

Las adakitas de la Cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas

Victor A. RAMOS¹, Suzanne M. KAY² y Bradley S. SINGER³

¹Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires E-mail: andes@gl.fcen.uba.ar

²Institute for the Study of the Continents, Snee Hall, Cornell University, Ithaca, New York, Estados Unidos.

E-mail: smk16@cornell.edu

³Department of Geology and Geophysics, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, Estados Unidos.

E-mail: bsinger@geology.wisc.edu

RESUMEN. El origen de muchas adakitas consideradas como productos de la fusión de corteza oceánica subducida ha sido cuestionado ya que su formación puede ser atribuida a fusión de corteza continental engrosada o fusión de material procedente de la erosión cortical por subducción. Una de las mejores candidatas para adakitas formadas por fusión de una losa oceánica subducida son las Adakitas Cerro Pampa (47°55'SL) en la Patagonia, que se emplazaron al este del arco volcánico andino inactivo cuando la dorsal de Chile colisionó con la trinchera oceánica hace unos 12 Ma. El origen de estas dacitas portadoras de hornblenda se infiere como producido por fusión de una losa oceánica subducida, basado en las altas concentraciones de Sr (1330-2300 ppm) a 63-68% de SiO₂, valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr similares al MORB (0,7028-0,7031), razones de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd > 0,5129, y sus diseños de tierras raras empinados, con empobrecimiento de tierras raras pesadas (La/Yb = 30-37), a pesar de haberse emplazado en una región de corteza delgada. Recientemente se han reconocido otras dos localidades con adakitas miocenas en Puesto Nuevo (48°59'S) y Chaltén (~49°25'S) - (65-66% SiO₂, 1370-1440 ppm Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7032-7033, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ~ 0,51289, La/Yb 28-30)- que se encuentran al sudoeste de la anterior, y donde también colisionó la dorsal de Chile hace ~ 12 Ma. Estas adakitas afloran al este de las adakitas de arco pleistocenas y recientes de la Zona Volcánica Austral. Nuevas edades de plateau ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenidas mediante calentamiento incremental por laser en hornblendas muestran que las adakitas de Chaltén, Puesto Nuevo y Cerro Pampa decrecen en edad (14,50 ± 0,29 Ma, 13,12 ± 0,55 Ma, 11,39 ± 0,61 Ma), en forma consistente con la colisión de la dorsal que progresaba hacia el norte y con la fusión parcial del borde posterior de la placa de Nazca. Sus características geoquímicas contrastan con las andesitas miocenas de retroarco de la región de Cerro Moyano (~50°15'S), que no tienen características adakíticas, a pesar que se hallan ubicadas al este de donde la dorsal de Chile chocó alrededor de los 14 Ma. En esta última región no hay importantes lavas basálticas miocenas de meseta relacionadas con ventanas astenosféricas entre la placa Antártica y la de Nazca. Los estudios de campo y las consideraciones petrológicas señalan que la fusión de corteza oceánica miocena en Patagonia requirió un aporte térmico desde el manto astenosférico tanto como de la subducción de una placa joven y caliente. Un caso similar puede ser observado entre las adakitas de arco de la Zona Volcánica Austral y los basaltos pliocenos a recientes del sector extrandino.

Palabras clave: *Adakita, Fusión corteza oceánica, Erosión por subducción, Colisión de dorsales, Andes Patagónicos*

ABSTRACT. *The adakites of the Patagonian Cordillera: new geochemical and geochronological evidences.* The origin of many adakites ascribed to slab melting has been questioned with their formation being attributed to melting of thickened continental crust or forearc subduction erosion. Some of the best remaining candidates for a slab-melt origin are the Cerro Pampa adakites (47°55'SL) in Patagonia that erupted east of the inactive volcanic arc as the Chile Ridge collided with the Chile Trench at ca. 12 Ma. Support for a slab-melt origin for these hornblende-bearing dacites comes from high Sr concentrations (1330-2300 ppm) at 63-68% SiO₂, MORB-like ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7028-0.7031), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd > 0.5129, and steep (heavy depleted) REE pattern (La/Yb = 30-37) in an area of thin crust. Two other adakite localities to the southwest that are also east of where the Chile ridge collided at ~ 12 Ma, have been recognized more recently (65-66% SiO₂, 1370-1440 ppm Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7032-7033, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ~ 0.51289, La/Yb 28-30). These Puesto Nuevo (48°59'S) and Chaltén adakites (~49°25'S) adakites are to the east of the Pleistocene to Recent adakites in the Austral Volcanic Zone arc. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages obtained via laser incremental heating of hornblendes show that the Chaltén, Puesto Nuevo, and Cerro Pampa adakites decrease northwards in age (14.50 ± 0.29, 13.12 ± 0.55, 11.39 ± 0.61 Ma), consistent with melting of the trailing edge of the Nazca plate as ridge collision progressed to the north. Their chemistry contrasts with non-adakitic Miocene retroarc andesites in the Cerro Moyano (~50°15'S) region, east of where the Chile ridge collided at ca. 14 Ma. A major difference in this southern region is the relative absence of large late Miocene plateau flows related to a slab window between the Nazca and Antarctic plates. This association suggests that Miocene slab melting in Patagonia required a thermal input from the asthenospheric mantle as well as a young, hot subducting plate. A similar case can be made between Austral Volcanic Zone adakites and extra-Andean Pliocene to Recent basalts.

Key words: *Adakite, Slab-melt, Subduction erosion, Ridge collision, Patagonian Andes*

Introducción

En los últimos años se ha reconocido la presencia de rocas adakíticas en diversos segmentos de los Andes, las que han cobrado importancia por su potencial relación con grandes yacimientos minerales (e.g., Kay y Mpodozis 2001, Oyarzún *et al.* 2001, 2002, y discusiones y respuestas asociadas). Rocas volcánicas descriptas como adakitas se han reconocido en los Andes Septentrionales de Ecuador (Gutscher *et al.* 1999, 2000; Beate *et al.* 2001, Bourdon *et al.* 1999, 2003) y en los Andes Centrales de Argentina y Chile (e.g., Carrasquero 1999, Sellés y Godoy 2000, Gutscher *et al.* 2001, Yáñez *et al.* 2002). Éstos se suman a las adakitas descriptas previamente en la Cordillera Patagónica, tanto las pertenecientes al arco volcánico cuaternario de la Zona Volcánica Austral, que incluyen al Monte Cook (54°59'SL) y otros centros volcánicos descriptos por Stern *et al.* (1984) y Stern y Killian (1996), como las de Cerro Pampa (47°55'SL, Ramos *et al.* 1991, Kay *et al.* 1993) y Puesto Nuevo (48°59'SL, Ramos *et al.* 1994, Kay *et al.* 1994a).

Las características isotópicas, geoquímicas y geocronológicas de las adakitas de la Cordillera Patagónica llevaron a interpretarlas como productos de fusión de la corteza oceánica subducida (Kay *et al.* 1993). Sin embargo, el uso del término adakita ha sido aplicado en los últimos años a diferentes tipos de rocas, originadas por diferentes procesos (véase discusión en Kay y Kay 2002). En los primeros trabajos se había inferido que el origen de las adakitas estaba ligado al proceso excepcional de fusión cortical de la losa oceánica subducida, pero al ampliarse la acepción del término a otras rocas, esta propuesta ha despertado en los últimos años numerosas críticas, como lo destacaron Kay y Mpodozis (2002) y Rabia *et al.* (2002) para los Andes centrales y Garrison y Davison (2003) para los Andes ecuatorianos.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer en primer lugar un nuevo hallazgo de adakitas en la Cordillera Patagónica austral, más específicamente en la región del cerro Fitz Roy; brindar nuevos datos geoquímicos y geocronológicos de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las adakitas de la Cordillera Patagónica; a la vez que discutir el significado tectónico de estas rocas, para luego evaluar las implicancias que su hallazgo tiene en el conocimiento de los procesos asociados a la subducción andina y su eventual importancia metalogénica.

El término adakita

El término adakita fue introducido en la literatura geológica por Defant y Drummond (1990) quienes la utilizaron para referirse a un tipo especial de roca volcánica cuya localidad tipo corresponde a la isla de Adak en las islas Aleutianas en la región boreal de Norteamérica, donde fueron estudiadas por Kay (1978). En este trabajo fue sugerido por primera vez, por el Dr. Robert W. Kay, que estas rocas particulares se habían generado por fusión de la corteza oceánica. El término adakita se convirtió

Cuadro 1: Características principales de las rocas adakíticas.

	Isla Adak	Adakita ^(*)	Cerro Pampa
Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7028	< 0.704	0,7028-0,7031
Elementos			
Mayoritarios -SiO ₂	~56%	>56%	>63 %
-Al ₂ O ₃	~16%	>15%	16-17 %
Diseño de tierras raras empinado (La/Yb)	>28	alta	29-37
Nivel de tierras raras pesadas bajo (Yb/Y)	<0,98 ppm	<1,9 ppm < 0,9 ppm	0,70-1,2 ppm
Concentraciones de LIL altas: p. ej. Sr	> 1.700 ppm	> 400 ppm	>1.300-2.300 ppm
Concentraciones altas de			
-Cr	>260 ppm	altas	80-100 ppm
-Ni	>100 ppm	altas	45-76 ppm
-#Mg	0,62-0,64	alta	0,58-0,68

(*) La aplicación de los parámetros generales propuestos por Defant y Drummond (1990) en su definición de adakita fue ampliamente usado para reconocer adakitas en diversos sectores de los Andes.

en un sinónimo de fundido de corteza oceánica, principalmente basado en las características geoquímicas inusuales de este tipo de rocas. Sin embargo, el uso de este término se aplicó posteriormente a diversas rocas volcánicas formadas por distintos procesos a lo largo de diferentes zonas de subducción cenozoicas (e.g., Beate *et al.* 2001, Bourdon *et al.* 2003) y sistemas de subducción fósiles mesozoicos y paleozoicos (e.g., Kramer *et al.* 2004, Zhao *et al.* 2004).

