

Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina

Marcela B. Remesal*, Flavia María Salani y María Elena Cerredo

*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires, CONICET, Buenos Aires, Argentina.*

* remesal@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El plateau volcánico oligoceno de Somún Curá, en el norte de la Patagonia extraandina de Argentina, está compuesto principalmente por basaltos aóricos de olivino, alcalinos a transicionales, que cubren un área de ~25,000 km². Se distinguen varios eventos post-plateau del Mioceno que originaron grandes centros bimodales y volúmenes menores provenientes de volcanes monogenéticos. Uno de los complejos post-plateau más grandes es el Complejo Volcánico Barril Niyeu (CVBN), conformado por una secuencia de rocas lávicas y piroclásticas asociadas a por lo menos cinco calderas de varios kilómetros de diámetro. Dataciones K/Ar sobre roca total (20.6±0.4 Ma y 18.7±0.4 Ma) acotan la actividad del CVBN al Mioceno temprano. La facies lávica y piroclástica de traquitas predomina en la base de la secuencia y las composiciones basálticas en la parte superior. La facies piroclástica está integrada por flujos piroclásticos y depósitos de caída de composición ácida y depósitos de tipo estromboliano subordinados. Toda la serie tiene tendencia alcalina y presenta un gap composicional de 52 a 67% SiO₂. Los datos geoquímicos e isotópicos (Sr, Nd) indican que las rocas del CVBN están relacionadas genéticamente por procesos cristal-líquido, esencialmente de fusión parcial y cristalización fraccionada. Según el modelado geoquímico, el basalto más primitivo de la serie (Mg# = 66; Ni = 160 ppm; Cr = 290 ppm) habría derivado de la fusión parcial (8–10%) de una fuente peridotítica granatífera. Las interrelaciones de elementos de alto potencial iónico (Th/Yb, Ta/Yb) indican un ambiente de intraplaca, y las relaciones LILE/REE (Ba/La) una contribución subordinada de componentes de zona de subducción. Las relaciones Rb/Nb y las concentraciones de Th en algunos basaltos podrían ser el resultado de asimilación de rocas corticales. En general, la composición isotópica de los basaltos sugiere una fuente mantélica empobrecida (DM) con contribuciones subordinadas de manto enriquecido de tipo 1 (EM1). El magmatismo oligo-mioceno de Somún Curá es atribuido a un proceso de delaminación litosférica disparado por perturbaciones gravitacionales durante la reorganización de placas en el borde Pacífico de la placa Sudamericana, con contribución subordinada de una placa oceánica desprendida (Aluk?).

Palabras clave: vulcanismo bimodal, Mioceno, Barril Niyeu, Patagonia, Argentina.

ABSTRACT

The Oligocene Somún Curá plateau is the largest volcanic field in the northern extra-andean Patagonia of Argentina. It is mostly composed of alkaline to transitional aphyric olivine basalts that cover a sub-circular area of ~25,000 km². Several early Miocene post-plateau volcanic events resulted in small monogenetic centres and large bimodal complexes. The Barril Niyeu Volcanic Complex (BNVC) is

one of the largest post-plateau bimodal centres built through several stages of eruptive activity outpoured from at least five vents (presently cauldrons) of distinct trachyte/rhyolite and basaltic compositions. New whole rock K/Ar dating of early trachyte (20.6 ± 0.4 Ma) and late basaltic (18.7 ± 0.4 Ma) rocks constrain the time span of the BNVC activity within 2–2.5 My. The earliest eruptive stage of the BNVC produced viscous trachyte lava restricted to the volcanic centre, followed by two explosive eruptive episodes of dominant intermediate to acid composition: The first episode produced air-fall, mainly plinian (lesser strombolian) and pyroclastic flow deposits and the second was dominated by ignimbritic pyroclastic flows. Basaltic lava, minor breccia and spatter cone deposits dominate the final stage. The magmatic series of the BNVC involves basaltic/trachybasaltic and trachyte/rhyolite compositions, with a characteristic gap in the 52–67% SiO₂ range. Transitional olivine basalt is the most primitive rock of the series (Mg# = 66; Ni = 160 ppm; Cr = 290 ppm) and shows a chemical composition compatible with a liquid that evolved through the crystal fractionation of a basaltic magma derived from partial melting (8–10%) of a lherzolitic source. Major and trace element contents and element ratios suggest differentiation through crystal fractionation from an olivine basaltic magma. Intraplate-like Th/Yb, and Ta/Yb ratios characterize basalts, whereas high LILE/REE (Ba/La) ratios suggest the contribution of a subordinated subduction zone component. In addition, Rb/Nb ratios along with a relative Th enrichment in some basalt suggest assimilation of upper crustal rocks. Isotopic compositions (Sr-Nd) of BNVC basalts suggest a source from a depleted mantle and minor contribution of EMI melts. Somún Curá magmatism is attributed to a process of lithospheric delamination associated with gravitational disturbances during plate reorganization, with subordinated contributions from detached segments of a foundered subducted slab (Aluk plate?).

Key words: bimodal volcanism, Miocene, Barril Niyeu, Patagonia, Argentina.

INTRODUCCIÓN

En el sector extraandino norte de la Patagonia argentina (Figura 1a), la meseta de Somún Curá expone un campo volcánico principalmente basáltico construido durante el Oligoceno, que generó un *plateau* subcircular de bordes irregulares en el norte con espesores máximos de 100 metros. En el Mioceno temprano una segunda etapa post *plateau*, está integrada por numerosos centros volcánicos de dos tipos: a) monogenéticos basálticos y de escaso desarrollo, reunidos en la unidad Corona Chico (Franchi *et al.*, 2001), y b) núcleos bimodales de composición basalto-traquita/riolita de mayores dimensiones que conforman sierras (p. ej. Sierra de Apas, Agua de la Piedra, Talagapa, Chauchaiñeu, etc.). Estos últimos forman la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.*, 2001). El Complejo Volcánico Barril Niyeu (CVBN) se destaca como uno de los centros más extensos del evento eruptivo post-*plateau* en el oeste de la meseta de Somún Curá.

La mayoría de los grandes complejos bimodales están alineados a lo largo de una faja de orientación ONO-ESE (Figura 1b). Lineamientos de rumbo ONO (NO)-ESE (SE) constituyen la estructura antigua en el norte de la Patagonia extraandina (Coira *et al.*, 1975). Su persistencia temporal se reconoce a lo largo del Mesozoico y Cenozoico en el desarrollo de cuencas sedimentarias y magmatismo (Ardolino *et al.*, 2009; Remesal *et al.*, 2001). Una importante estructura transcurrente de la misma orientación ha sido identificada *offshore* en el Atlántico y su proyección al norte de la Patagonia extraandina (Urien y Zambrano, 1996), donde controla el desarrollo de las cuencas cenozoicas de Valdés y Rawson (Figura 1b). La integración de esta

estructura transformante del margen continental con la falla Telsen (Ciciarelli, 1990) y el alineamiento definido por los complejos bimodales ha sido interpretado como una megaestructura cuya actividad transtensiva habría favorecido el emplazamiento de los complejos volcánicos bimodales post-*plateau* (Salani *et al.*, 2010).

La cartografía geológica del campo volcánico de Somún Curá se reúne en las Hojas Geológicas a escala 1:250 000 Telsen, Maquinchao y Cona Niyeu (Ardolino y Franchi, 1996; Franchi *et al.*, 2001; Remesal *et al.*, 2001).

Contexto geodinámico del volcanismo de Somún Curá

El vulcanismo predominantemente basáltico de Somún Curá es parcialmente contemporáneo con la ruptura de la placa Farallón, que resultó en una importante reorganización tectónica modificando el vector de convergencia a lo largo del margen andino de oblicuo a casi normal (Cande y Leslie, 1986; Somoza, 1998). En este contexto geodinámico se han presentado diversas propuestas para explicar los grandes volúmenes basálticos eruptados: anomalía térmica transitoria en el manto (Kay *et al.*, 1993, 2004, 2007), asociación con una ventana astenosférica en la placa subducida (Muñoz *et al.*, 2000), ascenso astenosférico somero causado por una geometría cóncava de la placa subducida (de Ignacio *et al.*, 2001); ascenso de la zona de transición mantélica, generación de fundidos hidratados e interacción con el manto litosférico previamente metasomatizado por antiguos procesos de zona de subducción (Honda *et al.*, 2006; Orihashi *et al.*, 2010).

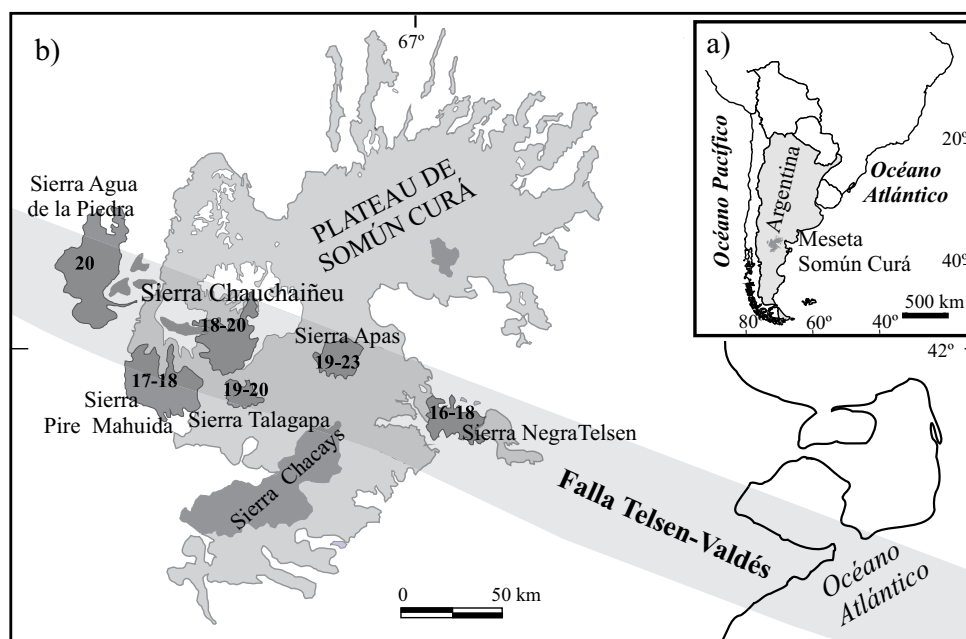


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la meseta de Somún Curá y b) esquema geológico (adaptado de Salani *et al.*, 2010) mostrando la meseta de Somún Curá y los complejos bimodales post-plateau con indicación del rango de edades radiométricas para cada complejo (números en negrita en Ma). El complejo volcánico Barril Niyeu se ubica en la sierra Chauchaiñeu.

