



**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**

T.L.R. Jalowitzki^{1*}, R.V. Conceição^{1**}, G.W. Bertotto^{2***}, Y. Orihashi^{3****}

1 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500
Prédio: 43126, gabinete 206b. C. P.: 15.001, Bairro Agronomia, Instituto de Geociências,
CEP: 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

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

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

E-mail: *tiago.jalowitzki@ufrgs.br; **rommulo.conceicao@ufrgs.br; ***gwbertotto@yahoo.com.ar;

****oripachi@eri.u-tokyo.ac.jp

Recebido em 12/07, aceito para publicação em 07/08

ABSTRACT

The tectonic-magmatic processes that occurred in the west of South America during the Cenozoic were responsible for the eruption of large volumes of basaltic lava. These processes are the consequence of the subduction zone related to the convergence of the Nazca oceanic slab under the South-American continental plate. The studied area is in Patagonian Argentina (36°13' S - 44°52' S), which is characterized by an extra continental back-arc. Thirty-three samples of volcanic basalts that host ultramafic and mafic xenoliths from eleven different localities were analyzed. These rocks are basanites, trachybasalts, picrite-basalts and basalts of the alkaline series, with phenocrysts and/or xenocrysts of plagioclase, olivine, orthopyroxene and clinopyroxene. Petrographic textures, together with multi-elemental diagram analyses, allow the individualization of the basalts into two groups: Group I shows aphanitic to fine-phaneritic texture, enrichment in HFSE, the highest $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios; while Group II presents fine to medium phaneritic texture, large amount of plagioclase, more elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and enrichment in Pb and LILE that suggest Group II, but not Group I, was influenced by some subduction-derived fluid. In general, rare earth element (REE) patterns for both Groups are similar, with an expressive enrichment in light REE in relation to the heavy REE. Zr/Nb lower than 10, high Zr/Y and Ba/Th ratios and the low heavy REE contents in both Groups suggest that the origin of these basalts is related to a mantle plume influence and low-melting degree of the mantle at the garnet stability field. Our conclusions are very close to the one reached by Stern et al. (1990), who classified the basalts into "cratonic" and "transitional". Those authors suggest that there is a geographic distribution of these two groups. However, our basalts from both groups resemble the "cratonic" basalts of those authors. We do not observe samples with "transitional" characteristic, although some of our samples were collected in the same area that Stern et al. (1990) collected theirs. The geochemical characteristic of both groups and their similarities with well-known hot-spots by the literature suggest that the basalts of this study would be related to a plume.

RESUMO

Os processos tectono-magmáticos atuantes na região oeste da América do Sul durante o Cenozóico geraram perturbações mecânicas no manto e a formação de grandes volumes de magma basáltico. Esses processos são o resultado da zona de subducção formada pela convergência da placa oceânica de Nazca sob a placa continental Sul-americana. A área de estudo está na Patagônia Argentina (36°13' S - 44°52' S), que é um ambiente de "extra" retro-arco continental. Foram analisadas trinta e três amostras de basaltos de onze vulcões extintos que hospedam xenólitos mantélicos. Essas rochas são basanitos, traquibasaltos, picrito-basaltos e basaltos da série alcalina, com feno e xenocristais de plagioclásio, olivina, orto e clinopiroxênios. A partir da observação petrográfica, análise do diagrama multielementar e dos dados isotópicos, define-se dois grupos: o Grupo I apresenta matriz fanerítica fina a afanítica, com ocorrência de plagioclásio restrita a matriz, enriquecimento em HFSE, baixas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e elevadas razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. O Grupo II apresenta textura fanerítica fina a média, com plagioclásio em abundância, enriquece em Pb e nos LILE, elevadas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixas razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, o que sugere alguma influência de fluidos derivados da placa subductante. O expressivo fracionamento de ETR pesados em relação à ETR leves e de HFSE em relação à LILE indica processos de re-enriquecimento mantélico. Valores de Zr/Nb <10, elevadas razões de Zr/Y e Ba/Th, e as baixas concentrações de ETR pesados, são sugestivas da influência de pluma mantélica e de baixos graus de fusão à profundidades da zona de estabilidade da granada. Nossas conclusões são muito similares das observadas por Stern *et al.* (1990) que classificaram os basaltos em "cratônicos" e "transicionais" e define uma distribuição geográfica para eles. Os basaltos dos Grupos I e II assemelham-se aos basaltos "cratônicos" definidos por aqueles autores, mas atribuímos às diferenças geoquímicas e isotópicas observadas a diferentes eventos magmáticos com contribuição dos fluidos provenientes da placa subductante nas amostras do Grupo II. Amostras com característica "transicional" não foram observadas, sendo que algumas localidades aqui estudadas pertencem a mesma área daqueles autores. As características geoquímicas de ambos os grupos e suas semelhanças com *hot spots* bem conhecidos na literatura sugerem a existência de uma pluma incipiente associada a um ambiente compressivo.

INTRODUÇÃO E GEOLOGIA REGIONAL

A região oeste da América do Sul é caracterizada por um complexo sistema de placas tectônicas, no qual as placas oceânicas de Nazca, Antártica e Scotia interagem diretamente com a placa continental Sul-americana por meio de processos de subducção. O magmatismo e o tectonismo gerados neste contexto formaram a Cordilheira do Andes que, por sua vez, foi classificada em quatro zonas com atividade vulcânica de arco recente, controladas pela geometria das placas subductantes (Stern & Kilian, 1996 e Ramos, 1999), a saber: Zona

Vulcânica Norte (ZVN - 5° N a 2° S), Zona Vulcânica Central (ZVC - 14° S a 27° S), Zona Vulcânica Sul (ZVS - 33° S a 46° S) e Zona Vulcânica Austral (ZVA - 49° S a 55° S). A ZVS, região de interesse neste trabalho, ainda pode ser dividida em Norte (ZVSN, 33° S - 34,5° S; Stern *et al.*, 1984b), Transicional (ZVST, 34,5° S - 37° S; Tormey *et al.*, 1991), Central (ZVSC, 37° S - 41,5° S; Hickey-Vargas *et al.*, 1989) e Sul (ZVSS, 41,5° S - 46° S; López-Escobar *et al.*, 1993). Na ZVS a placa de Nazca subducta a placa Sul-americana com 30° de inclinação e velocidade de 8,43 cm/ano (Kostoglodov, 1994).

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 retro-arco continental. Os produtos vulcânicos aflorantes no setor sul da região de retro-arco (34° S a 46°30' S) e, portanto, localizados atrás da zona vulcânica Sul, são caracterizados pela ocorrência de lavas máficas, que variam desde basanitos fortemente subsaturados até andesitos basálticos supersaturados (Skewes & Stern, 1979; Muñoz Bravo, 1981; Kay *et al.*, 2006; Orihashi *et al.*, 2006 e Jalowitzki *et al.*, 2007). 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 (Bertotto, 2003; Rivalenti, 2004; Bjerg *et al.* 2005; Conceição *et al.*, 2005; Schilling *et al.*, 2005; Rieck Jr. *et al.*, 2007 e Jalowitzki *et al.*, 2007).

Os maiores eventos magmáticos produzidos desde o Cenozóico observados na Província Patagônica são o Basalto Posadas (~46° S a 50° S) no Eoceno; a província magmática de Somuncura no Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (41° S a 43° S, além dos magmas de idades similares até os 46° S); as lavas geradas do Mioceno superior ao Plioceno ao leste do ponto tríplice do Chile (~46° S a 49° S), e a província basáltica Andino-Cuyana (35° S a 38,5° S) no Oligoceno/Mioceno - Pleistoceno.

No setor norte da Patagônia Argentina (ZVSC), o magmatismo de retro-arco tem sido relacionado com a presença de *hot spots* transitórios (Kay *et al.*, 1993) e a perturbações mecânicas do manto litosférico por 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). 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.

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 OIB.

A área de pesquisa (Figura 1) abrange uma vasta extensão territorial, se estende por praticamente toda a extensão da ZVS e é composta por vulcões caracterizados pela ocorrência de xenólitos mantélicos máficos e ultramáficos. A região de coleta das amostras, do norte para sul, é composta pelo Cerro De la Laguna - Província de Mendoza (PM-1), Cerro Agua Poca - Província de La Pampa (PM-2), Cerro Huanul - Província de Mendoza (PM-3), Cerro El Mojon - Província de Rio Negro (PM-4), Ingeniero Jacobacci - Província de Rio Negro (PM-5), Cerro Aznares - Província de Rio Negro (PM-6), Estancia Alvarez - Província de Rio Negro (PM-7), Prahuanियeu - Província de Rio Negro (PM-8 e PM-9), Cerro Chenque - Província de Chubut (PM-10), Cerro Matilde - Província de Chubut (PM-11) e Cerro de los Chenques - Província de Chubut (PM-12). Foi aplicada a divisão adotada para a zona de arco (ZVSN,

ZVST, ZVSC e ZVSS) para melhor localização dos vulcões que integram esse estudo.

