

Evolução geoquímica de peridotitos e piroxenitos do Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca, Terreno Cuyania, Argentina

Tiago Luis Reis JALOWITZKI¹, Rommulo Vieira CONCEIÇÃO¹, Yuji ORIHASHI²,
Gustavo Walter BERTOTTO³, Shun'ichi NAKAI² & Manuel Enrique SCHILLING⁴

1. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, prédio 43129, CEP: 91501970, Porto Alegre-RS, Brasil.

E-mail: tiago.jalowitzki@ufrgs.br; rommulo.conceicao@ufrgs.br

2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Yayoi 1-1-1, Bunkyo-Ku, 113-0032, Tokyo, Japan.

E-mail: oripachi@eri.u-tokyo.ac.jp; snakai@eri.u-tokyo.ac.jp

3. CONICET-Universidad Nacional de La Pampa. Calle Uruguay 151 (6300), Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

E-mail: gwbertotto@yahoo.com.ar

4. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla, 803, Santiago, Chile.

E-mail: mschilli@cec.uchile.cl

Recebido em 03/2010. Aceito para publicação em 08/2010.

Versão online publicada em 24/12/2010 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - O manto litosférico subcontinental (MLSC) do terreno Cuyania está representado em xenólitos peridotíticos e piroxeníticos anidros da fácies espinélio hospedados em basaltos alcalinos pleistocênicos do vulcão Agua Poca, Província Basáltica Andino-Cuyana, Argentina. Os xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca são depletados, mas é possível identificar a influência de processos metassomáticos através do enriquecimento em elementos incompatíveis devido à interação com fluidos aquosos em um ambiente de extra *back-arc* continental. A composição geoquímica das amostras estudadas mostra correlação negativa entre os principais óxidos vs. #Mg, e padrão empobrecido em elementos incompatíveis em relação ao Manto Primitivo (MP). Com base em cálculos de fusão parcial em equilíbrio não modal é possível atribuir ao MLSC abaixo do terreno Cuyania taxas de fusão de 1 a 10% a partir do Manto do tipo MORB Depletado e de 8 a 17% a partir do Manto Primitivo. Curvas de mistura calculadas para o resíduo de fusão do MP/MMD com a composição de fluidos/sedimentos derivados de ambientes de subdução 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 e estão próximas às definidas para o Manto Depletado (DM; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,7023 to 0,7032). Os xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca têm razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inferiores àquelas definidas para peridotitos metassomatizados (usualmente >0,705). As razões de Nb/Ta sugerem a presença de um reservatório eclogítico refratário subductado, que por fusão parcial gerou líquidos alcalinos/carbonatíticos com razões Nb/Ta supercondríticas.

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

Abstract - GEOCHEMICAL EVOLUTION OF PERIDOTITES AND PYROXENITES FROM THE SUBCONTINENTAL LITHOSPHERIC MANTLE OF THE AGUA POCA VOLCANO, CUYANIA TERRANE, ARGENTINA. Anhydrous spinel-bearing peridotite and pyroxenite xenoliths in Pleistocene alkali basalts from the Agua Poca volcano, Argentina, were sampled for this study and represent the Cuyania Subcontinental Lithospheric Mantle (Cuyania SCLM). Agua Poca mantle xenoliths are depleted, but is possible to identify metasomatic event through the incompatible elements enrichment, due the interaction of the mantle lithosphere with aqueous fluid derived from slab subduction in a continental extra back-arc tectonic setting. Geochemical signatures of the studied samples show negative correlation for main oxides against Mg#, and depletion of incompatible elements compared to the Primitive Mantle (PM). Considering non-modal batch melting model, it is possible to attribute to SCLM below Cuyania Terrane 1 to 10% of partial melting DMM or 8 to 17% of partial melting Primitive Mantle. According to geochemical models considering mixing between end members (melting residue from PM/DMM and fluid or sediment compositions related to subduction tectonic setting) it is possible to suggest up to 3% of metasomatic enrichment in the Agua Poca SCLM. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.702874 - 0.704999, with average of 0.704035) are similar to those defined to OIB sources peridotites ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.70244 to 0.70502) and are close to Depleted Mantle ratios (DM; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7023 to 0.7032). Agua Poca mantle xenoliths show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ lower than those defined to metasomatized peridotites (usually > 0.705). Nb/Ta ratios suggest a refractory eclogitic reservoir, which by partial melting generated alkaline/carbonatitic magmas with superchondritic Nb/Ta ratios.

Keywords: Ultramafic mantle xenoliths; lithospheric subcontinental mantle; mantle metasomatism; Nb/Ta decoupling, Patagonia.

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.* fluidos aquosos e líquidos silicáticos/carbonatíticos de várias origens).

A Patagônia, no extremo 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, e diversos vulcões contêm xenólitos mantélicos. Nas últimas décadas, novos dados geoquímicos têm contribuído para um melhor entendimento da petrologia e geoquímica do manto litosférico desta 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; Ntaflou *et al.*, 2007; Rieck Jr. *et al.*, 2007; Rieck Jr., 2008; Gervasoni *et al.*, 2008, Pressi *et al.*, 2008; Gervasoni, 2009; Dantas *et al.*, 2009), especialmente sobre os processos metassomáticos e a origem dos fluidos responsáveis pelos mesmos processos. Este trabalho aborda a evolução geoquímica do manto litosférico subcontinental do vulcão Agua Poca a partir de dados petrológicos, geoquímicos e isotópicos (Sr).

2. Geologia geral e evolução tectono-magmática da região

A Cordilheira dos Andes se estende por mais de 7500 km ao longo da margem oeste da América do Sul, desde a costa do Caribe (no norte) até o Cabo de Hornos (no sul). Nessa área, a atividade vulcânica é 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 mesoceânicas ativas e extintas (Ramos, 1999 e Stern, 2004). Ramos (1999) e Stern (2004) dividiram 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 se encontra na latitude da ZVS, a leste da Cordilheira dos Andes, onde a placa oceânica de Nazca mergulha sob a placa continental Sul-americana com velocidade de 7 a 9 cm/ano e o ângulo de mergulho aumenta de ~20° ao norte para >25° ao sul (Stern, 2004).

A área de estudo situa-se no terreno tectono-magmático definido como Cuyania, localizado a leste da ZVS e dista aproximadamente 530 km 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. O manto litosférico subcontinental (MLSC) do terreno Cuyania é representado nesse estudo pelos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca (37°01'S - 68°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 km² (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) terreno Pampia ao Cráton Rio de La Plata; ii) terreno Cuyania ao terreno Pampia; iii) terreno Chilenia ao terreno Cuyania; iv) e 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. A acreção do terreno Cuyania ao terreno Pampia e o posterior amalgamento do terreno Chilenia na sua margem oeste 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

acresção dos terrenos continentais durante o Fanerozóico. O somatório desses eventos tectôni-

cos pode ter exercido um papel significativo na evolução do MLSC abaixo da área de estudo.