Cuando se comparan las características geoquímicas e isotópicas de las rocas de la isla de Adak con otras rocas aparentemente similares surgen importantes diferencias. Las rocas de Adak, así como la Adakita Cerro Pampa tienen características comunes, las cuales son marcadamente diferentes a las de otras rocas descriptas descritas como tales en otros sectores de la Cordillera de los Andes (véase también Kay y Mpodozis 2002, Kay y Kay 2002). En el cuadro 1 se comparan las características específicas de rocas procedentes de la isla de Adak, con la definición de adakita según la propuesta de Defant y Drummond (1990), que fue seguida por diferentes autores en distintos segmentos de los Andes, y con las del Cerro Pampa, una de las más representativas de las adakitas patagónicas.

La Adakita Cerro Pampa se caracteriza por sus bajas relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, muy cercanas a la de los basaltos de dorsales oceánicas (MORB), una mineralogía residual de alta presión en la fuente, en equilibrio con un fundido eclogítico y altos valores de Sr, que llevaron a interpretarla como un fundido de corteza oceánica (Kay *et al.* 1993, Cuadros 1 y 2). Su composición indicaría un porcentaje de fusión de corteza oceánica cercano al ~3-5 %. Diversos autores han demostrado que la fusión de pequeñas fracciones de corteza oceánica es posible sin la existencia de anomalías térmicas significativas si la corteza es lo suficientemente joven y caliente (Peacock *et al.* 1994, Hole y Saunders 1996). Es el caso de Cerro Pampa

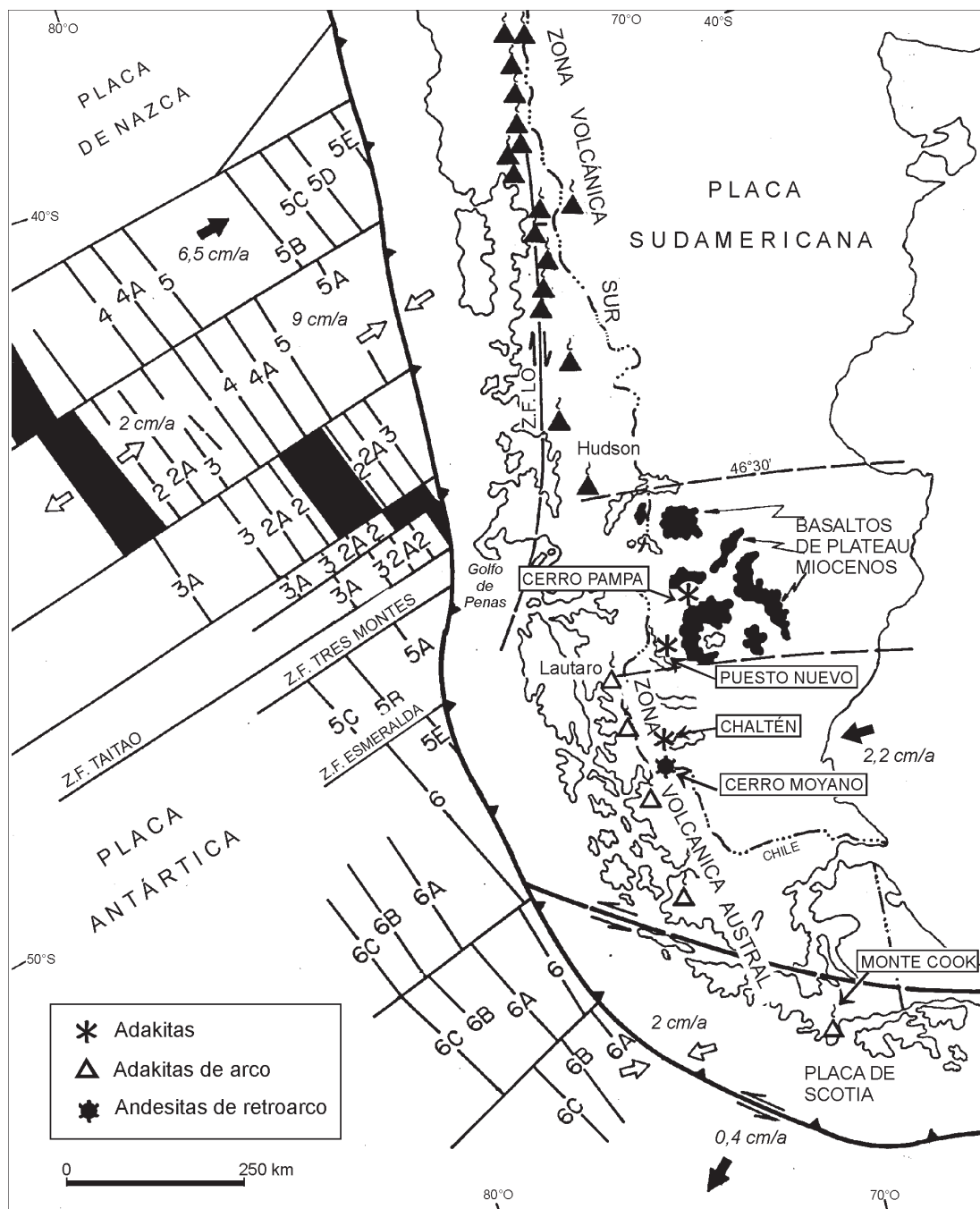


Figura 1: Las adakitas patagónicas y otras rocas ígneas asociadas a la colisión de la dorsal de Chile (modificado de Ramos y Kay 1992; Kay *et al.* 1993).

cuya edad de ~12 Ma es coherente con el tiempo de colisión de la dorsal de Chile a estas latitudes, lo que implicaría fusión de una corteza oceánica joven menor de 2 a 4 Ma. Esta condición de fusión parcial de corteza oceánica joven sólo se cumple en las adakitas patagónicas como lo han indicado Kay *et al.* (1993) y Stern y Killian (1996), dada su coincidencia con la colisión de segmentos discretos de la dorsal activa de Chile contra la trinchera oceánica, con la consecuente formación de ventanas astenosféricas bajo la placa sudamericana (Cande y Leslie 1986, Ramos y Kay 1992, Gorrington *et al.* 1977).

La adakita de la isla de Adak ha sido modelada como el producto de la fusión parcial de la corteza oceánica pacífica subducida por Kay (1978). Sin embargo, esta hipótesis presenta algunas incongruencias. Este mismo autor (Kay 2003) ha notado las inconsistencias de fundir corteza oceánica subducida sin tener en las adakitas, indicios de fusión de sedimentos pelágicos y evidencias de alteración (Pb radiogénico, alta relación Ba/La, etc.). Estas adakitas se habrían emplazado durante una migración hacia el norte del frente volcánico a los 12 Ma, época para la cual la corteza oceánica no era lo suficientemente joven

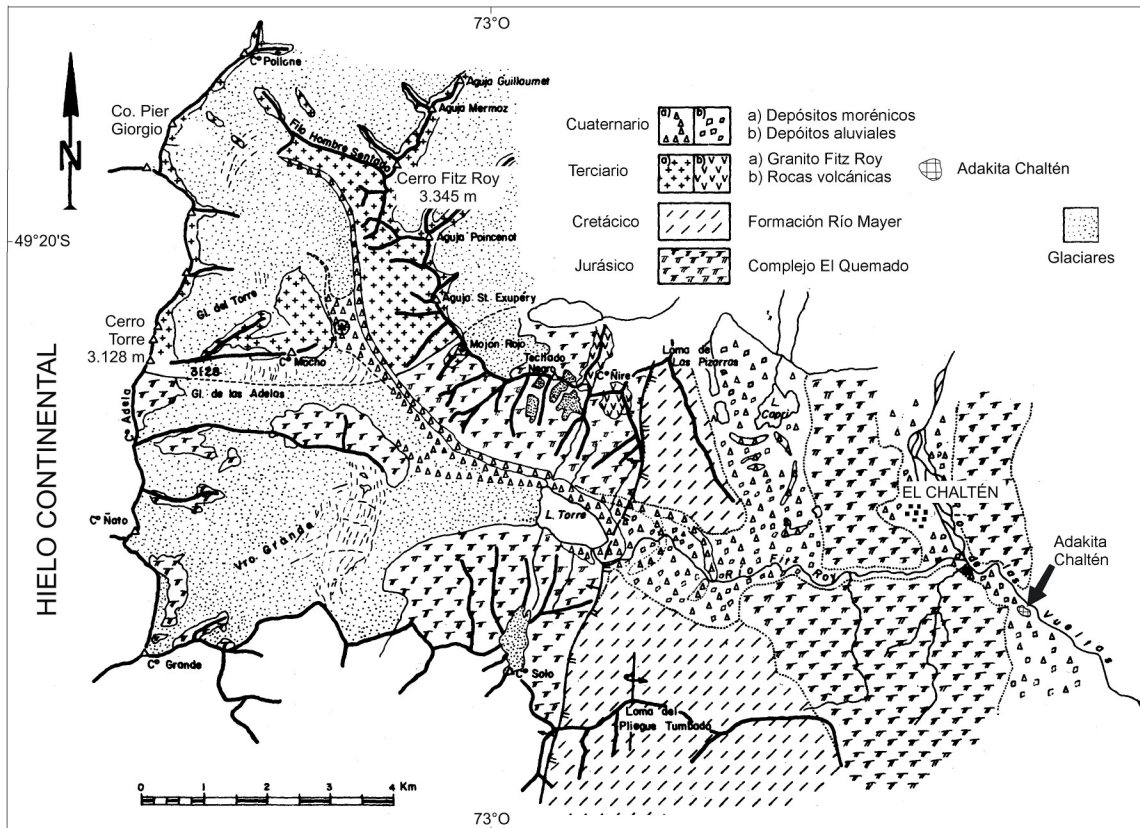


Figura 2: Mapa geológico de la región del cerro Fitz Roy con indicación del afloramiento de la Adakita Chaltén (basado en Nullo *et al.* 1979 y Spikerman y Quartino 1981).

y por lo tanto lo suficientemente caliente para fundirse. Es por eso que este autor propone un origen alternativo para la fusión de corteza oceánica mediante erosión por subducción, dado que hay muy buenas evidencias de este proceso en las islas Aleutianas, en especial durante los tiempos de migración del frente volcánico en el Mioceno medio. La corteza oceánica era en ese tiempo muy fría y antigua para ser fundida, así como la corteza de este arco islámico muy delgada, para generar adakitas por fusión de rocas con mineralogía de alta presión. Es por lo tanto más factible que durante períodos de alta erosión cortical por subducción, la corteza oceánica del antearco fuera arrancada de la placa superior e introducida en la cuña astenosférica, donde fue parcialmente fundida a alta presión en el manto por debajo del arco (Kay 2003, 2004).

