA-1, JA-2, JA-3, JB- 1a, JB-2, JB-3, JG-1a, JG-2, JG-3, JGb-1, JR-1 e JR-2). A separação/posição dos materiais de referência analisados foi definida como segue; JA-1, JA- 2 e JA-3 (andesito), JB-1a, JB-2 e JB-3 (basalto), JG-1a, JG-2, JG-3 e JGb-1 (granito e gabro); e JR-1 e JR-2 (riolito). No caso específico deste estudo foram adotados os padrões JB-2. As pastilhas fundidas de vidro para análise de XRF foram preparadas a partir da mistura de 1.8 g de pó da amostra com 3,6 g de metaborato/tetraborato de lítio. 0,54 g de nitrato do lítio foram adicionados como oxidante do ferro na amostra de rocha total e misturado por três minutos. Esta mistura foi aquecida até 1200°C durante 15 minutos em um cadinho

95%Pt-5%Au com diâmetro interno de 30 mm, usado em um amonstrador automático de pastilha de vidro fundida. O procedimento detalhado e teste da homogeneidade da pastilha de vidro fundida para análise de elementos maiores na XRF são descritas por Tanaka & Orihashi (1997) e Tani *et al.* (2002). A descrição detalhada sobre o método empregado na obtenção dos dados por XRF e LA-ICPMS foram descritos por Tani *et al.* (2002) e por Orihashi & Hirata (2003), respectivamente.

As análises isotópicas em rocha total nos sistemas isotópicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foram geradas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq - IG da UFRGS com a utilização de espectrômetro de massa multi-coletor por ionização térmica TIMS (VG Sector 54). As amostras pulverizadas de rocha total foram previamente lixiviadas a frio com HCl 0,25N em ultra-som por uma hora com o propósito de eliminar as impurezas. Na etapa seguinte as amostras foram dissolvidas utilizando-se frascos de teflon (Savilex) aquecidos em chapa quente a temperaturas superiores a 100°C (exceção para os procedimentos com água régia, onde foram utilizadas temperaturas na ordem de 50°C) com misturas de HF e HNO<sub>3</sub> concentrados e soluções de HCl 6N, até a dissolução completa da amostra. Após a dissolução, as amostras foram diluídas em 3ml de HCl 2,5N e dispostas em tubos de ensaio. Para realização das análises de Rb-Sr e Sm-Nd foram adicionadas quantidades específicas de traçadores (*spikes*) mistos. As amostras permaneceram aquecidas (~40°C) e passaram por procedimentos periódicos de agitação por, pelo menos, sete dias para que os possíveis problemas de dissolução e homogeneização entre as amostras e os *spikes* fossem minimizados. A separação do Rb, Sr, Sm e Nd foi feita através de colunas preenchidas por resina de troca catiônica AG-50W-X8 (200 - 400 mesh) e aniônicas LN-B50-A (100 - 200 mesh) empregando-se HCl de acordo com procedimentos similares àqueles descritos por Patchet & Ruiz (1987). As amostras (soluções individuais de Rb, Sr e Sm e Nd) foram secas e depositadas com auxílio de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> com concentrações específicas para cada um dos elementos sobre filamentos simples de Ta (Rb, Sr, Sm) e triplo de Ta-Re-Ta (Nd). As razões isotópicas foram determinadas no modo *static* multi-coletor, utilizando coletores Faraday. Razões de Sr e Nd foram normalizadas para  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  e  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Medidas dos padrões NIST foram: NBS-987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710260 \pm 0.000014$ ), La Jolla ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511859 \pm 0.000010$ ). Valores de brancos para Sr, Rb, Sm e Nd são 60pg, 500pg, 150pg, 500pg; respectivamente.

## 4. PETROGRAFIA

### 4.1. *Basaltos hospedeiros*

A descrição petrográfica dos basaltos do vulcão Agua Poca pode ser encontrada com detalhamento em Jalowitzki (2008) e Jalowitzki *et al.* (2008b). Os basaltos alcalinos não são alterados e apresentam textura porfírica, glomeroporfírica e traquítica, cuja matriz é fanerítica fina com pequenos cristais de plagioclásio em abundância. Ainda são identificadas textura magmática intersticial (cristais de forma tabular, nos quais os interstícios são ocupados por cristais anédricos) e intergranular (cristais euédricos, subédricos ripiformes de plagioclásio contendo grãos intersticiais de clinopiroxênio). Os basaltos apresentam fenocristais de olivina, plagioclásio e clinopiroxênio e a associação mineralógica da matriz é formada por olivina, plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e vidro. Os minerais acessórios identificados são apatita, principalmente incluso em plagioclásio, e feldespatoide (nefelina).

### 4.2. *Xenólitos mantélicos*

Em amostras de mão, os xenólitos mantélicos chegam a medir 9 x 8cm, usualmente não estão alterados e são compostos basicamente por olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Treze amostras representativas da suíte de xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca foram escolhidas para este estudo e são classificadas petrograficamente como lherzolitos (LAP03, LAP06, LAP07, LAP12, LAP13, LAP45, LAP75, LAP80 e LAP91), harzburgitos (HAP10 e HAP15), websterito (WAP78) e clinopiroxenito (CAP11) anidros da fácies espinélio (Tabela 1; Figura 2). A composição modal dos peridotitos mostra que os lherzolitos têm elevada proporção de clinopiroxênio modal (usualmente >8%). As texturas dos xenólitos mantélicos (Mercier & Nicolas, 1975), em ordem de abundância, são: protogranular (LAP03, LAP06, LAP07, CAP11, LAP12, LAP13, LAP45, LAP75 e WAP78), protogranular a porfiroclástica (HAP10), porfiroclástica (LAP80, HAP15 e WAP78) e porfiroclástica a equigranular (LAP91), todas do tipo I. Com base na nomenclatura utilizada na classificação das texturas de peridotitos proposta por Mercier & Nicolas (1975), é possível afirmar que as amostras LAP91, LAP80, HAP15 e HAP10 foram submetidas a



A **olivina** é fosterítica, predominantemente anédrica e, em menor proporção, subédrica. Fraturas muitas vezes são identificadas nos cristais de olivina. Os limites de grãos são predominantemente e em ordem de abundância: rugosos, curvilíneos e poligonais. Isoladamente é identificado processo de recristalização com presença de subgrãos nas amostras, sendo que os cristais recristalizados normalmente possuem tamanho igual ou menor que 1 mm e textura granoblástica poligonal, que normalmente forma junções trípliques de 120°. Os cristais anédricos de olivina são predominantes e geralmente são porfiroclastos que chegam a medir 6 x 4mm. Os cristais subédricos de olivina (0,1 a 1,2mm) ocorrem em menor proporção e podem ser produto de recristalização, estando geralmente inclusos nos ortopiroxênios. Todas as amostras contêm porfiroclastos de olivina com *kink bands* e extinção ondulante.

O **ortopiroxênio** é classificado como enstatita, tem cor rósea à luz natural e ocorre preferencialmente na forma de grandes cristais anédricos, com freqüentes lamelas de exsolução de clinopiroxênio. O tamanho máximo observado é de 6,4 por 10,7mm. O contato com os outros cristais é predominantemente rugoso e curvilíneo, mas em alguns casos observam-se contatos poligonais no limite com clinopiroxênios.

O **clinopiroxênio** é classificado como diopsídio, tem cor verde à luz natural, é anédrico e mede até 2,3mm. Em alguns casos os limites entre os cristais de clinopiroxênio com os demais minerais formam ângulos de 120°, indicando processos de recristalização estática. A ocorrência de exsolução é comum na maioria das amostras.

O **espinélio** é marrom à luz natural e é predominantemente anédrico em contato com os piroxênios. Em menor proporção, os espinélios são subédricos com formas poligonais em contato com cristais de olivina subédrica, chegando a medir 1,2mm. Normalmente os espinélios ocorrem associados a o clinopiroxênio.

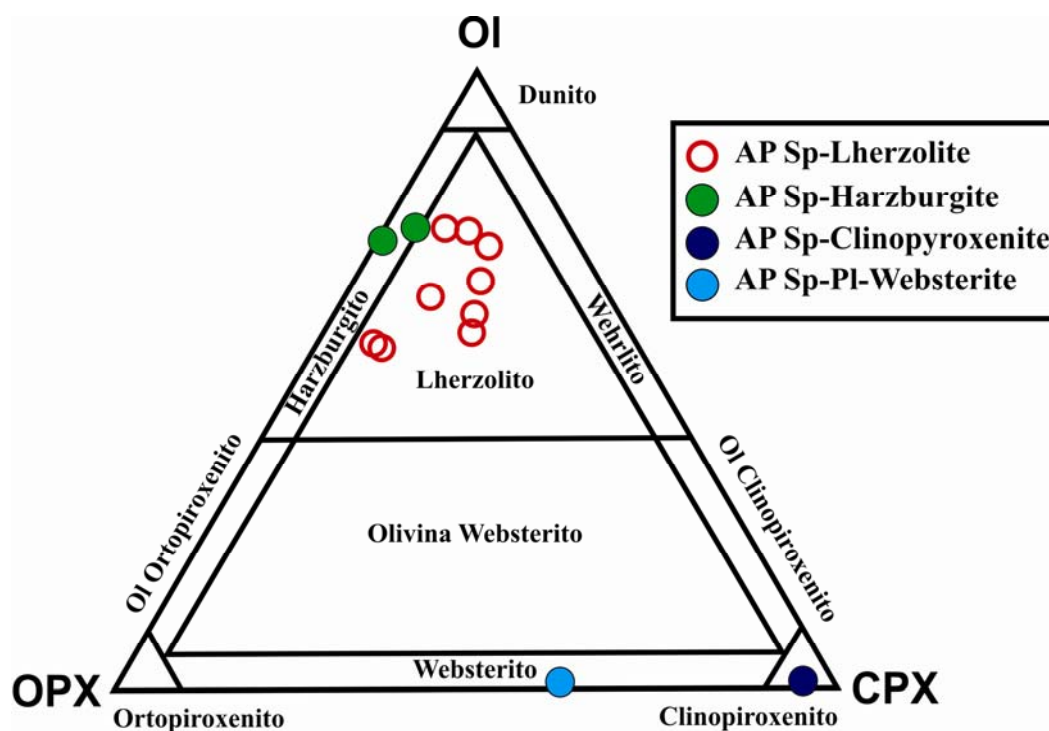


Figura 2. Composição modal (wt%) das amostras dos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca. Ol = olivina, OPX = orthopiroxênio e CPX = clinopiroxênio.

## 5. RESULTADOS GEOQUÍMICOS

### 5.1. Basaltos hospedeiros (elementos maiores, elementos traço, elementos terras raras e isótopos de Sr e Nd)

Duas amostras representativas de basaltos hospedeiros provenientes do vulcão Agua Poca (APH1 e APH2) foram analisadas e encontram-se amplamente descritas em Jalowitzki (2008) e Jalowitzki *et al.* (2007, 2008b, 2009). Conforme o diagrama classificatório TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) as amostras são traquibasaltos da série alcalina, com teores de álcalis total de 5,12 e 5,28% para teores de SiO<sub>2</sub> em torno de 46,5%. O #Mg [ $\#Mg = (100 * (MgO/40,3) / ((MgO/40,3) + (FeO * 0,9/71,8)))$ ] dos basaltos do vulcão Agua Poca está entre 60,86 (APH1) e 61,37 (APH2). A partir do diagrama multielementar, normalizado para o manto primitivo (MP) de Sun & McDonough (1989), observa-se que as amostras apresentam expressivo enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP) ( $Ce_N/Yb_N = 7,54 - 9,13$ ). As rochas hospedeiras do vulcão Agua Poca mostram anomalias amenas e são caracterizadas pelo enriquecimento em Ba, Nb, K, Pb, Sr e Zr; e empobrecimento em Rb, U, Ta, Sm e Ti. O empobrecimento relativo de HFSE, as relações de LILE >

HFSE, LREE > HREE e as anomalias positivas de elementos móveis (e.g. Ba, K, Pb e Sr) observadas no diagrama multielementar indicam que a fonte mantélica desses basaltos tem influência de fluidos relacionados a processos de subducção. As razões de Ce/Yb entre 27 - 33; e Ba/Ce entre 6,87 - 7,36, indicam que essas amostras são do tipo OIB. A razão Zr/Nb < 10 é característica de basaltos alcalinos do tipo OIB (e.g. Havaí e Islândia; Wilson, 1989) e as amostras estudadas apresentam valores de Zr/Nb entre 5,10 e 5,21, que é indicativo de fonte mantélica do tipo OIB. O fracionamento de ETRP em relação à ETRL ( $C_{eN} = 25,8 - 28,2$ ;  $Yb_N = 3,41 - 3,08$ ;  $C_{eN}/Yb_N = 7,54 - 9,13$ ) indicam uma fonte mantélica que contém granada (Gorring *et al.*, 2003).