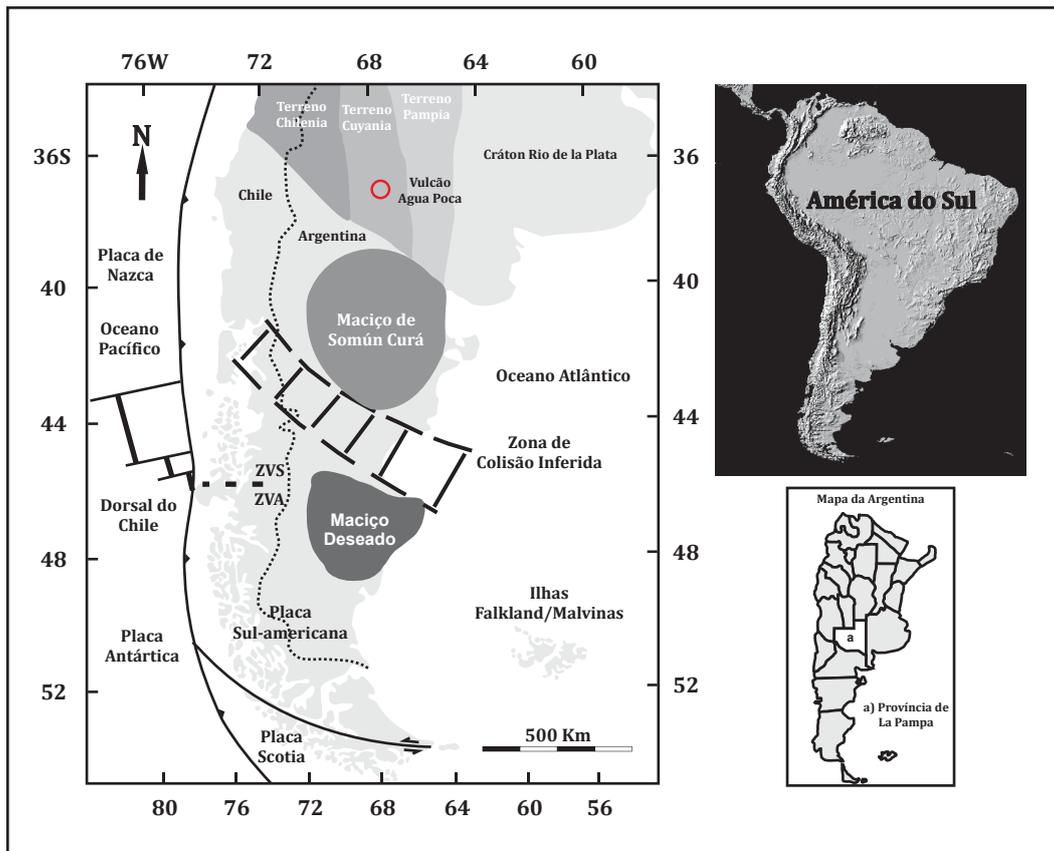


Figura 1. Mapa modificado de Schilling *et al.* (2008) mostrando o sul da América do Sul contendo o ambiente geotectônico atual e a localização do vulcão Agua Poca. Também estão figurados o Cráton Rio de La Plata e os terrenos Pampia, Cuyania e Chilena, que colidiram e posteriormente foram incorporados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

A ocorrência de xenólitos 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 MLSC 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 esses autores através da química mineral são: i) a paragênese mineral identifica-

da nas amostras de xenólitos mantélicos é formada por olivina (forsterita), ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio) e espinélio (aluminoso); ii) cálculos de fusão a partir do #Cr do espinélio indicam que as amostras estudadas por esses autores foram submetidas a taxas de fusão de 1 a 5,5%; iii) dados de geobarometria indicam temperaturas entre 960 e 1099°C para pressões entre 10 e 18 kbar. Outra importante contribuição desses autores 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 MLSC 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 contêm xenólitos mantélicos (36° - 44°S) e que são predominantemente compostos por basanitos e traquibasaltos alcalinos. Nesses estudos as amostras dos doze 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 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 da zona de subducção, enquanto o Grupo I representa o produto de fusão do manto litosférico com assinatura geoquímica do tipo OIB 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.

3. Métodos analíticos

A análise de elementos maiores foi realizada no laboratório do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IG) da UFRGS. Cerca de 2g de amostra de rocha total pulverizada foram utilizados 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 ele-

mentos traço foram obtidas através do método LA-ICPMS (Thermo Elemental VG Elemental Plasma-Quad Ω) com amostras em solução, 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 Re-search) de frequência quadruplicada Nd-YAG UV ($\lambda = 213$ nm) com comprimento de onda de 266 nm e diâmetro de amostragem de 40 μ m. O sistema do laser foi operado no modo do Q-interruptor, com energia de pulso de ~ 100 mJ/cm², 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 μ m foi produzido dentro do período da integração (120 segundos). As abundâncias de Y e de ETRs 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 amostrador 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 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 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 pulveri-

zadas 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 HNO₃ 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 H₃PO₄ 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 está descrita 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 são apatita, principalmente incluída em plagioclásio, e feldspatóide (nefelina).

4.2. Xenólitos mantélicos

Em amostras de mão, os xenólitos mantélicos medem até 9 x 8cm, usualmente não estão alterados e são compostos por olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Treze amostras representativas da suíte de xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca foram selecionadas 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 taxas de deformação mais elevadas, quando comparadas às demais amostras.

A associação mineral presente em todos os tipos texturais é composta por olivina (Ol) - ortopiroxênio (Opx) - clinopiroxênio (Cpx) - espinélio (Sp) (Fig. 3 A-J) e observa-se plagioclásio (Pl) na amostra WAP78. A ocorrência de plagioclásio indica porções mais rasas do manto litosférico abaixo do vulcão Agua Poca. Anderson *et al.* (2007) realizaram um estudo geofísico da América do Sul e definiram que a profundidade da crosta continental na latitude de 36°S, próximo à região do vulcão Agua Poca, atinge profundidades de 40 km.

Essa informação é coerente com os dados de geotermobarometria apresentados por Bertotto (2003), onde foram definidas temperaturas entre 960 e 1.099°C para pressões entre 10 e 18 kbar em

amostras de xenólitos mantélicos. Essa condição de pressão indica que o MLSC abaixo do vulcão Agua Poca tem início a aproximadamente 40 km.

Tabela 1. Composição modal estimada a partir de 2000 pontos contados em lâminas delgadas dos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca. Lherz: lherzolito; Harz: harzburgito; Webst: websterito; Cpxto: clinopiroxenito; Ol: olivina; Opx: ortopiroxênio; Cpx: clinopiroxênio; Sp: espinélio.

Amostra:	AP03	AP06	AP07	AP12	AP13	AP45	AP75	AP80	AP91	AP10	AP15	AP78	AP11
Litotipo	Lherz	Harz	Harz	Webst	Cpxto								
Composition modal (%)													
Amostra:	LAP03	LAP06	LAP07	LAP12	LAP13	LAP45	LAP75	LAP80	LAP91	HAP10	HAP15	WAP78	CAP11
Ol	52,3	70,5	52,6	62,4	68,2	71,2	56,5	73,4	57,6	67,5	84,0	0,8	0,9
Opx	34,8	13,6	33,9	15,4	12,3	20,1	22,3	17,4	19,7	25,6	13,0	33,3	4
Cpx	7,1	12,1	8,6	17,1	15,2	5,2	19,8	8	18	0,7	2,0	55,9	90,2
Sp	5,8	3,8	4,9	5,1	4,3	3,5	1,4	1,2	4,8	6,2	1,0	10	4,9
total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

A **olivina** (Fig. 3 C-D) é forsterítica, predominantemente anédrica e, em menor proporção, subédrica. Fraturas muitas vezes são identificadas nos cristais. Os limites de grãos são predominantemente e em ordem de abundância: rugosos, curvilíneos e poligonais. Isoladamente, é identificado processo de recristalização nas amostras, e os cristais recristalizados normalmente possuem tamanho igual ou menor que 1 mm e textura granoblástica poligonal, em geral com junções tríplexes 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** (Fig. 3 E-F) é classificado como enstatita, tem cor rósea à luz natural e ocorre preferencialmente na forma de grandes cristais anédricos, com frequentes 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** (Fig. 3 G-H) 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** (Fig. 3 I-J) 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 ao clinopiroxênio.

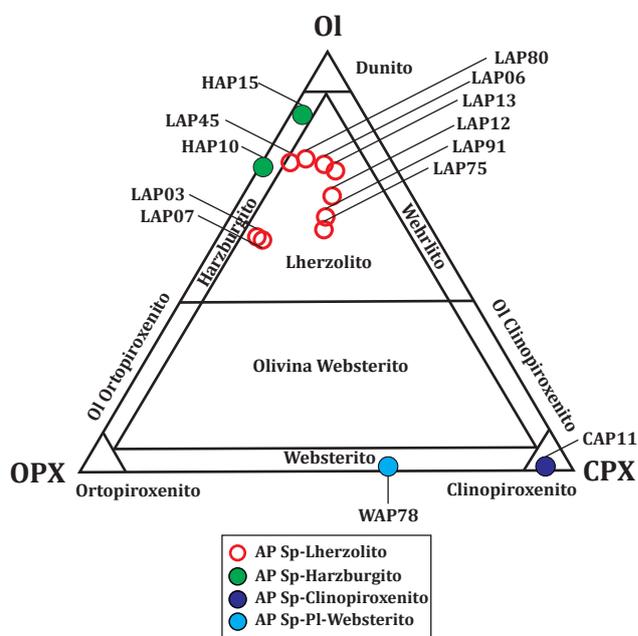


Figura 2. Diagrama definido por Streckeisen (1976) mostrando a composição modal das amostras dos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca. Ol = olivina, OPX = ortopiroxênio e CPX = clinopiroxênio.