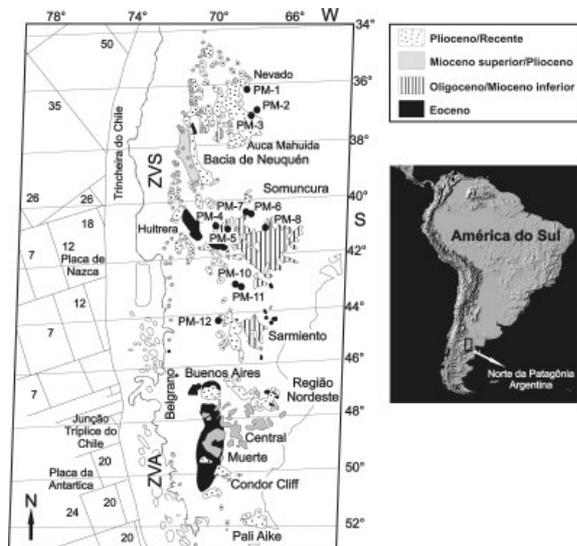


Figura 1: Mapa da Patagônia modificado a partir do mapa geológico da Argentina (Servicio Geológico Minero Argentino) de 1997, onde estão inseridos os Cerros vulcânicos (PM-1 ao PM-12), com exceção do PM-9, em que as amostras foram coletadas.

PETROGRAFIA

As rochas vulcânicas em estudo, provenientes da região de retro-arco da Patagônia, são basaltos que hospedam xenólitos máficos e ultramáficos provenientes do manto litosférico. Os contatos entre basalto e xenólito geralmente são retos e observa-se interação entre ambos. Em algumas amostras é possível reconhecer veios de basalto intrudindo os xenólitos e, em uma das amostras pertencentes ao Cerro El Mojon, há um veio com cerca de 1 mm de espessura composta por plagioclásio, formada aparentemente por processos de acumulação como resultado de tensão superficial. A textura dominante é porfirítica (todas as amostras), glomeroporfirítica (Agua Poca e Aznares), intergranular (Cerro De la Laguna, Cerro El Mojon, Ingeniero Jacobacci, Aznares e Estancia Alvarez),

poiquilítica (Cerro El Mojon, Ingeniero Jacobacci e Aznares), variolítica (Aznares, Estancia Alvarez, Cerro Chenque e Cerro de los Chenques), coronítica (Cerro De la Laguna, Estancia Alvarez, Ingeniero Jacobacci, Cerro Chenque, Cerro Matilde e Cerro de los Chenques), intrafasciculada (Ingeniero Jacobacci) e traquítica (Agua Poca).

As associações de fenocristais são compostas por ortopiroxênio-olivina-clinopiroxênio, olivina-ortopiroxênio, olivina-clinopiroxênio e olivina-plagioclásio. A matriz das rochas em estudo tem textura intergranular e é composta por micrólitos de plagioclásio (0,1 a 0,3 mm), piroxênios, Ti-magnetita e vidro, caracterizada por matriz afanítica a fanerítica fina, com exceção das rochas de Ingeniero Jacobacci, 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 4 mm. 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 2,6 mm e, em alguns casos, zonado. A composição do plagioclásio oscila entre An_{24} (oligoclásio) e An_{44} (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 2,4 mm. 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, no máximo, 2 mm. Esses minerais são do grupo dos espinélios e estão abundantemente presentes em todas as amostras normalmente 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 e são de quatro tipos: negro (magnetita), marrom (hercinita), verde (cromita) e amarelo (brucita) em luz refletida.

Os xenocristais ocorrem como agregados de olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio. Os xenocristais de olivina são porfiroclastos subédricos a 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° (textura de equilíbrio), indicando processos de recristalização estática. Nas amostras de Cerro Chenque, Cerro Matilde e Cerro de los Chenques há ocorrência de minerais com cauda de recristalização, que é típico de processos de recristalização dinâmica. Tanto os xenocristais de orto quanto os de clinopiroxênios apresentam lamelas de exsolução.

A partir da observação textural é possível definir dois grupos petrográficos: o Grupo I, composto pelas rochas dos vulcões De la Laguna, Prahuaniyeu,

Cerro Chenque, Cerro Matilde e Cerro de los Chenques, que têm matriz afanítica a fanerítica fina, sem fenocristais de plagioclásio e com pouca quantidade de micrólitos de plagioclásio na matriz; e o Grupo II, composto pelas rochas dos vulcões Agua Poca, Huanul, Cerro El Mojon, Ingeniero Jacobacci, Aznares e Estancia Alvarez, que apresentam matriz fanerítica fina a fanerítica média (Ingeniero Jacobacci) com cristais de plagioclásio em abundância, tanto na matriz, quanto na forma de fenocristais. A divisão de dois grupos estabelecida a partir da análise petrográfica se mantém e é válida para as demais considerações realizadas a partir dos dados geoquímicos e isotópicos descritos a seguir.

METODOLOGIA

Os dados geoquímicos de elementos maiores e 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), enquanto que as concentrações de outros elementos traço foram obtidas através do método LA-ICPMS (Thermo Elemental Plasma-Quad 3), ambos no Earthquake Research Institute, the University of Tokyo. O ICP-MS é equipado com Sorption interface & CHICANE ion lens e o sistema de laser ablation utilizado é o UP-213 laser system (New Wave Research) de frequência quádrupla Nd-YAG laser ($\lambda = 213$ nm). Os detalhes dessas análises para ambos os métodos foram descritos por Tani *et al.* (2002) e por Orihashi & Hirata (2003), respectivamente. Os dados isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram gerados no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - IG) da UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) 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 0,25 N em ultrassom 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, HCl 6 N e HCl 6 N, até a dissolução completa da amostra. Após a dissolução, as amostras foram diluídas em 3 ml de HCl 2,5 N 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 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr= 0,1194 e ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd= 0,7219, respectivamente. Medidas dos padrões NIST foram: NBS-987 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,710260±0,000014), La Jolla (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,511859±0,000010). Valores de branco para Sr, Rb, Sm e Nd são 60 pg, 500 pg, 150 pg, 500 pg; respectivamente.

GEOQUÍMICA

Elementos maiores, menores e traços

Trinta e três amostras (Tabela 1) representativas dos respectivos platôs e vulcões foram analisadas. Conforme o diagrama álcalis (% Na₂O + K₂O) vs. % SiO₂ (Le Maitre *et al.*, 1989), pode-se classificar os basaltos como picrito-basaltos, basanitos, traquibasaltos e basaltos da série alcalina (Figura 2). As amostras de Cerro Chenque são as mais alcalinas, com teores de álcalis total de 7,3; 7,76 e 7,81 % para teores de SiO₂ em torno de 44 %, enquanto que as amostras de Prahuaníyeu são as menos alcalinas, com valores de álcalis total de 3,54 e 3,90 % para cerca de 39 % de SiO₂. Os basaltos do norte da Patagônia Argentina abordados nesse trabalho apresentam #Mg [#Mg = (100*(MgO/40,3)/((MgO/40,3) + (FeO*0,9/71,8)))] entre 41,17 (PM5-A1) e 68,70 (PM8-A1), e Na₂O/K₂O entre 1,44 (PM6-A2) e 4,86 (PM11-A1). As amostras pertencentes ao Grupo I apresentam menor quantidade de SiO₂ em relação às amostras do Grupo II. Com base nas razões K₂O/Na₂O de Middlemost (1975), os basaltos em estudo são pertencentes à série potássica (Cerro El Mojon, Aznares e Estancia Alvarez) e sódica (demais amostras). As amostras de Cerro Chenque são as mais sódicas (Na₂O entre 4,52 a 5,11 %), enquanto que as amostras do Cerro El Mojon são as mais potássicas (K₂O entre 2,57 a 2,60 %). Em ambos os casos, os valores de álcalis podem indicar metassomatismo modal na fonte, mas com atividades de Na₂O e K₂O particulares (Conceição & Green, 2000 e 2004). Os diagramas que relacionam o #Mg vs. os principais óxidos, Cr, Co, Ni, V e Zn expressam correlação negativa para Al₂O₃, Na₂O e K₂O com o progressivo aumento do #Mg, um padrão mais horizontalizado para P₂O₅, CaO e TiO₂, uma correlação positiva para o MnO e o FeO e uma dispersão para o V e Zn. Os

Tabela 1: Tabela contendo a composição química de elementos maiores, menores e traços das amostras utilizadas na elaboração desse trabalho. BS = Basanita; TB = Traquibasalto; B = Basaltos; PB = Picrito-Basalto.