Para realização dos cálculos de fusão para geração do produto de fusão (líquido), utilizou-se a equação (1) de *no-modal Batch melting* extraída de Shaw (2006), coeficientes de partição dos ETR (Shaw, 2000) e do Pb (Sims & DePaolo, 1997). Os cálculos ainda estão baseados na composição modal e geoquímica do manto primitivo (McDonough, 1990 e Sun & McDonough, 1989; respectivamente) e indicam taxas de fusão entre 3 e 4% para as amostras de basaltos do vulcão Agua Poca a partir do manto primitivo.

$$(1) C^l = \frac{C_0}{D_0 + F(1-P)}$$

Onde  $C^l$  = concentração total de elementos traço no líquido;  $C_0$  = concentração de elementos traço no sistema;  $D_0$  = coeficiente de partição total das fases líquidas originais;  $F$  = porcentagem da taxa de fusão;  $P$  = coeficiente de distribuição dos minerais que participam da fusão.

As razões isotópicas de 2 amostras de rocha total dos basaltos alcalinos do vulcão Agua Poca são:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,703937 - APH2 e 0,703158 - APH1),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,512844 - APH2 e 0,512959 - APH1) e  $\epsilon\text{Nd}$  (4,0283 - APH02 e 6,2681 - APH01). Esses valores são condizentes com os propostos por Hart & Zindler (1989) para o “*mantle array*” definido por basaltos tipicamente mantélicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702 - 0,706$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5124 - 0,5135$ ) e são muito similares àqueles apresentados por basaltos do tipo OIB.

## **5.2. Xenólitos mantélicos (elementos maiores, elementos traço, elementos terras raras e isótopos de Sr)**



Os dados geoquímicos de elementos maiores, elementos traço e elementos terras raras estão relacionados na Tabela 2. Para o melhor entendimento dos dados apresentados neste trabalho optou-se por separar os peridotitos (lherzolitos e harburgitos) dos piroxenitos (websterito e piroxenito). O #Mg dos peridotitos do vulcão Agua Poca (88,19 a 89,44) e dos piroxenitos (87,66 a 89,14) são condizentes com os valores propostos por McDonough (1990) para rochas provenientes do manto (#Mg >85) e estão pouco abaixo dos valores propostos para o manto primitivo (#Mg = 89,76). As amostras estudadas estão empobrecidas em componentes basálticos e as concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO e  $\text{TiO}_2$  mostram correlação negativa com o #Mg (Fig. 3). As concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e CaO são variáveis nos peridotitos ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,83 - 3,87$  e CaO = 0,58 - 4,06) e nos piroxenitos ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,11 - 13,72$  e CaO = 11,12 - 14,14). O diagrama que relaciona CaO vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 3) mostra que os xenólitos mantélicos de Agua estão inseridos no campo dos peridotitos do Fanerozóico (Griffin *et al.*, 1998), com exceção da amostras HAP15, e que estão empobrecidas em relação ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Teores de MgO  $\leq 44\%$  (peridotitos = 37,68 - 43,5 e piroxenitos = 20,58 - 21,1) e elevados conteúdos de CaO (usualmente >2,3%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (usualmente >2,6%) caracterizam a maioria das amostras de Agua Poca como férteis (segundo Ionov, 2004) e são consistentes com a alta porcentagem modal de clinopiroxênio observada nas amostras estudadas (Tabela 1).

Tabela 2. Análises geoquímicas em rocha total de elementos maiores, elementos traço e elementos terras raras das amostras de xenólitos mantélicos e das rochas hospedeiras do vulcão Agua Poca. Lherz: lherzolito; Harz: harzburgito; Webst: websterito; Cpxto: clinopiroxenito; TB: traquibasalto. Ainda estão relacionadas as estimativas do grau de fusão das amostras estudadas.

Amostra: Litotipo	AP03 Lherz	AP06 Lherz	AP07 Lherz	AP12 Lherz	AP13 Lherz	AP45 Lherz	AP75 Lherz	AP80 Lherz
<b>Geoquímica de rocha total</b>								
<b>Elementos maiores (wt%)</b>								
SiO <sub>2</sub>	44,70	43,57	44,36	45,01	45,62	45,37	44,19	43,06
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,16	0,15	0,24	0,17	0,24	0,16	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,32	2,62	3,05	3,74	3,87	3,84	3,81	2,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot)	9,40	9,99	9,83	9,39	9,56	9,34	9,31	10,37
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14
MgO	39,26	39,88	40,76	38,10	38,07	37,68	37,96	42,38
CaO	3,22	3,27	2,65	3,56	3,19	3,16	4,06	2,10
Na <sub>2</sub> O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,30	0,13
K <sub>2</sub> O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	nd
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,46	nd	0,01	nd	nd	0,04	nd
total	100,28	100,09	100,94	100,19	100,62	99,77	99,99	100,95
#Mg	89,21	88,76	89,14	88,92	88,74	88,87	88,97	88,99
<b>Elementos traço e elementos terras raras (ppm)</b>								
Cs	0,00645	-	0,00236	0,00364	0,00010	0,00010	0,01024	0,00017
Rb	0,10402	-	0,04493	0,09036	0,04321	0,00763	0,13873	0,02632
Ba	0,45	-	0,45	1,08	191473	0,86	3,60	0,35
Th	0,01710	-	0,00489	0,01291	0,01689	0,00807	0,00285	0,00101
U	0,00518	-	0,00180	0,00331	0,00295	0,00749	0,00771	0,00100
Nb	0,04424	-	0,02306	0,05885	0,04264	0,05922	0,02768	0,00783
Ta	0,02803	-	0,01394	0,00789	0,00565	0,06580	0,00818	0,00312
La	0,11160	-	0,02888	0,04469	0,06838	0,07753	0,06197	0,01022
Ce	0,29957	-	0,13013	0,14308	0,23673	0,28391	0,23781	0,07613
Pb	0,27682	-	0,99139	0,92734	0,60145	2,11000	0,14688	0,16446
Pr	0,05352	-	0,02844	0,03673	0,04937	0,05865	0,05536	0,02169
Sr	6,25000	-	4,10000	3,34000	5,45000	5,73000	4,96000	2,38000
Nd	0,30616	-	0,19224	0,26501	0,30100	0,36848	0,36673	0,16470
Sm	0,11949	-	0,08845	0,12861	0,13188	0,15354	0,16922	0,08055
Zr	2,96000	-	1,90000	2,48000	2,98000	3,73000	3,47000	1,61000
Hf	0,07779	-	0,05693	0,08111	0,08175	0,10258	0,10216	0,05732
Eu	0,04631	-	0,03834	0,05557	0,05292	0,06525	0,07091	0,03450
Ti	1318,5	-	899	1438,4	1018,8	1438,4	958,93	839,06
Gd	0,18908	-	0,15840	0,22873	0,21655	0,24502	0,28081	0,14061
Tb	0,03479	-	0,02876	0,04167	0,03860	0,04425	0,05133	0,02630
Dy	0,24808	-	0,20805	0,29654	0,27642	0,31103	0,37105	0,19110
Y	1,39	-	1,05	1,58	1,44	1,61	1,93	0,95
Ho	0,05490	-	0,04768	0,06575	0,06085	0,06921	0,08212	0,04277
Er	0,16928	-	0,14934	0,20054	0,18456	0,21415	0,24957	0,13285
Tm	0,02561	-	0,02238	0,02964	0,02823	0,03236	0,03793	0,02024
Yb	0,17587	-	0,15462	0,19945	0,18853	0,21929	0,25696	0,13932
Lu	0,02768	-	0,02350	0,03051	0,02969	0,03448	0,04039	0,02259
<b>Taxa de fusão estimada (%)</b>								
PM	14	-	16	12	13	11	8	17
DMM	8	-	9	6	7	5	3	10

Tabela 2. Continuação.

Amostra: Litotipo	AP91 Lherz	AP10 Harz	AP15 Harz	AP78 Webst	AP11 Clinop	APH1 TB	APH2 TB
<b>Geoquímica de rocha total</b>							
<b>Elementos maiores (wt%)</b>							
SiO <sub>2</sub>	43,64	43,16	45,54	46,38	50,57	46,52	46,56
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,15	0,07	0,10	0,42	1,86	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	2,59	1,83	13,72	7,11	14,38	14,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot)	10,24	10,18	10,16	5,87	5,73	11,88	11,85
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,17	0,16
MgO	38,66	42,21	43,50	21,10	20,58	9,33	9,51
CaO	3,28	2,33	0,58	11,12	14,14	8,63	8,62
Na <sub>2</sub> O	0,09	nd	nd	0,45	0,56	3,78	3,66
K <sub>2</sub> O	nd	nd	nd	nd	nd	1,42	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd	0,13	nd	0,01	0,00	0,53	0,49
total	99,78	100,89	101,82	98,89	99,25	98,54	98,44
#Mg	88,19	89,14	89,44	87,67	87,66	60,85	61,36
<b>Elementos traço e elementos terras raras (ppm)</b>							
Cs	0,00064	0,00554	0,00116	0,00113	6,94	0,61539	0,50554
Rb	0,02393	0,11331	0,06046	0,01060	0,01961	27,33	26,18
Ba	0,99	2,13	0,55	1,45	0,34	343,72	337,22
Th	0,00370	0,01863	0,00458	0,01153	0,00335	3,34	3,51
U	0,00212	0,04050	0,00242	0,00818	0,00457	0,79	0,70
Nb	0,03259	0,26101	0,04691	0,01737	0,05327	34,91	33,40
Ta	0,00518	0,03113	0,00549	0,00327	0,01287	1,73	1,81
La	0,07719	0,44396	0,02653	0,03110	0,14675	23	23,24
Ce	0,35737	0,77348	0,05980	0,08545	0,69432	50,05	45,79
Pb	0,14576	0,11833	0,02565	0,07370	0,12102	2,42	1,86
Pr	0,07197	0,10761	0,00795	0,01421	0,14908	5,90	5,90
Sr	5,05000	7,20000	2,45000	4,55000	1,55000	629,78	624,87
Nd	0,43311	0,48369	0,03595	0,07773	0,94034	24,77	25,38
Sm	0,16486	0,13504	0,01089	0,02828	0,37916	5,57	5,74
Zr	3,69000	4,46000	1,02000	0,44218	5,92000	178,08	174,13
Hf	0,09991	0,07472	0,01767	0,01545	0,17452	3,90	4,06
Eu	0,06740	0,04399	0,00433	0,01907	0,15920	2,05	2,08
Ti	1558,2	899	419,53	599,33	2517,2	11202,7	11232,7
Gd	0,24576	0,18652	0,01682	0,05769	0,56640	4,98	5,41
Tb	0,04403	0,03144	0,00308	0,01120	0,10033	0,71	0,82
Dy	0,30276	0,21400	0,02581	0,08752	0,68801	3,86	4,23
Y	1,52	1,22	0,18	0,29	3,01	22,09	21,93
Ho	0,06669	0,04669	0,00665	0,02026	0,14759	0,72	0,77
Er	0,19803	0,14472	0,02629	0,06233	0,42714	1,82	2
Tm	0,02920	0,02213	0,00493	0,00959	0,05967	0,24	0,25
Yb	0,19945	0,14635	0,04135	0,06513	0,38333	1,52	1,68
Lu	0,03111	0,02289	0,00734	0,00999	0,05588	0,19	0,24
<b>Taxa de fusão estimada (%)</b>							
PM	12	17	29	26	3	4	3
DMM	6	10	20	18	~1	-	-

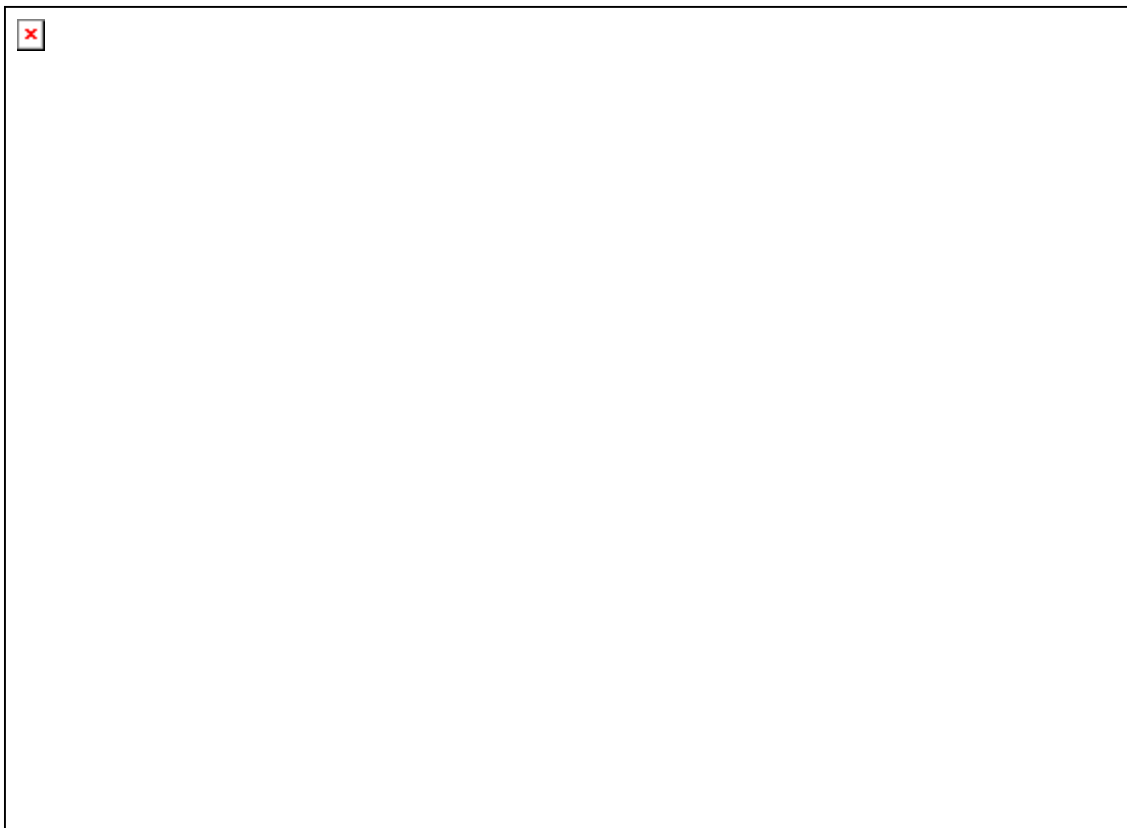


Figura 3. Variação dos principais elementos maiores em amostras de rocha total do vulcão Agua Poca. (a)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. #Mg; (b) CaO vs. #Mg; (c)  $\text{TiO}_2$  vs. #Mg; (d) CaO vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Os campos de peridotitos do Arqueano e do Fanerozóico definidos por Griffin *et al.* (1998) são utilizados para comparação no diagrama que relaciona CaO vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