GEOLOGIA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO BARRIL NIYEU

El complejo volcánico Barril Niyeu (sierra de Chauchaiñeu, Figura 1b) es una estructura integrada por varias calderas, la principal se ubica en la parte central con ~5 km de diámetro (Caldera Chauchaiñeu, Figura 2). Se asocian otras cinco calderas de aproximadamente 2–4 km de diámetro vinculadas a la erupción de coladas traquíticas, flujos piroclásticos y domos comendíticos (Salani *et al.*, 2005, 2006).

La edificación del complejo comprende una diversidad de facies y composiciones, la etapa temprana está dominada por composiciones mesosilíceas a ácidas (tanto lávicas como explosivas) circunscriptas a las proximidades del centro volcánico; en la etapa temprana las facies basálticas explosivas están subordinadas, mientras que la etapa tardía está caracterizada por lavas básicas.

Los depósitos piroclásticos intercalados con las lavas traquíticas se vinculan a dos episodios. El primero forma acumulaciones potentes en el sector nororiental del CVBN. El segundo cubre a las traquitas y a los flujos piroclásticos tempranos, en afloramientos que marcan los bordes de las calderas y delinean el borde sudoriental del complejo.

Las efusiones basálticas dominan las últimas etapas cubriendo a las rocas más evolucionadas sobre grandes distancias en la parte septentrional del complejo, irradiando desde la sierra de Chauchaiñeu (Figura 2): hacia el este-noreste constituyen la sierra de Tromen Niyeu, hacia el norte limitan el gran bajo de El Caín con una colada basáltica que bordea el Bajo de Pilquiniyeu a lo largo de 25 km

en dirección este-oeste. Estas coladas están encauzadas y presentan inversión de relieve; en muchos casos las coladas están asociadas a conos estrombolianos. Depósitos piroclásticos estrombolianos poco desarrollados también ocurren intercalados en la secuencia piroclástica del primer episodio.

Las rocas del CVBN son discordantes con las pelitas marinas del Cretácico Superior y con los depósitos marinos de la Formación Roca (Maastrichtiano-Daniano) y tienen relaciones de discordancia o interdigitación (transición lateral y vertical) con sedimentos continentales del Grupo Sarmiento (Remesal *et al.*, 2001).

Facies traquítica

Las rocas traquíticas constituyen el núcleo de la sierra de Chauchaiñeu y están emplazadas como flujos lávicos de corto recorrido, o como domos y coladas dómicas con imponente estructura columnar o flabeliforme y rasgos de flujo y vesiculación. Los espesores máximos medidos son de 100 m. Se identificaron tres grupos de traquitas por su textura y composición:

Traquitas porfíricas

Es la variedad predominante en el centro del complejo y corresponde a los flujos y coladas dómicas. Se caracterizan por grandes fenocristales de feldespato poikilítico y clinopiroxeno del tipo aegirina-augita. La apatita es subédrica a anédrica; los minerales opacos cristalizan en relaciones poikilíticas con feldespato o clinopiroxeno.

Los cristales de sanidina forman aglomerados con

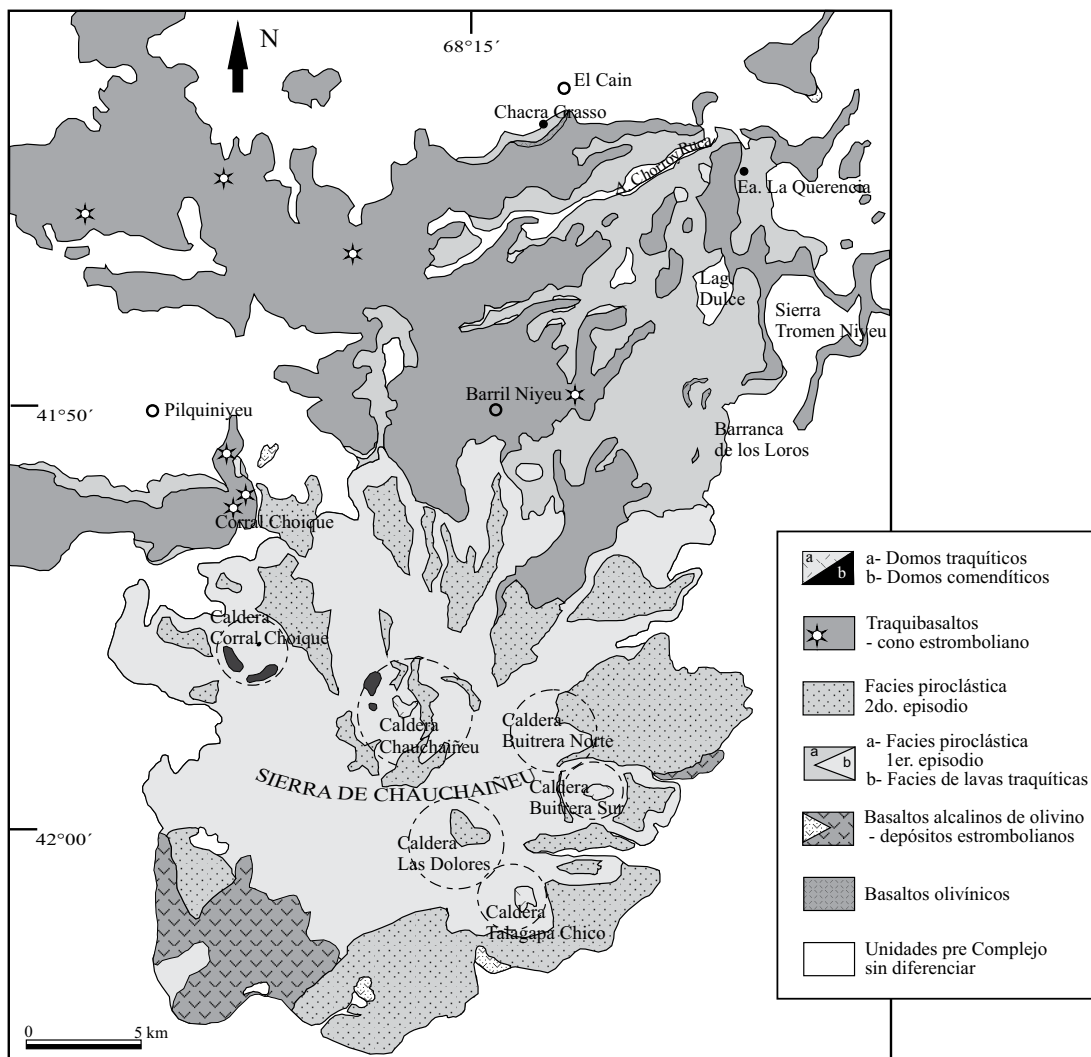


Figura 2. Mapa geológico del complejo volcánico Barril Niyeu (localización en Figura 1b).

parches de exsolución de diferente composición (Figura 3a). Suelen mostrar analcima secundaria, textura de criba y un borde de feldespato en equilibrio con la matriz. La matriz es traquítica y parcialmente granofírica con parches de cuarzo anédrico, la sanidina y el anfíbol alcalino en algunas muestras se asocia con láminas de biotita?. Como accesorios hay apatita y minerales opacos.

Algunas rocas presentan cavidades rellenas con minerales de fase vapor (anfíbol alcalino y feldespato). Se reconocen variedades con alternancia de niveles de distinto tamaño de grano, bandeadas y flujos autobrechados, con presencia subordinada de fragmentos líticos.

Traquitas cuarzosas porfíricas

Esta variedad forma el domo de la caldera Corral Choique y se caracteriza por la presencia de fenocristales de sanidina maclados (Figura 3b), y cuarzo bipiramidal con bordes engolfados en una matriz vítrea o con texturas de desvitrificación, felsíticas a granulares. Forman esferulitas

de contornos mal definidos o deformados en el sentido del flujo. En la matriz aparece anfíbol arfvedsonítico anédrico y circón con esferulitas de cuarzo y feldespato.

Traquitas afíricas (comenditas)

Constituyen los domos tardíos de la caldera de Chauchañeu. Son rocas de textura seriada, con cristales de feldespato de mayor tamaño (Figura 3c), intercrecimiento de feldespato y tridimita y anfíboles oxidados. Presentan titanita gruesa asociada a leucoxeno como producto de alteración y se reconoció xenotima como mineral accesorio.

Facies piroclástica

Piroclastitas del primer episodio

Comprende depósitos de caída y flujos piroclásticos asociados a erupciones plinianas y en menor proporción estrombolianas. Las mejores exposiciones de los depósitos

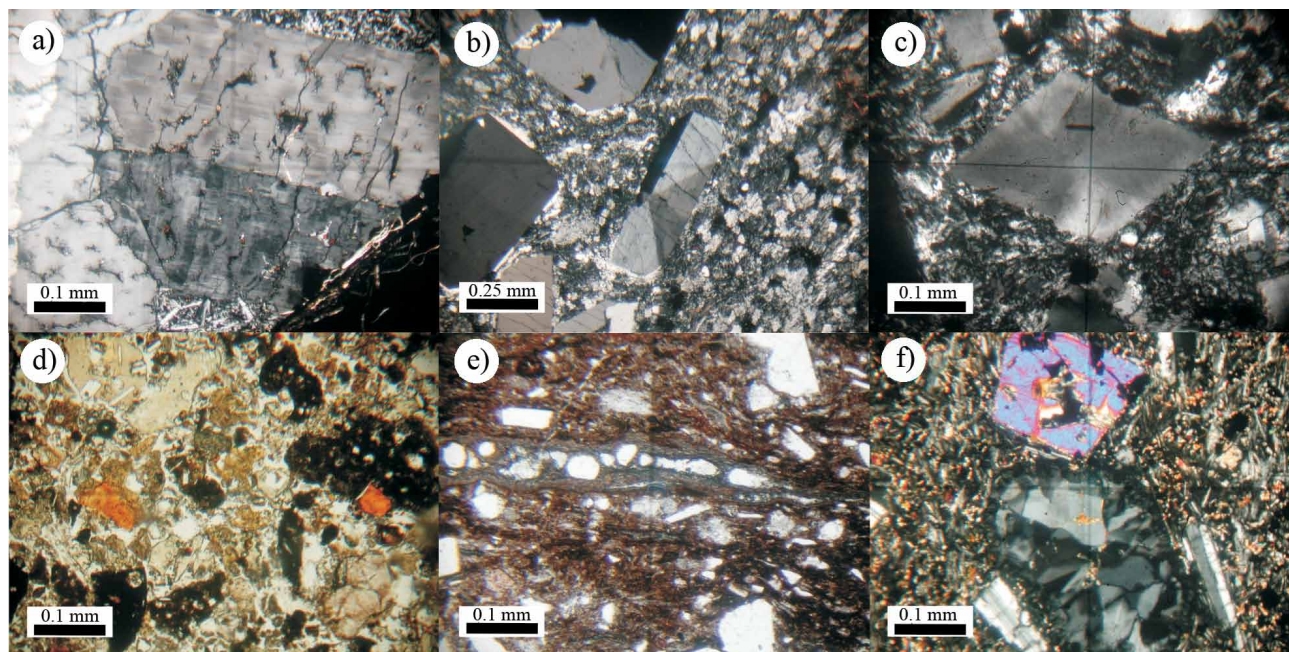


Figura 3. Mosaico de fotomicrografías de algunas muestras de las unidades volcánicas estudiadas. a: Sanidina con macla de albita y periclino. Con analizador. b: Traquita cuarzosa porfirica donde se puede apreciar un microfenocristal de sanidina con macla de Manebach y Carlsbad en una matriz microgranosa. Con analizador. c: Cristales de feldespato alcalino con macla de interpenetración en una traquita comendítica. Con analizador. d: Depósitos estrombolianos correspondientes al primer episodio piroclástico. Muestran parches vítreos castaños y fragmentos líticos de hialobasaltos. Sin analizador. e: Textura eutaxítica en flujos piroclásticos del segundo episodio de la facies piroclástica. Se observan vitroclastos deformados, cristales de fase vapor en cavidades como relleno y cristaloclastos de cuarzo. Sin analizador. f: Basalto alcalino de olivino en el que se destacan fenocristales de olivino euédrico en matriz fina y rellenos de zeolitas bien cristalizadas. Con analizador.