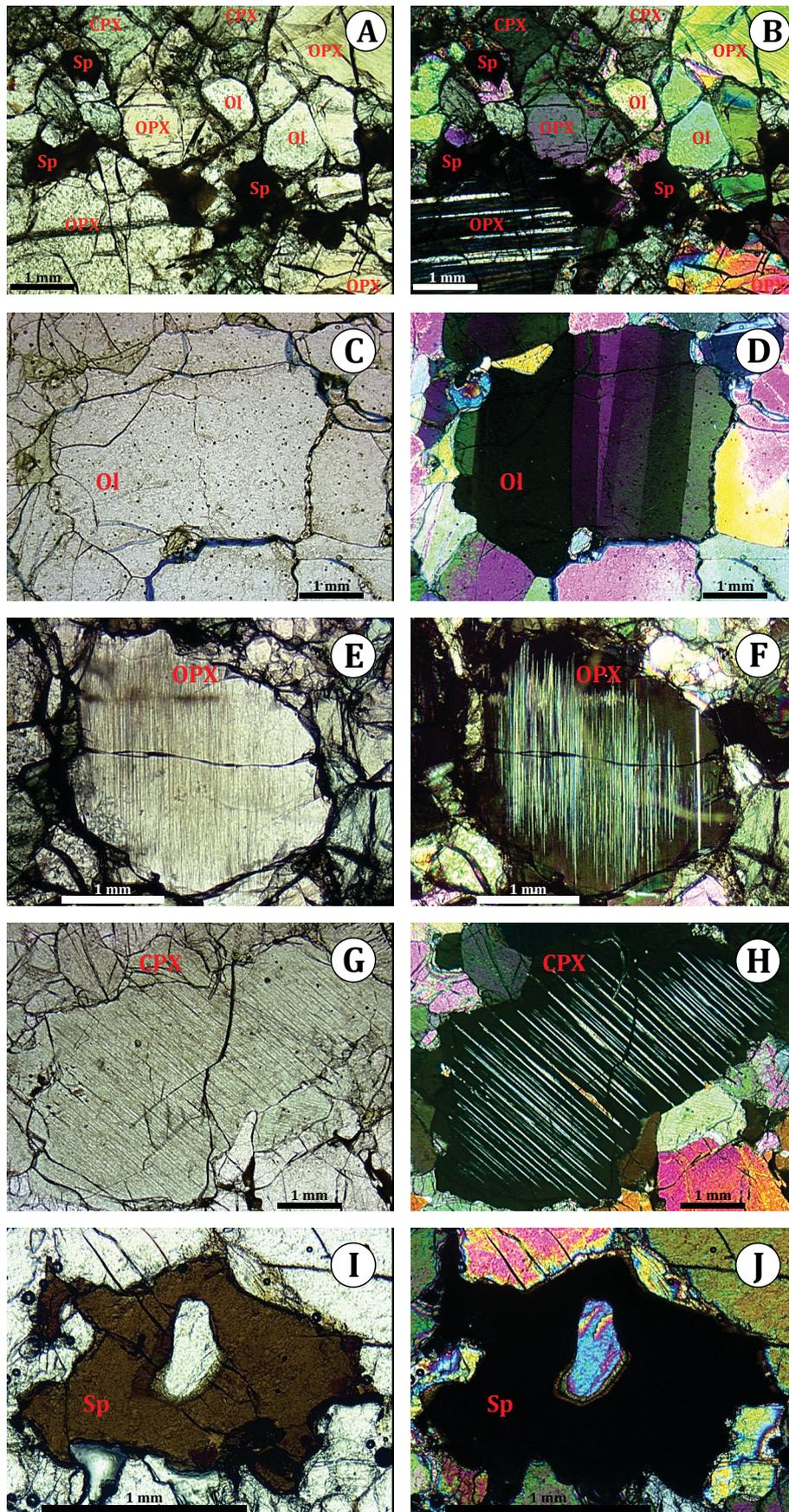


Figura 3. Fotomicrografias em luz natural (esquerda) e em luz polarizada (direita). (A) associação mineralógica dos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca em luz natural; (B) associação mineralógica dos xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca em luz polarizada; (C) Olivina; (D) Olivina com *kink bands* e extinção ondulante; (E) Ortopiroxênio; (F) Ortopiroxênio com lamelas de exsolução, indicando desequilíbrio; (G) Clinopiroxênio; (H) Clinopiroxênio com lamelas de exsolução, indicando desequilíbrio; (I-J) Espinélios com inclusão de olivina.

5. Resultados geoquímicos

5.1. Basaltos hospedeiros (elementos maiores, traço, 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 estão 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 SiO₂ 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, ETRL > ETRP 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 (Ce_N = 25,8 - 28,2; Yb_N = 3,41 - 3,08; Ce_N/Yb_N = 7,54 - 9,13) indicam uma fonte mantélica que contém granada (Gorring et al., 2003).

Nos cálculos de fusão para geração do 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.

$$C^l = \frac{C_o}{D_o + F(1 - P)} \quad (1)$$

Onde C^l = concentração total de elementos traço no líquido; C_o = concentração de elementos traço no sólido fonte; D_o = 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: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,703937 - APH2 e 0,703158 - APH1), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,512844 - APH2 e 0,512959 - APH1) e εNd (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 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,702 - 0,706 e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,5124 - 0,5135) e são muito similares àqueles apresentados por basaltos do tipo OIB.

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

Os dados geoquímicos de elementos maiores, traço e terras raras estão na Tabela 2. Para o melhor entendimento dos dados apresentados neste trabalho, optou-se por separar os peridotitos (lherzolitos e harzburgitos) dos piroxenitos (websterito e piroxenito). O #Mg dos peridotitos (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 elementos que preferencialmente concentram-se no líquido basáltico durante processos de fusão (componentes basálticos = K₂O, CaO, Al₂O₃ e Na₂O). O enriquecimento desses elementos em xenólitos mantélicos indica interação (contaminação) com a rocha encaixante (basalto). As concentrações de Al₂O₃, CaO e TiO₂ mostram correlação negativa com o #Mg (Fig. 4). As concentrações de Al₂O₃ e CaO são variáveis nos peridotitos (Al₂O₃ = 1,83 - 3,87 e CaO = 0,58 - 4,06) e nos piroxenitos (Al₂O₃ = 7,11 - 13,72 e CaO = 11,12 - 14,14). O diagrama que relaciona CaO vs. Al₂O₃ (Fig. 4D) mostra que os xenólitos mantélicos de Agua Poca estão inseridos no campo dos peridotitos do Fanerozóico (Griffin et al., 1998), com exceção da amostras HAP15, e que estão empobrecidas

em relação ao MP de Sun & McDonough (1989). Teores de MgO menor ou igual a 44% (peridotitos = 37,68 - 43,5 e piroxenitos = 20,58 - 21,1), elevados conteúdos de CaO (usualmente >2,3%) e Al₂O₃ (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 (Tab. 1).

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

Amostra:	AP03	AP06	AP07	AP12	AP13	AP45	AP75	AP80
Litotipo	Lherz	Lherz	Lherz	Lherz	Lherz	Lherz	Lherz	Lherz
Geoquímica de rocha total								
Elementos maiores (peso%)								
SiO ₂	44,70	43,57	44,36	45,01	45,62	45,37	44,19	43,06
TiO ₂	0,22	0,16	0,15	0,24	0,17	0,24	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	3,32	2,62	3,05	3,74	3,87	3,84	3,81	2,63
Fe ₂ O ₃ (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 ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,30	0,13
K ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	nd
P ₂ O ₅	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
Elementos traço e elementos terras raras (ppm)								
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
Taxa de fusão estimada (%)								
PM	14	-	16	12	13	11	8	17
DMM	8	-	9	6	7	5	3	10

Tabela 2. Continuação.

Amostra:	AP91	AP10	AP15	AP78	AP11	APH1	APH2
Litotipo	Lherz	Harz	Harz	Webst	Clinop	TB	TB
Geoquímica de rocha total							
Elementos maiores (peso%)							
SiO₂	43,64	43,16	45,54	46,38	50,57	46,52	46,56
TiO₂	0,26	0,15	0,07	0,10	0,42	1,86	1,87
Al₂O₃	3,47	2,59	1,83	13,72	7,11	14,38	14,31
Fe₂O₃(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
Na₂O	0,09	nd	nd	0,45	0,56	3,78	3,66
K₂O	nd	nd	nd	nd	nd	1,42	1,37
P₂O₅	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
Elementos traço e elementos terras raras (ppm)							
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
Taxa de fusão estimada (%)							
PM	12	17	29	26	3	4	3
DMM	6	10	20	18	~1	-	-