O diagrama multielementar, normalizado para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Fig. 4a-b), mostra que as amostras do vulcão Agua Poca são empobrecidas em relação ao manto primitivo e em ETRL comparados aos ETRP ( $\text{Ce}/\text{Yb} = 0,15 - 0,5$ ), com exceção da HAP10 (1,46), que demonstra re-enriquecimento caracterizado pelo padrão de  $\text{ETRL} > \text{ETRP}$  (Fig. 5a-b). A amostra HAP15 apresenta um distinto padrão em “U” observado nos elementos REE ( $\text{Ce}_N/\text{Gd}_N = 1,19$ ;  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0,33$ ), que é sugestivo de metassomatismo críptico (Downes & Dupuy, 1987). Os lherzolitos são caracterizados no diagrama multielementar por apresentarem expressivo enriquecimento em Ba, U, Ta, Pb e Ti, acompanhado do empobrecimento em Rb, Th, Nb, La e Y. Os harzburgitos apresentam maior heterogeneidade composicional, estando a amostra HAP10 enriquecida em Ba, U, Ta, Pb, Zr e Ti e empobrecida em Rb, Th e Nb; enquanto a amostra HAP15 mostra enriquecimento em U, Ta, Pb, Sr, Zr, Hf e Ti e empobrecimento em Th, Nb e La. Os piroxenitos enriquecem em Ba, U, Ta, Pb e



Tabela 3. Continuação.

<b>Amostra: Litotipo</b>	<b>AP91 Lherz</b>	<b>AP10 Harz</b>	<b>AP15 Harz</b>	<b>AP78 Webst</b>	<b>AP11 Clinop</b>	<b>APH1 TB</b>	<b>APH2 TB</b>
<b>Isótopos de Rb-Sr</b>							
<b>Rb (ppm)</b>	0,004	0,01254	-	-	0,13975	40,22	13,5
<b>Sr (ppm)</b>	8,37	5,62	-	-	21,8	1084,75	588,76
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0,00147	0,0065	-	-	0,01865	0,1079	0,06675
<b>Erro (SD)</b>	0,00002	0,00085	-	-	0,00038	0,0017	0,0018
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70426	0,70502	-	-	0,70287	0,70315	0,70393
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <i>i</i>	0,70425	0,70499	-	-	0,70287	0,70311	0,7039
<b>Isótopos de Sm-Nd</b>							
<b>Sm (ppm)</b>	-	-	-	-	-	8,27	4,37
<b>Nd (ppm)</b>	-	-	-	-	-	55,81	24,42
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	-	-	-	-	-	0,08963	0,10824
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	-	-	-	-	-	0,51295	0,51284
<b>Erro (ppm)</b>	-	-	-	-	-	0,0013	0,0014
<b>Nd</b>	-	-	-	-	-	6,26	4,02
<b>TDM</b>	-	-	-	-	-	134,03	314,1

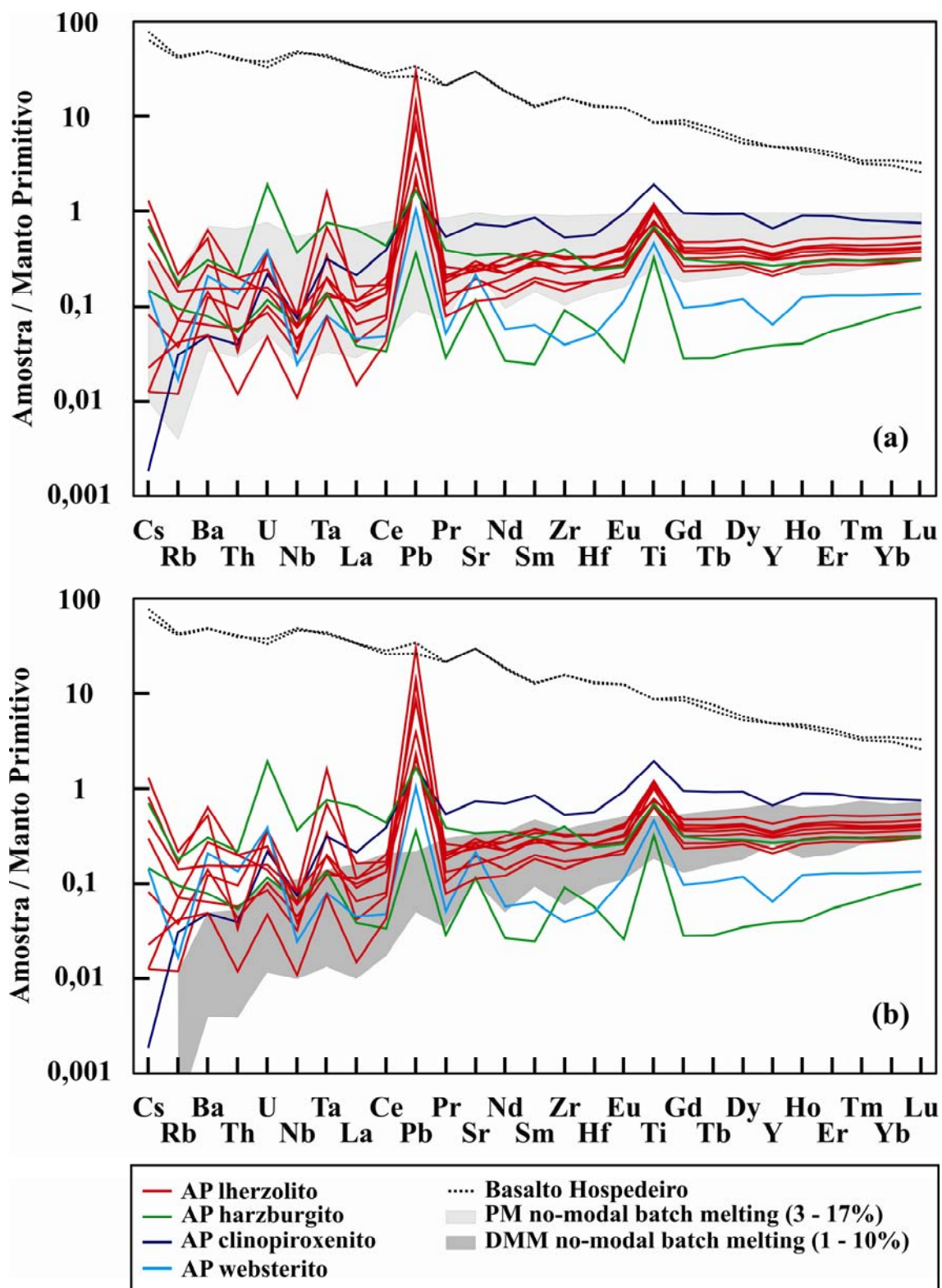


Figura 4. Diagrama multielementar contendo as amostras de xenólitos mantélicos e basaltos alcalinos do vulcão Agua Poca. Para comparação foram plotados os resíduos de fusão fracionada não modal a partir das composições do MP (a) e DMM (*Depleted Mantle Morb*, Workman & Hart, 2005) (b). Ver maiores detalhes no texto.

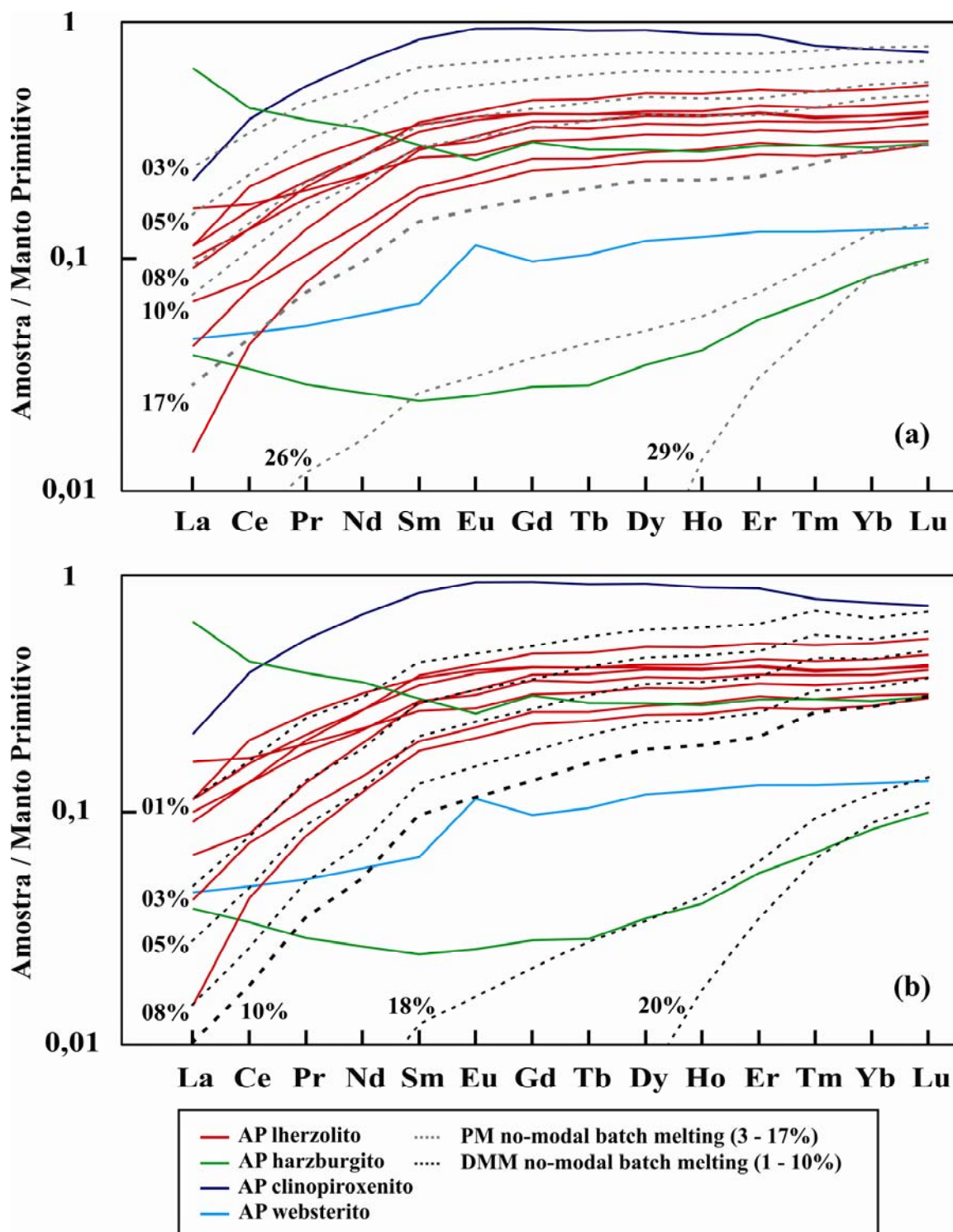


Figura 5. Diagrama de elementos terras raras contendo as amostras de xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca. Para comparação foram plotados os resíduos de fusão fracionada não modal a partir das composições do MP (a) e DMM (b). Ver maiores detalhes no texto.



## 6. DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Um dos mais importantes processos metassomáticos que afetam a característica geoquímica e isotópica de xenólitos mantélicos se deve à interação com a rocha hospedeira desde o início do transporte do xenólito até ao extravasamento da lava na superfície (Schilling *et al.*, 2005). Rivalenti *et al.* (2004) sugerem que o estudo geoquímico e isotópico em amostras de rocha total de xenólitos mantélicos é comprometido devido à infiltração promovida pela interação com o basalto hospedeiro, sugerindo ainda que análises químicas realizadas no núcleo de minerais são mais precisas.