Amostras	PM1A1	PM1A2	PM1A3	PM1A4	PM2A1	PM2A3	PM3A1	PM3A2	PM3A3	PM4A1	PM4B4b
Rochas	BS	BS	BS	BS	TB	TB	TB	TB	B	BS	BS
SiO ₂	42,82	42,76	42,46	42,67	46,53	46,57	46,36	46,01	46,12	44,81	45,65
TiO ₂	2,30	2,29	2,22	2,28	1,87	1,87	1,87	1,83	1,77	1,99	1,99
Al ₂ O ₃	14,50	14,58	14,75	14,47	14,39	14,31	15,08	14,91	14,83	14,76	14,77
Fe ₂ O ₃	11,82	11,89	11,31	11,58	11,89	11,86	11,73	11,61	11,70	11,75	11,44
MnO	0,21	0,21	0,20	0,20	0,17	0,16	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17
MgO	9,67	9,46	9,47	9,65	9,34	9,52	9,38	9,32	9,64	10,06	9,82
CaO	10,55	10,50	10,25	10,38	8,63	8,62	8,83	9,27	9,17	9,01	8,73
Na ₂ O	3,88	3,97	4,06	3,97	3,78	3,66	3,43	3,48	3,27	4,13	4,15
K ₂ O	1,10	1,04	1,06	1,07	1,43	1,38	1,51	1,51	1,45	2,60	2,57
P ₂ O ₅	1,42	1,44	1,50	1,42	0,53	0,50	0,54	0,52	0,49	0,71	0,71
Total (wt%)	98,26	98,12	97,28	97,70	98,55	98,45	98,87	98,62	98,61	99,99	100,00

K ₂ O+Na ₂ O	5,06	5,11	5,26	5,16	5,28	5,12	4,99	5,06	4,79	6,73	6,72
#Mg	61,82	61,16	62,37	62,26	60,86	61,37	61,27	61,38	61,98	62,89	62,95
SiO ₂ (100wt%)	43,57	43,58	43,65	43,68	47,21	47,30	46,88	46,65	46,77	44,81	45,65

Amostras	PM1A1	PM1A2	PM1A3	PM1A4	PM2A1	PM2A3	PM3A1	PM3A2	PM3A3	PM4A1	PM4B4b
V	237,54	241,50	232,00	228,01	183,77	174,22	188,99	197,39	201,10	199,91	-
Cr	235,11	212,26	260,00	245,07	319,32	312,28	274,55	279,49	296,07	407,96	-
Co	45,65	45,02	42,00	44,83	50,81	51,28	49,06	49,12	50,21	37,49	-
Ni	156,00	148,97	160,00	160,57	238,08	240,01	202,28	202,49	215,32	209,75	-
Zn	87,01	87,62	110,00	83,91	108,18	105,77	88,09	88,99	92,70	78,03	-
Rb	19,39	21,35	23,00	19,83	27,33	26,18	28,81	29,14	29,27	56,06	-
Sr	1152,48	1154,26	1169,00	1138,49	629,79	624,88	611,00	612,06	614,76	970,74	-
Y	32,32	32,44	33,00	32,05	22,09	21,94	24,14	23,40	23,56	26,71	-
Zr	272,52	276,12	203,00	269,34	178,09	174,13	157,55	156,24	152,78	230,90	-
Nb	60,46	61,84	55,00	60,11	34,91	33,40	29,22	29,42	28,02	31,80	-
Cs	0,60	0,76	0,80	0,54	0,62	0,51	0,86	0,73	0,59	2,06	-
Ba	522,17	530,02	556,00	519,13	343,72	337,22	399,47	369,43	380,13	888,53	-
La	67,55	67,67	73,20	67,34	23,01	23,25	23,36	22,32	22,52	38,98	-
Ce	120,49	120,85	135,00	117,58	50,06	45,79	45,48	44,84	45,25	83,34	-
Pr	14,39	14,31	15,60	14,22	5,90	5,90	5,85	5,72	5,86	10,37	-
Nd	57,90	57,82	59,40	58,39	24,78	25,39	25,78	25,02	25,47	43,90	-
Sm	10,68	10,81	10,60	10,72	5,57	5,74	5,63	5,48	5,47	9,35	-
Eu	3,51	3,48	3,36	3,52	2,06	2,08	1,97	1,91	1,97	2,58	-
Gd	9,37	9,35	9,16	10,34	4,98	5,41	5,32	4,88	5,46	7,32	-
Tb	1,20	1,24	1,30	1,31	0,71	0,82	0,84	0,77	0,78	0,95	-
Dy	5,96	6,03	6,70	6,00	3,86	4,23	4,27	4,34	4,27	5,10	-
Ho	1,16	1,17	1,18	1,15	0,72	0,77	0,90	0,87	0,86	0,91	-
Er	2,82	2,95	3,18	3,16	1,83	2,01	2,43	2,31	2,21	2,33	-
Tm	0,36	0,39	0,42	0,39	0,24	0,25	0,34	0,31	0,29	0,31	-
Yb	2,48	2,51	2,60	2,56	1,52	1,69	2,18	2,08	2,11	1,86	-
Lu	0,38	0,36	0,38	0,39	0,19	0,24	0,33	0,29	0,33	0,26	-
Hf	5,54	5,53	4,10	5,69	3,91	4,07	3,63	3,70	3,62	9,63	-
Ta	2,99	2,96	3,81	3,07	1,74	1,81	1,56	1,43	1,39	1,89	-
Pb	2,91	2,98	5,00	2,94	2,43	1,87	2,24	2,19	2,39	6,58	-
Th	11,62	11,40	11,30	11,32	3,34	3,51	3,23	3,30	3,31	5,32	-
U	1,45	1,52	1,81	1,44	0,79	0,70	0,68	0,72	0,59	1,85	-

(continua na próxima página)

comportamentos do Ni, Cr e Co indicam que o fracionamento da olivina e, principalmente os piroxênios, regem a formação dessas rochas.

A partir do diagrama multielementar (Figura 3a e b), normalizado para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989), observa-se que, em geral, as rochas apresentam um expressivo enriquecimento

Tabela 1: (continuação 1).

Amostras	PM4B4	PM4B5	PM5A1	PM5A2	PM5A3	PM6A1	PM6A2	PM6A3	PM7A1	PM7A2	PM7A3
Rochas	BS	BS	TB	B	TB	BS	BS	BS	BS	B	TB
SiO ₂	45,80	45,32	50,04	50,57	51,62	46,09	46,12	46,35	45,29	45,88	47,43
TiO ₂	1,95	1,91	2,84	2,65	2,71	2,72	2,74	2,70	2,40	2,26	2,42
Al ₂ O ₃	14,87	14,65	14,55	15,33	15,20	14,72	14,70	15,09	14,32	13,69	15,20
Fe ₂ O ₃	10,97	10,83	11,56	11,25	11,02	12,66	12,67	12,32	12,05	11,59	11,05
MnO	0,17	0,17	0,13	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,17	0,14
MgO	9,89	9,88	4,09	4,09	4,68	7,37	7,40	7,11	8,69	9,48	6,76
CaO	8,48	8,51	7,15	7,95	7,36	8,05	7,97	8,00	8,71	8,76	7,72
Na ₂ O	3,95	3,80	3,53	3,61	3,96	3,39	3,38	3,59	3,52	3,00	3,26
K ₂ O	2,57	2,59	1,57	1,14	1,51	2,26	2,34	2,42	1,81	1,69	2,06
P ₂ O ₅	0,77	0,77	0,61	0,53	0,61	0,73	0,73	0,78	0,74	0,70	0,77
Total (wt%)	99,41	98,42	96,05	97,26	98,82	98,13	98,20	98,50	97,69	97,21	96,81