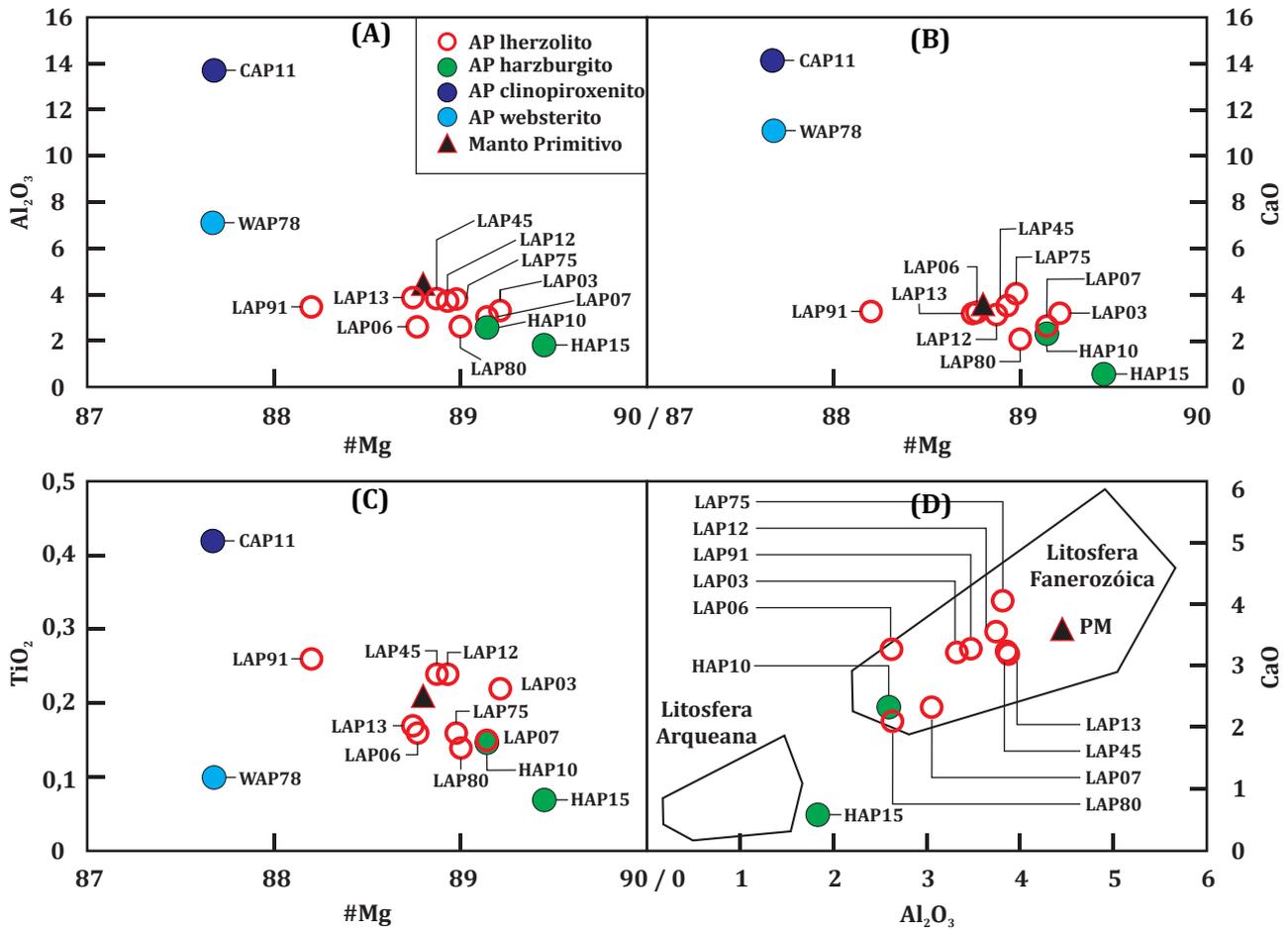


Figura 4. Variação dos principais elementos maiores em amostras de rocha total do vulcão Agua Poca. (A) Al_2O_3 vs. #Mg; (B) CaO vs. #Mg; (C) TiO_2 vs. #Mg; (D) CaO vs. Al_2O_3 . Os campos de peridotitos do Arqueano e do Fanerozóico definidos por Griffin *et al.* (1998) são utilizados para comparação no diagrama que relaciona CaO vs. Al_2O_3 .

O diagrama multielementar e o de elementos terras raras (ETRs), normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Fig. 5A;B e 6A;B), mostra que as amostras de xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca são empobrecidas em relação ao manto primitivo e em ETRL comparados aos ETRP ($Ce/Yb = 0,15 - 0,5$), com exceção da HAP10 (1,46), que demonstra re-enriquecimento caracterizado pelo padrão de ETRL > ETRP (Fig. 5A;B). A amostra HAP15 apresenta um distinto padrão em “U” observado nos elementos ETRs ($Ce_N/Gb_N = 1,19$; $Gd_N/Yb_N = 0,33$), 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 empobrecem em Th, Nb, La, Zr, Hf, Ti e Y, mas a amostra WAP78 ainda mostra enriquecimento em Sr e Eu, que é justificada pela presença de plagioclásio.

Com a finalidade de melhor discutir a origem dos xenólitos mantélicos em estudo foram realizadas análises isotópicas em rocha total no sistema Rb-Sr (9 amostras; Tab. 3). Os valores de $^{87}Rb/^{86}Sr$ estão entre 0,00366 (CAP11) e 0,0791 (LAP12) e as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ variam de 0,702874 (CAP11) a AP10 (0,704999), com média de 0,704035. A amostra LAP75 tem valores $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705349$, mas apresenta feições de oxidação e não será considerada nesse estudo. Os valores obtidos para as amostras de Agua Poca são mais baixos que os definidos para o Bulk Silicate Earth ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7045 - 0,705$; Hart & Zindler, 1989) e as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de cinco das nove amostras de xenólitos mantélicos estão acima dos valores definidos para suas rochas hospedeiras (0,70316 - 0,703937). A maioria das amostras de xenólitos apresenta razões $^{87}Sr/^{86}Sr$

similares às definidas para xenólitos do manto litosférico de ambientes relacionados à ocorrência de pluma mantélica: French Massif Central (0,70244 - 0,70459; Downes & Dupuy, 1987), Hawaii (0,703188 - 0,704207; Vance *et al.*, 1989), Canary Islands (0,702967 - 0,703286; Vance *et al.*, 1989) Kerguelen (0,704221 - 0,705025; Vance *et*

al., 1989). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos xenólitos mantélicos de Agua Poca são inferiores às definidas para o manto litosférico de Scotland (0,7032 - 0,7141; Menzies & Halliday, 1988) e para sedimentos pelágicos da fossa do Chile (0,706 - 0,712; Kilian & Behrmann, 2003).

Tabela 3. Análises isotópicas em rocha total de Rb-Sr das amostras de xenólitos mantélicos e Rb-Sr e Sm-Nd das rochas hospedeiras do vulcão Agua Poca. Lherz: lherzolito; Harz: harzburgito; Webst: websterito; Cpxto: clinopiroxenito; TB: traquibasalto.

Amostra:	AP03	AP06	AP07	AP12	AP13	AP45	AP75	AP80
Litotipo	Lherz							
Isótopos de Rb-Sr								
Rb (ppm)	0,04065	-	0,13651	0,10089	0,04726	0,06761	0,04479	0,12562
Sr (ppm)	7,05	-	1,99	2	6,45	8,37	9,87	1,05
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,01678	-	0,20093	0,14734	0,02135	0,02352	0,01321	0,3521
Erro (SD)	0,0021	-	0,00084	0,00368	0,00069	0,00096	0,00192	0,00034
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70367	-	0,70451	0,70422	0,70368	0,70301	0,70535	0,70445
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sri}$	0,70366	-	0,70449	0,70418	0,70367	0,70301	0,70534	0,70443
Isótopos de Sm-Nd								
Sm (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	0,11
Nd (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	0,23
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	-	-	-	-	-	-	-	0,30212
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	-	-	-	-	-	-	-	0,51342
Erro (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	0,0011
ϵNd	-	-	-	-	-	-	-	15,3
TDM	-	-	-	-	-	-	-	-
Amostra:	AP91	AP10	AP15	AP78	AP11	APH1	APH2	
Litotipo	Lherz	Harz	Harz	Webst	Clinop	TB	TB	
Isótopos de Rb-Sr								
Rb (ppm)	0,004	0,01254	-	-	0,13975	40,22	13,5	
Sr (ppm)	8,37	5,62	-	-	21,8	1084,75	588,76	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,00147	0,0065	-	-	0,01865	0,1079	0,06675	
Erro (SD)	0,00002	0,00085	-	-	0,00038	0,0017	0,0018	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70426	0,70502	-	-	0,70287	0,70315	0,70393	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sri}$	0,70425	0,70499	-	-	0,70287	0,70311	0,7039	
Isótopos de Sm-Nd								
Sm (ppm)	-	-	-	-	-	8,27	4,37	
Nd (ppm)	-	-	-	-	-	55,81	24,42	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	-	-	-	-	-	0,08963	0,10824	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	-	-	-	-	-	0,51295	0,51284	
Erro (ppm)	-	-	-	-	-	0,0013	0,0014	
ϵNd	-	-	-	-	-	6,26	4,02	
TDM	-	-	-	-	-	134,03	314,1	