de caída y de los flujos piroclásticos plinianos se reconocen en las barrancas del sur de El Caín, en la Chacra de Grasso (Figura 2), donde aflora una secuencia de tres flujos piroclásticos con intercalaciones discontinuas de depósitos continentales del Grupo Sarmiento. En la base, el primer depósito piroclástico es de color gris, con 4–8 m de espesor, y está compuesto de lapilli pumicítico y ceniza gruesa, con porcentajes de líticos de 10–30 %. Se distinguen estratos con escasos líticos con estratificación en dunas y antidunas de color gris verdoso con pómez de diámetro promedio de 1 cm. También se presentan estratos de tefras amarillentas con estratificación ondulada en menor escala y pómez de hasta 4 cm de diámetro. Separados por depósitos del Grupo Sarmiento, un segundo flujo piroclástico de 20 m de espesor, tiene una base rica en líticos (70 %) de rocas piroclásticas cognatas y de lavas traquíticas. Alternan paquetes de lapilli con diferente porcentaje de líticos, y estratos pumicíticos homogéneos que gradan secuencia arriba a depósitos de lapilli soportados por matriz con pómez de tamaños variables (5 cm hasta 50 cm) en una matriz amarilla de ceniza pumicítica. En la cima aflora un tercer depósito de flujo piroclástico de 45 m de espesor.

En la barranca sur del bajo de Pilquiniyeu los flujos piroclásticos alcanzan 70 m de espesor y cubren y/o se interdigitan con los depósitos sedimentarios del Grupo Sarmiento. Están constituidos en la base por un depósito de pomez-lapilli color gris, de textura soportada por matriz,

con grandes pómez aislados (10 cm) y escasos líticos. Se intercala un nivel de caída de color naranja, y en el techo un estrato de ceniza de 40 cm rico en líticos y cristales. Cubre un flujo de color amarillo con pómez de 5 a 10 cm.

En Barranca de los Loros se reconocen cuatro paquetes de 1–2 m de espesor, de depósitos de caída y flujos piroclásticos. Los primeros son de lapilli color gris, con matriz y están compuestos mayormente por fragmentos pumíceos y líticos (10–15%); incluyen depósitos de ceniza con escasos líticos y algunos fragmentos pumíceos de 3 cm promedio. Cubriendo los depósitos de caída se disponen depósitos de flujos piroclásticos de color amarillo ocre, soportados por matriz. Algunos sectores muestran hasta un 30% de líticos accidentales (1–2 cm) de ignimbritas, lavas basálticas y traquíticas. Los estratos en general muestran gradación inversa, contactos netos y menos frecuentemente gradacionales.

Al sur de la estancia La Querencia, 10 m de ignimbrita cubren a las traquitas porfíricas. La base es una piroclastita rosada, poco soldada, con pómez blancos de 2–3 cm, la parte media del depósito está más soldada y la parte superior presenta fiammes de hasta 5 cm y abundantes cristales (30–20%). Estos últimos corresponden a sanidina, euédrica a subédrica; cuarzo engolfado, circón y minerales opacos en cantidades accesorias. Los fragmentos líticos (<10%) tienen 3 a 5 cm, son de traquita escasamente porfíricos y de rocas volcánicas máficas. Los vitroclastos son fiammes, fragmen-

tos pumíceos desvitrificados a feldespatos; la fracción fina está compuesta por trizas elongadas con desvitrificación axiolítica apenas perceptible. Hay tridimita y feldespatos alcalinos producto de cristalización de minerales de fase vapor en las cavidades de la matriz.

Al oeste de El Caín afloran depósitos estrombolianos, representados por tobas y lapillitas mayormente pumíceas bien estratificadas en delgadas capas y aglomerados con fragmentos líticos de hasta 50 centímetros. Entre los vitroclastos se observan parches vítreos de tintes pardos con escasas burbujas y fragmentos pumíceos porfíricos con olivino, fragmentos líticos de hialobasaltos y basaltos con textura intersertal, trizas pumíceas y cristales de olivino (Figura 3d).

Piroclastitas del segundo episodio

Está formado por rocas ignimbríticas que en general cubren al episodio lávico de composición traquítica; menos frecuentemente se hallan en contacto directo con piroclastitas del primer episodio (área de Pilquiniyeu). Constituyen afloramientos mesetiformes formados por rocas masivas o lamosas, con distinto grado de alteración. Corresponden a una ignimbrita soldada de color rosado, con fiammes de vidrio oscuro y abundantes cristales. Son tobas cristalovítreas, con cristales de feldespatos alcalinos, cuarzo subordinado y circón como accesorio. Los vitroclastos están deformados plásticamente y desvitrificados en material feldespático esferulítico, con cavidades ocupadas por tridimita (Figura 3e). Los líticos derivan de rocas traquíticas afíricas y porfíricas. La matriz se compone de ceniza vítrea y cristales y está muy oxidada.

En la base de la secuencia que aflora en proximidades del paralelo 42° se encuentran depósitos pumícíticos con bajo grado de soldamiento, con cuarzo y feldespatos alcalinos, fragmentos pumíceos, subredondeados y porfíricos, y fragmentos líticos de rocas traquíticas y escasos basaltos. La matriz es vitroclástica y está conformada por trizas de pared de burbuja y pumíceas, fragmentos de cuarzo y de feldespatos alcalinos.

Facies basáltica

La mayoría de los basaltos constituyen efusiones relativamente jóvenes dentro del complejo, con predominio de lavas y eventos explosivos locales de tipo estromboliano. Según sus texturas y mineralogía se distinguen tres grupos de basaltos:

Basalto de olivino

Tienen escasa distribución y afloran en las proximidades de la Chacra Grasso en el sector norte, en la base de la secuencia por debajo de traquibasaltos (Figura 2). Son porfíricos con plagioclasa (An_{42-57}) y olivino iddingsitizado en bordes y fracturas. La matriz es intergranular gruesa con plagioclasa, olivino, augita titanífera e ilmenita.

Basaltos alcalinos de olivino

Situados cerca de la base de la secuencia basáltica, sus centros de emisión no han sido identificados. Se reconocieron al este de la caldera Buitrera Norte (Salani *et al.*, 2005; 2006; Remesal *et al.*, 2008); al sur de la localidad de Pilquiniyeu (no mapeable); al sudoeste de la sierra de Tromen Niyeu; y en el sur-suroeste del complejo donde aparecen en afloramientos aislados (Figura 2). Estos basaltos presentan fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Los primeros, en parte esqueléticos, tienen inclusiones de minerales opacos y presentan alteración a iddingsita y serpentina. Los fenocristales zonales de augita titanífera están en menor proporción y suelen mostrar un borde más oscuro; esta coloración se registra también en los cristales de menor tamaño. Los fenocristales de plagioclasa tienen una composición promedio de An_{50} y presentan maclas deformadas y un crecimiento de cristales dendríticos y aciculares en los bordes. Presentan amígdalas con crecimiento de analcima (Figura 3f) y cantidades menores de arcillas verdes. La roca muestra una abundante mesostasis vítrea reemplazada por un mosaico de analcima.

Algunos basaltos de este grupo presentan texturas brechoides evidenciando erupciones explosivas y produciendo depósitos estrombolianos expuestos al sur de Pilquiniyeu y al este de El Caín. Un evento equivalente es mencionado por Nullo *et al.* (2006), por debajo de la secuencia piroclástica para la caldera Talagapa Chico. Algunas muestras presentan xenocristales de plagioclasa y/o cuarzo con texturas de desequilibrio.

Traquibasaltos

Constituyen el episodio final de la facies basáltica. Corresponden a flujos lávicos generados en conos de tipo estromboliano emplazados en la parte más alta de la secuencia y dan lugar a mesetas cuyo desarrollo más importante se visualiza hacia el norte de la sierra de Chauchaiñeu (Figura 2). Estas lavas fluyen hacia el oeste y norte y cubren a las traquitas e ignimbritas del complejo. En las proximidades de la localidad de Barril Niyeu los flujos se vinculan a un pequeño cono estromboliano, hacia el norte se integran a los flujos de la barranca de El Caín para dar lugar a la meseta que enmarca el sector norte del CVBN. Son basaltos levemente porfíricos, con un entramado general de plagioclasa con textura fluidal y con deformación por cizalla de flujo. Incluyen cristales de augita titanífera y olivino con cristalización esquelética y alteración a iddingsita. Son abundantes los minerales opacos euédricos. También ocurre feldespatos anédrico zonal que aparece en posición de relleno.

GEOCRONOLOGÍA

Las edades obtenidas para el CVBN correspondientes a una traquita (MQ 129) y un basalto (MQ 219), fueron determinadas por el método K-Ar sobre roca total en Actlabs, Canadá. La concentración de K fue determinada por ICP,

y el Ar a través de dilución isotópica en espectrómetro de masa (Tabla 1). Las edades corresponden a episodios extremos dentro de la estratigrafía del complejo ya que la traquita (20.6 ± 0.4 Ma) representa las primeras etapas y el traquibasalto corresponde a cima de la secuencia (18.7 ± 0.4 Ma). Estos datos permiten acotar la construcción del CVBN al Mioceno inferior en un lapso < 3 Ma.