As amostras de Agua Poca têm razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  baixas a moderadas (0,702874 - 0,704999, com média de 0,7040350), sendo que seu enriquecimento não tem relação com o processo de contaminação normalmente gerado pelo contato com o basalto hospedeiro durante a ascensão do magma até a superfície (valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos basaltos = 0,70316 e 0,703937) e isso é mostrado nos diagramas que relacionam  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Sr e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig. 6a-b). A partir desses diagramas ainda é possível definir que o aumento na razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é acompanhado da diminuição das concentrações de  $\text{SiO}_2$  (wt%) e Sr (ppm), sugerindo que o enriquecimento na razão isotópica é anterior a sua ascensão à crosta. Essa afirmação é corroborada pelos dados publicados por Conceição *et al.* (2005), que obtiveram valores elevados de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,51342) e  $\epsilon\text{Nd}$  (15,3) para a amostra LAP80.

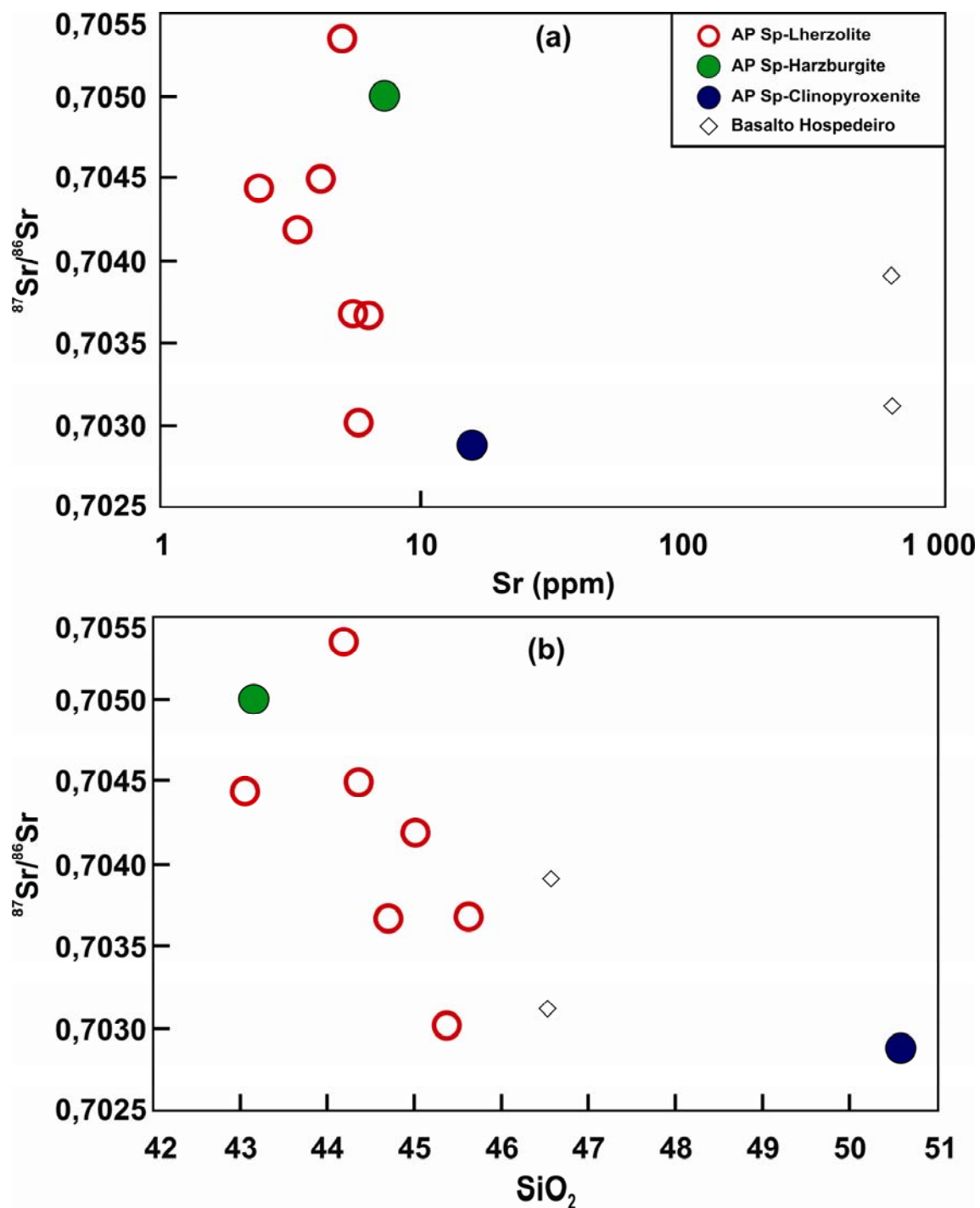


Figura 6. Diagrama isotópico mostrando que o enriquecimento de Sr radiogênico ocorre na fonte do manto, sem ter relação com o processo de contaminação gerado pelo contato com o basalto hospedeiro a ascensão do magma até a superfície. (a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Sr (ppm) e (b)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. SiO<sub>2</sub>.

### 6.1. Eventos de fusão no SCLM do vulcão Agua Poca

O padrão geoquímico que caracteriza com maior eficácia o processo de fusão parcial ao qual o SCLM do vulcão Agua Poca foi submetido é o fracionamento de ETRL em relação aos ETRP. As amostras de harzburgitos são a exceção, pois estão enriquecidas nos ETRL em relação aos ETRP, indicando processo metassomático. O processo de fusão observado na área de estudo ainda é evidenciado pelo empobrecimento de ETRP em relação do manto primitivo ( $<1$ ) no diagrama multielementar e pelas baixas concentrações de Ca (0,41 a 2,54) e Al (0,96 a 2,04) das amostras de peridotitos de Agua Poca em relação aos valores estimados para o manto primitivo (Ca = 2,57 e Al = 2,35; McDonough, 1990), com exceção da amostra LAP75 (Ca = 2,9; Al = 2,01). O padrão empobrecido em elementos basálticos nas amostras de peridotito (Rivalenti *et al.*, 2004 e Schilling *et al.*, 2005) em relação ao manto primitivo está relacionado a processos de fusão parcial. As amostras de piroxenitos (WAP78 e CAP11) têm concentrações de Ca (7,94 e 10,1, respectivamente) e Al (7,26 e 3,76, respectivamente) acima do manto primitivo, que se justifica pela elevada composição modal de clinopiroxênio.

Para melhor compreender o processo de fusão, foram utilizados cálculos a partir de fontes com características composicionais do manto primitivo e do manto depletado. Para tanto, utilizou-se a equação (2) de fusão fracionada em equilíbrio não modal (*no-modal Batch melting*) extraída de Shaw (2006) e os coeficientes de partição de White (2007), com exceção dos ETR (Shaw, 2000), Pb (Sims & DePaolo, 1997) e Ti (Ionov *et al.*, 2002). Os cálculos ainda estão baseados na composição modal e geoquímica do manto primitivo (McDonough, 1990 e Sun & McDonough, 1989; respectivamente) e do manto depletado (Workman & Hart, 2005). A premissa do método empregado é o fracionamento dos ETRP (ver Fig. 5a-b), que não oscilam durante processos de fusão. Embora os xenólitos mantélicos de Agua Poca possam não ser o produto direto da fusão do manto primitivo, o processo de fusão pode ser bem caracterizado por esse método.

$$(2) C^s = \frac{(D_0 - PF)C_0}{(1-F)(D_0 + F(1-P))}$$

Onde  $C^S$  = concentração total de elementos traço no sólido;  $C_0$  = concentração de elementos traço no sistema;  $D_0$  = coeficiente de partição total das fases sólidas originais;  $F$  = porcentagem da taxa de fusão;  $P$  = coeficiente de distribuição dos minerais que participam da fusão.

A partir desses cálculos, pode-se verificar que as razões envolvendo ETRL/ETRP (e.g. Ce/Yb) fracionam significativamente quando o manto primitivo (Sun & McDonoug, 1989) e o manto depletado (Workman & Hart, 2005) são submetidos a graus de fusão de até 17% (Fig. 7). A maioria das amostras estudadas é empobrecida em LREE/HREE ( $Ce_N/Yb_N < 0,5$ , com exceção da amostra HAP10;  $Ce_N/Yb_N = 1,46$ ) quando comparadas ao manto primitivo ( $Ce/Yb = 3,6$ ), mas tem valores abaixo do definido para manto depletado ( $Ce/Yb = 1,51$ ). Quando a razão Ce/Yb das amostras estudadas é comparada com as curvas que representam até 10% do resíduo de fusão fracionada a partir do manto primitivo e até 17% de fusão fracionada a partir do manto depletado, a totalidade das amostras do vulcão Agua Poca mostra enriquecimento em relação ao resíduo de fusão do manto primitivo e do manto depletado. Esse comportamento sugere que o SCLM do vulcão Agua Poca foi submetido a processos de empobrecimento (de ~1 a 10% a partir do DMM ou de 3 a 17% a partir do MP), mas posteriormente foi re-enriquecido. As amostras HAP15 e WAP78 mostram graus de fusão muito elevados (18 e 20% a partir do DMM e 26 e 29% a partir do MP, respectivamente) e representam uma porção do manto mais empobrecida.

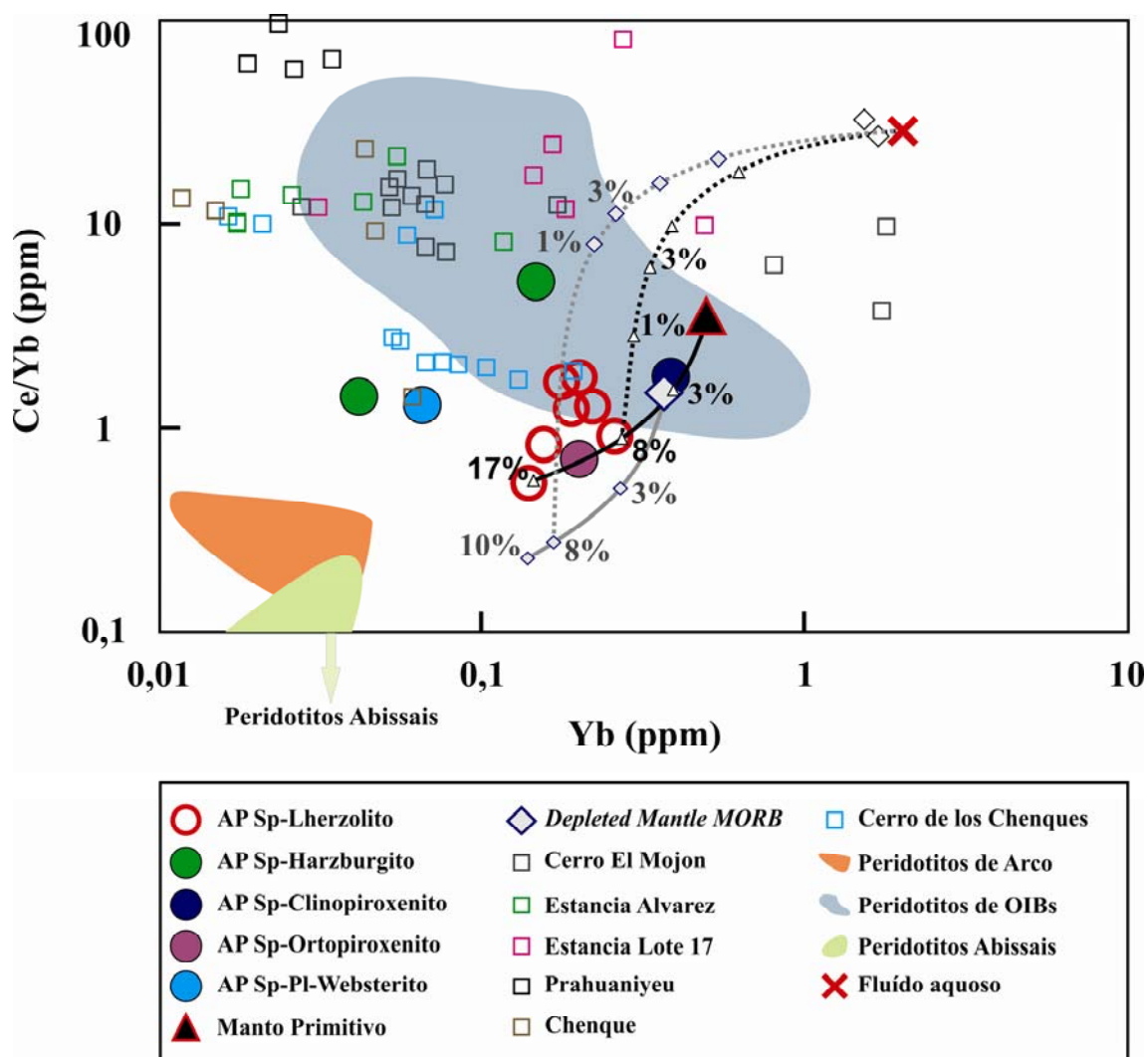


Figura 7. O diagrama que relaciona Ce/Yb vs. Yb mostra que os xenólitos mantélicos de Agua Poca são moderadamente empobrecidos. A maioria das amostras estudadas está empobrecida na razão Ce/Yb quando comparas aos valores definidos para o MP e apresentam valores similares ao DMM. Quando as razões Ce/Yb das amostras estudadas são comparadas com as curvas que representam o resíduo de fusão do MP com até 17% de fusão parcial e do DMM com até 10% de fusão parcial, a maioria das amostras (exceto pelas amostras LAP75 e LAP12) mostra enriquecimento em relação ao MP e todas estão enriquecidas em relação do DMM.