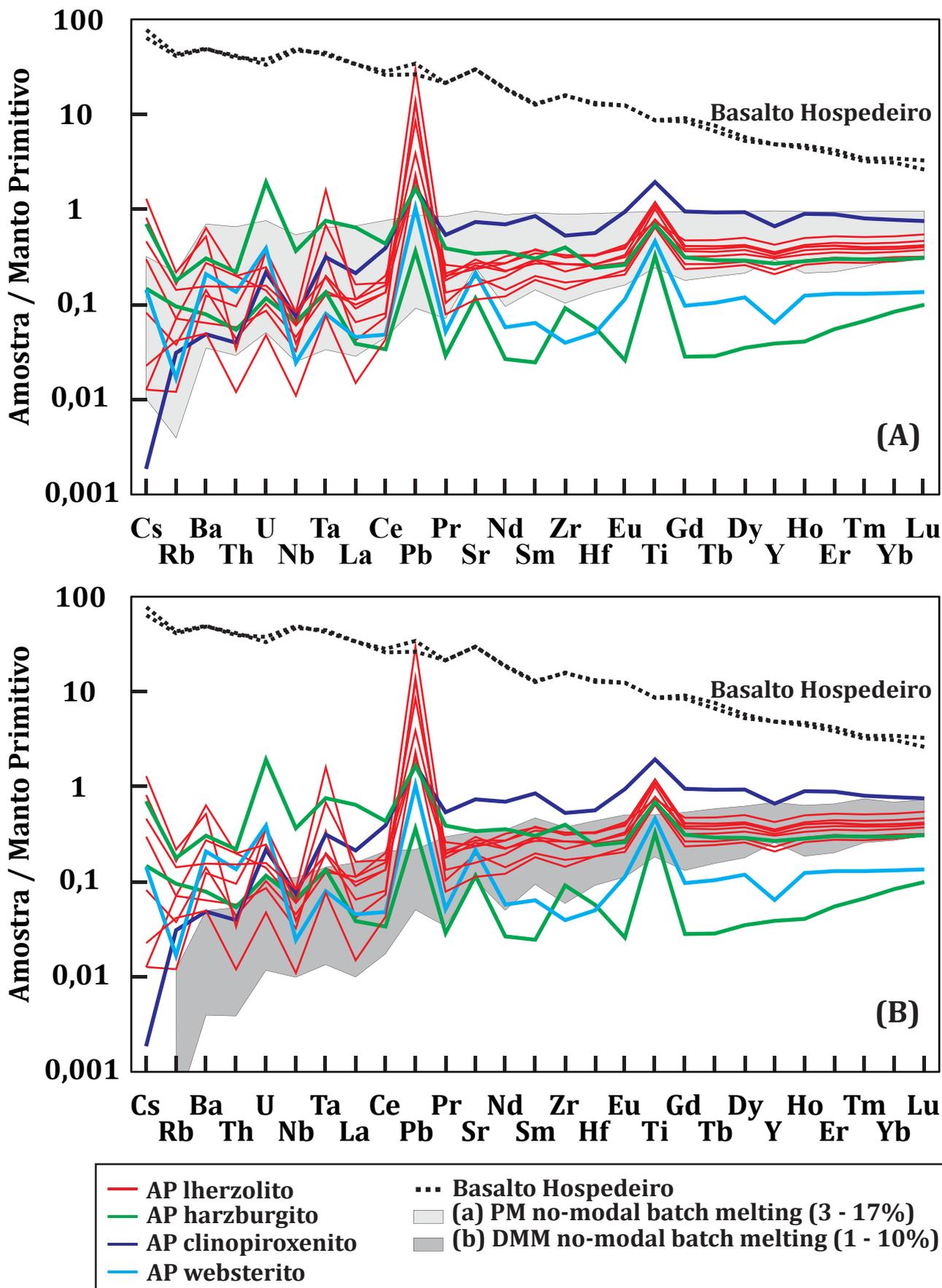


Figura 5. Diagrama multielementar contendo as amostras de xenólitos mantélicos e basaltos alcalinos do vulcão Agua Poca. Para comparação foram plotados os resíduos de fusão em equilíbrio não modal a partir das composições do MP (A) e DMM (*Depleted Mantle Morb*, Workman & Hart, 2005) (B). Ver maiores detalhes no texto.

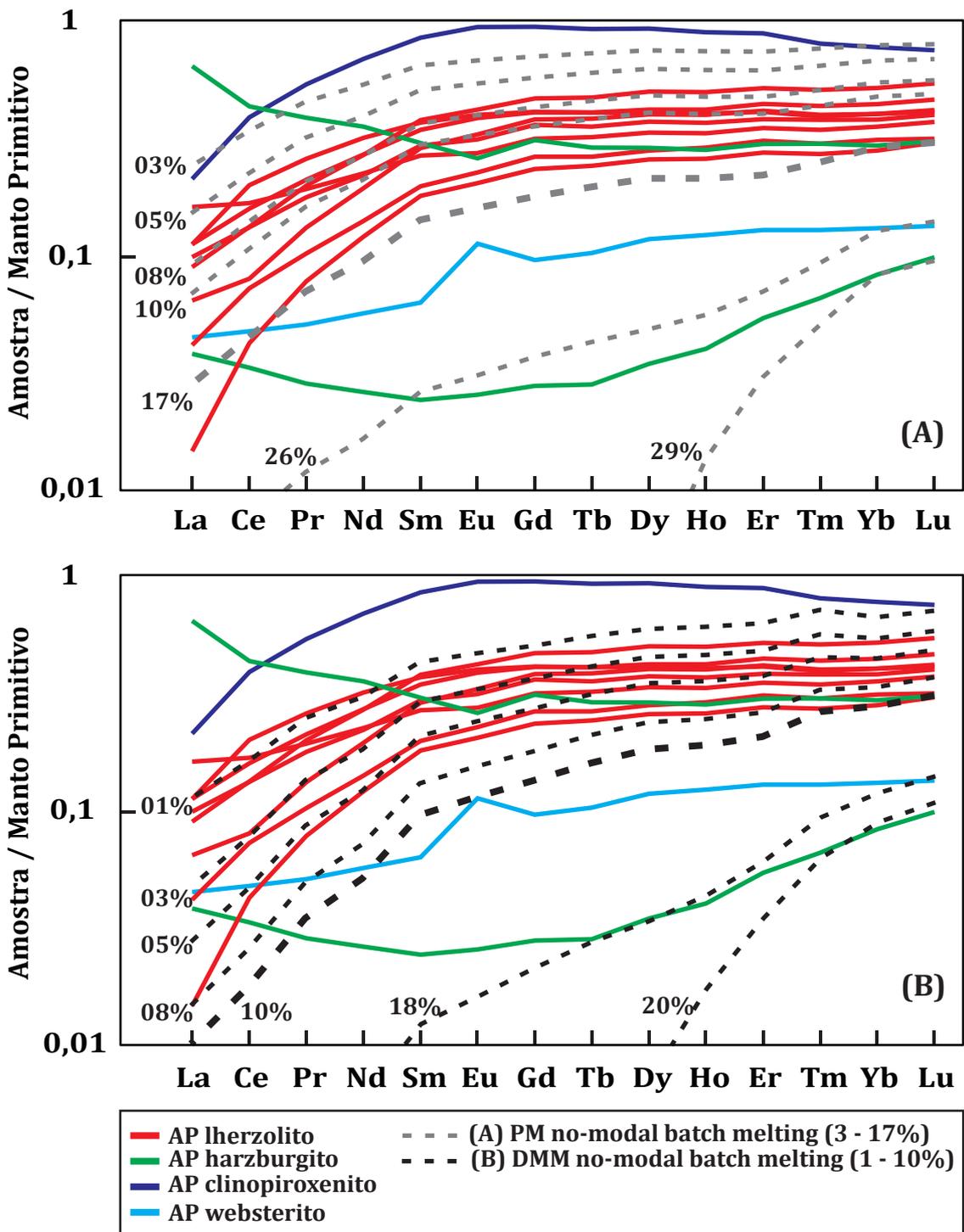


Figura 6. Diagrama de elementos terras raras contendo as amostras de xenólitos mantélicos do vulcão Agua Poca. Para comparação foram plotados os resíduos de fusão em equilíbrio não modal a partir das composições do MP (A) e DMM (B). Ver maiores detalhes no texto.