Las adakitas andinas registradas tanto en Ecuador como en diversos sectores del margen chileno, no tienen las características extremas que tienen las de la isla Adak o las patagónicas, aunque muchas de ellas cumplen con la definición de Defant y Drummond (1990). Sus relaciones isotópicas no son tan bajas y próximas a las del MORB y a su vez presentan altas relaciones La/Yb y altos contenidos de Sr (Carrasquero 1999, Bourdon *et al.* 1999, 2003). Su generación puede ser modelada mediante procesos de erosión cortical y fusión en la cuña astenosférica o por fusión en la base de la corteza continental tectónicamente

engrosada (Hildreth y Moorbath 1988; Kay *et al.* 1987, 1999, 2004; Kay y Mpodozis 2002). Las series volcánicas de Ecuador donde se han obtenido relaciones La/Yb de hasta 50, junto con relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tan bajas como 0,7036, entre otras características, han sido previamente interpretadas como producto de la fusión de corteza inferior máfica en condiciones de alta presión (Kilian *et al.* 1994). Este último control ha sido importante para explicar el continuo incremento de la relación La/Yb y por ende inferir la existencia de una fase residual con granate en la fuente, mediante fusión de una corteza inferior máfica en facies de eclogita, en numerosos sectores de los Andes (Kay *et al.* 1991, 1999; Garrison y Davidson 2003). Sin embargo, el carácter transitorio de esta señal adakítica en ciertos segmentos, evidenciado por un súbito incremento de la relación La/Yb que desaparece en rocas más jóvenes sin haber disminución del espesor cortical, llevó a diferentes autores a privilegiar en estos casos a la erosión cortical, como principal factor de formación de estas adakitas andinas (Stern y Skewes 1995, 2003; Sellés y Godoy 2000; Kay y Mpodozis 2002; Kay *et al.* 2004). En estos casos la edad de la corteza oceánica subducida no es tan joven, como para facilitar su fusión sin la presencia de una importante anomalía térmica.

La señal adakítica en las rocas andinas ha sido relacionada con importantes procesos metalogénicos (Kay *et al.* 1994b, 1999; Kay y Mpodozis 2001), por lo que han co-



Figura 3: Vista al norte del afloramiento de la Adakita Chaltén en primer plano y estratos plegados de la Formación Río Mayer al fondo.

brado notoriedad y en los últimos años se han descrito numerosos ejemplos de la asociación de adakitas andinas con importante mineralización epitermal (Thiéblemont 1997). Esta vinculación entre adakitas y mineralización se ha extendido hasta las Filipinas (Sajona y Maury 1998).

Las adakitas patagónicas

La primera ocurrencia de rocas adakíticas descritas en la Cordillera Patagónica (Fig. 1) se corresponde con la identificación de las rocas del volcán Cook, ubicado en los archipiélagos al sur de Tierra del Fuego, las que fueron interpretadas como fundidos de corteza oceánica por Stern *et al.* (1984). Sus características isotópicas poco evolucionadas con valores próximos a los del NMORB tanto en los isótopos de Nd como de Sr, y bajo tenor de tierras raras pesadas, permitieron a estos autores compararla con las de la isla Adak descritas por Kay (1978). Su ubicación al sur del punto triple de Chile dentro del arco cuaternario de la Zona Volcánica Austral, que también presenta características adakíticas, llevó a considerar que estas rocas se habían originado por fusión parcial de la corteza oceánica subducida (Stern y Killian 1996). Esta fusión parcial se vio favorecida por la escasa edad de la corteza oceánica subducida con posterioridad a la colisión de la dorsal de Chile.

Adakita Cerro Pampa

Esta ha sido descrita por Kay *et al.* (1993) y es considerada uno de los mejores ejemplos de fusión de corteza oceánica, comparable con la de la isla de Adak y con los registros de la Baja California en México (véase

correlación entre estas rocas formadas entre los 10 y 12 Ma, con las de Chile de edad similar en Bourgois y Michaud 2002). Su emplazamiento a unos 150 km al este del eje del arco magmático, como una intrusión forzada en las Formaciones Centinela y Santa Cruz que se hallan localmente deformadas en la zona de contacto, junto con su edad K-Ar, permiten constreñir su emplazamiento al Mioceno Medio (véase Figura 4 de Ramos 2002). Las edades K-Ar presentadas por Ramos *et al.* (1991) circunscribían su formación a $12,1 \pm 0,7$ y $12,0 \pm 0,7$ Ma. Estas edades son consistentes con la datación mediante trazas de fisión en circón presentada por Motoki *et al.* (2003) de $11,9 \pm 0,6$ Ma.

Adakita Puesto Nuevo

Aflora en la región de Bahía La Lancha, en el lago San Martín (Fig. 1) y fue identificada como una adakita por Ramos *et al.* (1994). Corresponde a una dacita porfírica con plagioclasa y hornblenda con características geoquímicas e isotópicas similares a la Adakita Cerro Pampa (véase Ramos *et al.* 1994, Kay *et al.* 1994 y nuevos valores en Cuadro 2). Originalmente se le atribuyó una edad cretácica superior basada en las dataciones de $84,5 \pm 6$ Ma y $76,7 \pm 5$ Ma (K-Ar en hornblenda) presentadas por Riccardi (1971). Sus relaciones geológicas sólo permiten afirmar una edad post-cretácica inferior. Sin embargo, los estudios geocronológicos sobre 21 circones mediante *laser ablation ICP* realizados por Motoki *et al.* (2003) de la Adakita Puesto Nuevo permitieron encontrar 8 granos que definían una concordia: uno cretácico, otro mioceno inferior y seis del Mioceno Medio. Los miocenos definen una edad concordante de 11,3 a 15,3 Ma. Estos mismos autores presentaron una edad media de $14,1 \pm 3,6$ Ma



Figura 4: Detalle de la Adakita Chaltén con disyunción catafilar. Nótese la abrasión glaciaria y su cobertura parcial por derrubios glaciarios.

(Orihaski *et al.* 2003) mediante una datación $Pb^{206}-U^{238}$ con edades variando entre 11,6 y 18,2 Ma. La datación mediante trazas de fisión indicó una edad de $15,9 \pm 0,6$ Ma (1s). Estas edades preliminares en circones han sido corroboradas por Hirata *et al.* (2003). Esta base de datos, si bien preliminar, ha puesto en duda la edad cretácica sostenida previamente y sugiere más bien una edad miocena para estas rocas.

Adakita Chaltén

La tercer adakita corresponde con un nuevo hallazgo realizado por parte de los autores en la región de Chaltén, inmediatamente al este del cerro Fitz Roy y al sur de las localidades anteriores (Figs. 1 y 2).

Esta adakita aflora al norte del lago Viedma entre el cerro Fitz Roy y el río Las Vueltas, unos 2 km al este de la localidad del Chaltén, inmediatamente al norte del camino de entrada. Las características estratigráficas y estructurales de la comarca han sido establecidas por Nullo *et al.* (1979), quienes describieron la presencia de rocas metamórficas correlacionables con la Formación Río Lácteo (Paleozoico), en discordancia por debajo de las rocas

volcánicas y piroclásticas del Complejo El Quemado (Jurásico Superior). Sobre estas rocas se apoyan en discordancia erosiva las pelitas negras de la Formación Río Mayer de edad eocretácica (Fig. 2). Estas rocas están atravesadas por el Granito Fitz Roy cuya única edad K-Ar en roca total indica 18 ± 3 Ma (Nullo *et al.* 1979) y están cubiertas por depósitos glaciarios correspondientes a morenas frontales de los últimos estadios cuaternarios.

Los afloramientos de la Adakita Chaltén están parcialmente cubiertos por los depósitos glaciarios y se hallan comprendidos entre el río de Las Vueltas al norte y el camino de acceso al poblado homónimo (Figs. 3 y 4). Sus coordenadas aproximadas son $49^{\circ}25'30''$ de latitud sur y $72^{\circ}59'30''$ de longitud oeste. Está compuesto por un cuerpo de rocas cristalinas de grano grueso formado por plagioclasa y hornblenda en fenocristales aciculares de hasta 4 y 5 centímetros de largo. Presenta disyunción catafilar subhorizontal.

Esta roca había sido identificada previamente por Kosmal (1997) como una diorita cuarzosa hornblendífera. Este autor menciona en su tesis otras rocas correlacionables con la Adakita Puesto Nuevo al este del río de Las Vueltas.