GEOQUÍMICA

Se presentan 34 análisis químicos de roca total (elementos mayores, menores y traza) determinados por los métodos ICP-ES e INAA (Tabla 2) y determinaciones de relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de cinco muestras y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cuatro muestras del complejo (Tabla 3). El Rb y Sr fueron separados usando técnicas convencionales de intercambio de cationes y el Sm y Nd se separaron por extracción cromatográfica. Se empleó un espectrómetro de masa multicolector Triton en modo estático. Para la determinación de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se utilizó el standard La Jolla con un valor de 0.511860 y para las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, el patrón 15SRM-987 con un valor 0.710258 ± 11 (2s). Todas las determinaciones fueron realizadas en Actlabs.

El CVBN es un complejo bimodal con términos basálticos, traquibasálticos y traquiandesíticos ($< 52\%$ SiO_2) hasta traquíticos y riolíticos ($67\text{--}75\%$ SiO_2) con un intervalo en las composiciones intermedias ($52\text{--}67\%$ SiO_2). Solamente dos muestras se ubican dentro de ese *gap* composicional (Figuras 4, 5), ambas con evidencias petrográficas de contaminación, clasificando como andesita y andesita basáltica.

Basaltos de olivino. El término menos evolucionado

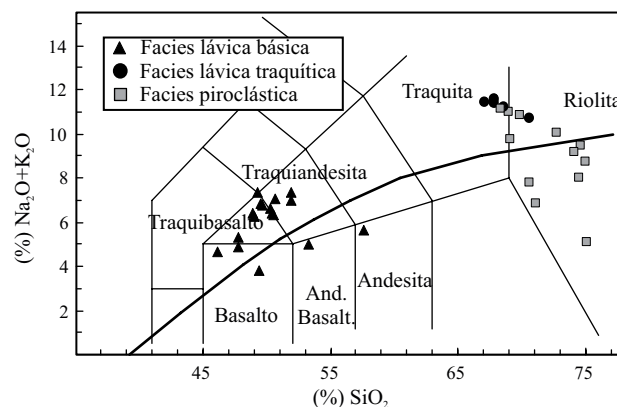


Figura 4. Diagrama de SiO_2 vs álcalis totales (Le Maitre *et al.*, 1989). Se advierte el *gap* composicional y una distribución mayormente alcalina de las rocas del CVBN. Se incluye la línea de separación de series subalcalina y alcalina de Irvine y Baragar (1971).

del complejo clasifica como basalto transicional (Figura 4), con relación $\text{Nb}/\text{Y} > 1$ (Winchester y Floyd, 1977). Tiene más de 8% de MgO y 47.94% de SiO_2 (Figura 5). Sus concentraciones de Ni de 160 ppm y de Cr de 290 ppm y su Mg# de 66, son los más altos de la serie, aunque indican fraccionamiento respecto de líquidos en equilibrio con el manto. La relación $(\text{La}/\text{Yb})_N = 9.6$ es la más baja de la serie.

Basaltos alcalinos de olivino. Este grupo cubre un estrecho rango de valores de MgO (4.7–5.9%), de SiO_2 (44.6–53%), muestra enriquecimientos en elementos incompatibles y relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_N = 12\text{--}14$.

Traquibasaltos. Tienen menores concentraciones de MgO (3.1–4.8%) y contenidos de SiO_2 de 47.8–50.6%. Las

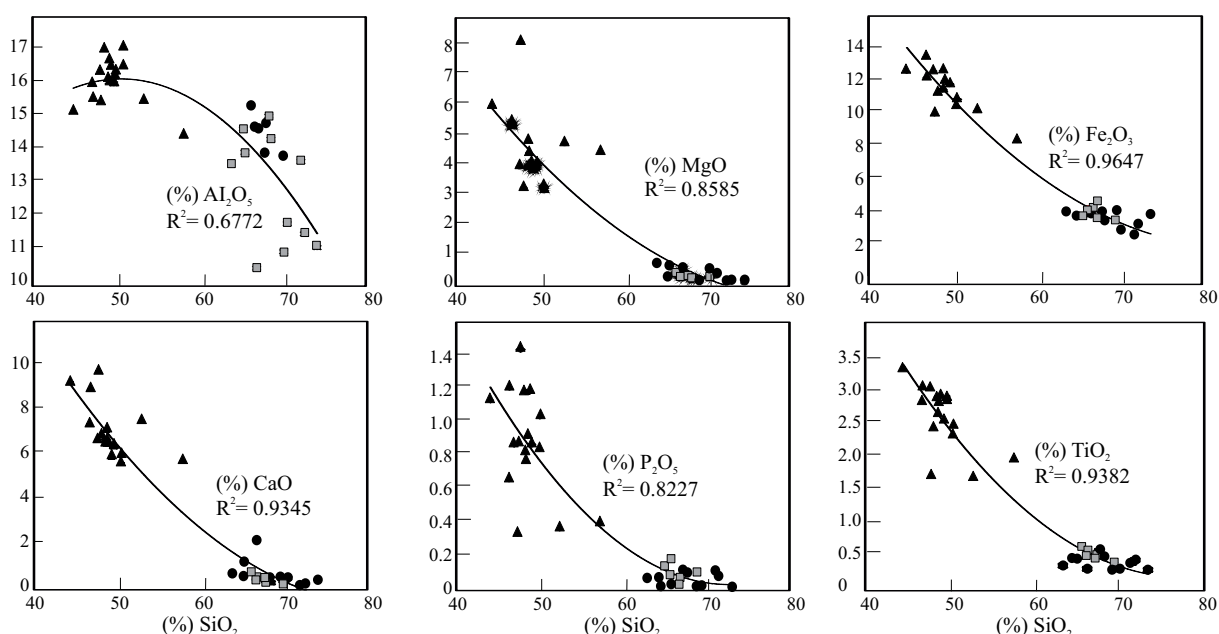


Figura 5. Diagramas tipo Harker de elementos mayoritarios vs. SiO_2 .

relaciones $(La/Yb)_N = 14-19$ se incrementan con el aumento de SiO_2 y la disminución del MgO . Tienen $Mg\#$ entre 40 y 49, contenidos de $Ni \leq 40$ ppm y de Cr de aproximadamente 50 ppm, con enriquecimientos en elementos incompatibles respecto de los basaltos alcalinos de olivino.

En los diagramas multielementales (Figura 6a) todos los basaltos presentan enriquecimiento en elementos incompatibles de bajo potencial iónico, con un máximo para el Ba, anomalía negativa en Th y una débil anomalía positiva en Nb-Ta. Los traquibasaltos son los que presentan los patrones más enriquecidos.

Traquitas y riolitas. Las lavas traquíticas son de alto contenido en sílice y junto con las riolitas tienen en general altas concentraciones de álcalis ($>10\%$; Figura 4). Los contenidos de SiO_2 son mayores que 67% (Q normativo) y los de Al_2O_3 están en el rango de 12 a 15% ; el CaO es $<1\%$, lo cual condiciona la formación de An normativa ($0-4\%$). La relación álcalis-álumina determina características de rocas hiperalcalinas (pero sin Ac en la norma).

La facies piroclástica es principalmente riolítica con afinidad alcalina. En algunas muestras hay variaciones en álcalis atribuidas a procesos secundarios que les confiere un carácter hiperaluminoso (MQ106, MQ121, MQ 138a, MQ197a, MQ139).

En los diagramas multielementales (Figura 6b), tanto las lavas como las piroclastitas presentan patrones muy coherentes de elementos traza con marcadas anomalías negativas en Ba, Sr, P, Eu y Ti y muy débil en Sm. Se destaca la anomalía en Sr para las traquitas. La dispersión de valores es mayor en elementos como Cs-Tl y Ce-Pb.

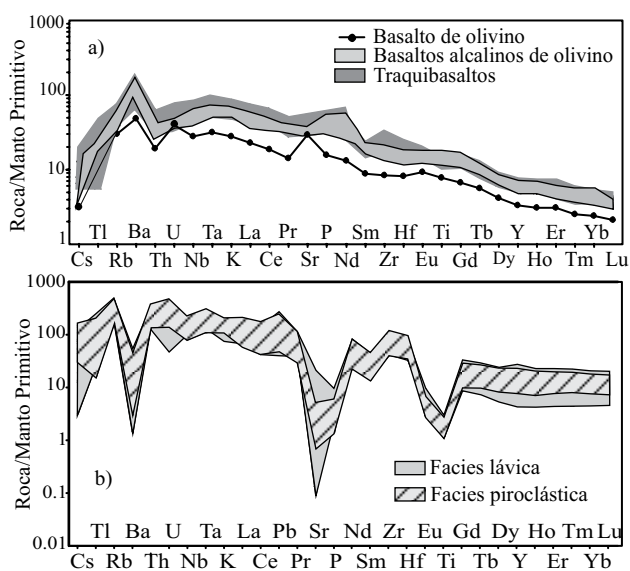


Figura 6. Diagrama multielemental (normalización a los valores del manto primitivo de Sun y McDonough, 1989) (a) para los grupos de rocas basálticas y (b) para las rocas evolucionadas del CVBN, diferenciando los rangos para la facies lávica y piroclástica ácida (Tabla 2).

Composiciones isotópicas

Las relaciones isotópicas iniciales de estroncio $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{20Ma}$ varían entre 0.704085 y 0.704761 y las correspondientes a $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{20Ma}$ entre 0.512705 y 0.512733 (Tabla 3), con valores de ϵNd_{20Ma} levemente enriquecidos ($0.8 - 2.4$). La firma isotópica de los basaltos del CVBN es menos radiogénica que la de los basaltos de *plateau* (Figura 7).

Modelo petrogenético

El basalto menos evolucionado de la serie (MQ 218) presenta los valores más altos de MgO y Ni que, sin embargo, son bajos para un líquido en equilibrio con el manto. Aplicando la ecuación de fusión parcial en equilibrio modal $C_i/C_o = 1/(F + D_{rs} - FD_{rs})$ (Shaw, 1970) y elementos incompatibles (Ce e Yb) se obtuvo a partir de una fuente lherzólítica de granate ($55\% ol + 25\% ortopx + 11\% clinopx + 9\% gr$) un modelo representado en la Figura 8 (curva A, Gill, 1981; Saunders, 1984). Se utilizaron las relaciones $D_{Ce}/D_{Yb} = 0.006/0.049$ (olivino); $0.020/0.340$ (ortopiroxeno); $0.092/0.542$ (clinopiroxeno) y $0.007/6.167$ (granate), en una fuente enriquecida en 2.15 veces la composición del condrito (Nakamura, 1974). Bajo estas condiciones el fundido que mejor representa el líquido original para la roca más primitiva correspondería a un $8-10\%$ de fusión parcial. Esta composición teórica fue fraccionada en un 50% con un conjunto mineralógico $70\% ol + 10\% ortopx$

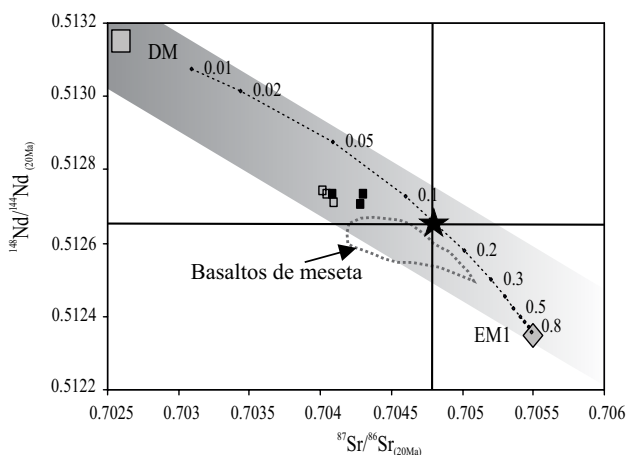


Figura 7. Variación de las relaciones iniciales $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los basaltos del CVBN (cuadrados sólidos, nuevos datos) y de traquibasaltos de un campo de conos estrombolianos cercano y contemporáneo (cuadrados vacíos, Kay et al., 2007). Se indican: el campo composicional de los basaltos oligocenos del plateau de Somún Curá (datos propios no publicados, Kay et al., 2007), la composición de BSE (*Bulk Silicate Earth*) como una estrella y el arreglo del manto con un campo sombreado. La curva de trazos representa una mezcla simple entre un manto empobrecido (DM) y un manto enriquecido de tipo 1 (EM1), cuyas composiciones promedio fueron tomadas de Faure (2001). El cálculo de la curva se realizó aplicando la ecuación de Faure (1986).