6. Discussão dos resultados

Um dos mais importantes processos metasomáticos 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), e 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), o que é mostrado nos diagramas que relacionam $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 (Fig. 7a-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 SiO_2 (peso%) 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 Nd (15,3) para a amostra LAP80.

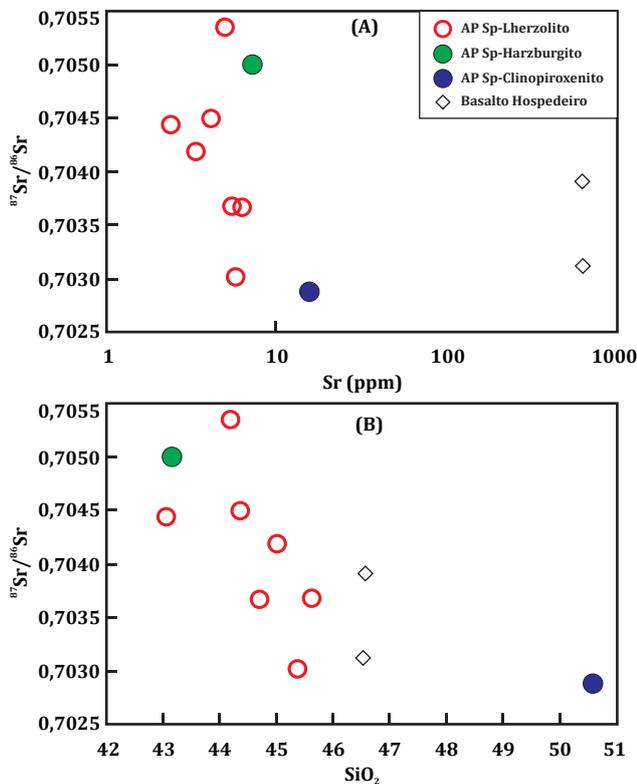


Figura 7. Diagrama isotópico mostrando que o enriquecimento de Sr radiogênico ocorre na fonte do manto, sem ter relação com o processo de contaminação gerado pelo contato com o basalto hospedeiro a ascensão do magma até a superfície. (A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr (ppm) e (B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 .

6.1. Eventos de fusão no MLSC do vulcão Agua Poca

O padrão geoquímico que caracteriza com maior eficácia o processo de fusão parcial ao qual o MLSC do vulcão Agua Poca foi submetido é o fracio-

amento 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 componentes basálticos (e.g. K_2O , CaO, Al_2O_3 e Na_2O) 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 clinopiroxenio.

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 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. 6A;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.

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

Onde C^s = concentração total de elementos traço no sólido; C_0 = concentração de elementos traço no sistema; D_0 = coeficiente de partição total do elemento traço entre as fases sólidas originais; F = 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 & McDonough, 1989) e o manto depletado (Workman & Hart, 2005) são submetidos a graus de fusão de até 17% (Fig. 8). A maioria das amostras estudadas é empobrecida em ETRL/ETRP ($Ce_N/Yb_N < 0,5$, 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 em equilíbrio não

modal a partir do manto depletado e até 17% de fusão em equilíbrio não modal a partir do manto primitivo, a totalidade das amostras do vulcão Agua Poca mostra enriquecimento em relação ao resíduo de fusão do manto depletado e do manto primitivo. Esse comportamento sugere que o MLSC 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.

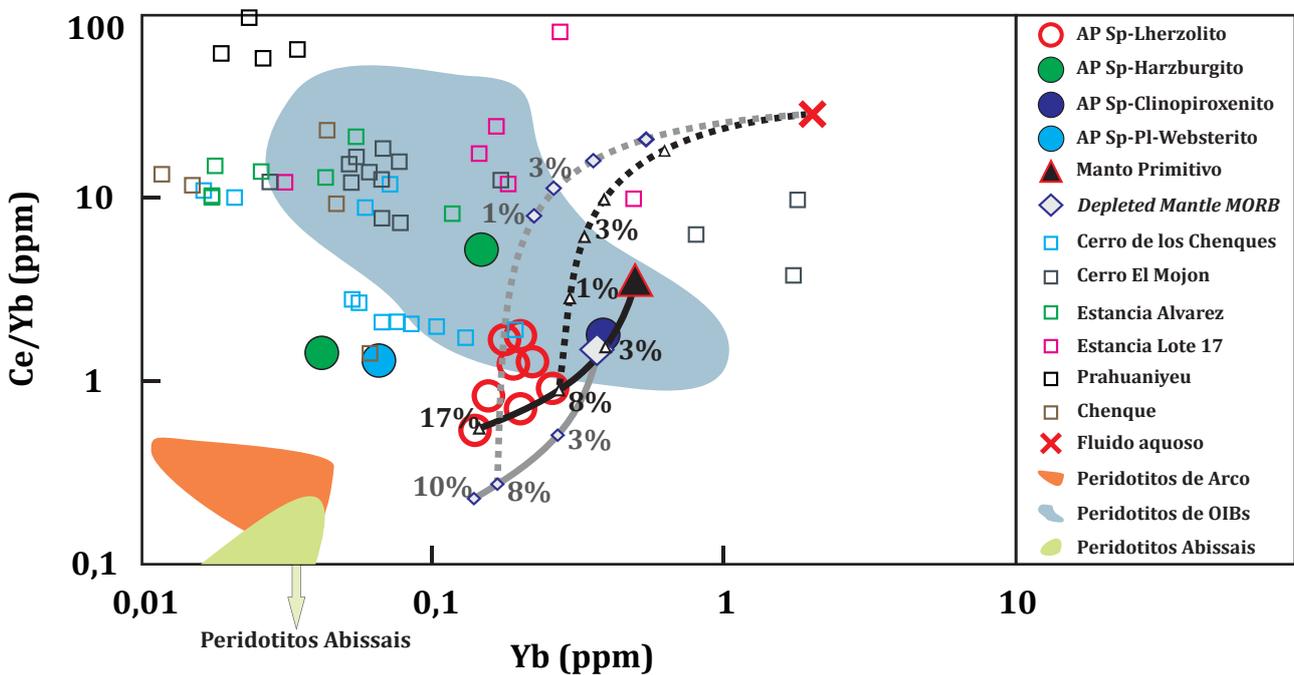


Figura 8. O diagrama que relaciona Ce/Yb vs. Yb mostra que os xenólitos mantélicos de Agua Poca são moderadamente empobrecidos. A maioria das amostras estudadas está empobrecida na razão Ce/Yb quando comparadas aos valores definidos para o MP e apresentam valores similares ao DMM. Quando as razões Ce/Yb das amostras estudadas são comparadas com as curvas que representam o resíduo de fusão do MP com até 17% e do DMM com até 10% de fusão parcial, a maioria das amostras (exceto 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 do 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 Tab. 2).

6.2. Disjunção da razão Nb/Ta no MLSC

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 maio-

ria dos elementos incompatíveis (Weyer *et al.*, 2003). Entretanto, reservatórios eclogíticos (devido à presença de rutilo) e magmas alcalinos ou carbonatíticos, devido ao elevado coeficiente de partição de Nb, Ta, Zr e Hf 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. 9) 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, Prahuanियeu, 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 algumas destas amostras 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.