Schilling *et al.* (2008) apresentam dados de Re-Os de xenólitos mantélicos de diversas localidades da Patagônia, inclusive so vulcão Agua Poca. Nesse estudo os autores sugerem que o manto litosférico abaixo do vulcão Agua Poca está relacionado geocronologicamente ao embasamento do terreno Cuyania (1,0 - 1,2 Ga), mas também pode estar relacionado ao embasamento do cráton Rio de la Plata (2,0 - 2,2 Ga). Esse estudo ainda atribuiu idades de 1,57Ga, 0,89Ga e 0,33Ga para as amostras

HAP15, LAP80 e LAP91, respectivamente. Com base nessa informação é possível relacionar as amostras mais antigas aos maiores graus de fusão parcial, estando a amostra HAP15 mais empobrecida, LAP80 é a intermediária e a LAP91 é a menos empobrecida (ver Tabela 2).

## 6.2. Disjunção da razão Nb/Ta no SCLM

Razões envolvendo elementos pares (e.g. Nb/Ta e Zr/Hf) não deveriam fracionar durante a fusão parcial do manto com mineralogia da fácies espinélio (olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, espinélio), onde o clinopiroxênio hospeda a maioria dos elementos incompatíveis (Weyer *et al.*, 2003). Entretanto, reservatórios eclogíticos (devido à presença de rutilo) e magmas alcalinos ou carbonatíticos, devido ao alto coeficiente de partição desses elementos para esses líquidos, podem conter razões supercondríticas de Nb/Ta. Baixas razões Nb/Ta têm sido observadas na crosta continental do arqueano, MORBs, komatiitos e em xenólitos mantélicos fortemente empobrecidos (e.g. Wedepohl *et al.*, 1991; Xie & Kerrich, 1995; Münker *et al.*, 2002; Godard *et al.*, 2008). As rochas da Formação Ventana (bloco de San Rafael; Cingolani & Varela, 1999) e do bloco de Las Matras (Sato *et al.*, 2000) fazem parte do embasamento do terreno Cuyania e também mostram razões Nb/Ta muito baixas (Nb/Ta = 0,72 - 3,13 e Nb/Ta = 2,88 - 5,42, respectivamente). Baixas razões Nb/Ta no manto ainda têm sido alvo de estudo de alguns pesquisadores que sugerem a perda seletiva de Nb para o núcleo terrestre devido ao caráter litófilo e siderófilo desse elemento (Wade & Wood, 2001; Münker *et al.*, 2002 e 2006; Wood *et al.*, 2009).

O diagrama que relaciona Nb/Ta vs. Ta (Fig. 8) mostra que as amostras estudadas têm razões Nb/Ta muito baixas quando comparadas: i) àquelas definidas para o resíduo de fusão do MP e DMM; ii) às amostras que compõem o campo formado por peridotitos com fonte OIB (Vitim Volcanic Field e French Massif Central); iii) às amostras de Estancia Lote 17, Prahuaníyeu, Cerro Chenque; e iv) à média de carbonatitos definida por Chakhmouradian (2006). Amostras de peridotitos abissais (Godard *et al.*, 2008), Cerro de los Chenques, Cerro El Mojon e Estancia Alvarez mostram distribuição similar, mas não chegam a apresentar razões Nb/Ta tão baixas quanto às apresentadas pelas amostras estudadas. O campo definido para as amostras do embasamento do terreno Cuyania também foi disposto para comparação, tem razões Nb/Ta muito similares as do vulcão Agua Poca, mas são mais enriquecidas em Ta.

As razões Nb/Ta extremamente baixas (8,52 to 0,9) observadas nas amostras estudadas sugerem a existência de um ou mais processos que favoreçam o enriquecimento de Nb em relação ao Ta no SCLM do vulcão Agua Poca. Ao norte da área de estudo há um corpo sienítico-carbonatítico que representa o embasamento do terreno Cuyania datado do Mesoproterozóico (1,0 - 1,2 Ga; Casquet *et al.*, 2008). Essa idade é muito similar às idades de fusão parcial obtidas por Schilling *et al.* (2008) através do método de Re-Os para os xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca (1,57 a 0,33Ga). A geração do magmatismo Ca-carbonatítico (Nb/Ta = 21,55) identificado por Casquet *et al.* (2008) é atribuída aos estágios iniciais de abertura (rifteamento) do Oceano Clymene a 570 Ma. Os basaltos alcalinos hospedeiros dos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca apresentam razões Nb/Ta de 18,41 (APH2) e 20,11 (APH1). Gilbert *et al.* (2006) definem que parte da litosfera do terreno Cuyania sofreu eclogitização parcial. Com base nas informações desses trabalhos é possível sugerir que as baixas razões Nb/Ta observadas nas amostras estudadas podem ser o resultado da influência do reservatório eclogítico localizado no SCLM do vulcão Agua Poca, que pode ter retido o Nb através do rutilo, e/ou, preferencialmente, da geração de magmas com caráter geoquímico fortemente alcalinos/carbonatíticos.

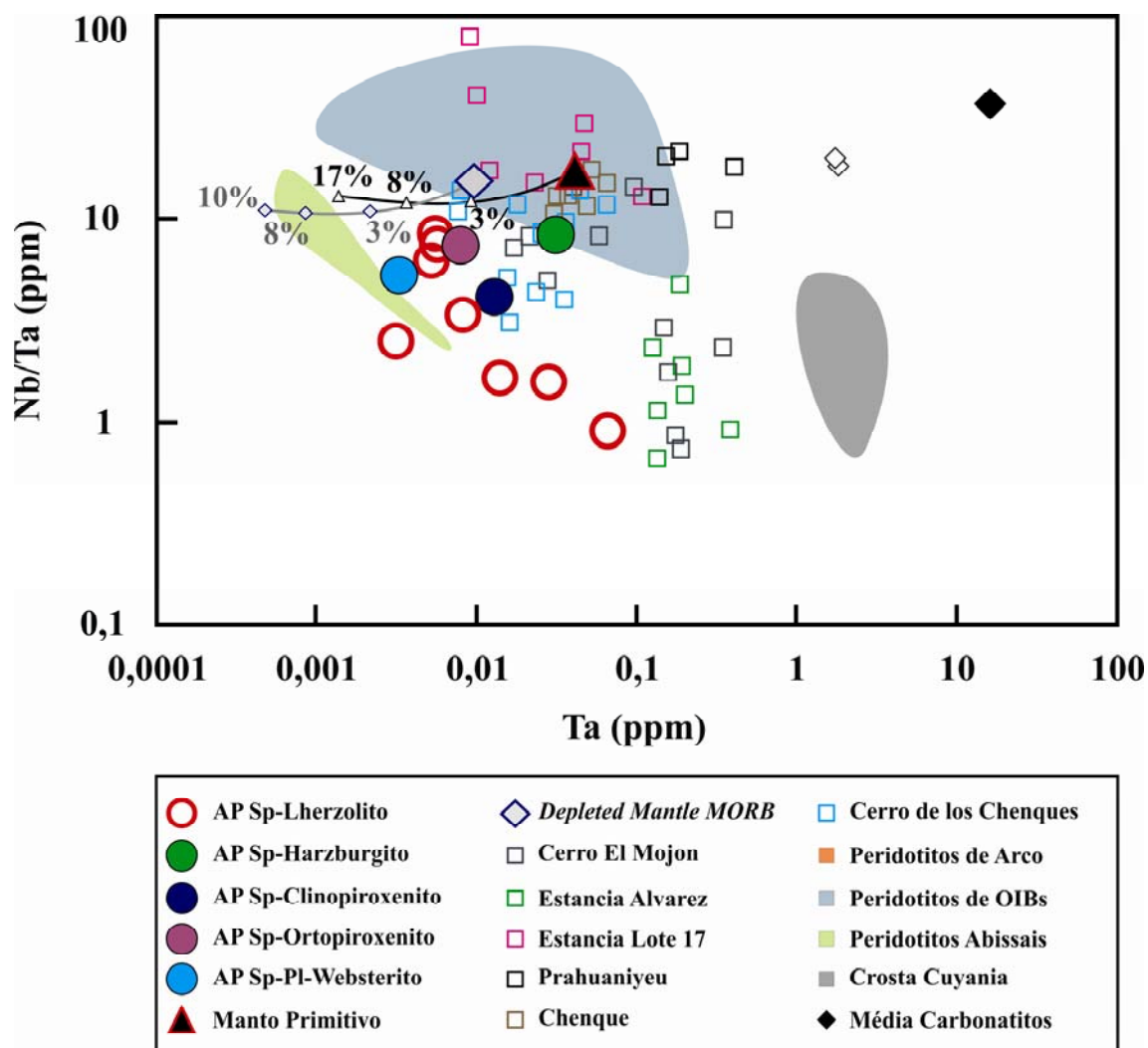


Figura 8. Diagrama Nb/Ta vs. Ta mostrando as baixas razões Nb/Ta nas amostras estudadas. Para comparação foram traçadas curvas que representam a composição obtida para o resíduo de fusão a partir do MP e DMM. Também foram plotadas as composições dos basaltos hospedeiros de Agua Poca e peridotitos de algumas localidades da Patagônia: Cerro El Mojon e Estancia Alvarez (Mallmann, 2004); Estancia Lote 17 (Gorring & Kay, 2000); Prahuaniyeu e Chenque (Gervasoni, 2009); Cerro de los Chenques (Rieck Jr., 2008 e Rieck Jr. *et al.*, 2007). Ainda foram plotados os campos formados por peridotitos de arco (Izu-Bonin-Mariana Forearc; Parkinson & Pearce, 1998); peridotitos com fonte mantélica do tipo OIB (Vitim Volcanic Field; Ionov, 2004 - French Massif Central; Lenoir *et al.*, 2000; Kerguelen; Grégoire *et al.*, 2000); peridotitos abissais (Godard *et al.*, 2008); rochas representativas da crosta continental do terreno Cuyania (Formação Ventana do bloco San Rafael; Cingolani & Varela, 1999 e do bloco de Las Matras; Sato *et al.*, 2000) e a média de magmas carbonatíticos definida por Chakhmouradian (2006).



### 6.3. Evidências de metassomatismo no SCLM do vulcão Agua Poca

O enriquecimento de LILE/HFSE (e.g. Ba/Th, Sr/Ta) em xenólitos mantélicos de diferentes ambientes tectônicos (e.g. arco magmático e pluma mantélica) é observado com frequência devido a heterogeneidades mantélicas geradas a partir de distintos agentes metassomáticos. Este padrão é observado nas amostras de peridotitos (Ba/Th = 84 - 1.268; Sr/Ta = 87 - 974) e de piroxenitos (Ba/Th = 101 - 126; Sr/Ta = 1.209 - 1.392) do vulcão Agua Poca, que ainda apresentam enriquecimento seletivo de Rb, Ba, U, Ta, Pb, Sr, Zr e Ti no diagrama multielementar.

Com a finalidade de identificar o processo responsável pelo enriquecimento de elementos móveis nas amostras estudadas, curvas de mistura foram traçadas a partir de 8% do resíduo de fusão fracionada do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) e DMM (Workman & Hart, 2005) até a média da composição de fluido de zona de subducção (5% de fluido de metassedimentos e 95% de fluidos de metabasaltos; Straub *et al.*, 2004) e de sedimentos pelágicos da fossa do Chile (Kilian & Behrmann, 2003). As curvas de mistura foram definidas a partir da equação (3) utilizando-se as razões que relacionam Pb/Ce vs. Ce e Sr/Ce vs. Ce (Fig. 9a & c).

$$(3) A = \frac{FA_x + (100 - F)B_x}{100} \text{ e } B = \frac{FA_y + (100 - F)B_y}{100} ;$$

Onde  $A$  e  $B$  representam a concentração final do elemento,  $F$  é a quantidade de fusão,  $A_x$  e  $A_y$  são as concentrações do elemento  $X$  na amostra,  $B_x$  e  $B_y$  são as concentrações do elemento  $Y$  na amostras. A realização dos cálculos de mistura é baseado na relação entre as concentrações finais de  $A/B$  vs.  $B$  (e.g. Pb/Ce vs. Ce).

Optou-se por usar a composição de 8% do resíduo da fusão fracionada, pois ele representa um valor intermediário apresentado pelas amostras estudadas em função das discussões dos itens anteriores. Com base no resultado do modelamento, é possível sugerir que o agente metassomático responsável pelo enriquecimento observado nas amostras estudadas é pouco expressivo (até ~3% de interação da amostra de manto empobrecido, representado por manto primitivo ou manto depletado, com fluido de subducção ou sedimentos pelágicos). Esse modelamento é suportado pelo padrão das amostras no diagrama multielementar e no de ETR, assim como pelo: i)

tênue enriquecimento de elementos móveis (e.g. Cs, Rb, Ba e principalmente do Sr), que deveria ser mais expressivo; ii) a ausência de empobrecimento de Nb, Ta e Ti, comportamento característico de rochas mantélicas submetidas à influência de produtos derivados da placa subductante; iii) forte empobrecimento dos ETRL, que obrigatoriamente enriqueceriam caso houvesse influência de produtos derivados da placa subductante; iv) razões Ba/Th e Pb/Ce (Ba/Th = 84 - 1268; Pb/Ce = 0,15 a 7,61) significativamente mais baixas que as definidas para harzburgitos metassomatizados por fluidos aquosos de Izu-Boni-Mariana Forearc (Ba/Th = 159,33 a 11.898; Pb/Ce = 16,66 a 273,68); e v) ausência de fases hidratadas.