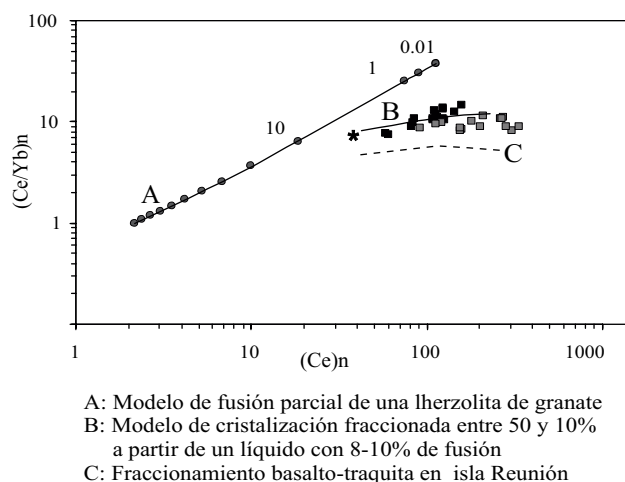


Figura 8. Diagrama de elementos incompatibles mostrando el modelo de diferentes grados fusión parcial de una lherzolita de granate, de composición 55% ol + 25% ortopx + 11% clinopx + 9% gr (curva A). La normalización es 0.86 para Ce y 0.22 para el Yb. Referencia de los símbolos: cuadrados negros, basaltos; cuadrados grises traquitas y riolitas. Las rocas del CVBN definen una tendencia subhorizontal paralela al vector de cristalización fraccionada.

+ 20% clinopx obteniéndose una composición similar a la del basalto MQ 218. Con base en las relaciones La/Sm_N vs. Th se han interpretado porcentajes de fusión algo inferiores (entre 2.5–6%) para otros basaltos post-*plateau* de Somún Curá partiendo también de una fuente enriquecida (Kay *et al.*, 2007).

El resto de los basaltos de la serie se habrían generado por cristalización fraccionada de un magma de composición similar a la de la muestra MQ 218. La evolución de la serie puede compararse con una cristalización fraccionada similar a la reportada para la Isla Reunión (curva C, Saunders 1984, en Figura 9), que resulta paralela a la tendencia del CVBN.

Aplicando la ecuación $C_L/C_0 = F^{(D-1)}$ (Neumann *et al.* 1954), se modeló el fraccionamiento del traquibasalto MQ219 a partir del basalto MQ218 (Figura 9a). El modelo final se obtuvo con un fraccionamiento del 35% de un conjunto mineral de 42% de clinopiroxeno, 28% de plagioclasa, 27% de olivino y 3% de óxido de hierro y titanio. Para establecer la asociación mineralógica se realizó una aproximación por balance de masa de elementos mayores y luego se corroboró por elementos traza.

Se aplicó el mismo procedimiento partiendo del traquibasalto MQ219 para obtener la composición de la traquita MQ127 que resulta de un 73% de fraccionamiento de un conjunto de 47% de plagioclasa, 15% de olivino, 14% de feldespato potásico, 12% de óxido de hierro y titanio, 8% de clinopiroxeno y 4% de apatito (Figura 9b).

La correlación de los elementos mayores con SiO₂ (Figura 5) apoyaría una evolución de la serie por cristalización fraccionada. La distribución de MgO, CaO y la relación CaO/Al₂O₃ son coherentes con un conjunto de fraccionamiento ol + clinopx ± plag, el cual puede corroborarse en el análisis mineralógico.

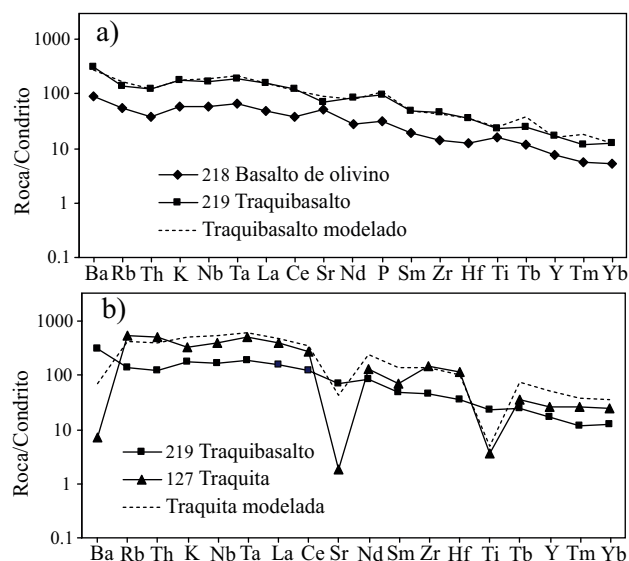


Figura 9. a: Modelado de un traquibasalto a partir del basalto de olivino MQ 218. b: Modelado de una traquita a partir del traquibasalto MQ219. En ambos gráficos se utilizaron coeficientes de partición de Rollinson (1998) para todos los minerales excepto para apatito (Paster *et al.* 1974) y óxido de hierro y titanio (Okamoto, 1979).

El fraccionamiento de olivino en los primeros tramos de la serie produce un enriquecimiento en Al₂O₃ y un descenso escalonado en MgO, con fraccionamiento de clinopiroxeno según surge de la disminución de CaO y TiO₂ (Figura 5). La disminución conjunta de TiO₂ y FeO responde al fraccionamiento de fases accesorias (titanomagnetita y/o ilmenita) y el empobrecimiento de los contenidos de P₂O₅ a la cristalización de apatita. El Al₂O₃ refleja la cristalización fraccionada de feldespatos para las rocas diferenciadas (>67% de SiO₂). El Na₂O se acumula hasta los términos evolucionados en relación directa a la presencia de minerales máficos alcalinos. El grupo de las rocas piroclásticas presenta dispersión y valores bastante variables de Na₂O vinculados a la lixiviación de este elemento.

Se identifican correlaciones positivas, en el conjunto de la serie entre elementos incompatibles (Ta, Nb, Hf, Zr, Rb, Y, Th, U, Ga, REE, Figura 10). El Sr, Ba y Eu muestran acumulación en el tramo de las rocas básicas y disminución hacia los términos diferenciados (Figuras 6a y 6b), respondiendo a la cristalización de feldespatos. En los distintos grupos de basaltos la anomalía de Eu está poco desarrollada (Eu/Eu* = 0.97–1.1). Los elementos traza compatibles (Figura 11) reflejan el fraccionamiento de minerales máficos; tendencias de empobrecimiento significativas se identifican para Sc, V, Cr (augita) y Ni (olivino). Este comportamiento sería argumento a favor de un origen comagmático de la serie basalto alcalino a traquita. Las relaciones Nb/Zr para basaltos (0.14 y 0.23) y para traquitas y riolitas (0.11 y 0.18), y las relaciones Nb/Th para los basaltos (14.08–9.57) y para las traquitas y riolitas (7.11–4.63) marcan la posibilidad que estén vinculados a

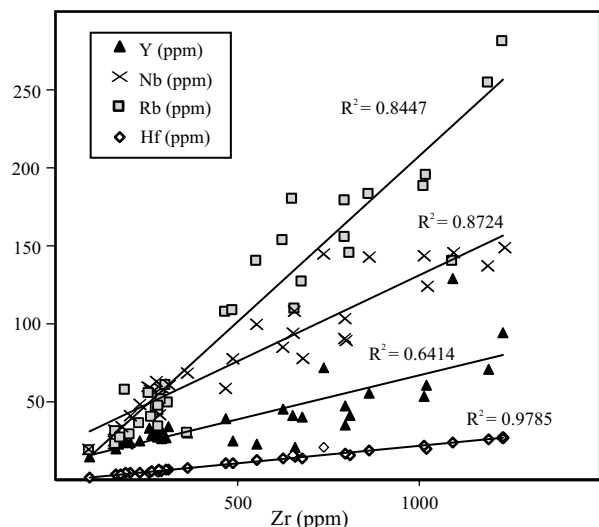


Figura 10. Diagrama de variación de Zr contra varios elementos incompatibles; los coeficientes de correlación (R^2) para estos elementos incompatibles indican alta correlación entre pares.

una misma fuente a pesar del *gap* composicional entre 52 y 67% SiO_2 . Dos muestras de basaltos con evidencias petrográficas de asimilación, tienen porcentajes de sílice que las ubican dentro del *gap* y presentan valores anómalos de la relación que sugieren procesos de contaminación (con valores de 3.88 y 7.41 respectivamente).

Las relaciones $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $1/Nd+1000$ (ppm) (Figura 12) definen una tendencia horizontal para las muestras del CVBN. Este comportamiento sugiere una asociación consanguínea que excluye a las rocas de la corteza superior como fuente en la evolución de la serie basalto-traquita del CVBN. Los patrones de elementos de las Tierras Raras (*rare earth elements*, REE) (Figura 13) son paralelos con variaciones en las concentraciones absolutas, más altas en los grupos de las rocas diferenciadas. La anomalía negativa en Eu en traquitas ($Eu/Eu^* = 0.122-0.579$) y riolitas ($Eu/Eu^* = 0.087-0.373$) es distintiva y se asocia con el fraccionamiento de feldespatos.