K ₂ O+Na ₂ O	6,56	6,49	5,30	4,88	5,54	5,76	5,83	6,10	5,46	4,82	5,50
#Mg	64,09	64,36	41,17	41,85	45,67	53,55	53,61	53,32	58,81	61,82	54,77
SiO ₂ (100wt%)	46,07	46,05	52,09	52,00	52,24	46,96	46,97	47,05	46,36	47,19	48,99

Amostras	PM4B4	PM4B5	PM5A1	PM5A2	PM5A3	PM6A1	PM6A2	PM6A3	PM7A1	PM7A2	PM7A3
V	205,00	208,00	178,89	208,65	223,00	185,64	181,44	177,00	180,02	197,34	163,00
Cr	350,00	400,00	31,46	52,06	70,00	132,54	128,55	150,00	295,00	286,53	150,00
Co	44,00	45,00	32,86	35,39	38,00	50,87	50,53	47,00	35,34	48,61	42,00
Ni	200,00	210,00	51,17	68,49	90,00	155,24	159,96	160,00	200,43	231,63	150,00
Zn	110,00	110,00	112,72	106,80	160,00	132,28	133,00	160,00	89,41	102,07	150,00
Rb	62,00	64,00	20,51	22,99	23,00	49,99	52,60	53,00	61,88	39,06	34,00
Sr	1130,00	1104,00	620,44	724,17	688,00	985,55	989,24	998,00	790,33	913,25	980,00
Y	26,40	26,90	29,95	27,49	30,80	19,30	18,56	19,10	21,87	21,46	20,90
Zr	194,00	195,00	199,80	191,40	201,00	217,83	218,39	208,00	238,62	216,07	228,00
Nb	30,90	31,30	21,90	22,56	20,90	62,27	62,60	58,30	66,03	61,27	47,70
Cs	2,10	2,00	0,54	0,85	0,80	0,57	0,54	0,50	0,56	0,67	0,40
Ba	925,00	905,00	648,77	460,02	537,00	937,67	925,94	1020,00	887,75	776,22	916,00
La	42,80	42,80	21,67	20,04	25,30	45,44	46,19	48,80	46,44	44,06	44,70
Ce	87,30	86,20	47,12	45,78	53,80	82,81	82,47	91,70	86,21	79,10	88,10
Pr	11,30	11,20	6,75	6,43	7,27	10,28	10,27	10,90	9,95	9,59	10,60
Nd	46,90	46,30	34,23	31,25	32,60	43,67	44,23	42,90	38,12	39,02	41,70
Sm	9,92	9,56	8,65	7,56	7,67	8,49	8,78	8,30	7,01	7,49	7,86
Eu	3,12	3,05	2,90	2,78	2,73	3,03	3,15	2,84	2,27	2,61	2,69
Gd	8,58	8,50	7,29	6,62	7,88	7,72	7,93	7,34	6,15	6,76	6,92
Tb	1,16	1,13	1,17	1,04	1,19	0,95	0,99	0,97	0,79	0,89	0,96
Dy	5,55	5,44	6,30	5,39	6,18	4,53	4,37	4,49	4,27	4,28	4,64
Ho	0,94	0,93	1,13	1,01	1,08	0,71	0,71	0,70	0,77	0,81	0,78
Er	2,47	2,48	2,89	2,58	2,86	1,66	1,71	1,68	1,95	1,87	1,92
Tm	0,34	0,33	0,35	0,32	0,40	0,20	0,20	0,20	0,25	0,27	0,24
Yb	2,03	2,00	2,19	2,12	2,35	1,15	1,09	1,11	1,48	1,54	1,38
Lu	0,27	0,27	0,36	0,31	0,31	0,13	0,15	0,14	0,21	0,23	0,18
Hf	4,60	4,50	5,15	4,85	4,80	5,11	5,21	5,00	8,79	4,95	5,50
Ta	2,18	2,20	1,21	1,22	1,47	3,17	3,24	3,95	3,65	3,24	3,35
Pb	9,00	7,00	2,37	2,23	5,00	2,54	2,83	5,00	4,04	2,80	5,00
Th	5,09	5,06	1,84	1,79	1,78	5,00	5,13	4,71	4,94	5,72	4,22
U	1,89	1,85	0,39	0,37	0,50	0,89	0,93	1,07	1,43	1,11	1,12

(continua na próxima página)

em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP) (La_N/Lu_N de 6,47 a 62,18; _N= normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough, 1989) e o fracionamento dos HFSE/LILE (La_N/K_N de 0,36 a 6,44). Entretanto, observa-se diferenças entre alguns

elementos, que permitem a individualização química dos mesmos grupos definidos petrograficamente (Grupos I e II).

O Grupo I é caracterizado no diagrama multielementar pela intensa depleção de Rb, K, Ti e Pb, e um forte

Tabela 1: (continuação 2).

Amostras	PM8A1	PM8B2b	PM10A1	PM10B3b	PM10B1	PM11A1	PM11A2	PM11A3	PM12A1	PM12A3	PM12A4
Rochas	TB	TB	TB	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS
SiO ₂	39,29	39,08	43,61	44,23	43,41	41,76	41,19	41,68	40,88	40,72	40,67
TiO ₂	3,17	3,21	2,56	2,46	2,44	3,28	3,33	3,32	3,19	3,09	3,14
Al ₂ O ₃	8,97	9,09	12,94	13,17	12,99	12,49	12,56	12,52	11,82	12,01	12,10
Fe ₂ O ₃	14,35	14,32	12,00	11,80	11,57	12,93	13,37	13,25	12,85	12,19	12,27
MnO	0,22	0,22	0,17	0,16	0,16	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18
MgO	15,92	15,53	9,59	9,47	9,80	11,46	11,27	11,25	12,10	11,99	11,84
CaO	10,01	10,52	7,47	7,29	7,87	10,77	10,71	10,75	10,72	10,23	10,24
Na ₂ O	2,98	2,58	5,11	5,08	4,52	3,30	3,21	3,35	3,38	3,14	3,28
K ₂ O	0,81	0,84	2,49	2,48	2,54	0,68	0,95	0,85	0,70	0,71	0,69
P ₂ O ₅	1,52	1,52	1,39	1,34	1,43	0,75	0,79	0,76	0,68	0,75	0,75
Total (wt%)	97,23	96,92	97,33	97,49	96,73	97,59	97,55	97,92	96,50	95,01	95,16
K ₂ O+Na ₂ O	3,90	3,54	7,81	7,76	7,30	4,07	4,26	4,29	4,23	4,05	4,17
#Mg	68,70	68,21	61,27	61,36	62,64	63,70	62,53	62,70	65,08	66,07	65,64
SiO ₂ (100wt%)	40,41	40,32	44,81	45,37	44,88	42,79	42,22	42,57	42,36	42,86	42,74