La Adakita Chaltén corresponde a una dacita porfírica

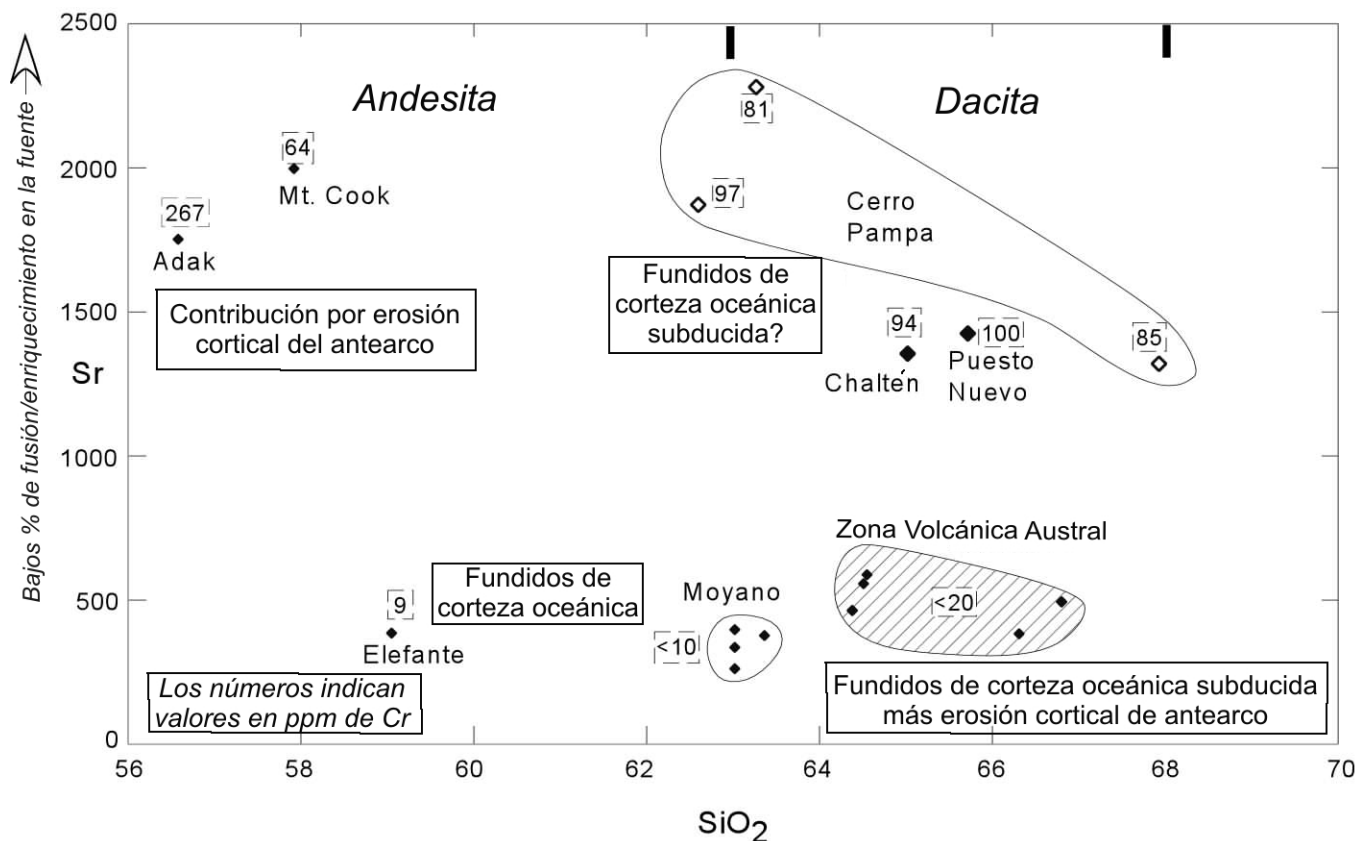


Figura 5: El contenido de Sr y SiO₂ y su relación entre pequeños porcentajes de fusión de corteza oceánica y el enriquecimiento de la fuente. Datos de Kay (1978), Stern *et al.* (1984), Kay *et al.* (1993), Killian y Stern (1996) y Cuadro 3.

de plagioclasa y grandes fenocristales de hornblenda con fuertes similitudes geoquímicas con las Adakitas Puesto Nuevo y Cerro Pampa. La muestra analizada presenta fenocristales de hornblenda cristales aciculares de varios centímetros de largo, con clinopiroxeno en el núcleo. Una comparación de las características geoquímicas e isotópicas entre las Adakitas Chaltén y Puesto Nuevo y la Adakita Cerro Pampa se puede apreciar en el cuadro 2 y en los datos ilustrados en las figuras 5 a 8. Entre las características similares de las Adakitas Chaltén y Puesto Nuevo con las del Cerro Pampa están su composición dacítica (65 y 66% de SiO₂); sus altas concentraciones de Sr (1370 y 1440 ppm); sus bajas relaciones FeO/MgO (cerca de 1); sus altos contenidos de Cr (100 y 102 ppm) y Ni (54 y 68 ppm) en relación a magmas dacíticos normales y su signatura de arco dada por la relación de los elementos de alto potencial iónico (*high field strength*) (La/Ta = 55 y 39). Otra típica característica adakítica es la indicada por sus diseños de tierras raras (Figs. 6 y 7), los que están caracterizados por una pendiente total empinada con relaciones La/Yb de 28 y 30 y por sus diseños de tierras raras pesadas (Sm/Yb = 5-5,2 y 28); contenido bajo de tierras raras pesadas (Yb = 0,96 -0,99 ppm); una anomalía de Eu pequeña o inexistente (Eu/Eu* < 0,9) y relaciones La/Ce relativamente bajas, junto con bajos valores de las relaciones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,703209 y 0,703296) (Fig. 8).

La Adakita Puesto Nuevo tiene también una relación isotópica de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,512888, eNd = +4,9) y de Pb cercanas a las del Cerro Pampa (Cuadro 3). En detalle, las Adakitas Puesto Nuevo y Chaltén difieren de las del Cerro Pampa por tener tenores de K₂O más altos (2,7 a 3,7 *versus* < 1,9), más altos contenidos de Cs (1 a 3 *versus* < 0,6 ppm) y levemente más altas relaciones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y más bajos eNd (Fig. 8), con las diferencias más pronunciadas con la Adakita Chaltén.

Las andesitas de los cerros Moyano y Elefante

La presencia de cuerpos intrusivos terciarios en este sector de la Cordillera Patagónica es escasa (Fig. 1). Dentro de éstos se pueden mencionar algunos cuerpos subvolcánicos de pórfidos andesíticos al sur del lago Argentino en el cerro Moyano en las proximidades del Chorrillo Malo y en el cerro Elefante, junto a otros cuerpos menores (Furque 1973). Se muestrearon en detalle los cerros Moyano y Elefante, cuya ubicación se ilustra en la figura 1. Su composición varía de mesosilíceo a basandesítico. Se dispone de una edad K-Ar en roca total del cerro Moyano de 16 ± 1 Ma (K-Ar en roca total, Linares y González 1990).

Si se comparan las características petrográficas y

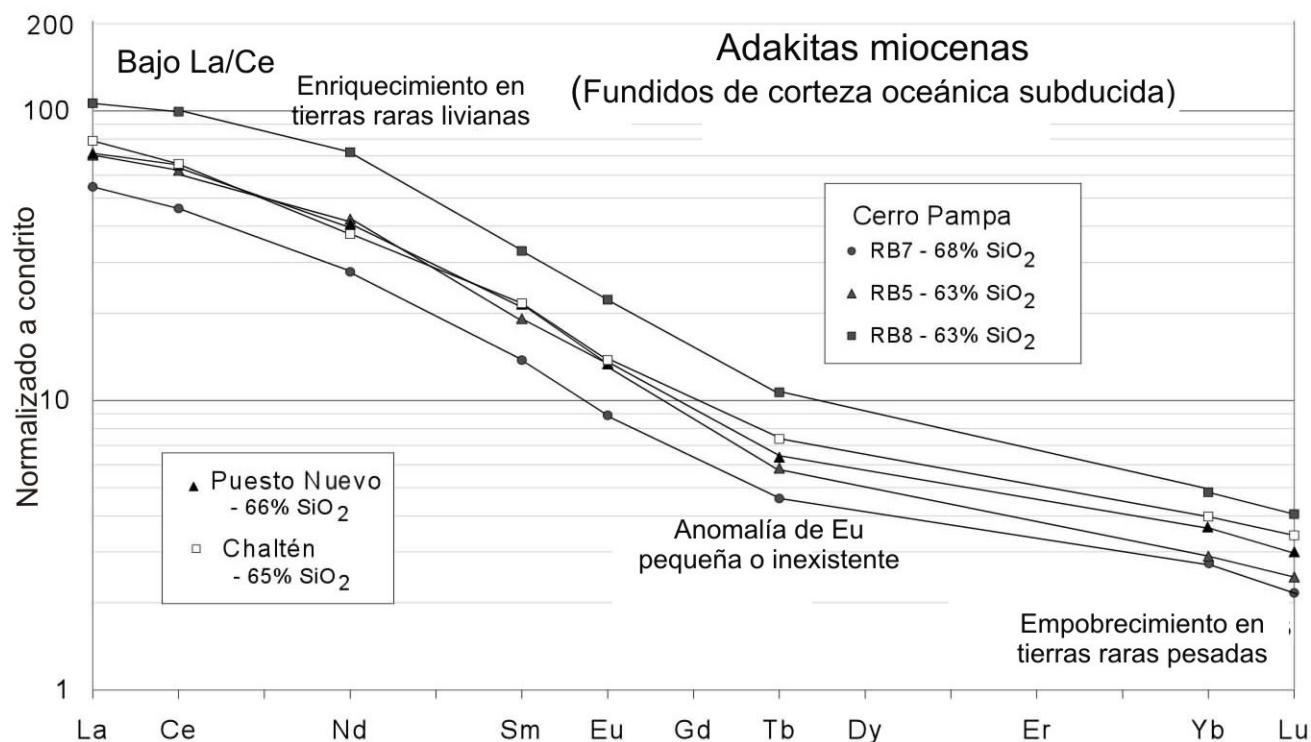


Figura 6: Diagrama de tierras raras normalizado al condrito de las adakitas patagónicas. Datos de Kay *et al.* (1993) y Cuadro 3. Los factores de normalización del condrito de Leedy en ppm son: La (0,378), Ce (0,976), Nd (0,716), Sm (0,23), Eu (0,0866), Tb (0,0589), Yb (0,249) y Lu (0,0387).