Para fins de comparação, foram dispostos nos diagramas Pb/Ce vs. Ce e Sr/Ce vs. Ce (Fig. 9b & d) os campos representativos do manto litosférico com características OIB de Vitim Volcanic Field (Ionov, 2004), French Massif Central (Lenoir *et al.*, 2000) e Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2000); peridotitos abissais (Godard *et al.*, 2008); e do arco vulcânico de Izu-Bonin (Parkinson & Pearce, 1998). Também foram dispostos os valores de algumas localidades da Patagônia: Estancia Lote 17 (Gorring & Kay, 2000); El Mojon e Estancia Alvarez (Mallmann, 2004), Prahuaniyeu e Chenque (Gervasoni *et al.*, 2008 e Gervasoni, 2009), Cerro de los Chenques (Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr., 2008). Nos diagramas Pb/Ce vs. Ce e Sr/Ce vs. Ce (Fig. 9b & d), as amostras de Agua Poca, assim como a maioria das amostras representativas da Patagônia, têm distribuição muito próxima ao campo dos peridotitos de característica OIB, mas os xenólitos estudados mostram leve tendência de enriquecimento em Pb e Sr quando comparados à maioria das amostras da Patagônia e do campo definido para peridotitos com fonte OIB.

A partir da compilação de dados geofísicos e geoquímicos, Lenoir *et al.* (2000) sugerem que no caso específico do manto litosférico abaixo do French Massif Central (FMC), as elevadas razões U/Th, Pb/Ce e Sr/Ce em xenólitos mantélicos indicam regiões do manto com altas temperaturas relacionadas a plumas mantélicas. Sendo assim, as anomalias positivas de U, Pb e Sr observadas nas amostras estudadas também podem refletir o enriquecimento por componentes de plumas mantélicas a partir da variação secular na composição do manto litosférico. A presença de uma pluma mantélica na Patagônia não é comprovada através de dados geofísicos e isso sugere que a fonte mantélica de características OIB observada nas amostras estudadas esteja relacionada ao consumo de placa oceânica durante as acreções continentais ao Gondwana ocorridas no Fanerozóico, que favoreceram a reciclagem de material no

manto. Essa reciclagem poderia introduzir aspectos geoquímicos de magmas OIB, sem necessariamente haver uma pluma mantélica associada a esta região.

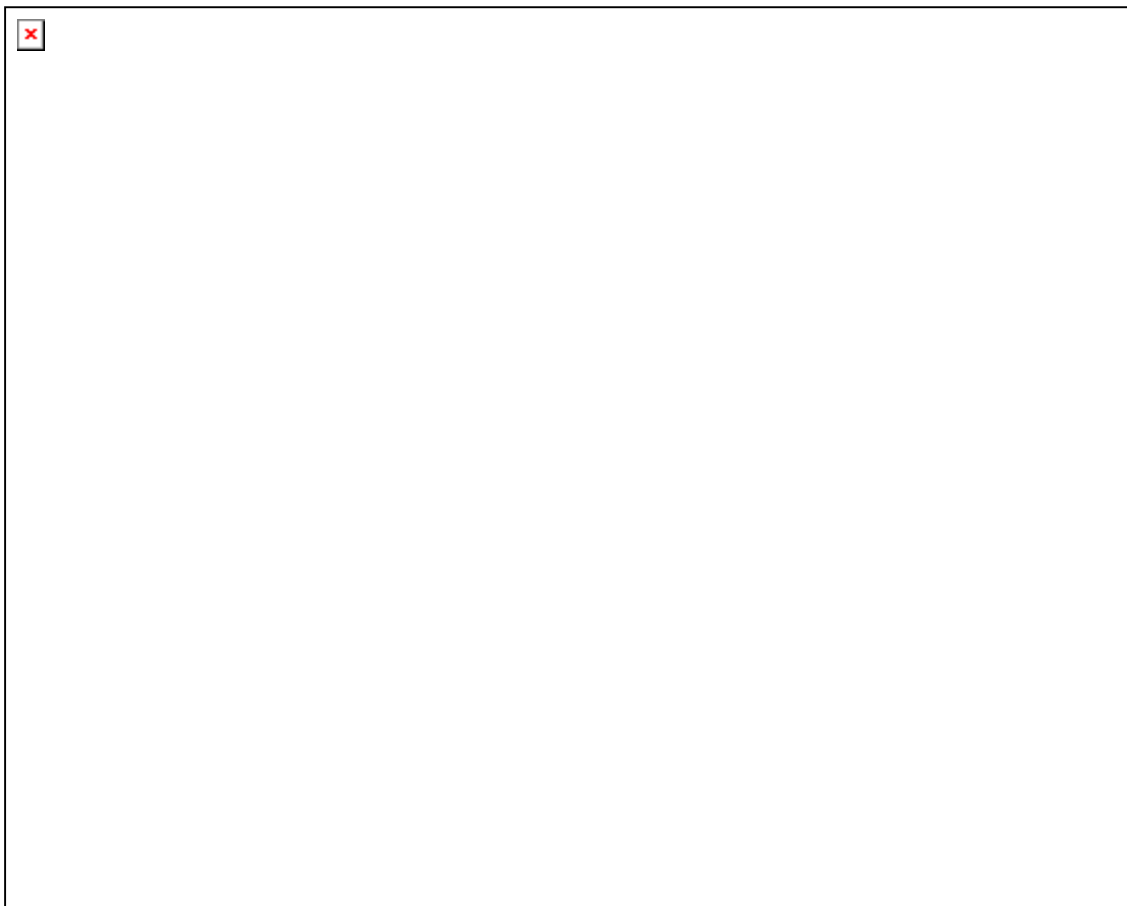


Figura 9. Diagramas discriminatórios mostrando a contribuição de fluídos/sedimentos pelágicos no enriquecimento dos elementos de alta mobilidade. (a) Pb/Ce vs. Ce; (b) Pb/Ce vs. Ce; (c) Sr/Ce vs. Ce; (d) Sr/Ce vs. Ce. Curvas de mistura foram traçadas (diagramas a & c) entre a composição obtida para 8% do resíduo de fusão a partir do MP e DMM até a composição de fluídos de zona de subducção (Straub *et al.*, 2004) e sedimentos pelágicos da fossa do Chile (Kilian & Behrmann, 2003). Para comparação foram dispostas as composições dos basaltos hospedeiros de Agua Poca e peridotitos de algumas localidades da Patagônia: Cerro El Mojon e Estancia Alvarez (Mallmann, 2004); Estancia Lote 17 (Gorring & Kay, 2000); Prahuaniyeu e Chenque (Gervasoni, 2009); Cerro de los Chenques (Rieck Jr., 2008 e Rieck Jr. *et al.*, 2007) (diagramas b & d). Ainda foram plotados os campos formados por peridotitos de arco (Izu-Bonin-Mariana Forearc; Parkinson & Pearce, 1998); peridotitos com fonte mantélica do tipo OIB (Vitim Volcanic Field; Ionov, 2004 - French Massif Central; Lenoir *et al.*, 2000; Kerguelen; Grégoire *et al.*, 2000) e peridotitos abissais (Godard *et al.*, 2008).

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A heterogeneidade geoquímica observada no SCLM do vulcão Agua Poca (1,7 to 0,33Ga; Schilling *et al.*, 2008) é resultado de diferentes graus de fusão parcial e do posterior re-enriquecimento. Com base no modelamento de fusão em equilíbrio, que considera o fracionamento de ETRP, são definidas moderadas taxas de fusão para a maioria das amostras estudadas (predominantemente de 1 a 10% a partir do DMM e de 8 a 17% a partir do MP). O SCLM foi levemente re-enriquecimento pela introdução de até 3% de fluídos e/ou sedimentos pelágicos através da subducção da placa oceânica subductada. As razões Nb/Ta observadas nas amostras de Agua Poca, assim como em outras localidades da Patagônia, podem ser consequência do manto eclogitizado no limite manto-crosta ou, preferencialmente, pela geração de magmas primários com elevada razão Nb/Ta (e.g. magmas alcalinos ou carbonatitos). As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são muito similares às definidas para ambientes com fonte OIB, estando próximo aos valores do DM. As baixas a moderadas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  estão muito abaixo dos valores apresentados por peridotitos metassomatizados de arco vulcânico e os dados de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,51342) e  $\epsilon\text{Nd}$  (15,3) (Conceição *et al.*, 2005) corroboram com a hipótese de que o manto de Agua Poca é pouco metassomatizado.

As principais hipóteses discutidas nesse estudo estão ilustradas na Figura 10, que apresenta uma síntese dos principais eventos que contribuíram para a variação geoquímica observada no SCLM abaixo do vulcão Agua Poca. O modelo tectono-magmático proposto contém informações a respeito da configuração atual da margem continental ativa formada pela subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-americana, assim como das antigas subducções que se desenvolveram durante o período de acreção continental na margem oeste do Gondwana. Esses processos contribuíram significativamente na evolução geoquímica da área de estudo, pois favoreceram a geração de um reservatório refratário eclogítico, a reciclagem de material no manto devido à introdução de crosta oceânica e de fluídos/sedimentos pelágicos através das antigas zonas de subducção e, possivelmente contribuíram para a geração de magmas alcalinos.

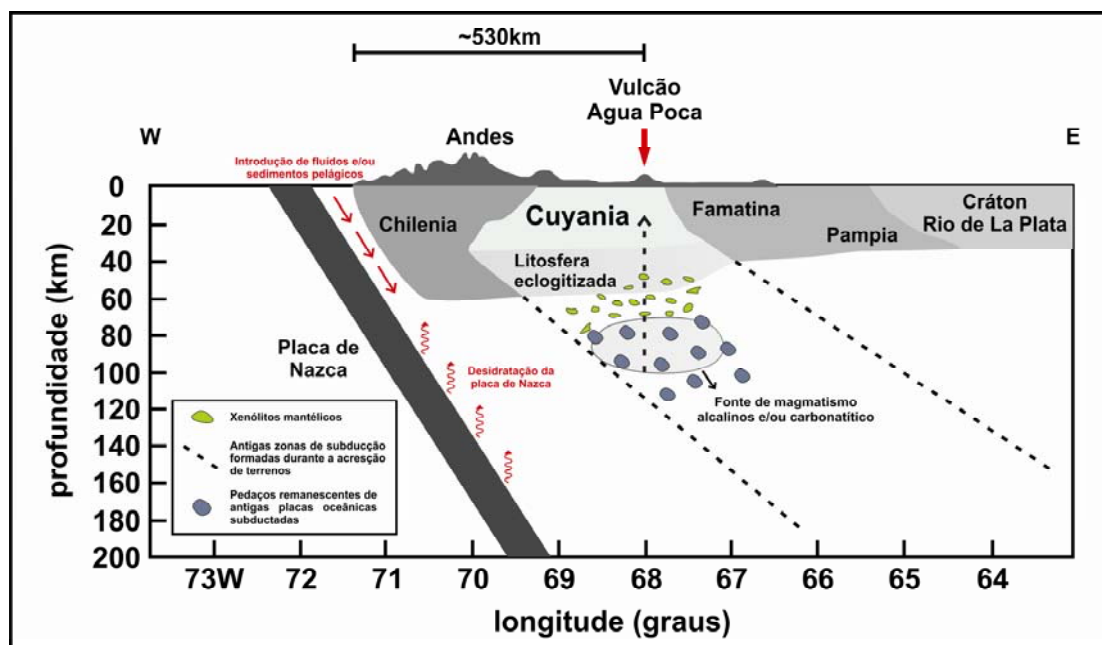


Figura 10. Modelo tectono magmático proposto para o SCLM do vulcão Agua Poca. O estudo realizado por Gilbert *et al.* (2006) serviu como referência para determinar os limites entre os terrenos acrescionários e da porção litosférica eclogitizada.

## AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), projeto de pesquisa 475990/2004-8.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, **171**: 419-434.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandino. In: 12º Congreso Geológico Argentino e 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), *Actas...*, 161-173.
- Bertotto, G.W. 1996. Características volcanológicas del centro eruptivo Agua Poca, Cenozoico, departamento Puelén, provincia de La Pampa. In: VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCA (Santa Rosa). *Actas...*, 10-12.
- Bertotto, G.W. 1997. **Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Amarillo y Agua Poca. Noroeste del departamento**

- Puelén, provincia de La Pampa. Argentina.** Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa.
- Bertotto, G. W. 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **55**(1-2), 59-71.
- 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.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A., Cingolani, C.A. 2006. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **158**: 430-444.
- Bjerg, E.A., Ntaflou, 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.
- Bjerg, E.A., Ntaflou, T., Thöni, M., Aliani, P., Labudia, C.H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniqueu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology*, **50**: 1267-1298.
- Casquet, C., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Rapela, C., Fanning, C.M., Baldo, E., Dahlquist, J., González Casado, J.M., Colombo, F. 2008. A deformed alkaline igneous rock-carbonatite complex from the Western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for late Neoproterozoic opening of the Clymene Ocean? *Precambrian Research*, **165**: 205-220.
- Chakhmouradian, A.R. 2006. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. *Chemical Geology*, **235**: 138-160.
- Cingolani, C.A. & Varela, R. 1999. The San Rafael Block, Mendoza (Argentina): Rb-Sr isotopic age of basement rocks. II SSAGI Carlos Paz, Córdoba, *Actas... SEGEMAR Anales* 34, 23-26.
- 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.