Amostras	PM8A1	PM8B2b	PM10A1	PM10B3b	PM10B1	PM11A1	PM11A2	PM11A3	PM12A1	PM12A3	PM12A4
V	175,72	175,40	140,16	146,74	146,00	255,90	257,15	262,22	-	249,00	249,00
Cr	493,17	472,52	294,61	285,39	310,00	426,93	374,66	383,80	-	540,00	530,00
Co	63,72	61,63	45,19	44,36	43,00	56,08	57,41	57,40	-	54,00	54,00
Ni	522,29	479,65	256,11	255,07	250,00	271,33	260,98	256,93	-	290,00	290,00
Zn	153,70	156,02	142,84	145,05	180,00	101,32	103,09	102,14	-	150,00	150,00
Rb	18,74	21,98	25,68	31,12	28,00	22,95	56,13	29,65	-	21,00	15,00
Sr	1664,06	1744,44	1597,15	1568,45	1512,00	897,40	952,97	881,88	-	810,00	827,00
Y	36,89	37,46	21,51	22,12	22,10	27,27	27,52	27,87	-	26,80	27,60
Zr	442,71	452,69	352,53	354,08	216,00	271,66	268,53	268,77	-	250,00	252,00
Nb	151,41	154,23	92,24	93,70	82,40	77,59	78,07	76,59	-	66,90	71,20
Cs	0,80	0,78	1,00	1,24	0,80	0,68	0,55	0,67	-	0,50	0,40
Ba	670,66	654,89	553,47	593,07	577,00	509,28	510,54	497,69	-	512,00	574,00
La	120,08	119,64	80,40	81,36	84,10	64,27	62,35	62,14	-	66,60	68,80
Ce	200,22	201,18	139,79	141,14	152,00	119,56	117,01	119,83	-	125,00	129,00
Pr	24,05	24,16	16,48	16,45	17,60	14,08	13,84	14,07	-	14,70	15,10
Nd	98,48	97,83	67,04	66,23	66,40	56,78	56,08	55,97	-	55,20	56,60
Sm	17,83	17,90	12,00	12,12	11,50	10,59	10,48	10,42	-	9,87	10,20
Eu	5,69	5,68	3,89	3,84	3,76	3,41	3,44	3,36	-	3,17	3,27
Gd	15,82	15,44	10,80	10,00	9,21	9,52	9,07	9,40	-	8,66	8,99
Tb	1,89	1,86	1,22	1,16	1,19	1,17	1,13	1,14	-	1,18	1,23
Dy	8,52	8,70	5,11	4,98	5,42	5,45	5,33	5,47	-	5,90	6,04
Ho	1,42	1,47	0,83	0,85	0,82	0,96	0,97	0,96	-	0,99	0,99
Er	3,46	3,36	1,84	1,81	1,91	2,46	2,41	2,27	-	2,51	2,54
Tm	0,40	0,40	0,20	0,22	0,22	0,28	0,28	0,28	-	0,32	0,34
Yb	2,20	2,27	1,11	1,21	1,19	1,81	1,80	1,90	-	1,81	1,90
Lu	0,31	0,33	0,14	0,15	0,15	0,27	0,24	0,26	-	0,25	0,25
Hf	10,15	9,99	7,57	7,66	4,70	5,99	5,96	6,16	-	6,20	6,40
Ta	7,72	7,72	4,90	5,01	5,97	3,82	3,83	3,82	-	4,67	4,96
Pb	5,59	5,48	4,80	5,54	7,00	3,09	3,02	3,27	-	5,00	6,00
Th	14,49	14,81	8,61	8,71	8,18	7,25	6,78	6,77	-	6,67	6,92
U	1,49	1,57	1,73	1,69	2,09	1,46	1,36	1,51	-	1,60	1,58

enriquecimento de Th, Nb, Ta e La, enquanto que o Grupo II caracteriza-se pelo enriquecimento em Ba, K e Sr; e depleção em Rb, Th e U. As amostras de Agua Poca e Huanul apresentam anomalias menos expressivas e as amostras de Cerro El Mojon têm padrão em “zig-zag” no diagrama multielementar. O Grupo I, de forma geral, também apresenta elevadas razões de U_N/K_N (geralmente >1) e baixas razões de Ba_N/Nb_N, Ba_N/La_N, Ba_N/Th_N (geralmente <1), em relação ao Grupoll.

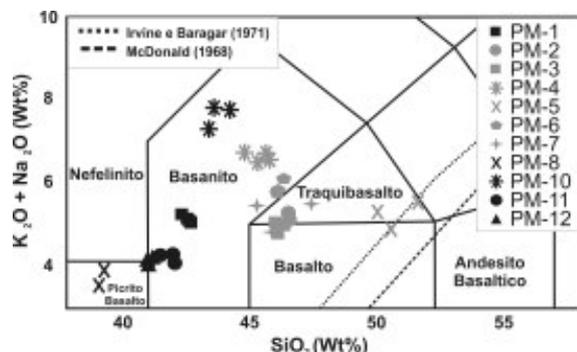


Figura 2: Diagrama modificado com o total de álcalis vs. sílica (Le Maitre *et al.*, 1989) com as rochas estudadas. As linhas tracejadas indicam o limite entre rochas alcalinas e subalcalinas.

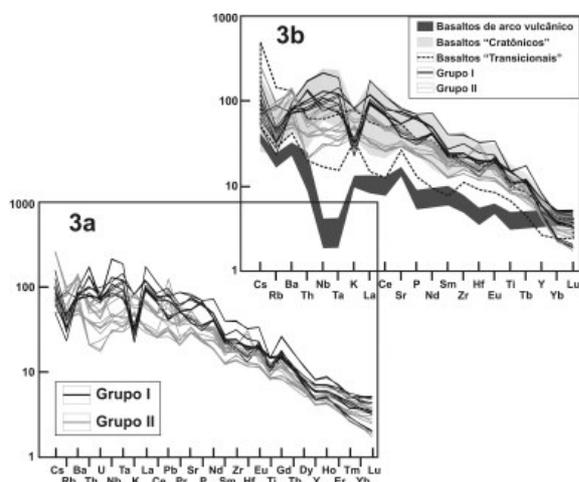


Figura 3a e b: Diagramas multi-elementares normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1989) contendo as rochas dos Grupos I e II; e b) com os campos definidos por Stern *et al.*, 1990.

Sistemas isotópicos de Rb, Sr, e Nd

A fim de melhor discutir a origem dos basaltos em estudo, foram realizadas 21 análises isotópicas (Tabela 2) nos sistemas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em amostras de rocha total. Os valores obtidos para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 ϵNd varia de 0,99841 (PM5-A1) a 6,7461 (PM11-A3) e o T_{DM} oscila de 102 Ma (PM11-A3) a 587 Ma (PM5-A1). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das amostras estudadas (Figura 4) 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) e são levemente mais elevadas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e levemente mais baixas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do que os valores apresentados por Conceição *et al.* (2005) para os basaltos que ocorrem na zona de arco da ZVS ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,7036 - 0,7067 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0,5124 - 0,5129), o que pode indicar menor contaminação por fluidos provenientes da desidratação da placa de Nazca para os basaltos alcalinos da região de “extra” retro-arco aqui

estudados, em relação aos basaltos da zona de arco da ZVS. 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 (Figura 4). As amostras de Ingeniero Jacobacci ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,704539 - 0,704616) e de Cerro Chenque ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,704412 - 0,704537) são as que apresentam maiores razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, chegando a valores equivalentes aos propostos para manto fértil (BSE). As amostras de De la Laguna e Cerro Matilde são as que mais se aproximam ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = ~0,7032) dos valores atribuídos para manto depletado, embora ainda se situem no campo dos magmas tipo OIB (Figura 4).

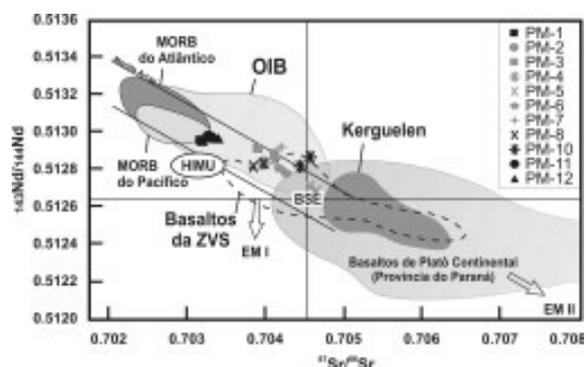


Figura 4: Diagrama modificado de Conceição *et al.*, 2005 que relaciona as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com os campos pertencentes a alguns dos ambientes consagrados da literatura e as rochas em estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Elementos maiores, menores e traços

De acordo com Wilson (1989), a fonte dos magmas de zonas de subducção na litosfera subcontinental é enriquecida em Sr, K, Rb, Ba e Th, que foram adicionados a esta por fluidos aquosos relacionados à subducção. Zanetti *et al.* (1999) indicaram que o enriquecimento de ETR leves e as anomalias negativas de HFSE nos basaltos relacionados a zonas de subducção podem ser associados à fluidos provindos da desidratação da