geoquímicas de las adakitas patagónicas miocenas con las de estos cuerpos andesíticos de retroarco ubicados al sur del lago Argentino se observan notables diferencias (Cuadro 2, figuras 6 y 7). Las únicas andesitas hornblendíferas levemente porfíricas dentro de este grupo no tienen los típicos fenocristales de hornblenda aciculares que caracterizan a las adakitas patagónicas. La geoquímica de una andesita del cerro Elefante muestra un contenido de SiO_2 de 59% y las tres muestras de las andesitas silíceas del cerro Moyano aproximadamente ~ 63% de SiO_2 . Estas rocas se distinguen de las adakitas miocenas por sus más altos tenores de FeO y TiO_2 , más bajas relaciones FeO/MgO (1,7 a 3,7), y mucho más bajos contenidos de Cr (<10 ppm), Ni (< 5 ppm) y Sr (383-404 ppm) (Fig. 8). Tienen además diseños de tierras raras totales más planos ($\text{La}/\text{Yb} = 12-13$) a igual que los de tierras raras pesadas ($\text{Sm}/\text{Yb} = 2,5-2,8$), significativas anomalías negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,70-0,73$) y más altas concentraciones de tierras raras pesadas ($\text{Yb} > 3$ ppm) (Fig. 7).

Nuevas edades Ar-Ar de las Adakitas Cerro Pampa, Puesto Nuevo y Chaltén

Las edades de intrusión de los diferentes cuerpos ígneos ha sido considerada como la obtenida de tres submuestras de anfíbol, dado que sus edades de plateau parecen ser las mejores y más precisas. Esto es debido a

que la pasta de cada una de las tres muestras presentan ciertos problemas: su espectro de edad tiene forma de montura e insinúa una fuerte discordancia (FDA); el espectro de PNA-1 tiene un error mayor que el aceptable (MSWD), indicando una discordancia significativa. El valor de intercepción $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la matriz RB-8 es un poco más alto que el atmosférico (296), aunque la incertidumbre es muy grande.

Sobre esta base se han seleccionado los datos sobre hornblenda que se presentan en el cuadro 3. Estas nuevas edades Ar-Ar corresponderían a las adakitas de Cerro Pampa ($11,39 \pm 0,61$ Ma), Puesto Nuevo ($13,12 \pm 0,55$ Ma) y Chaltén ($14,50 \pm 0,29$ Ma).

Es interesante destacar que la edad obtenida de $11,39 \pm 0,61$ Ma mediante Ar-Ar para la Adakita Cerro Pampa está dentro del rango de edades previas K-Ar en roca total de $12,1 \pm 0,7$ y $12,0 \pm 0,7$ Ma (Ramos *et al.* 1991). A su vez, la edad de traza de fisión de $11,9 \pm 0,6$ Ma (Motoki *et al.* 2003) estaría indicando dentro del margen de error de la edad, que el emplazamiento fue inmediatamente posterior a su cristalización.

Con respecto a las edades de la Adakita Puesto Nuevo habría que descartar las edades cretácicas obtenidas por Riccardi (1971). Esto había sido sugerido por Motoki *et al.* (2003) quienes mediante una datación $\text{Pb}^{206}\text{-U}^{238}$ en circones habían obtenido una edad media de $14,1 \pm 3,6$ Ma. La nueva edad Ar-Ar de $12,98 \pm 1,14$ Ma permitiría precisar la edad como un poco más joven.

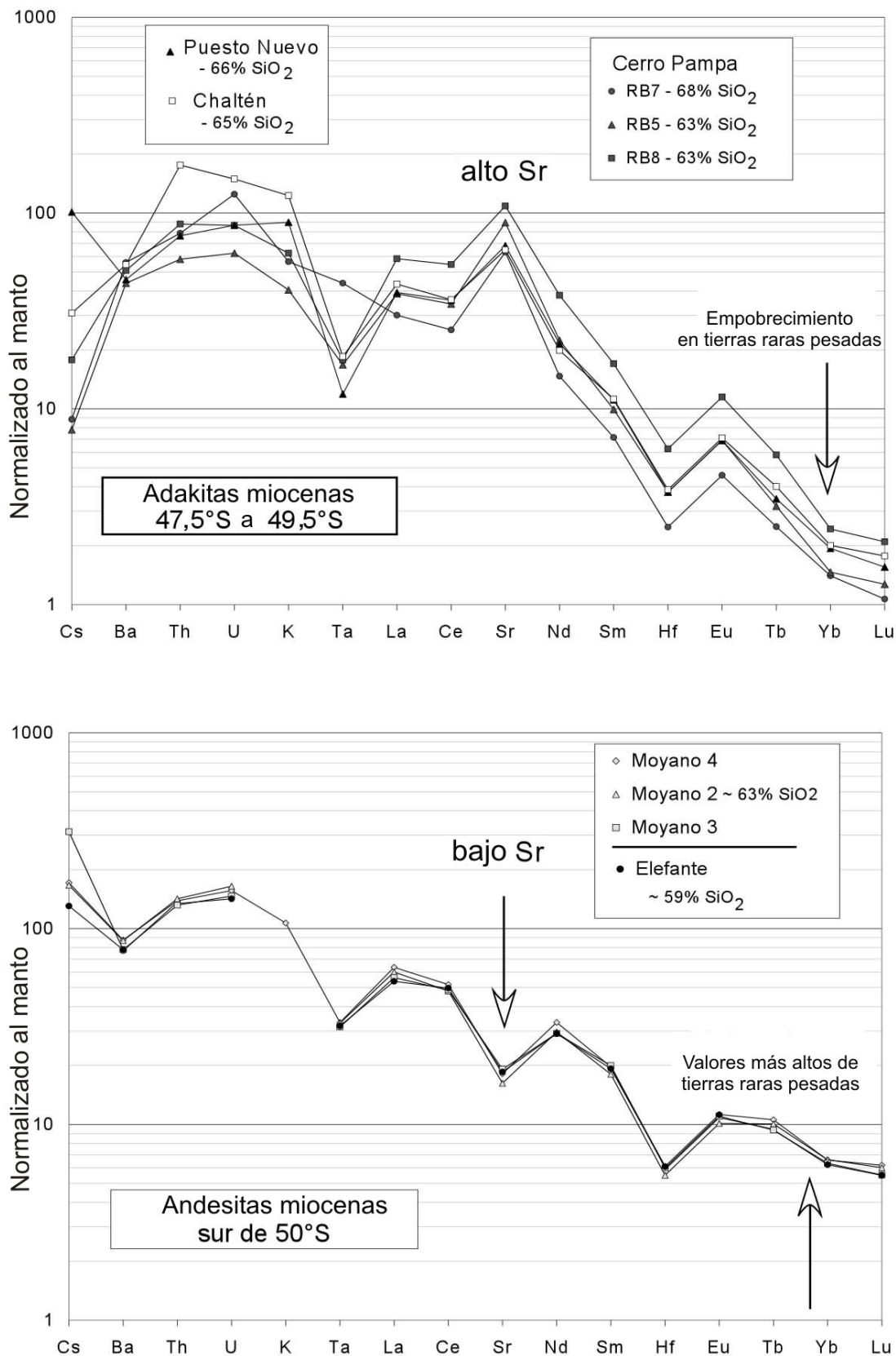


Figura 7: Diagramas de tierras raras y elementos incompatibles normalizados al manto para: a) las adakitas patagónicas miocenas, y b) las andesitas de retroarco miocenas. Datos según Figura 6. Los factores de normalización para el manto primitivo según Sun y McDonough (1989) en ppm son: Cs (0,032), Ba (6,989), Th (0,085), U (0,021), K (250), Ta (0,041), La (0,687), Ce (1,775), Sr (21,1), Nd (1,354), Sm (0,444), HF (0,309), Eu (0,168), Tb (0,108), Yb (0,493) y Lu (0,074).