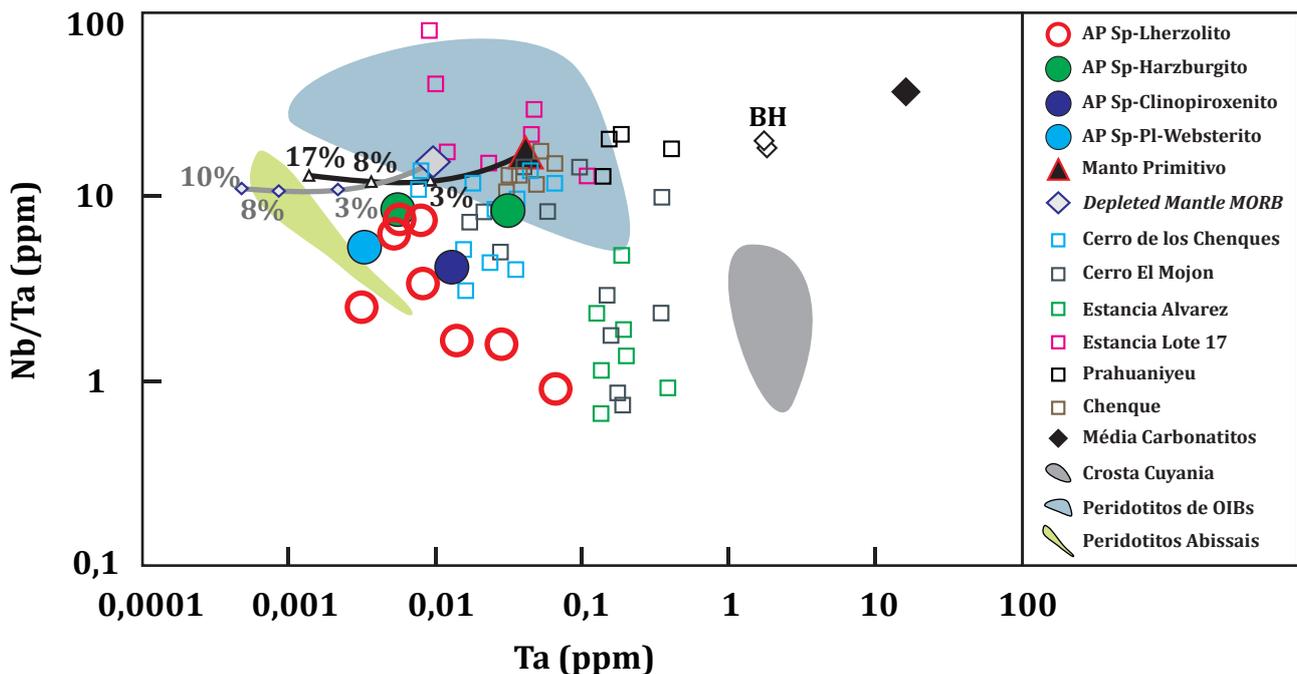


Figura 9. Diagrama Nb/Ta vs. Ta mostrando as baixas razões Nb/Ta nas amostras estudadas. Para comparação foram traçadas curvas que representam a composição obtida para o resíduo de fusão a partir do MP e DMM. Também foram plotadas as composições dos basaltos hospedeiros de Agua Poca (BH) e peridotitos de algumas localidades da Patagônia: Cerro El Mojon e Estancia Alvarez (Mallmann, 2004); Estancia Lote 17 (Gorring & Kay, 2000); Prahuanियeu 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).

As razões Nb/Ta extremamente baixas (8,52 a 0,9) observadas nas amostras estudadas sugerem a existência de um ou mais processos que favoreçam o empobrecimento de Nb em relação ao Ta no MLSC 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 MLSC 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.

6.3. Evidências de metassomatismo no MLSC 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 em equilíbrio do MP (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 (Fig. 10a) e Sr/Ce vs. Ce (Fig. 11a).

$$A = \frac{FA_x + (100 - F) B_x}{100} \quad \& \quad B = \frac{Fa_y + (100 - F) B_y}{100} \quad (3)$$

Onde A e B representam a concentração final do elemento, F é a taxa 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 baseada 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 em equilíbrio, pois ele representa o 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 entre a 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 nos diagramas multielementar e de ETRs, 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 Izuboni-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 (Fig. 10B) e Sr/Ce vs. Ce (Fig. 11B) os campos representativos do manto litosférico com características OIB de Vitim Volca-

nic 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), e Cerro de los Chenques (Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Rieck Jr.,

2008). Nos diagramas Pb/Ce vs. Ce (Fig. 10B) e Sr/Ce vs. Ce (Fig. 11B), 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.

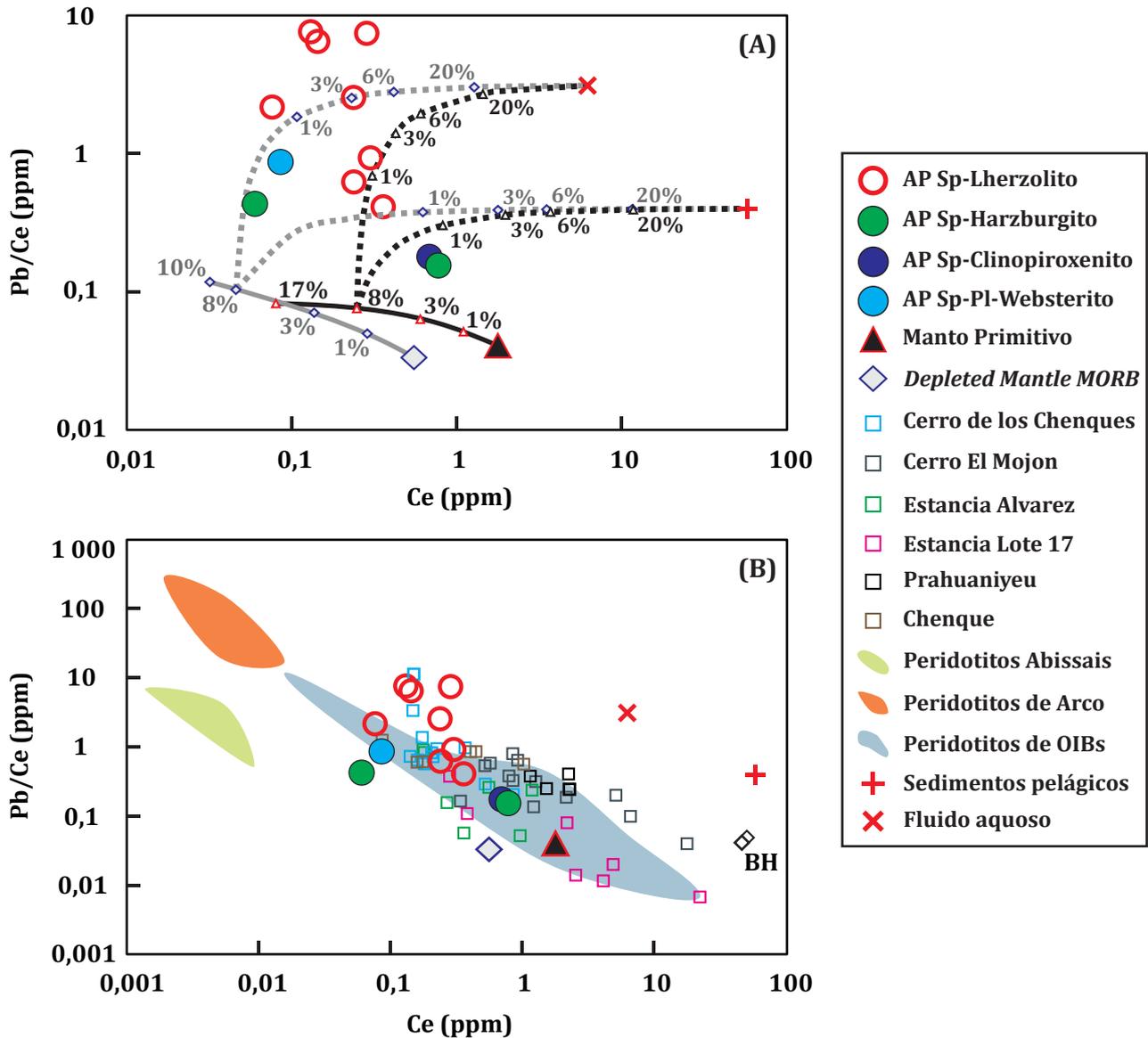


Figura 10. Diagrama discriminatório mostrando a contribuição de fluidos/sedimentos pelágicos no enriquecimento de Pb (elemento de alta mobilidade). Curvas de mistura foram traçadas (diagrama A) entre a composição obtida para 8% do resíduo de fusão a partir do MP e DMM até a composição de fluidos de zona 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 (BH) 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) (diagrama B). 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).

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.