Tabela 2: Tabela contendo as composições isotópicas de Rb-Sr e Sm-Nd das amostras utilizadas na elaboração desse trabalho.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	SE %	εNd	TDM (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	SE %
PM1A1	8,17	54,97	0,08989	0,51296	0,0014	6,30	133	42,41	1067,90	0,04	0,11556	0,70314	0,0023
PM1A2	8,27	55,81	0,08963	0,51296	0,0013	6,27	134	40,23	1084,75	0,04	0,10790	0,70316	0,0017
PM2A2	8,19	55,07	0,08988	0,51296	0,0013	6,19	139	35,85	1080,52	0,03	0,09653	0,70316	0,002
PM2A3	4,37	24,42	0,10825	0,51284	0,0014	4,03	314	13,51	588,77	0,02	0,06676	0,70394	0,0018
PM3A2	4,24	24,06	0,10643	0,51292	0,0017	5,45	210	32,24	571,80	0,06	0,16408	0,70386	0,0022
PM3A3	4,19	23,75	0,10667	0,51289	0,0021	4,92	247	27,39	581,69	0,05	0,13702	0,70408	0,0015
PM4A1	7,71	44,53	0,10473	0,51286	0,0024	4,36	282	14,13	1043,87	0,02	0,04454	0,70418	0,0019
PM4B4b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PM5A1	6,49	32,90	0,11919	0,51269	0,0016	1,00	587	29,32	613,58	0,05	0,13906	0,70462	0,0017
PM5A2	5,64	28,88	0,11800	0,51271	0,0023	1,49	542	29,38	672,06	0,04	0,12722	0,70454	0,0016
PM6A1	6,55	41,07	0,09637	0,51278	0,0015	2,85	359	17,31	922,89	0,02	0,05456	0,70423	0,0018
PM6A2	6,49	40,54	0,09686	0,51281	0,0014	3,36	328	18,30	932,29	0,02	0,05711	0,70415	0,0014
PM7A1	8,01	38,46	0,12594	0,51287	0,0013	4,62	324	14,56	806,98	0,02	0,05251	0,70410	0,0019
PM7A2	8,08	185,07	0,02641	0,51293	0,002	5,63	116	19,43	976,72	0,02	0,05788	0,70417	0,0021
PM8A1	13,94	94,93	0,08875	0,51282	0,0017	3,57	295	34,84	1789,70	0,02	0,05664	0,70381	0,0022
PM8B2b	13,93	94,56	0,08906	0,51284	0,0013	3,89	276	32,50	1844,00	0,02	0,05128	0,70394	0,0014
PM10A1	9,71	101,34	0,05791	0,51287	0,0015	4,52	192	30,55	1727,51	0,02	0,05146	0,70454	0,0019
PM10B3b	9,46	65,05	0,08791	0,51282	0,0036	3,58	292	21,18	1677,86	0,01	0,03672	0,70441	0,0016
PM11A1	8,53	57,34	0,08993	0,51298	0,0013	6,59	115	31,49	959,61	0,03	0,09548	0,70327	0,0014
PM11A3	8,51	60,29	0,08531	0,51298	0,0011	6,75	102	22,97	944,19	0,02	0,07078	0,70323	0,0017
PM12A1	8,19	54,90	0,09019	0,51297	0,0012	6,51	120	38,56	861,79	0,04	0,13019	0,70336	0,0015
PM12A2	7,43	47,65	0,09428	0,51280	0,0009	3,10	337	15,93	953,45	0,02	0,04860	0,70490	0,0015

placa, que são depletados em Nb e Ta e enriquecidos em Pb, Sr e Ba (Hofmann, 1988).

Stern *et al.* (1990) realizaram um amplo estudo de rochas vulcânicas na região de retro-arco 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 basaltos de ilhas oceânicas (OIB); e basaltos “transicionais”, mais próximos ao arco e que apresentam composição química que evidenciam a contribuição dos fluidos provenientes da zona de subducção. Comparando-se os dados do diagrama multielementar (Figurta 3b) das nossas amostras (Grupos I e II) com os dados obtidos por Stern *et al.* (1990), observa-se que todas as rochas aqui em estudo são semelhantes aos basaltos “cratônicos”, de origem OIB, mas algumas amostras do Grupo II apresentam concentrações mais baixas de Th, Nb e Ta.

Conforme observado por Stern (1989), Kilian & Stern (2002), Laurora *et al.* (2001), Conceição *et al.* (2005) e Schilling *et al.* (2005), o manto da

Patagônia apresenta evidência de metassomatismo cuja fonte pode ser atribuída a fluidos ou fundidos oriundos da placa de subducção, ou líquidos com características OIB. A fonte mantélica com influência de subducção observada nas rochas do Grupo II é sinalizada pela depleção relativa de HFSE e pelas razões mais elevadas de elementos móveis no fluido aquoso (ex. Rb, Ba, K e Sr) em relação aos elementos móveis no líquido silicático (ex. Nb, Ta, La e U). Dessa forma, as amostras do Grupo I são caracterizadas pelas mais elevadas razões de U_N/K_N (Grupo I entre 0,82 - 3,23; Grupo II, entre 0,21 - 1,05); e elevadas razões Nb_N/K_N e Ta_N/K_N (Grupo I geralmente >2). As razões Ba_N/Nb_N , Ba_N/La_N e Ba_N/Th_N são mais altas nas rochas do Grupo II (>1), se comparadas com o Grupo I (<1) e corroboram com a constatação de que as rochas do Grupo II apresentam influência da placa de Nazca com o enriquecimento nos LILE e dos elementos móveis no fluido aquoso.

As razões definidas para MORB (Ce/Yb <10, Ba/Ce 2 - 4); OIB (Ce/Yb >10, Ba/Ce 2,5 - 7); e OAV (arcos oceânicos vulcânicos) (Ce/Yb <20, Ba/Ce >4) auxiliam na definição da gênese das rochas aqui em estudo, que

apresentam razões de Ce/Yb entre 21 - 128; e Ba/Ce entre 3 - 14 e são do tipo OIB. As amostras do Grupo I apresentam as mais baixas razões de Ba/Ce (3,25 - 4,44) em relação ao Grupo II (6,86 - 13,76) e a partir da razão Ce/Yb, observa-se que as amostras do Grupo I apresentam as mais elevadas razões (48,17 - 127,73), se comparadas ao Grupo II (20,83 - 82,61).

A razão Zr/Nb <10 é característica de basaltos alcalinos do tipo OIB relacionados a ambientes associados a plumas mantélicas (ex. Havaí e Islândia; Wilson, 1989). A totalidade das amostras aqui estudadas apresenta valores de Zr/Nb entre 2,62 e 9,61, que é indicativo da influência de pluma. A maioria dos basaltos alcalinos do tipo OIB tem razões Ba/Th <100 e elevadas razões Nb/Y (~1,7) e Zr/Y (~9,17), mas a maioria das lavas do Havaí e da Islândia tem Ba/Th >100, que são sugestivos de que as amostras são enriquecidas em componentes derivados da pluma na fonte do magma (Yang *et al.*, 2003). Dessa forma, os elevados valores da razão Ba/Th (96 - 352), observados nas amostras do Grupo II, e semelhantes as do Havaí e da Islândia, são consequência do manto astenosférico enriquecido através de uma pluma e de fluidos derivados da placa de Nazca. As amostras do Grupo I têm as mais baixas razões Ba/Th (44 - 83) e, por isso, demonstram apenas a influência da pluma mantélica da Patagônia, sem terem sido influenciadas pela subducção. As razões Nb/Y (0,68 - 4,29) e Zr/Y (6,15 - 16,39) são similares as definidas para basaltos alcalinos do tipo OIB relacionados a plumas mantélicas. Os diagramas Th_N/Ba_N vs. Th_N/La_N (Figura 5a) e Zr/La vs. Nb/La (Figura 5b) indicam que as amostras do Grupo II são as que apresentam maior afinidade com ambientes relacionados à subducção (Arco do Japão e *back-arc* Scotia Bridge), enquanto que as amostras do Grupo I têm maior afinidade com os ambientes

relacionados a plumas mantélicas (Havaí e Islândia); entretanto, ambos os grupos têm afinidade com ambientes relacionados a plumas mantélicas associadas à *riffts* continentais (Baikal, Kerguelen e Quênia). A concomitância de zonas de subducção e plumas mantélicas é rara em ambientes geotectônicos convergentes, o que implica na gradação temporal de um ambiente para o outro.

A totalidade da amostras é enriquecida em ETR leves (La_N= 29 - 175) em relação a ETR pesados Yb_N (2 - 5) e o fracionamento observado entre ETR leves e pesados (La_N/Yb_N entre 7 e 52) sugerem a variação sistemática no grau de fusão parcial de uma fonte mantélica que contém granada (Gorring *et al.*, 2003). O diagrama Pb/Ce vs. Ce (Figura 6a), com os campos do manto primitivo de Sun & McDonough (1989), manto depletado, basaltos alcalinos do Havaí e do Paraná (Georoc) demonstra que os basaltos em estudo poderiam ter sido gerados a partir de um manto depletado metassomatizado, com baixa taxa de fusão e com pouca influência de produtos da subducção, que aumentaria a razão Pb/Ce. Cálculos realizados a partir do manto primitivo, por exemplo, ocasionariam em taxas de fusão entre 0,5 % e 3 %.

$$\frac{C_i^L}{C_i^S} = \frac{1}{D^{S/L}(F-1) + F} \quad (1)$$

Onde C_i^S é a concentração do elemento i no material a ser fundido; C_i^L é a concentração do mesmo elemento i no líquido e $D^{S/L}$ é o coeficiente de distribuição.