- Conceição, R.V., Sumino, H., Orihashi, Y., Schilling, M., Jalowitzki, T.L.R. 2008. Mantle heterogeneity from South Patagonia, Argentina: Evidence of depletion and metasomatism from slab derived and OIB-like fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**(12): A174.
- Conceição, R.V., Sumino, H., Orihashi, Y., Schilling, M., Jalowitzki, T.L.R. 2008. Mantle heterogeneity from South Patagonia, Argentina: Evidence of depletion and metasomatism from slab derived and OIB-like fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**(12): A174.
- Dantas, C., Grégoire, M., Koester, E., Conceição, R.V., Rieck Jr., N. 2009. The lherzolite-websterite xenolith suite from Northern Patagonia (Argentina): Evidence of mantle-melt reaction processes. *Lithos*, **107**(1-2): 107-120.
- Downes, H. & Dupuy, C. 1987. Textural, isotopic and REE variation in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth and Planetary Science Letters*, **82**: 121-135.
- Gervasoni, F., Conceição, R.V., Jalowitzki, T.L.R., Bertotto, G.W., Pressi, L.F. 2008. Ultramaphic xenoliths suites from Patagonia extra back-arc, Argentina: Evidences of lithospheric mantle metasomatized by OIB-like melts and subduction related fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**(12): A304.
- Gervasoni, F. 2009. **Estudos geoquímicos e experimentais do manto litosférico Subcontinental do maciço Norte Patagônico, Argentina**. Porto Alegre. 100p. Monografia em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gilbert, H., Beck, S., Zandt, Z. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, **165**: 383-398.
- Godard, M., Lagabriellea, Y., Alarda, O., Harvey, J. 2008. Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge): Implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **267**(3-4): 410-425.
- Gorring, M.L. & Kay, S. 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., Singer, B., Gowers, J., Kay, S.M. 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology*, **193**: 215-235.

- Grégoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Giret, A. 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonate-rich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology*, **41**: 477-509.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, D.G., Gaul, O., Ionov, D. 1998. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle. In Structure and Evolution of the Australian Continent (Ed. J. Braun, *et al.*). *Geodynamics Series*, **26**: 1-25. American Geophysical Union.
- Hart S.R. & Zindler A. 1989. Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Mantle convection, plate tectonics and global dynamics, 4: 261-387. Gordon & Breach Science Publishers.
- Hirata, T. & Nesbitt, R.W. 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 2491-2500.
- Iizuka, T. & Hirata, T. 2004. Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochemical Journal*, **38**: 229-241.
- Ionov, D.A. 2004. Chemical Variations in Peridotite Xenoliths from Vitim, Siberia: Inferences for REE and Hf Behaviour in the Garnet-Facies Upper Mantle. *Journal of Petrology*, **45**: 343-367.
- Ionov, D.A., Bodinier, J-L., Mukasa, S.B. & Zanetti, A. 2002. Mechanisms and Sources of Mantle Metasomatism: Major and Trace Element Compositions of Peridotite Xenoliths from Spitsbergen in the Context of Numerical Modelling. *Journal of Petrology*, **43**(12): 2219-2259.
- 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., Orihashi, Y. 2007. The influence of metasomatized mantle wedge related to flat-subduction processes in extra back-arc basalts in Patagonia, Argentine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**(15): A439



- Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., 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., Bertotto, G.W., Gervasoni, F. 2009. Phlogopite-bearing fossil plume and EM II component evidences in Patagonia, registered in alkaline basalts from Southern Argentine (36°S - 44°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**(13): A583.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Gorrington, M., Ramos, V. 2006. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology*, **48**: 43-77.
- Kilian, R. & Behrmann, J.H. 2003. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *Journal of the Geological Society*, **160**: 57-70.
- 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.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J. M. 2000. Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**: 359-375.
- Mallmann, G. 2004. **Processos e componentes mantélicos no norte da Patagônia (Argentina) e relações com a subducção Andina: evidências petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos ultramáficos mantélicos**. Porto Alegre. 102p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- McDonough, W.F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planetary Science Letters*, **101**: 1-18.

- Menzies, M.A., Halliday, A.N. 1988. Lithosphere mantle domains beneath the Archaean and Proterozoic crust of Scotland. *Journal of Petrology*, **29**(Spec. Lithosphere Issue): 275-302.
- Mercier, J-C.C. and Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology*, **16**(2): 454-487.
- Münker, C., Pfänder, J., Büchl, A., Weyer, S., Mezger, K. 2002. Core formation control on the Nb/Ta budget of terrestrial planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**: A536.
- Münker, C., Schulz, T., Mezger, K. 2006. High field strength element systematics in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**(18): A437.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E.A., Labudia, C.H., Kurat, G. 2007. Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos*, **94**: 46-65.
- Orihashi, Y. & Hirata T. 2003. Rapid quantitative analysis of Y and REE abundances in XRF glass bead for selected GSI reference rock standards using UV laser ablation ICP-MS. *Geochemical Journal*, **37**: 401-412.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H. & CHRISMASSEY Group. 2006. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra-back arc province: Melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**(18), A463.
- Parkinson, I.J. & Pearce, J.A. 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology*, **39**: 1577-1618.
- Pressi, L.F., Conceição, R.V., Jalowitzki, T.L.R., Gervasoni, F. 2008. Geochemistry of websterites from the Aznares Volcano, Argentine Patagonia: Constraints on mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**(12): A760.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, **22**(3): 183-190.
- Rieck Jr., 2008. **Suíte de xenólitos do Cerro de los Chenques (Argentina). Evolução dos processos de metassomatismo durante a diferenciação do manto litosférico.** Porto Alegre. 82p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rieck Jr., N., Conceição, R.V., Koester, E., Dantas, C. 2007. O manto litosférico continental na região do Cerro de Los Chenques, Argentina: Evidências de heterogeneidade e metassomatismo. *Geologia USP Série Científica*, **7**(1): 1-17.

- Rivalenti, G., Mazzucchellia, M., Laurora, A., Ciuffia, S.I.A., Zanetti, A., Vannucci, R., Cingolani, C.A. 2004. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**: 121-152.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Vannucci, R., Bollinger, C., Hémond, C., Bertotto, G.W. 2007. Xenoliths from Cerro de los Chenques (Patagonia): An example of slab-related metasomatism in the backarc lithospheric mantle. *Lithos*, **99**(1-2): 45-67.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J., Sato, K. 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**: 587-610.
- Schilling, M., Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Kawashita, 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.
- 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.
- Shaw, D.M., 2000. Continuous (dynamic) melting theory revisited. *The Canadian Mineralogist*, **38**(5): 1041-1063.
- Shaw, D.M. 2006. **Trace Elements in Magmas: A Theoretical Treatment**. Cambridge University Press, 256p.
- Sims, K.W.W. & DePaolo, D.J., 1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**(4): 765-784.
- Stern, C.R., Saul, S., Skewes, M.A., Futa, K., 1989. Garnet peridotite xenoliths from Pali-Aike basalts of southernmost South America. Kimberlites and related rocks. Geological Society of Australia, Special Publication, 14: 735-744. Blackwell, Carlton, Australia.
- 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 compositions of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 294-308.

- Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., Kyser, T.K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, **48**: 217-235.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, **31**: 161-206.
- Straub, S.M., Layne, G.D., Schmidt, A., Langmuir, C.H. 2004. Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **5**: Q01007, doi:10.1029/2002GC000408.
- Sun, S.-s & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Ed.) *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society*, London (Special Publications), **42**: 313-345.
- Tanaka, R. & Orihashi, Y. 1997. XRF analysis of major and trace elements for silicate rocks using low dilution ratio fused glass. *Technical Research Report* (ERI, University of Tokyo), **2**: 1-20.
- Tani, K., Orihashi, Y., Nakada, S., 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. *Technical Research Report* (ERI, University of Tokyo), **8**: 26-36.
- Thomas, W.A., Astini, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 67-79.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Vance, D., Stone, J.O.H., O'Nions, R.K. 1989. He, Sr and Nd isotopes in xenoliths from Hawaii and other oceanic islands. *Earth and Planetary Science Letters*, **96**: 147-160.
- Wade, J. & Wood, B.J., 2001. The Earth's "missing" niobium may be in the core. *Nature* 409, 75-78.
- Wedepohl, K.H., Heinrichs, H., Bridgwater, D. 1991. Chemical characteristics and genesis of the quartz-feldspathic rocks in the Archean crust of Greenland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **107**: 163-179.

- Weyer, S., Münker, C., Rehkämper, M., Mezger, K. 2003. Determination of ultra low Nb, Ta, Zr, and Hf concentrations and precise Nb/Ta and Zr/Hf ratios by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS, *Chemical Geology*, **187**: 295-313.
- White, W.M., 2007. Trace elements in igneous processes. In: White (Ed). *Geochemistry*, Cap. 7, p 258-312. [www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/Chapter07.pdf](http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/Chapter07.pdf).
- Wilson, M. 1989. **Igneous Petrogenesis**. A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London. 466p.
- Wood, J., Wade, J., Kilburn, M.R. 2009. Core formation and the oxidation state of the Earth: Additional constraints from Nb, V and Cr partitioning Bernard. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 1415-1426.
- Workman, R.K. & Hart, S.R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, **231**(1-2): 53-72.
- Xie, Q. & Kerrich, R. 1995. Application of isotope dilution for precise measurement of Zr and Hf in low-abundance samples and international reference materials by inductively coupled plasma mass spectrometry: implications for Zr (Hf) / REE fractionations in komatiites. *Chemical Geology*, **123**: 17-7.

## **Capítulo 7**

### **CONCLUSÕES**

## 7. CONCLUSÕES

Através de observações petrográficas e da interpretação de dados geoquímicos e isotópicos (Sr) de rocha total em 13 amostras de xenólitos mantélicos coletados no vulcão Agua Poca, localizado a oeste da Província de La Pampa, no extremo norte da Argentina, foi possível concluir que:

- Os basaltos hospedeiros do vulcão Agua Poca são traquibasaltos alcalinos que apresentam evidências de fonte mantélica do tipo OIB com baixos graus de fusão parcial e de processos metassomáticos relacionados à subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-americana.

- Os xenólitos mantélicos estudados são peridotitos da fácies espinélio e piroxenitos anidros. Essas rochas têm textura protogranular, protogranular a porfiroclástica, porfiroclástica e porfiroclástica a equigranular e são compostos por olivina (fosterita), ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio) e espinélio (sp).

- Os xenólitos do vulcão Agua Poca mostram correlação negativa dos principais óxidos quando dispostos contra o #Mg (89 - 91) e estão empobrecidos em elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo (MP). Eles ainda são caracterizados pelo empobrecimento de ETRP e ETRM normalizados para o MP e pelo fracionamento de ETRL em relação aos ETRP ( $Ce_N/Yb_N = 0,15-0,5$ ), com exceção da amostra HAP10 (1,46).

- Em geral, os peridotitos mostram anomalias positivas de Ba, U, Ta, Pb, Zr e Ti; e anomalias negativas de Rb, Th, Nb, La e Y, enquanto que os piroxenitos mostram anomalias positivas de Ba, U, Ta e Pb; e anomalias negativas de Th, Nb, La, Zr, Hf, Ti e Y.

- Com base nas características geoquímicas desses xenólitos é possível definir que eles são o resultado de 1 a 10% de fusão do DMM (Manto Depletado) ou de 8 a 17% do MP (Manto Primitivo). As amostras HAP15 e WAP78 mostram graus de fusão muito elevados (18 e 20% a partir do DMM e 26 e 29% a partir do MP, respectivamente) e representam uma porção do manto mais empobrecida do manto.

- Os xenólitos de Agua Poca têm razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,702874 - 0,704999, com média de 0,704035) muito similares àquelas definidas para peridotitos com fonte tipo OIB e abaixo daquelas definidas para peridotitos metassomatizados (usualmente  $>0,705$ ). As razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  dos xenólitos mostram que seu enriquecimento não tem

relação com o processo de contaminação normalmente gerado pelo contato com o basalto hospedeiro durante a ascensão do magma até a superfície (valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos basaltos = 0,70316 e 0,703937) e isso é mostrado nos diagramas que relacionam  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Sr e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\text{SiO}_2$ .

- Curvas de mistura calculadas para o resíduo de fusão do MP/DMM com a composição de fluídos/sedimentos pelágicos derivados de ambientes de subducção indicam interação do manto com até 3% de fluídos/sedimentos, sugerindo que o agente metassomático relacionado a zona de subducção não exerce influência significativa no comportamento geoquímico e isotópico dos xenólitos mantélicos.