DISCUSIÓN

Las nuevas edades presentadas para el CVBN acotan su actividad al Mioceno inferior en un lapso <3 Ma, que resulta contemporáneo con la del campo de conos estrombolianos lindante con el CVBN, fechados en 20.6 ± 0.6 Ma (Kay et al., 2007). La edad de la actividad del CVBN es también comparable a la edad de otros complejos bimodales vecinos alineados a lo largo de la falla Telsen-Valdés (Figura 1b): 19–20 Ma en la sierra de Talagapa (Ardolino, 1981), 18–17 Ma en la sierra de Pire Mahuida (Salani y Parica, 1990; Salani et al., 1994), 19–23 Ma en la sierra de Apas (Remesal et al., 2004; Ardolino, 1987), 16–18 Ma en la sierra de Telsen (Page, 1977; Ylláñez, 1979; Ardolino,

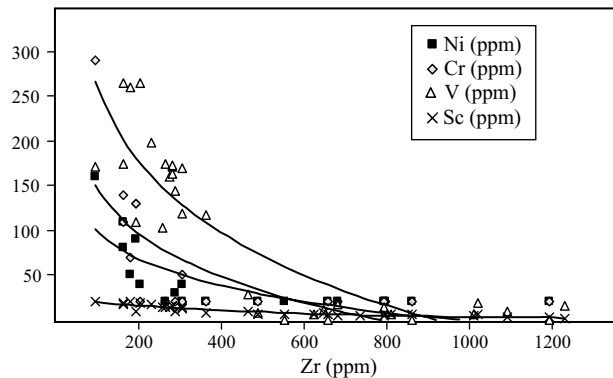


Figura 11. Diagrama de variación de Zr contra varios elementos compatibles, con claras tendencias de empobrecimiento respecto del Zr.

1981). Este conjunto de edades del vulcanismo post-plateau indica un pico de actividad en el Mioceno inferior, que interpretamos como ligada a la actividad transtensiva de la Falla Telsen-Valdés. El vulcanismo post-plateau resulta también contemporáneo al régimen tectónico extensional que caracteriza el Oligoceno superior-Mioceno inferior en el arco andino, con desarrollo de cuencas de antearco o retroarco (cuencas Coya-Machali y Cura-Mallín, Jordan et al., 2001; cuenca Ñirihuau, Bechis y Cristallini, 2005).

Los basaltos del CVBN muestran, en diagramas multielementales, patrones semejantes a los basaltos de islas oceánicas (*ocean island basalts*, OIB) (Figura 6a), especialmente en los elementos menos móviles. Los basaltos alcalinos de olivino y los traquibasaltos presentan altos contenidos de Ba, Nb y Ta. Sin embargo algunas relaciones de elementos litófilos de radio grande (*large ion lithophile elements*, LILE) respecto a elementos de alto potencial iónico (*high field strenght elements*, HFSE) se apartan de

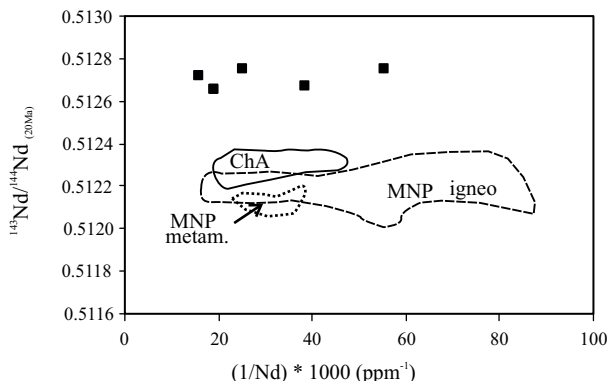


Figura 12. Diagrama de las relaciones iniciales de isótopos de Nd recalculados para 20 Ma de muestras del CVBN (cuadrados llenos), y rocas de basamento: vulcanitas jurásicas de Chon Aike (ChA), rocas Paleozoicas ígneas (MNP ígneo) y metamórficas (MNP metam) del Macizo Nortpatagónico. Datos tomados de Pankhurst y Rapela (1995) y Pankhurst et al. (2006). Las muestras del CVBN definen una tendencia horizontal, que sugiere una asociación consanguínea y excluye fusión cortical como fuente para las rocas traquíticas.

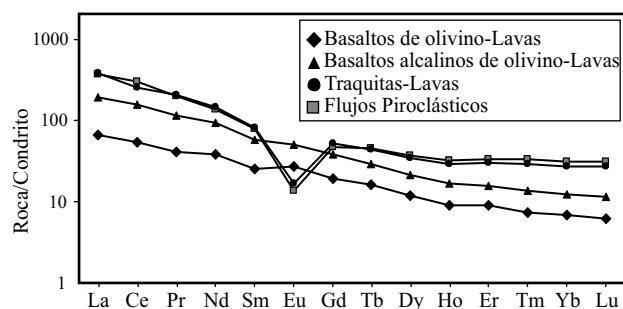


Figura 13. Diagrama con la composición promedio de tierras raras normalizadas a los valores del condrito (Sun y McDonough, 1989) para cada grupo de rocas. Se observan pendientes similares y un incremento de las concentraciones absolutas según aumenta el contenido de SiO_2 .

esta tendencia: las relaciones Sr/Ta son intermedias entre basaltos de dorsal oceánica (*mid-ocean ridge basalts*, MORB) y OIB, en tanto que las relaciones Ba/Ta presentan valores intermedios entre MORB-OIB, y los valores relacionados con zonas de subducción. Por su parte, las relaciones Ba/La (~20) están en el rango de las rocas de arco (Hickey *et al.*, 1986; Kay, 1980, Kay *et al.*, 1993; Pearce y Peate, 1995). Esta diferencia en las relaciones reflejaría la contribución de distintas fuentes.

Algunas relaciones entre elementos de alto potencial iónico ($\text{Th/La} = 0.07\text{--}0.13$, $\text{Th/Ta} = 1.07\text{--}1.56$) se extienden entre los campos de MORB y OIB, en tanto que otras (Th/Yb vs. Ta/Yb) los ubican dentro del campo de los basaltos de intraplaca (Pearce, 1982; 1983).

En los diagramas Th/Yb vs. Ta/Yb , y Th/Ta vs. Yb (Gorton y Schandl, 2000) la serie muestra una filiación con el campo de la Zona Volcánica de Intraplaca. Sin embargo, las relaciones Ba/La sugieren la participación de una componente de arco. Las altas relaciones LILE/LREE (Ba/La) son comunes a todo el magmatismo post-*plateau* de Somún Curá. El dispar comportamiento de elementos LIL (Ba y Sr) respecto a los HFSE ha sido interpretado como debido a una contribución litosférica en la fuente de los basaltos post-*plateau* proponiendo la fusión de flogopita resultante de un metasomatismo previo de la litósfera durante el episodio de *plateau* (Kay *et al.*, 2007). Sin embargo, los basaltos del CVBN no muestran los esperables enriquecimientos en Nb, Ta y K que junto con el Ba se particionan en la flogopita. Aunque las relaciones Sr/HFSE no indican contribución de componente de zona de subducción, puede inferirse que la disminución en los contenidos de Sr se vincula a la presencia de plagioclasa como fenocristal en los basaltos de olivino y basaltos alcalinos de olivino que controla la evolución del complejo.

Las muestras de basaltos alcalinos de olivino con evidencias de contaminación presentan altos contenidos en Cs, Th y Rb y empobrecimiento en Nb-Ta, P y Ti y en algunas REE, respecto de los traquibasaltos y basaltos alcalinos de olivino. Este grupo de basaltos presenta otros indicadores de posible asimilación de materiales

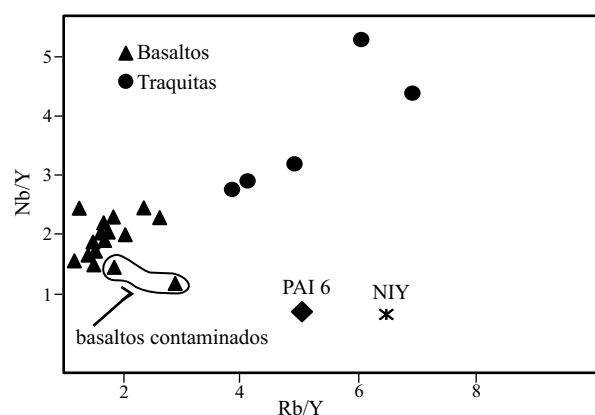


Figura 14. La relación Nb/Y vs. Rb/Y (Cox y Hawkesworth, 1985). El promedio geoquímico para las muestras de basamento está representado por una riolita jurásica (PAI 6, Pankhurst y Rapela 1995) y un granitoide del Paleozoico Superior (NIY, Pankhurst *et al.* 2006). Las rocas del CVBN tienen altos contenidos de Nb y bajas relaciones Rb/Nb respecto de las rocas corticales. Solamente las muestras de los basaltos con evidencias de contaminación parecen afectadas.

corticales. El gráfico de la Figura 14 (Nb/Y vs. Rb/Y) representa un sistema magmático abierto con interacción cortical utilizando una relación Rb/Nb alta como indicio de contaminación (Cox y Hawkesworth, 1985); se advierte que los basaltos contaminados se apartan de la tendencia general de la serie hacia composiciones que representan las rocas de basamento en el área. Por otra parte, la relación Ni vs. Rb (no mostrada) para estos basaltos según la propuesta de Huppert y Sparks (1985) indica enriquecimiento en Rb por mezcla. Esta contribución cortical habría sido limitada ya que las relaciones isotópicas (Figura 12) excluyen un aporte sustancial de la corteza continental en la evolución del CVBN.

La nueva información isotópica (Sr-Nd) de un basalto olivínico, un basalto alcalino de olivino y un traquibasalto, corregida a una edad promedio de 20 Ma presenta una composición similar independientemente de las variaciones petrográficas y geoquímicas. Los traquibasaltos estudiados por Kay *et al.* (2007) tienen composiciones levemente menos radiogénicas en Sr que los CVBN, y ambos grupos se distinguen como provenientes de fuentes más primitivas que los basaltos de *plateau*. La composición isotópica de los basaltos del CVBN puede explicarse como resultante de la mezcla entre un manto empobrecido y 5–10% de un manto enriquecido de tipo 1. La contribución del componente mantélico enriquecido es menor en el CVBN que en los basaltos de *plateau*.