Isótopos de Rb/Sr e Sm/Nd

O diagrama Ba/Nb vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr juntamente com os dados obtidos por Stern *et al.* (1989) e com os campos definidos para magmas MORB e OIB

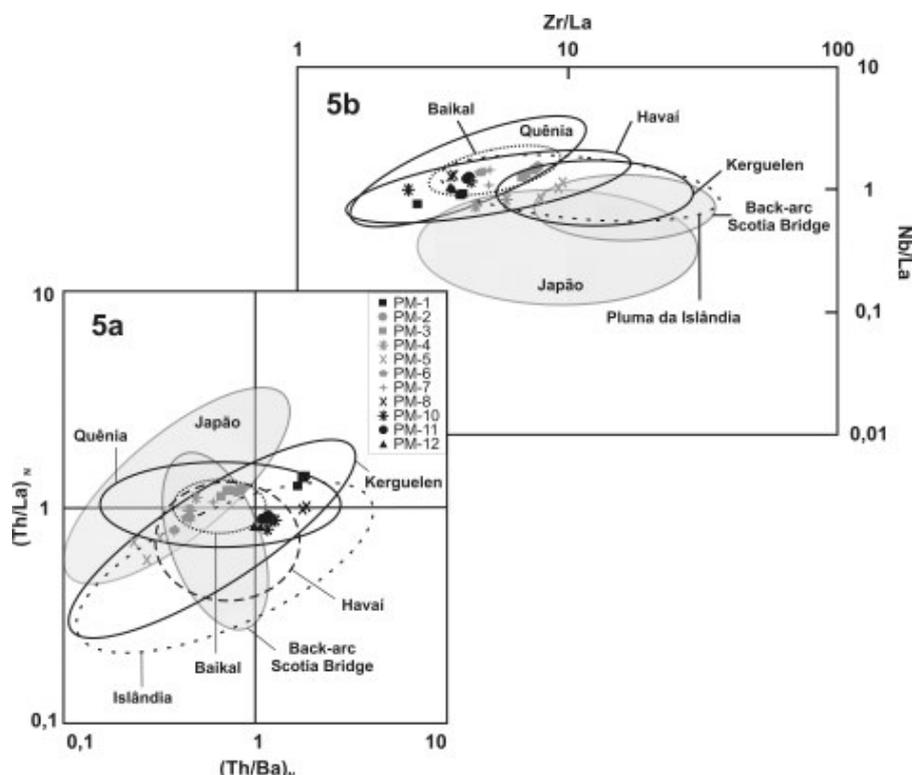


Figura 5 a e b: Diagramas, em escala logarítmica, que relacionam a) as razões de Th/Ba_N vs. Th/La_N ; e b) Zr/La vs. Nb/La , contendo as rochas dos Grupos I e II e basaltos alcalinos de ambientes tectono-magmáticos conhecidos associados a plumas mantélicas e a arcos magmáticos. Campos formados por rochas do: Havai (Dixon & Clague, 2001; e Yang *et al.*, 2003), Kerguelen (Frey *et al.*, 2002; Kieffer *et al.*, 2002; Neal *et al.*, 2002; e Weis & Frey, 2002), Quênia (Rogers *et al.*, 2000; MacDonald *et al.*, 2001; Späth *et al.*, 2001; e Furman *et al.*, 2004), Baikal (Johnson *et al.*, 2005), Islândia (Kokfelt *et al.*, 2006), Back-arc Scotia Ridge (Leat *et al.*, 2000; e Fretzdorff *et al.*, 2002) e Back-arc do Japão (Taylor *et al.*, 1998; e Kimura & Yoshida, 2006).

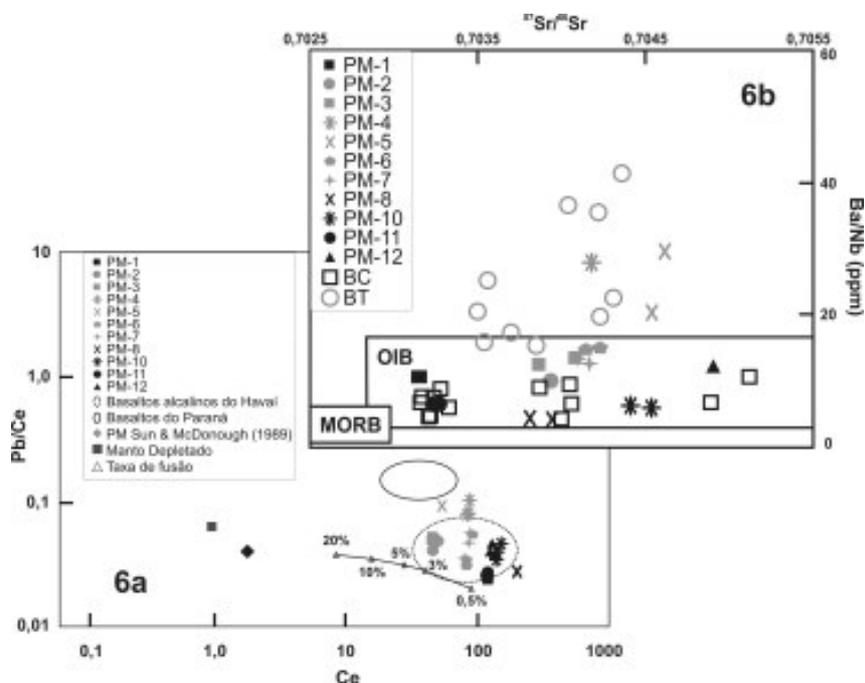


Figura 6 a e b: a) Diagrama Pb/Ce vs. Ce mostrando que os basaltos alcalinos em estudo podem ter sido gerados a partir de baixas taxas de fusão e com pouca influência de produtos da subducção; e b) Diagrama que relaciona as razões Ba/Nb vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ aplicado às rochas do norte da Patagônia Argentina, com os dados de Stern *et al.*, 1990 e os campos de MORB e OIB típicos (Hickey *et al.*, 1986).

típicos (Hickey *et al.*, 1986) (Figura 6b) mostra que as amostras aqui em estudo plotam no campo dos magmas OIB, com exceção das amostras de Cerro El Mojon e Ingeniero Jacobacci, ambas do Grupo II. Esse comportamento pode ser explicado pela elevada concentração de Ba nas rochas dessas localidades devido a componentes provenientes da subducção. O comportamento das amostras dos Grupos I e II mostra que com o progressivo aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a razão Ba/Nb permanece inalterada, o que sugere a influência da placa de Nazca nas rochas do Grupo II na fonte do magma, descartando a possibilidade de contaminação dos basaltos com a crosta durante a ascensão até a superfície. O diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 4), contendo campos dos ambientes consagrados na literatura, sugere que as amostras são do tipo OIB. O gráfico Ba_N/Nb_N vs. longitude (Figura 7) mostra que as diferenças geoquímicas e isotópicas observadas entre as rochas dos Grupos I e II são consequência de distintos eventos magmáticos, sem conter relação com a proximidade com o arco.