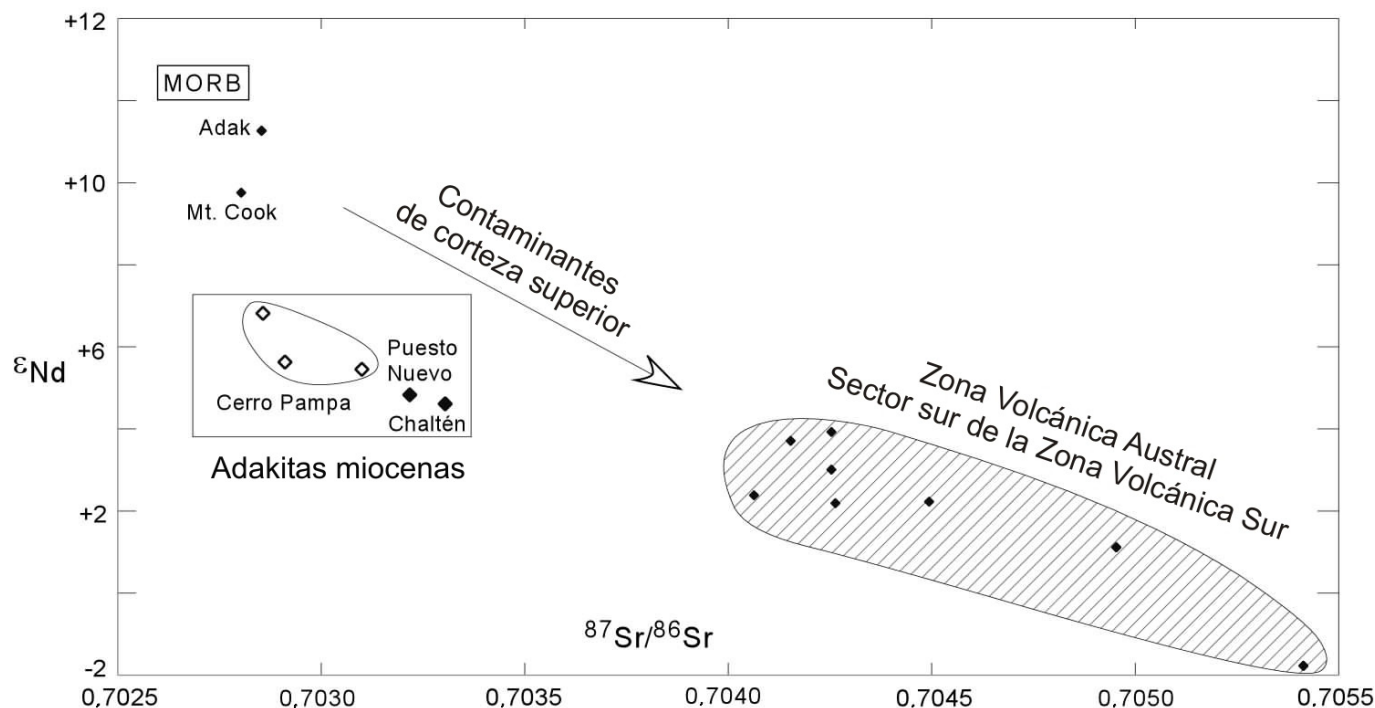


Figura 8: Datos isotópicos de las adakitas patagónicas comparados con las volcanitas de la Zona Volcánica Austral (datos propios en Cuadro 3, complementados con los de Kay 1978, Stern *et al.* 1984, Kay *et al.* 1993, Stern y Killian 1996). El valor ϵ_{Nd} para la Adakita Chaltén es estimado.

Discusión

La Adakita Cerro Pampa ha sido considerada como un claro ejemplo de fusión de la losa oceánica subducida por Kay *et al.* (1993). Esta inferencia se basa en el fuerte vínculo en espacio y tiempo entre el emplazamiento de esta adakita y el arribo a la zona de subducción de un segmento de la dorsal de Chile a estas latitudes alrededor de los 12 Ma, además de los sólidos argumentos geoquímicos e isotópicos deducidos de sus características particulares. Si se examina en detalle el emplazamiento de la Adakita Cerro Pampa, que ocurrió en un tiempo cercano a la subducción del borde posterior de la placa de Nazca por debajo de la región, se observa que esta losa oceánica era joven y caliente, lo que permitió su fusión parcial. Esta corteza caliente habría cumplido con los requisitos termales requeridos para fundir un bajo porcentaje de la losa eclogítica de acuerdo a lo postulado por Peacock *et al.* (1994) y lo calculado por Hole y Saunders (1996).

Por otro lado las características geoquímicas, en especial el contenido de tierras raras y elementos traza de la Adakita Cerro Pampa, cumplen con las premisas de un modelo con $\sim 3\%$ de fusión parcial de un basalto MORB en facies de eclogita, lo cual es consistente con la fusión de una losa oceánica subducida. La fusión de una eclogita basáltica tipo MORB provee una explicación adecuada para la mineralogía residual con granate y pobre en feldespato en una región donde el espesor cortical normal no justifica una raíz eclogítica. Una evidencia mayor para fusión de la losa oceánica procede de la combinación de una relación isotópica inicial baja de $^{87}Sr/^{86}Sr$ tipo

MORB, tan baja como 0,7028, la que no puede ser explicada por ningún basamento ni por el tipo de fuente inferida para el manto de la región.

La contaminación de los fundidos durante el ascenso a través de la cuña astenosférica provee una explicación para los altos números de Mg y los contenidos de Cr y Ni observados. Por otro lado la contaminación en la corteza explica sus bajos valores regionales, aunque todavía con evidencias de contaminación cortical, en el contenido de Cr y Ni y en las relaciones isotópicas de Pb. Una evidencia adicional de contaminación cortical corresponde a la presencia en la Adakita Cerro Pampa de circones reciclados con edades U-Pb de 123 a 1766 Ma (Orihashi *et al.* 2003).

De igual modo que para la Adakita Cerro Pampa, las edades y características geoquímicas de la Adakita Puesto Nuevo de 12,97 Ma y la de Chaltén de 14,67 Ma, se ajustan al modelo de fusión parcial de la losa oceánica. La dorsal de Chile colisionó desde los 14 a los 10 Ma de sur a norte a lo largo del margen pacífico como lo demostraron Cande y Leslie (1986). A su vez, la progresión hacia el norte de la edad de las adakitas patagónicas, la cual en cada caso precede en unos 2 millones de años la colisión de la dorsal a sus respectivas latitudes, con valores de 14,67 Ma a los $49^{\circ}25'$, 12,97 Ma a los $48^{\circ}59'S$ y 11,79 Ma a los $47^{\circ}55'S$ latitud, es coherente con la fusión del borde posterior de la placa de Nazca subducida inmediatamente antes de la colisión de la dorsal en cada segmento (Fig. 1a).

Otro rasgo interesante es el contraste entre la petrografía y geoquímica de las adakitas patagónicas con las que presentan las andesitas miocenas de 16 Ma de los

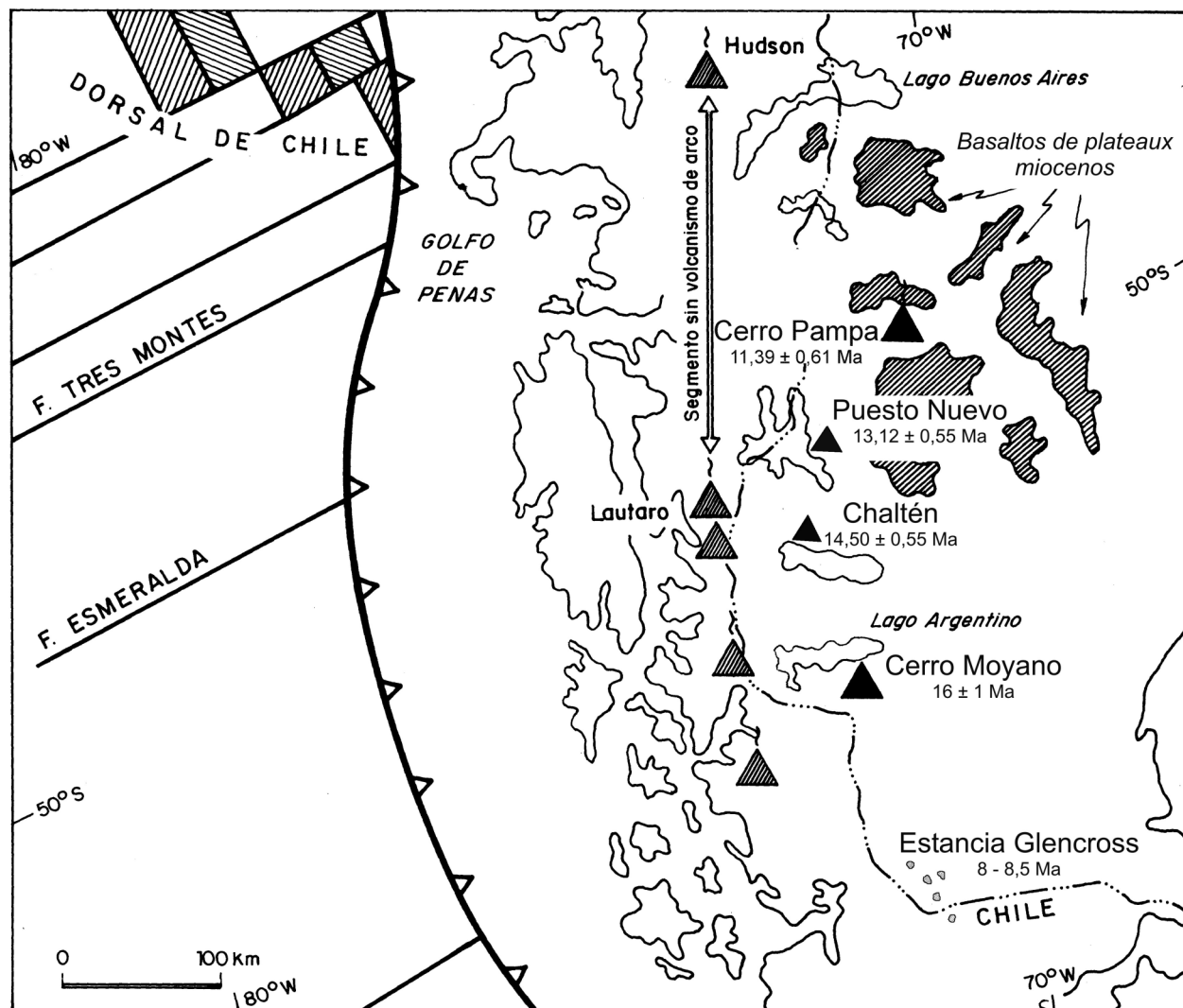


Figura 9: Relaciones espaciales entre las diferentes adakitas patagónicas y las andesitas miocenas de retroarco con sus respectivas edades Ar-Ar. Se indican también la Zona Volcánica Austral y el presente segmento sin volcanismo de arco.

cerros Moyano y Elefante, descritas por Furque (1973) y ubicadas más al sur a los $50^{\circ}15'S$ de latitud. Estas andesitas no tienen características adakíticas como se puede observar en la figura 9. Estas andesitas se emplazaron unos 2 Ma antes de la subducción de un segmento de la dorsal de Chile, que a estas latitudes ha colisionado cerca de los 14 Ma (Cande y Leslie 1986).