El CVBN en el contexto de la provincia magmática de Somún Curá

Los modelos que apelan a puntos calientes en el manto en el contexto de un retroarco lejano (*far back-arc*) con

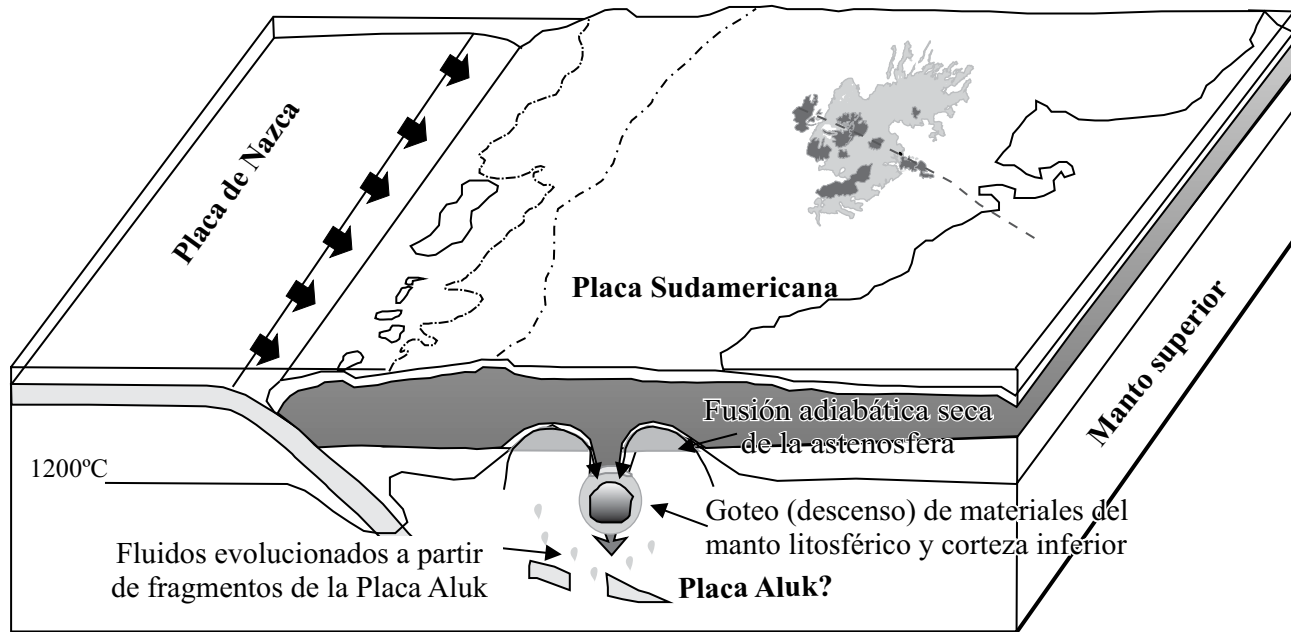


Figura 15. Diagrama esquemático del modelo geodinámico propuesto para el magmatismo oligoceno-mioceno de Somún Curá (episodios *plateau* y *post-plateau*). La delaminación litosférica habría originado fundidos mantélicos por una combinación de fusión por descompresión y variables contribuciones de fluidos emanados de la antigua Placa Aluk desprendida en la astenosfera nordpatagónica. La representación de la inestabilidad litosférica fue tomada de Elkins-Tanton (2007); el esquema neógeno del borde de placa y del manto del norte de la Patagonia extraandina fue adaptado de Aragón *et al.* (2008).

influencia variable de la zona de subducción no explican satisfactoriamente los rasgos totales del magmatismo oligoceno/mioceno de Somún Curá. Sin embargo, compartimos con la mayoría de los investigadores de la zona la idea de que la génesis de esta provincia magmática está ligada a los procesos activos en el borde occidental de la Placa Sudamericana.

Sobre la base de la evidencia geológica y geoquímica presentada aquí para el CVBN, de la información publicada, así como de modelos numéricos (Elkins-Tanton, 2005, 2007), recientemente se propuso un modelo alternativo que relaciona la génesis de la provincia magmática oligocena/miocena de Somún Curá con un proceso de delaminación litosférica (Remesal *et al.*, 2011).

Relevamientos de tomografía sísmica en el norte de la Patagonia indican que durante el Paleógeno se produjo una interrupción en el régimen subductivo debido al desprendimiento de la placa de Aluk (Aragón *et al.*, 2009). El margen Pacífico de Sudamérica estaba entonces dominado por un movimiento de tipo transcurrente (Somoza y Ghidella, 2005) que duró hasta hace ~25 Ma cuando la ruptura de la Placa Farallón provocó un drástico cambio a un régimen subductivo con vectores de convergencia casi normales al límite de placas (Somoza, 1998). La provincia magmática de Somún Curá evolucionó dentro de este escenario geodinámico regional. El CVBN, así como otros grandes complejos bimodales, se emplazaron durante este proceso de reorganización de placas en el borde occidental de la placa Sudamericana. Aunque el régimen de subducción se habría reinstalado hacia finales del Oligoceno, el flujo tectono-

térmico en la zona de supra-subducción sólo se restableció a partir del Mioceno medio (Aragón *et al.*, 2009).

Teniendo en cuenta este escenario regional, proponemos que el evento de fusión parcial de la astenosfera patagónica estaría ligado a un proceso de delaminación litosférica. El desprendimiento de porciones de litosfera puede promover la generación de grandes volúmenes de magma alcanzando inclusive los tamaños de provincias basálticas continentales (Elkins-Tanton *et al.*, 2006; Elkins-Tanton, 2007; Levander *et al.*, 2011).

La naturaleza restítica de la litósfera sudamericana del norte de la Patagonia extraandina, resultante del proceso de fusión cortical durante el Jurásico que dio lugar a la gran provincia ígnea Chon Aike (*s.l.* Pankhurst *et al.*, 2000 y referencias ahí citadas), habría favorecido procesos de inestabilidad gravitatoria disparados por la reorganización de placas acaecida en el borde Pacífico de la Placa Sudamericana. La litósfera post-jurásica del Macizo Norpatagónico, más densa que la litósfera septentrional no alterada por procesos de fusión cortical, y probablemente aún más densa que el manto astenosférico subyacente, resulta entonces un candidato potencial para procesos de delaminación litosférica. Al desprenderse parte de la densa litósfera nordpatagónica el manto somero habría ascendido y generado fundidos parciales por descompresión adiabática (Figura 15). Este proceso no requiere una fuente de calor ajena al sistema litósfera/astenosfera como el modelo de plumas mantélicas, que incluye un domamiento previo al magmatismo del cual no hay evidencias en el norte de la Patagonia extraandina. En cambio, el magmatismo ligado

a procesos de delaminación litosférica puede ser sincrónico con subsidencia topográfica (Elkins-Tanton, 2005, 2007).

El pasaje de la Placa de Aluk por debajo de la actual provincia de Somún Curá habría inyectado fluidos de zona de subducción y fundidos en el manto somero. Estos producen el efecto dual de ascender la temperatura e hidratar la litósfera nordpatagónica, provocando el descenso de la viscosidad litosférica y favoreciendo en consecuencia procesos de delaminación debido a inestabilidades dúctiles del tipo Rayleigh-Taylor (Elkins-Tanton 2005, 2007). Los procesos de deshidratación/fusión parcial de la Placa de Aluk habrían impartido la firma de arco reconocida en el magmatismo de Somún Curá.

El modelo de delaminación cortical propuesto permite también explicar el contaminante de corteza continental antigua interpretado a partir de las altas relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en el magmatismo de Somún Curá (Kay *et al.*, 2007). La porción de litósfera desprendida puede eventualmente devolatilizar y fundirse parcialmente a medida que alcanza mayores presiones y temperaturas (Figura 15), y los fluidos y fundidos evolucionados metasomatizarán la astenósfera impartiendo su contribución geoquímica/isotópica.

El modelo propuesto de ascenso astenosférico justificaría la geoterma elevada (altas temperaturas a bajas presiones) inferida a partir de xenolitos de peridotitas espinelíferas y granatíferas (Bjerg *et al.*, 2009). Las condiciones de presión/temperatura registradas en xenolitos mantélicos transportados por basaltos en la región NW de Somún Curá es del orden de 1000/1200 °C y entre 15 y 24 kbar (Bjerg *et al.*, 2005, 2009). Estos datos se ubican dentro de la ventana PT inferida a partir de modelos numéricos de delaminación litosférica (Elkins-Tanton, 2007). Otras estimaciones de la profundidad de generación de los fundidos realizadas sobre la base de los contenidos de elementos mayoritarios y de REE están en el orden de 90 a 100 km (Kay *et al.*, 2007), que resulta también compatible con el modelo propuesto y con la fuente de lherzolita granatífera.

CONCLUSIONES

El Complejo Volcánico Barril Niyeu es una de las asociaciones bimodales post-*plateau* en el ambiente del *plateau* basáltico de Somún Curá, sector norte de la Patagonia argentina. La edad miocena de este complejo (18.7 ± 0.4 y 20.6 ± 0.4 Ma) es contemporánea con la de otros complejos post-*plateau* situados a lo largo de la megaestructura Telsen-Valdés, que se continúa en el *offshore* Atlántico.

La historia eruptiva del CVBN está vinculada a una caldera principal y cinco calderas menores. Comprende eventos iniciales marcados por lavas y flujos piroclásticos de composición traquítica y riolítica, que corresponden a dos episodios, y etapas finales representadas por lavas de basaltos de olivino hasta traquibasaltos.

Los productos volcánicos constituyen una secuencia (basalto-traquita-riolita) alcalina con *gap* composicional

entre 52 y 67% de SiO₂. El basalto menos evolucionado de la serie tiene una composición que sugiere entre 8 y 10% de fusión parcial de una fuente mantélica lherzolítica con granate, con un posterior grado de diferenciación (Ce/Yb vs. Ce, Figura 8). Un modelo de cristalización fraccionada (Rayleigh) indica que el principal proceso evolutivo de la secuencia es la cristalización fraccionada (Figuras 9a y 9b), con olivino \pm clinopiroxeno \pm feldespato como conjunto de fraccionamiento, y en menor proporción minerales accesorios como apatita e ilmenita.

El modelado geoquímico de elementos mayoritarios y traza (Nb/Y vs. Rb/Y y Nd vs. I/Nd), así como las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, permiten excluir procesos de asimilación cortical significativos en la evolución basalto-traquita (Figura 14 y 12). La naturaleza restítica de la corteza nordpatagónica sustancialmente empobrecida en la fracción de baja temperatura por el proceso de fusión cortical masiva de finales del Jurásico, apoya esta evidencia.

Las altas relaciones LIL/HFSE y LIL/LREE sugieren una contribución del componente de zona de subducción en la fuente del CVBN. Esta interpretación está sustentada en la composición isotópica de los basaltos del CVBN que puede explicarse como resultante de la mezcla entre un manto empobrecido y 5–10% de un manto enriquecido de tipo 1 (Figura 7). La contribución del componente enriquecido es menor que la indicada por la composición isotópica de los basaltos de *plateau*.

El magmatismo oligo-mioceno de Somún Curá, incluyendo al CVBN, es atribuido a un proceso de delaminación litosférica disparado por perturbaciones gravitacionales durante el severo proceso de reorganización de placas en el borde pacífico de la Placa Sudamericana, con contribución subordinada de una placa oceánica desprendida (Aluk?).