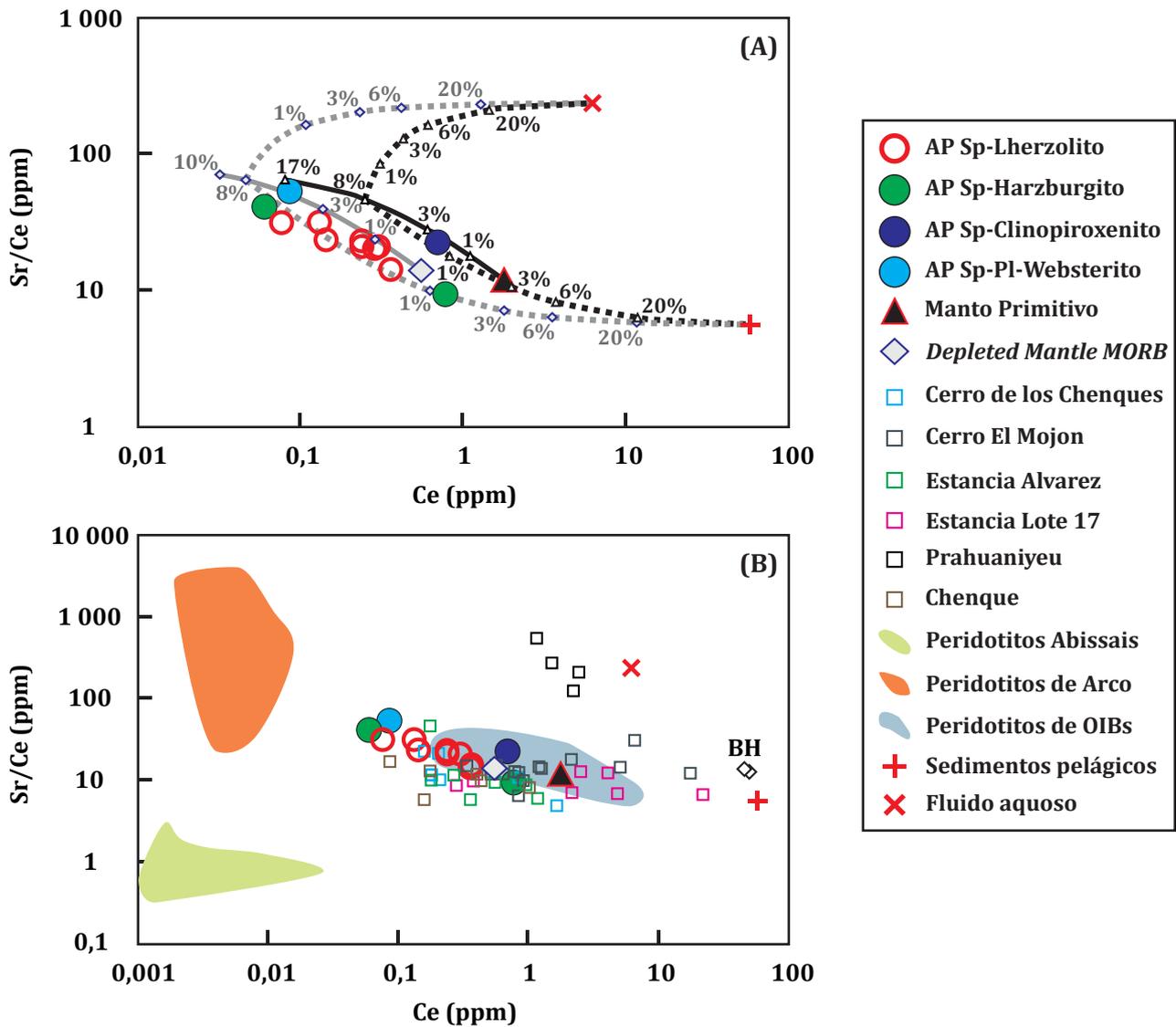


Figura 11. Diagrama discriminatório mostrando a contribuição de fluidos/sedimentos pelágicos no enriquecimento de Sr (elemento de alta mobilidade). Curvas de mistura foram traçadas (diagrama A) entre a composição obtida para 8% do resíduo de fusão a partir do MP e DMM até a composição de fluidos de zona 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 (BH) 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) (diagrama B). 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 Manto Litosférico Subcontinental do vulcão Agua Poca (1,7 a 0,33Ga - Schilling *et al.*, 2008) é resultado de diferentes graus de fusão parcial e de posterior re-enriquecimento em elementos incompatíveis. Com base no modelamento de fusão em equilíbrio não modal, 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 MLSC foi levemente re-enriquecido pela introdução de até 3% de fluidos 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 ϵNd (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 12, que apresenta uma síntese dos principais eventos que contribuíram para a variação geoquímica observada no MLSC 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 fluidos/sedimentos pelágicos através das antigas zonas de subducção e, possivelmente contribuíram para a geração de magmas alcalinos.

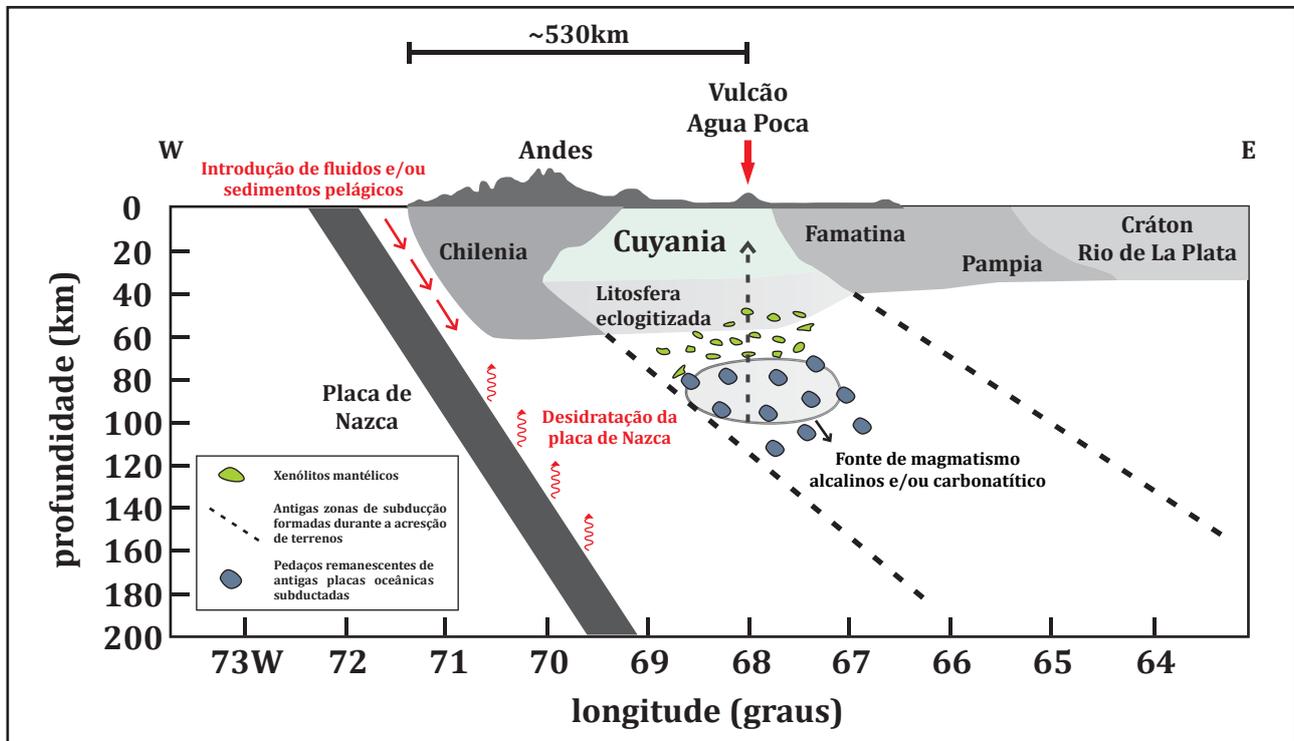


Figura 12. Modelo tectono-magmático proposto para o MLSC do vulcão Agua Poca. O estudo realizado por Gilbert *et al.* (2006) serviu como referência para determinar os limites entre os terrenos acrecionários e da porção litosférica eclogitizada.

Agradecimentos - À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de mestrado e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), projeto de pesquisa 475990 /2004-8.

Referências

- 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: 12° CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO y 2° CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, Mendoza, *Anais...*, 161-173.
- Bertotto, G.W. 1996. Características volcánológicas del centro eruptivo Agua Poca, Cenozoico, departamento Puelén, provincia de La Pampa. In: VI JORNADAS PAMPEANAS DE CIENCIAS NATURALES, 1996, Santa Rosa, *Anais...*, 10-12.
- Bertotto, G.W. 1997. *Estudio volcánológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Amarillo y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa. Argentina.* 114p. 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. & Labudía, C.H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaníyeu 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. In: II SSAGI Carlos Paz, Córdoba, *Anais... SEGEMAR Anales* 34, p. 23-26.
- Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W. & Rodríguez-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, Argentine: 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, Argentine: Evidences of lithospheric mantle metasomatized by OIB-like melts and subduction related fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(12): A304.
- Gervasoni, F. 2009. *Estudios geoquímicos e experimentais do manto litosférico Sub-continental 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. 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 (36S - 44S): 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 fluidos 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., Gorring, 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. & 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.
- Ntaflou, 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 GSJ reference rock standards using UV laser ablation ICP-MS. *Geochemical Journal*, 37: 401-412.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H. & CHRISMASSY 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.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research*, 7(4): 1009-1026.
- 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 Série Científica*, 7(1): 1-17.
- Rivalenti, G., Mazzucchella, 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: Q01007doi:10.1029/2002GC000408.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- 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 Reserch 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 Reserch 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.
- Vance, D., Stone, J.O.H. & O'Nionsa, 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.
- 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.