Otra diferencia que se observa en la región sur es el escaso volumen de basaltos de meseta en el retroarco al sur de los $50^{\circ}S$ de latitud, donde la mayor parte de ellos tiene una edad pliocena. Con la excepción de los basaltos miocenos descritos al este de Puerto Natales en cerro Donoso y Cordillera Baguales por Killian *et al.* (1997) y los escasos cuellos de Estancia Glencross, con edades entre 8 y 8,5 Ma estudiados por D'Orazio *et al.* (2001), no hay mesetas basálticas de esa edad a estas latitudes (Fig. 1). En la región norte las adakitas se emplazan inmediatamente antes del desarrollo de las ventanas astenosféricas desarrolladas entre el límite posterior de la placa de Nazca

y el borde delantero de la placa Antártica subducida, que controlan y originan los basaltos de meseta en el retroarco (Ramos 1989, Ramos y Kay 1991, Kay *et al.* 1993, Gorrington *et al.* 1997). Estos basaltos han sido interpretados como fundidos en el manto astenosférico por decompresión (Gorrington *et al.* 1997, Gorrington y Kay 2001). Gorrington *et al.* (1997) han sugerido que es necesaria una anomalía térmica adicional en el manto para generar estos basaltos en la zona norte ($47-49^{\circ}S$), la que es inexistente o muy pequeña en la zona sur ($50-52^{\circ}S$), dada la ausencia de mesetas basálticas de esa edad. El hecho que las adakitas se emplacen exclusivamente en el sector norte donde se observan los plateau basálticos miocenos sugiere un vínculo adicional entre las adakitas y estos basaltos.

Otro hecho significativo es que las adakitas pleistocenas y recientes emplazadas en el arco volcánico de la Zona Volcánica Austral (Stern *et al.* 1984, Stern y Killian 1996), están temporal y espacialmente relacionadas con una región donde hay abundantes basaltos de meseta en el

retroarco (D'Orazio *et al.* 2000, Haller *et al.* 2002, Corbella 2002). Esta asociación sugiere que la subducción de corteza oceánica joven y relativamente caliente, no es suficiente para generar magmas adakíticos. Un factor adicional es la presencia de una cuña astenosférica anormalmente caliente.

Al mismo tiempo que el modelo propuesto de fusión de corteza oceánica lograría explicar el origen de las adakitas patagónicas, otras adakitas que previamente habían sido interpretadas como fundidos de la corteza oceánica subducida, pueden ser actualmente explicadas como originadas por la fusión de material cortical introducido en el manto después de su remoción del antearco durante eventos de erosión cortical por subducción. La más destacada de ellas es la adakita de la isla Adak que ha sido reinterpretada por Kay (2003). La falta de corteza oceánica joven en el arco de las islas Aleutianas al momento del emplazamiento de la adakita llevó a este autor a reinterpretarlas como originadas por fusión de pequeños fragmentos del basamento oceánico sobre el que se desarrolló el arco, removidos del antearco mediante erosión por subducción, en tiempos de migración del frente magmático. Esto resuelve las reservas planteadas por algunos autores para su interpretación como originadas como un fundido de corteza oceánica. Una de las evidencias más importantes es la suministrada por Yagodinski *et al.* (2001) quienes identificaron mezcla de magmas entre fundidos de corteza oceánica y típicos magmas de arco. Un caso similar puede ser hecho en la Adakita Monte Cook en el sector más austral de la Zona Volcánica Austral, cuya edad cuaternaria no es congruente con la colisión de la dorsal de Chile a los 14 Ma con la trinchera oceánica.

Un argumento en contra para una interpretación similar de las otras adakitas patagónicas es el contraste que presentan con las andesitas de retroarco como las del cerro Moyano. Si la signatura basáltica eclogítica de los fundidos adakíticos de corteza oceánica es debida a fusión de un basalto del basamento del antearco en la cuña astenosférica, sería difícil de explicar la falta de fundidos similares en la región de colisión sur. Esto se explicaría si se asume que las adakitas patagónicas miocenas son sin duda fundidos de corteza oceánica subducida, y que esto fue posible por la existencia de una fuente de calor extra promovida por fundidos astenosféricos que pasaron por el borde de la ventana astenosférica. Dicha relación implicaría que sólo en casos extremos se alcanzarían las condiciones necesarias para producir fundidos de corteza oceánica subducida. Las adakitas miocenas serían el resultado de la combinación de subducción de una corteza oceánica extremadamente joven y calor adicional derivado de una anomalía térmica en el manto astenosférico. Esta última condición no se dió en el Mioceno en la región sur (50-52°S).

Una analogía similar puede ser hecha con los magmas jóvenes de la Zona Volcánica Austral con características adakíticas y la generación de basaltos de meseta en el retroarco. La presencia de tales características en la Zona Volcánica Austral donde ocurren basaltos de retroarco del Cenozoico superior y no en la Zona Volcánica Sur al norte

del punto triple, donde corteza oceánica muy joven es también subducida, podría reflejar la generación de calor extra debido a la fusión de la astenosfera en el sector más austral.

Conclusiones

La extensión del término adakita a un diverso conjunto de rocas en la Cordillera de Los Andes hace necesario precisar sus implicaciones tectónicas. Es así que se pueden reconocer en esta región dos tipos diferentes: (1) las adakitas andinas que se han generado por fusión parcial de una raíz cortical máfica tectonicamente engrosada y en facies de eclogita, o bien aquellas generadas por erosión cortical por subducción y posterior interacción con la cuña astenosférica y (2) las adakitas patagónicas, emplazadas en corteza continental delgada y que requieren para su formación una corteza oceánica joven y caliente, cuya fusión parcial se desarrolló en una cuña astenosférica térmicamente anómala.

Las adakitas andinas tienen una importante vinculación con procesos metalogénicos como ha sido ampliamente discutido en los Andes por Kay *et al.* (1999, 2004) y en otras zonas de subducción por Sajona y Maury (1998). Por el contrario, en las adakitas patagónicas hasta el momento no se ha observado relación alguna con episodios metalogénicos.

La Adakita Chaltén recientemente encontrada, tiene características similares a las otras adakitas patagónicas, presentando rasgos en común con las Adakitas Puesto Nuevo y Cerro Pampa. Las nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de estas adakitas muestran un tren de edades más jóvenes de sur a norte con valores de $14,50 \pm 0,29$ Ma para la Adakita Chaltén, $13,12 \pm 0,55$ para la Puesto Nuevo y $11,39 \pm 0,61$ para la del Cerro Pampa. Las características geoquímicas de estas adakitas que incluyen como rasgos diagnósticos altos contenidos de Sr, Cr y Ni, diseños empinados de tierras raras sin anomalías de Eu y relaciones isotópicas de Sr tipo MORB, implican la fusión de basaltos tipo MORB en facies eclogíticas.