AGRADECIMIENTOS

El trabajo ha sido realizado en el marco de los Proyectos UBACYT X185 y 20020100101015 y PIP 5523. Se agradece muy especialmente a los licenciados Ardolino y Franchi por la permanente colaboración, intercambio de ideas y discusión de resultados, al SEGEMAR por su apoyo logístico y al Sr. Eduardo Llambías por la preparación del material. Se agradecen especialmente los comentarios y sugerencias de los árbitros que contribuyeron significativamente a mejorar el manuscrito original, así como la exhaustiva revisión final y trabajo editorial del Dr. Arturo Martín.

REFERENCIAS

- Aragón, E., Aguilera, Y.E., Cavarozzi, C.E., Ubaldón, M.C., Ribot, A., 2008, La caldera de Piedra Parada: un volcán gigante de 50 millones de años, testimonio de cambios, *en* Ardolino, A. A., Lema, H. (eds.), Sitios de Interés Geológico: Buenos Aires, Argentina, Comisión de Sitios de Interés Geológico de la República Argentina (CSIGA), 46, 669-681.

- Aragón, E., Spakman, W., Brunelli, D., Rivalenti, G., D'Eramo, G., D'Eramo, F., Pinotti, L., Rabbia, O., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Ribot, A., Mazzucchelli, M., 2009, El gap de subducción paleógeno del segmento patagónico 35°-44°, en XIV Reunión de tectónica, Río Cuarto, Córdoba, Argentina: Córdoba, Universidad Nacional de Río Cuarto, Libro de Resúmenes, 53 pp.
- Ardolino, A.A., 1981, El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut, en VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, I, 65 y III, 7-23.
- Ardolino, A.A., 1987, Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas. Provincia de Chubut: Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 203, 1-91.
- Ardolino, A.A., Franchi, M., 1996, Hoja Geológica 4366-1, Telsen: Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 215, 1-110.
- Ardolino, A.A., Salani F.M., Lizuáin, A., 2009, Hoja 4166-III, Gan Gan. Escala 1: 250.000, Provincia del Chubut, modificado 2005: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, 1-200.
- Bechis, F., Cristallini, E., 2005, Tectonic evolution of northern Ñirihuau basin, northwestern Patagonia, Argentina, en 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona: ISAG 2005, Barcelona, 103-106.
- Bjerg, E.A., Ntaflou, T., Kurat, G., Dobosi, G., Labudia, C.H., 2005, The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts: *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 125-145.
- Bjerg, E.A., Ntaflou, T., Thöni, M., Aliani, P., Labudia, C.H., 2009, Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet- and Spinel-Peridotites: *Journal of Petrology*, 50, 1267-1298
- Cande, S.C., Leslie, R. B., 1986, Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile trench: *Journal Geophysical Research*, 91, 471-496.
- Ciciarelli, M., 1990, Análisis estructural del sector oriental del Macizo Nordpatagónico y sus significado metalogénico: Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina, tesis doctoral, 155 pp.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V.A., 1975, Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(4), 361-383.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J., 1985, Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications from open system magmatic process: *Journal of Petrology* 26, 355-377.
- de Ignacio, C., López, I., Oyarzu, R., Márquez, A., 2001, The northern Patagonian Somuncura plateau basalts: a product of slab induced, asthenospheric shallow upwelling: *Terra Nova*, 13, 117-121.
- Elkins-Tanton, L.T., 2005, Continental magmatism caused by lithospheric delamination, en Foulger, G. R., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D. L. (eds.) *Plates, Plumes and Paradigms: Geological Society of America, Special Papers* 388, 449-461.
- Elkins-Tanton, L. T., 2007, Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities: *Journal of Geophysical Research* 112, B03405, doi:10.1029/2005JB004072.
- Elkins-Tanton, L.T., Draper, D. S., Agee, C. B., Jewell, J., Thorpe, A., Hess, P. C., 2006, The last lavas erupted during the main phase of the Siberian flood volcanic province: results from experimental petrology: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, 191-209.
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*: New York, John Wiley & Sons, 589 pp.
- Faure, G., 2001, *Origin of Igneous Rocks. The isotopic Evidence*: Springer, 496 pp.
- Franchi, M., Ardolino, A., Remesal, M., 2001, Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro: Buenos Aires, Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 262, 1-114.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 390 pp.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000, From Continents to Island Arcs: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and Within-Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks: *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C., 1986, Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern volcanic zone of the Andes (34–41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust: *Journal of Geophysical Research*, 91, B6, 5963-5983.
- Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki A., Sumino, H., Haller, M.J., 2006, Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication: *Earth Planets Space*, 58, 1087-1092.
- Huppert, H.E., Sparks, S.J., 1985, Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust: *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 371-386.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Mpodozis, C., 2001, Mid-Cenozoic intra-arc basins in the Southern Andes: *Tectonics*, 20, 308-324.
- Kay, R.W., 1980, Volcanic arc magma genesis: Implications for element recycling in the crust-upper mantle system: *Journal of Geology*, 88, 497-522.
- 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, en XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Argentina, 4, 236-248.
- Kay, S. M., Gorrington, M., Ramos, V., 2004, Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4), 556-568.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorrington, M.L., Ramos, V., 2007, The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab: *Journal of Petrology*, 48 (1), 43-77.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms*: Oxford, Blackwell, 193 pp.
- Levander, A., Schmandt, B., Miller, M. S., Liu, K., Karlstrom, K. E., Crow, R. S., Lee, C.-T.A., Humphreys, E. D., 2011, Continuing Colorado plateau uplift by delamination style convective lithospheric downwelling: *Nature*, 461-466.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C.R., 2000, The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate: *Revista Geologica de Chile*, 27, 177-204.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954, Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6, 90-99.
- Nullo, F.E., Ganduglia, T., Risso, C., 2006, La Caldera Talagapa Chico. Meseta de Somún Cura, Provincia de Chubut: Serie Correlación Geológica, INSUGEO, Temas de la Geología Argentina, 1(2), 203-213.
- Okamoto, K., 1979, Geochemical study on magmatic differentiation of Asama Volcano, central Japan: *Journal of the Geological Society of Japan* 85(8), 525-535.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H., Nagao, K., Hirata, D., Mibe, K., Honda, S., Jalowitzki, T., Iwamori, H., Anma, R., 2010, Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra back-arc province: Dehydration-induced melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia, in *The Meeting of the Americas*, Foz do Iguazu, Brasil.
- Page, R., 1977, Descripción geológica de la Hoja 43g, Bajo de la Tierra

- Colorada, provincia del Chubut: Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 200, 1-81.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 1995, Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia: Earth and Planetary Science Letters, 134, 23-36.
- Pankhurst, R.J., Riley, T. R., Fanning, C.M., Kelley, S. P., 2000, Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwan: Journal of Petrology, 41(5), 605-625.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning C.M., Márquez, M., 2006, Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia: Earth-Science Reviews 76, 235-257.
- Paster, T.P., Schauwecker, D.S., Haskin, L.A., 1974, The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series: Geochimica et Cosmochimica Acta 38(10), 1549-1577, doi: 10.1016/0016-7037(74)90174-4.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, en Thorpe, R.S. (ed.), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks: Chichester, U.K, John Wiley & Sons, 525-548.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, en Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths: Nantwich, U.K, Shiva Press, 230-249.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 251-85.
- Remesal, M.B., Salani, F. M., Franchi, M., Ardolino, A.A., 2001, Hoja Geológica N°4169-IV Maquinchao. Provincia de Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 372, 1-79.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Massaferro, G.I., Cerredo, M.E., 2004, Estratigrafía y petrología del sector noreste de sierra de Apas, provincia del Chubut: Revista de la Asociación Geológica Argentina. Geología de la Patagonia, 59 (4), 578-590.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Cerredo, M.E., 2008, Los basaltos del complejo Volcánico Barril Niyeu, en 9º Congreso de Mineralogía y Metalogena, San Salvador de Jujuy, Argentina: Buenos Aires, Asociación Mineralógica Argentina, 265-270.
- Remesal, M.B., Cerredo, M.E., Salani, F.M., 2011, Un Modelo Alternativo para la Génesis de la Provincia Magmática Somún Curá, en XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 364-365.
- Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: Longman Scientific-Technical, xxvi+352 pp.
- Salani, F.M., Parica, C., 1990, Consideraciones sobre la edad y petrogénesis de las vulcanitas de Complejo Pire Mahuida, Provincia del Chubut, en XI Congreso Geológico Argentino, San Juan: Universidad Nacional de San Juan, I, 125-128.
- Salani, F.M., Linares, E., Oстера, H., 1994, Edad K-Ar de las nefelinitas de la Sierra de Pire Mahuida, en VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile: Universidad de Concepción, Chile, II, 1194-1198.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Cerredo, M.E., Franchi, M., Ardolino, A.A., 2006, Contribution to the age of the Somún Curá Post-Plateau Events. Extra Andean Argentinean Patagonia, en V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI): Punta del Este, Uruguay, Acta 415-419.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Franchi, M.R., Ardolino, A.A., 2005, Estratigrafía del Complejo Volcánico Barril Niyeu, Oeste de Somún Curá, Provincias de Río Negro y Chubut, en XVI Congreso Geológico Argentino: La Plata, Argentina, Editorial Universitaria La Plata, I, 795-802.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Cerredo, M.E., 2006, Las rocas traquíticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu, en 8º Congreso de Mineralogía y Metalogena. Buenos Aires. Avances en Mineralogía, Metalogena y Petrología: Buenos Aires, Asociación Mineralógica Argentina, 413-420.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Cerredo, M.E., 2010, The neogene Barril Niyeu Volcanic Complex. Somún Curá magmatic province. Northern extra andean Patagonia. Argentina: Bollettino di Geofisica teórica ed applicata, 51, 85-88.
- Saunders, A.D., 1984, The rare earth element characteristics of igneous rocks from ocean basins, en Henderson, P. (ed.), Rare Earth Element Geochemistry: Elsevier, Developments in Geochemistry, 2, 6, 205-236.
- Shaw, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis: Geochimica et Cosmochimica Acta, 34 (2), 237-243.
- Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region: Journal of South American Earth Sciences, 11, 211-215.
- Somoza, R., Ghidella, M.E., 2005, Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4), 797-809.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, en Saunders, A.D., Norry M.J. (eds.), Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication N°42, 313- 346.
- Urien, C. M., Zambrano, J. J., 1996, Estructura del margen continental, en Ramos, V., Turic, M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina: Argentina, Asociación Geológica Argentina, 29-65.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geology, 20, 325-343.
- Ylláñez, E.D., 1979, Descripción geológica de la Hoja 42g Telsen, provincia del Chubut: Buenos Aires, Argentina, Servicio Geológico Nacional, Memoria y Mapa, Reporte Técnico, 120 pp.

Manuscrito recibido: Abril 1, 2011

Manuscrito corregido recibido: Febrero 22, 2012

Manuscrito aceptado: Febrero, 24, 2012