- As baixas razões de Nb/Ta sugerem a presença de um reservatório eclogítico refratário subductado no SCLM do vulcão Agua Poca ou, preferencialmente, pela geração de magmas primários com elevada razão Nb/Ta (e.g. magmas alcalinos ou carbonatitos).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications, 366p.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysics Journal International*, **171**: 419-434.
- Ardolino, A. & Franchi, M. 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. In: XII Congreso Geológico Argentino. *Actas...*, 4: 225-235.
- Astini, R., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Cañas, F.L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In: 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos. *Actas...*, 5: 293-324.
- Barbieri, M.B. 1997. Caratteristiche petrologiche e geochemiche del mantello litosferico in Sud America. PhD Thesis, Università degli di Modena, Italy, 203p.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandino. In: 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). *Actas...*, 161-173.
- Bermúdez, A. & Delpino, D.H. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **44**(1-4): 35-55.
- Bertotto, G.W. 1996. Características volcanológicas del centro eruptivo Agua Poca, Cenozoico, departamento Puelén, provincia de La Pampa. In: VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA (Santa Rosa). *Actas...*, 10-12.
- Bertotto, G.W. 1997. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Amarillo y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa. Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa.
- Bertotto, G. W., 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **55**(1-2): 59-71.
- Bertotto, G.W. 2002. Xenolitos ultramáficos en el cerro De la Laguna, volcanismo basáltico de retroarco en el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **57**(4): 445-450.
- Bertotto, G.W. 2003. **Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza.** La

- Plata. 186p. Tese de doutoramento, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Universidad Nacional de La Plata.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A., Cingolani, C.A. 2006. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **158**: 430-444.
- 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.
- Bjerg, E.A., Ntaflos, T., Thöni, M., Aliani, P., Labudia, C.H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaníyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology*, **50**: 1267-1298.
- Bisceglia, H.A. 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la Meseta Basáltica Pampeana, con especial referencia a los manantiales. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa, La Pampa.
- Cande, S.C. & Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 471-496.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Pankhurst, B.; Gregory, J.; Howe, J.; Robins, N.; Griffiths, J.; Leat, P.; Turner, J. (Ed). **The Geology of Chile**, published by The Geological Society London, cap. 3: 21-114.
- Coira, B., Manca, M., Chaile, W. 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. In: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie Correlación Geológica*, 4: 53-60, Tucumán.
- Collerson, K.D. & Kamber, B.S. 1999. Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th-U-Nb systematics of the depleted mantle. *Science*, **283**: 1519-1522.
- Conceição, R.V., Sumino, H., Orihashi, Y., Nagao, K. 2007. Mantle heterogeneity evidence from South Patagonia, Argentine indicated by noble gas analysis on mantle xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**(15): A185.
- Conceição, R.V., Sumino, H., Orihashi, Y., Schilling, M., Jalowitzki, T.L.R. 2008. Mantle heterogeneity from South Patagonia, Argentine: Evidence of depletion and metasomatism from slab derived and OIB-like fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**(12): A174.

- 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.
- Condie, K.C. 2005. Earth as an Evolving Planetary System. Elsevier Academic Press
- Cook, C., Briggs, R.M., Smith, I.E.M., Maas, R. 2005. Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magma Suites from Distinct Sources. *Journal of Petrology*, **46**(3): 473-503.
- Dantas, C., Grégoire, M., Koester, E., Conceição, R.V., Rieck Jr., N. 2009. The lherzolite-websterite xenolith suite from Northern Patagonia (Argentina): Evidence of mantle-melt reaction processes. *Lithos*, **107**(1-2): 107-120.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1993. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical, 696 p., England.
- De 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*, **13**: 117-121.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., Omarini, R. 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(4): 219-242.
- Drake, R.E. 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes - latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **1**: 265-284.
- Feininger, T. 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwest Peru. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 266-278.
- Frey, F.A., Suen, C.J., Stockman, H.W. 1985. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **49**: 2469-2491.
- Furman, T., Bryce, J.G., Karson, J., Iotti, A. 2004. East African Rift System (EARS) Plume Structure: Insights from Quaternary Mafic Lavas of Turkana, Kenya. *Journal of Petrology*, **45**: 1069-1088.
- Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents (**GEOROC**) - <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>.

- Gervasoni, F. 2009. **Estudios geoquímicos e experimentais do manto litosférico Subcontinental do maciço Norte Patagônico, Argentina**. Porto Alegre. 100p. Monografia em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gervasoni, F., Conceição, R.V., Jalowitzki, T.L.R., Bertotto, G.W. & Pressi, L.F. 2008. Ultramafic xenoliths suites from Patagonia extra back-arc, Argentine: Evidences of lithospheric mantle metasomatized by OIB-like melts and subduction related fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72** (12): A304.
- 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.
- 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.
- 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.
- Griffin, W.L., O'Reilly, W.L., Afonso, J.C., Begg, G.C. 2009. The Composition and Evolution of Lithospheric Mantle: a Re-evaluation and its Tectonic Implications. *Journal of Petrology*, **50**(7): 1185-1204.
- 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.
- Harambour, S.M. 1988. Sobre el hallazgo del mítico Reclus, ex mano del Diablo, Hielo patagónico Sur, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **15**: 173-180.
- Hart, S. & Zindler, A. 1989. Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Peltier WR (ed.) *Mantle Convection: Plate Tectonics and Global Dynamics*, 261-387.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A. 1992. Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence. *Science*, **256**: 517-519.
- Hauri, E.H., Whitehead, J.A., Hart, S.R. 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 24275-24300.

- Herron, E.M. 1981. Chile margin near latitude 38°S, evidence for a genetic relation between continental and marine geologic features or a case of curious coincidence. *Geological Society of America - Memoir*, **154**: 755-760.
- 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.
- Hickey-Vergas, R., Frey, F.A., Gerlach, D.C., López-Escobar, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 5963-5983.
- Hickey-Vargas, R., Moreno-Roa, H., López-Escobar, L., Frey, F.A. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5° S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**: 361-386.
- Hirata, T. & Nesbitt, R.W. 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 2491-2500.
- Ionov, D.A. & Hofmann, A.W. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, **131**: 341-356.
- 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., Orihashi, Y. 2007. The influence of metasomatized mantle wedge related to flat-subduction processes in extra back-arc basalts in Patagonia, Argentine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**(15): A439
- Jalowitzki, T.L.R., Conceição, R.V., Bertotto, G.W., 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., Bertotto, G.W., Gervasoni, F. 2009. Phlogopite-bearing fossil plume and EM II component evidences in Patagonia, registered in alkaline basalts from Southern Argentine (36°S - 44°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**(13): A583.
- Johnson, J.S., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Nowell, G.M. 2005. Volcanism in the Vitim Volcanic Field, Siberia: Geochemical Evidence for a Mantle Plume Beneath the Baikal Rift Zone. *Journal of Petrology*, **46**: 1309-1344.
- Kay, S.M. 2002. Magmatic sources, tectonic setting and causes of Tertiary to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). In: Actas 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, vol. 430.
- 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 II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). *Actas...*, 4: 236-248.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Gorrington, M., Ramos, V. 2006. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology*, **48**: 43-77.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Nakano, S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**: 193-205.
- Kraemer, P., Escayola, M., Martino, R. 1995. Hipótesis sobre la evolución Neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 30° LS - 32° LS. Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **50**(1-4): 47-59.
- Lara, L.E., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo Plioceno superior-Pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile*, **28**(1): 67-90.
- 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.

- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Linares, E., Llambías, E., Latorre. 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **35**(1): 87-146.
- 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.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **20**: 33-55.
- López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno H. 1995a. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**: 345-361.
- Mallmann, G., 2004. *Processos e componentes mantélicos no norte da Patagônia (Argentina) e relações com a subducção Andina: evidências petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos ultramáficos mantélicos*. Porto Alegre. 102p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martinic, M. 1988. Actividad volcanic historica en la region de Magallanes. *Revista Geológica de Chile*, **15**: 181-186.
- McDonough W.F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**: 1-18.
- 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.
- Muñoz Bravo, J. 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **13-14**: 63-78.
- Muñoz, J. & Stern, C.R. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across

- the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, **1**: 147-161.
- Muñoz, J. & Stern, C.R. 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39° S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the southern South American margin. *Journal of Geophysical Research*, **794**(B4): 4545-4560.
- Naranjo, J.A. & Stern, C.R. 1998. Holocene explosive activity of Hudson volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, **59**: 291-306.
- Naranjo, J.A. & Stern, C.R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, **31**(2): 225-240.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E.A., Labudia, C.H., Kurat, G. 2007. Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos*, **94**: 46-65.
- Omarini, R. & Sureda, R. 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: modelos, alternativas y problemas. In: 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas...*, 3: 291-307.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, H.J., Seilacher, A., Plüger, F. 1999a. Puncovicana fold belt in Northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences*, **88**: 76-97.
- Orihashi, Y. & Hirata T. 2003. Rapid quantitative analysis of Y and REE abundances in XRF glass bead for selected GSJ reference rock standards using UV laser ablation ICP-MS. *Geochemical Journal - Japan*, **37**: 401-412.
- Orihashi, Y., Naranjo, J.A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., Nagao, K. 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: new constraints from K-Ar ages. *Revista Geológica de Chile*, **31**(2): 207-224.
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**(18): A463.
- Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. Geological Society, London (Special Publications), 142: 1-9.



- Pankhurst R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, **76**: 235-257.
- Patchett, P.J. & Ruíz, J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of Eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 523-528.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. In: Cuadernos de investigaciones y estudios, 4: 4-10, Mendoza.
- Pressi, L.F., Conceição, R.V., Jalowitzki, T.L.R. & Gervasoni, F. 2008a. Geochemistry of websterites from the Aznares Volcano, Argentine Patagonia: Constraints on mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**(12): A760.
- Puig, A.G., Hervé, M., Suárez, M., Saunders, A.D. 1984. Calc-alkaline and alkaline Miocene and calc-alkaline recent volcanism in the Southernmost Patagonian Cordillera, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **21**: 149-163.
- 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. & 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., Riccardi, A.C., Roller, E.O., 2004. Límites Naturales de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **59**(4): 785-786.
- Ramos, V.A. & Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions, *Tectonophysics*, **205**: 261-282.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I., Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preandina de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. In: 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, *Actas...*, 5: 377-392.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Péres, D.J. 2002. The Pampean fan-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 59-78.

- 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.
- Rieck Jr., 2008. *Suíte de xenólitos do Cerro de los Chenques (Argentina). Evolução dos processos de metassomatismo durante a deferenciação do manto litosférico*. Porto Alegre. 82p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rieck Jr., N., Conceição, R.V., Koester, E., Dantas, C. 2007. O manto Litosférico Continental na Região do Cerro de Los Chenques, Argentina: Evidências de Heterogeneidade e Metassomatismo. *Geologia USP*, **7**(1): 1-17.
- 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.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Vannucci, R., Bollinger, C., Hémond, C., Bertotto, G.W. 2007. Xenoliths from Cerro de los Chenques (Patagonia): An example of slab-related metasomatism in the backarc lithospheric mantle. *Lithos*, **99**(1-2): 45-67.
- 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.

- Schilling, M., Carlson, R.W., Conceição, R.V., Dantas, C., Bertotto, G.W., Koester, E. 2008. Re-Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, **268**: 89-101.
- Skewes, M.A. & Stern, C.R. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **6**: 3-25.
- Stern, C.R. 1989. 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., Skewes, M.A., Durán, M. 1976. Volcanismo Orogénico en Chile Austral. In: Congreso Geológico de Chile (Santiago). Actas..., n° 1, vol. 2: 195-212.
- Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., Varela, J. 1984a. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastics flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Chaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, **23**: 39-52.
- Stern, C.R., Futa, K., Muehlenbachs, K. 1984c. Isotope and central element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In: Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints (Harmon, R.S., Barriero, B.A., editors). Shiva Geology Series, Shiva Publishing, 31-47, Cambridge.
- Stern, C.R., Saul, S., Skewes, M.A., Futa, K. 1989. Garnet peridotite xenoliths from Pali-Aike basalts of southernmost South America. In Kimberlites and related rocks. Geological Society of Australia, Special Publication, 14: 735-744. Blackwell, Carlton, Australia.
- 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.
- Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., Kyser, T.K., 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, **48**: 217-235.
- Sun, S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the

- Ocean Basins (Saunders, A. D. & Norry, M. J., editors). Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.
- Tamura, Y., Tani, K., Ishizuka, O., Chang, Q., Shukuno, H., Fiske, R.S. 2005. Are Arc Basalts Dry, Wet, or Both? Evidence from the Sumisu Caldera Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan. *Journal of Petrology*, **46** (9): 1769-1803.
- Tanaka, R. & Orihashi, Y. 1997. XRF analysis of major and trace elements for silicate rocks using low dilution ratio fused glass. Tech. Res. Rep., ERI, Univ. Tokyo, 2, 1-20.
- Tani, K., Orihashi, Y., Nakada, S. 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. Tech. Res. Rep., ERI, Univ. Tokyo, 8: 26-36.
- Tatsumoto, M., Basu, A.R., Wankang, H., Junwen, W., Guanghong, X. 1992. Sr, Nd and Pb isotopic of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**: 107- 128.
- Thomas, W.A. & Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, **273**: 752-757.
- Thomas, W.A., Astini, R.A. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 67-79.
- 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.
- Wilson, M. 1989. **Igneous Petrogenesis**. A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London. 466p.
- Zindler, A. & Hart, S. 1986. Chemical Geodynamics. Annual Reviews *Earth Planetary Science Letters*, **14**: 493-571.