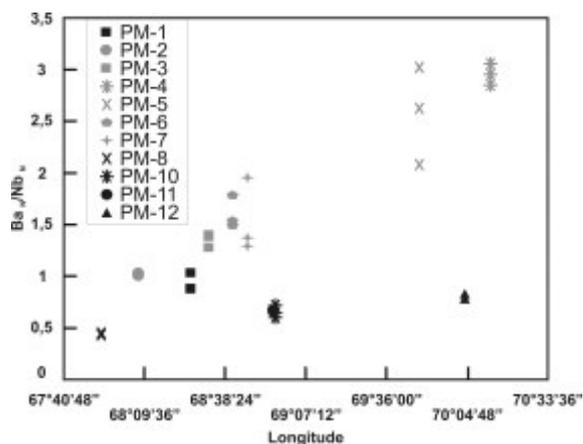


Figura 7: Diagrama relacionando os valores de Ba_N/Nb_N vs. longitudes das amostras aqui em estudo mostrando a influência da placa de Nazca restrita as amostras do Grupo II.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os basaltos alcalinos do norte da Patagônia Argentina são caracterizados

pela abundância de espinélios e ocorrência de feno e xenocristais de olivina, plagioclásio, clino e ortopiroxênios. A partir dos dados geoquímicos e isotópicos e da classificação definida por Stern *et al.* (1990), a totalidade dos basaltos aqui estudados é do tipo OIB (“cratônicos”), mas algumas amostras do Grupo II apresentam concentrações de Th, Nb e Ta mais baixas. 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 associadas a plumas mantélicas. As amostras do Grupo II também são do tipo OIB associadas a uma pluma mantélica, 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. Portanto, os basaltos alcalinos que caracterizam os vulcões extintos da ZVS, foram gerados a partir de eventos magmáticos distintos a partir da fusão do manto astenosférico metassomatizado, associado a uma pluma mantélica. Essa afirmação é explicada pelas baixas concentrações de ETR pesados em relação aos ETR leves, que são sugestivos de baixos graus (0,5 % a 3 %) de fusão a profundidades da zona da granada.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), projeto de pesquisa 475990/2004-8. Aos geólogos que integram o grupo de pesquisa Projeto Manto (PM): Leonardo Pressi, Fernanda Gervasoni, Manuel Schilling e Edinei Koester.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. Tese de Doutoramento. Universidad Nacional de La Plata - La Plata, Argentina, 196p.
- BJERG, E.A.; NTAFLLOS, T.; KURAT, G.; DOBOSI, G.; LABADÍA, C.H. (2005). The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 125-145.
- CONCEIÇÃO, R.V. & GREEN, D.H. (2000) Behavior of the cotectic curve En-Ol in the system leucite-olivine-quartz under dry conditions to 2.0 GPa. American Geophysical Union and the Geochemical Society, Washington. ISSN: 1525-2027.
- CONCEIÇÃO, R.V. & GREEN, D.H. (2004) Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, **82**: 485-502.
- CONCEIÇÃO, R.V.; MALLMANN, G.; KOESTER, E.; SCHILLING, M.; BERTOTTO, G.W.; RODRIGUEZ-VARGAS, A. (2005) Andean subduction-related mantle xenoliths: isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos*, **82**: 273-287.
- DE IGNÁCIO, 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.
- DIXON, J.E. & CLAGUE D.A. (2001) Volatiles in Basaltic Glasses from Loihi Seamount, Hawaii: Evidence for a Relatively Dry Plume Component. *Journal of Petrology*, **42**: 627-654.
- FRETZDORFF, S.; LIVERMORE, R.A.; DEVEY, C.W.; LEAT, P.T.; STOFFERS, P. (2002) Petrogenesis of the Back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean. *Journal of Petrology*, **43**: 1435-1467.
- FREY, F.A.; NICOLAYSEN, K.; KUBIT, B.K.; WEIS, D.; GIRET, A. (2002) Floos Basalt from Mont Tourmente in the Central Kerguelen Archipelago: the Change from Transitional to Alkalic Basalt at ~25 Ma. *Journal of Petrology*, **43**: 1367-1387.
- 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.
- 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.
- HART, S. & ZINDLER, A. (1989) Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: PELTIER, W.R. (ed.) *Mantle Convection: Plate Tectonics and Global Dynamics*, p. 261-387.
- HICKEY, R.L.; FREY, F.A.; GERLACH, D.C.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1986) Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (348-418 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.
- HOFMANN, A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*,

90: 297-314.

- 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. In: Goldschmidt Conference Abstracts 2007 and *Geochemica et Cosmochimica Acta* - Abstracts of the 17th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Cologne, Germany, August 19-24, 2007. Netherland : Elsevier, 2007. v. **71**. p. A427-A455.
- JALOWITZKI, T.L.R.; CONCEIÇÃO, R.V.; ORIHASHI, Y.; BERTOTTO, G.W. (2007) Magmas alcalinos asociados a xenólitos mantélicos da Patagônia Argentina: ambiente tectono-magmático relacionado a evidências de pluma mantélica e a processos metassomáticos. In: Quinto Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, Uruguay (CD-ROM).
- 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.; ARDOLINO, A.; FRANCHI, M.; RAMOS, V. (1993) Origen de la Meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. XII Congreso Geológico Argentino y II^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas, v. **4**, pp. 236-248.
- 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.
- KIEFFER, B.; ARNDT, N.T.; WEIS, D. (2002) A Bimodal Alkalic Shield Volcano on Skiff Bank: its Place in the Evolution of the Kerguelen Plateau. *Journal of Petrology*, **43**: 1259-1286.
- KILIAN, R. & STERN, C.R. (2002) Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, **14**: 25-36.
- KIMURA, JUN-ICHI. & YOSHIDA, T. (2006) Contributions of Slab Fluid, Mantle Wedge and Crust to the Origin of Quaternary Lavas in the NE Japan Arc. *Journal of Petrology*, **47**: 2185-2232.
- KOKFELT, T.F.; HOERNLE, K.; HAUFF1, F.; FIEBIG, J.; WERNER, R.; GARBE-SCHÖNBERG, D. (2006) Combined Trace Element and Pb-Nd-Sr-O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume. *Journal of Petrology*, **47**: 1705-1749.
- KOSTOGLODOV, V. (1994) Structure and seismotectonic segmentation of Chilean subduction zone. VII Congreso Geológico Chileno, Actas volume **II**, pág 1383-1387.
- LAURORA, A.; MAZZUCHELLI, 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.
- LEAT, P.T.; LIVERMORE, R.A.; MILLAR, I.L.; PEARCE, J.A. (2000) Magma Supply in Back-arc Spreading Centre Segment E2, East Scotia Ridge. *Journal of Petrology*, **41**: 845-866.
- 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.
- 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.

- MACDONALD, R.; ROGERS, N. W.; FITTON, J. G.; BLACK, S.; SMITH, M. (2001) Plume-Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift, East Africa. *Journal of Petrology*, **42**: 877-900.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1975) The basalt clan. *Earth Sciences Reviews*, **11**: 337-64.
- 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.
- NEAL, C.R.; MAHONEY, J.J.; CHAZEY III, W.J. (2002) Mantle Sources and the Highly Variable Role of Continental Lithosphere in Basalt Petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183. *Journal of Petrology*, **43**: 1177-1205.
- 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. (2006) Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra-back arc province: Melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *Goldschmidt Conference Abstracts 2006*.
- RAMOS, V.A. (1999) Evolución Tectónica de la Argentina. In: Caminos, R., (ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, *Anales*, **29**: 715-784.
- 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**: 1-17.
- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLIA, M.; LAURORA, A.; CIUFFIA, 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.
- ROGERS N.; MACDONALD R.; FITTON J.G.; GEORGE R.; SMITH M.; BARREIRO B. (2000) Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **176**: 387-400
- SCHILLING, M.; CONCEIÇÃO, R.V.; MALLMANN, G.; KOESTER, E.; KAWASHITAB, K.; HERVÉ, F.; MORATA, D.; MOTOKI, A. (2005) Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos*, **72**: 209-229.
- 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.
- SPÄTH, A.; LE ROEX, A.P.; OPIYO-AKECH, N. (2001) Plume-Lithosphere Interaction and the Origin of Continental Rift-related Alkaline Volcanism-the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. *Journal of Petrology*, **42**: 765-787.
- STERN, C.R.; FUTA, K.; MUEHLENBACHS, K. (1984) Isotope and central element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A. (eds.) *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*, Shiva Publishing, 31-47, Cambridge.
- 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. & KILIAN, R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic

- Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **123**: 263-281.
- SUN, 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. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.
- 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 Reports, ERI, University Tokyo*, **8**: 26-36.
- TAYLOR, R.N. & NESBITT R.W. (1998) Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu–Bonin Arc, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**: 79-98.
- TORMEY, D.R.; HICKEY-VARGAS, R.; FREY, F.A.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1991) Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42° S); interpretations of along-arc compositional features. In: Harmon, R.S. & Rapela, C.W., (eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper, **265**: 57-77.
- WEIS, D. & FREY, F.A. (2002) Submarine Basalts of the Northern Kerguelen Plateau: Interaction Between the Kerguelen Plume and the Southeast Indian Ridge Revealed at ODP Site 1140. *Journal of Petrology*, **43**: 1287-1309.
- WILSON, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- YANG, H.J.; FREY, F.A.; CLAGUE, D.A. (2003) Constraints on the Source Components of Lavas Forming the Hawaiian North Arch and Honolulu Volcanics. *Journal of Petrology*, **44**: 603-627.
- ZANETTI, A.; MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; VANNUCCI, R. (1999) The finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 107-122.