Estas adakitas patagónicas miocenas junto con las rocas de arco cuaternarias de la Zona Volcánica Austral serían los únicos productos en el sistema de subducción andino generados por fusión parcial de corteza oceánica subducida.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Lic. Andrés G. Kosmal, experto guía geológico de la región del Fitz Roy por su ayuda en la identificación de los afloramientos y asistencia en el campo, que se hace extensiva a los Drs. Mathew Gorrington y Robert Kay por la discusión de los problemas de las rocas adakíticas. Nuestro reconocimiento a los Drs. Constantino Mpodozis y Stela Poma por su lectura crítica que contribuyó a una mejor comprensión del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon E. y Eissen, J.P. 2001. Mio–Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters* 192 (4): 561-570
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Cotten, J., Monzier, M., Robin, C. y Hall, M.L. 1999. Adakitic and calc-alkaline lavas of Antisana volcano (Ecuador): petrogenetic hypothesis, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Earth and Planetary Science, Series IIA*, 328(7): 443-449.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M. Hall, M.L. y Cotton, J. 2003.
- Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters* 205(3-4): 123-138.
- Bourgeois J. y Michaud, F. 2002. Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12–10 Myr. *Earth and Planetary Science Letters* 201(1): 35-44.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91 B1: 471-496.
- Carrasquero, S.I. 1999. Porphyry-type and epithermal ore deposits in the Paramillo de Uspallata district, Mendoza, Argentina. In Stanley *et al.* (eds.) *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Balkema, Rotterdam, 487-490.
- Corbella, H. 2002. El campo volcánico-tectónico de Pali Aike. En M.J. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio I-18*: 285-301.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J. y Lahsen, A. 2000. The Pali Aike volcanic field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321: 407-427.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P. y Mazzarini, F. 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area; ~52°S, Argentina–Chile. *Lithos* 57: 67–89.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Furque, G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 58 b, Lago Argentino, Servicio Nacional Minería y Geología, Boletín 140: 1-49, Buenos Aires.
- Garrison, J.M. y Davidson, J.P. 2003. Dubious case for slab melting in the Northern Volcanic Zone of the Andes. *Geology* 31(6): 565-568.
- Gorring, M.L. y Kay, S.M. 2001. Mantle processes and sources of Neogene slab-window magmas in southern Patagonia. *Journal of Petrology* 42(6): 1067-1094.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. y Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16(1): 1-17.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lilo, J., Lopez, L. y Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism, *Mineralium Deposita* 36: 794-798.
- Gutscher, R., Malavieille, J., Lallemand, S. y Collot, J.Y. 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge Collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168: 255-270.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. 2000. Geodynamic of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19(5): 814-833.
- Haller, M.J., D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P. y Mazzarini, F. 2002. Late Cenozoic plateau and post-plateau basalts from southwestern Santa Cruz, Argentina: an example of transition from subduction-influenced to intraplate magmatism. XV° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 47-52.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Hirata, D., Orihashi Y., Motoki, A., Haller M. J., Ramos, V. A. Yoshida, H. y Anma, R. 2003. Magma genesis of Miocene adakites in the southern Patagonia: Constrains from zircon geochronology and geochemistry. General Assembly of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior, Abstracts (publicación electrónica), Pucón.
- Hole, M.J. y Saunders, A.D. 1996. The generation of small melt fractions in truncated melt columns: constraints from magmas erupted above slab windows and implications for MORB genesis. *Mineralogical Magazine* 60: 173-189.
- Kay, R.W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 497-522.
- Kay, R.W. 2003. Aleutian adakites: melts of subduction-eroded mafic arc crust? *Geological Society of America Abstracts with Programs* 35(6): 515.
- Kay, R.W. y Kay S.M. 2002. Andean Adakites: Three Ways to Make Them. *Acta Petrologica Sinica* 18 (3): 303-311.
- Kay, S.M. 2002. Andean adakites from slab melting, crustal thickening, and forearc subduction erosion., 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, France, Editions de l'ORSTROM, Colloques et Séminaires, 405-408, Paris.
- Kay, R.W. 2004. Subduction erosion and recycled components at convergent margins: the Aleutian adakites. 32° International Geological Congress, Abstracts (archivos electrónicos), Florencia.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today* 11(3): 4-9.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flatslab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-59.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A. 2004. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America, Bulletin* (en prensa).
- Kay, S.M., Gorring, M.L. y Ramos, V.A. 1994. Magmas de arco, retroarco y fundidos de corteza oceánica asociados con la colisión de dorsales oceánicas en Patagonia. VII° Congreso Geológico Chileno (Concepción) Actas 2: 1100-1104.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). In B. Skinner *et al.* (eds.) *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication 7: 27-59.
- Kay, S. M., Ramos, V.A. y Márquez, M. 1993. Dominant slab-melt component in Cerro Pampa adakitic lavas erupted prior to the collision of the Chile rise in Southern Patagonia. *Journal of Geology* 101: 703-714.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America, Special Paper* 265: 113-137.
- Kay, S.M., Maksaev V., Moscoso R., Mpodozis C. y Nasi C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29-30°S) over the modern zone of sub-horizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kilian, R., Weigand, O. y Altherr, R. 1997. Tertiary to Quaternary chemical trends of basalts from the Cordillera Bagueles (50°S): constraints on the geotectonic evolution of southernmost Andes. VIII° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 1666-1670.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., y Satir M. 1994. The genesis of Quaternary volcanic rocks in contrasting lithospheric settings of Ecuador. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1378-1382.

- Kosmal, A.G. 1997. Nuevos aportes a la geología de la zona del Cerro Fitz Roy, Departamento Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Universidad de Buenos Aires, F.C.E. y N. Trabajo Final de Licenciatura (inédito) 681, 111 pp., Buenos Aires.
- Kramer, W., Siebel, W., Romer, R.L., Haase, G., Zimmer, M. y Ehrlichmann, R. 2004. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30' S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde – Geochemistry* (en prensa).
- Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B, Didáctica y Complementaria 19: 1-628, Buenos Aires.
- Motoki, A., Orihashi, Y., Cario, F.D., Hirata, D., Haller, M.J., Ramos, V.A., Kawano, H., Watanabe, Y., Schilling, M., Iwano, H. y Anma, R. 2003. U-Pb dating for single grain zircon using Laser Ablation ICP Mass Spectrometer and fission track ages for zircon grains of back-arc adakitic bodies, Argentine Patagonia. IV° International Symposium of Isotope Geology, Abstracts 219-220, Salvador.
- Nullo, F.E., Proserpio, C.A. y Ramos, V.A. 1979. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina - Chile. In VII° Congreso Geológico Argentino, Actas I (Neuquén, 1978): 455-470.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Hirata, D., Haller, M.J., Ramos, V.A., Ota, T., Yoshida, H. y Anma, R. 2003. Zircon geochemistry of Mid-Miocene adakites in the southern Patagonian province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Suppl. 1(A): 364.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lilo, J., López, L., y Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism, *Mineralium Deposita* 36: 794-798.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lilo, J., López, L. y Rivera, S. 2002. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: Reply. *Mineralium Deposita* 37: 795-799.
- Rabbia, O., Hernandez, L., King, R.W., López-Escobar, L. 2002. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: Discussion. *Mineralium Deposita* 36: 794-798.
- Peacock, S.M., Rushmer, T. y Thompson, A.B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Ramos, V.A. 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina, *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 73(7): 887-903.
- Ramos, V.A. 2002. El magmatismo neógeno de la Cordillera Patagónica. In M.J. Haller (ed.) *Geología y recursos naturales de Santa Cruz*. XV° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Relatorio I(13): 187-200, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Ramos, V.A., Kay, S.M. y Márquez, M. 1991. La Dacita Cerro Pampa (Mioceno - provincia de Santa Cruz): evidencias de la colisión de una dorsal oceánica. VI° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar) Actas I: 747-751.
- Ramos, V.A., Mahlburg Kay, S. y Sacomani, L. 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica. VII° Congreso Geológico Chileno (Concepción) Actas 2: 1172-1176.
- Riccardi, A.C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Museo de La Plata, *Revista 7 (Geología)* 61: 245-318, La Plata.
- Richards, J. 2002. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: Discussion. *Mineralium Deposita* 37: 788-790.
- Sajona, F.G. y Maury, R.C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326(1): 27-34.
- Sellés, D. y Godoy, E. 2000. Residual garnet signature in Early Miocene subvolcanic stocks from the Andean foothills of central Chile. IX° Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1(4): 697-699.
- Spikermann, J.P. y Quartino, B.J. 1981. Algunas características de las plutonitas del Fitz Roy y la presencia de mineralización, provincia de Santa Cruz. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis) Actas 3: 319-329.
- Stern, Ch. y Skewes, M.A. 1995. Miocene to Present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 22: 261-272.
- Stern, Ch. y Skewes, M.A. 2003. Generation of giant Miocene and Pliocene copper deposits in Central Chile: Role of ridge subduction, decrease subduction angle, increased subduction erosion, crustal thickening, and mafic and adakite-like dacitic magmas within long-lived, batholith size, open-system magma chambers. 10° Congreso Geológico Chileno, Abstracts (publicación electrónica) Concepción.
- Stern, C.R., Futa, K. y Muehlenbachs, K. 1984. Isotope and central element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In Harmon, R.S. y B.A. Barreiro (eds.) *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*, Shiva Publishing, 31-47, Cambridge.
- Stern, C. y 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.
- Thiéblemont, D., Stein, G. y Lescuyer, J.L. 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325(2): 103-109.
- Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, G. R. y Sellés, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 23-38.
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Woerner G. y Volynets O.N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409 (6819): 500-504.
- Zhao Z., Xiong X., Wang Q., Bai Z., Xu J. y Qiao Y. 2004. The association of late Paleozoic adakitic rocks and shoshonitic volcanic rocks in western Tianshan, China. 32° International Geological Congress, Abstracts with Programs (archivos electrónicos), Florencia.

Recibido: 5 de mayo, 2004

Aceptado: 10 de octubre, 2004

Cuadro 2: Análisis químicos de las andesitas y adakitas miocenas de Patagonia.

MUESTRA	Cerro Pampa (Kay <i>et al.</i> 1993)			Puesto Nuevo	Chaltén	Cerro Moyano			C° Elefante
	RB5	RB7	RB8	PNA1	FVR	MOY4	MOY2	MOY3	ELF2
SiO ₂	62.55	67.88	63.22	65.67	64.97	63.34	~ 63	~ 63	59.03
TiO ₂	0.62	0.51	0.84	0.68	0.66	1.02			1.17
Al ₂ O ₃	17.27	16.26	16.53	16.56	15.21	15.63			17.23
FeO	3.13	2.24	3.78	3.02	3.32	6.62	5.91	6.10	6.13
MnO	0.09	0.11	0.11	0.10	0.06	0.16			0.09
MgO	3.62	2.48	2.92	2.92	3.42	1.80			3.66
CaO	7.12	4.50	6.72	4.40	4.51	4.44			6.45
Na ₂ O	4.66	4.56	4.31	4.25	3.66	3.64	3.69	3.97	3.51
K ₂ O	1.22	1.70	1.88	2.70	3.70	3.22			2.61
P ₂ O ₅				0.25	0.24	0.20			0.37
Total	100.28	100.24	100.31	100.55	99.76	100.06			100.24
La	26.6	20.7	40.1	27.0	29.8	43.6	41.3	38.6	37.0
Ce	60.9	44.9	97.0	63.6	64.0	91.9	85.2	86.3	88.2
Nd	30.3	19.9	51.5	29.1	26.9	45.0	40.1	39.5	39.4
Sm	4.41	3.17	7.55	4.94	4.98	8.74	8.01	8.86	8.55
Eu	1.16	0.77	1.93	1.16	1.19	1.89	1.70	1.85	1.88
Tb	0.344	0.270	0.628	0.375	0.433	1.14	1.09	1.01	1.01
Yb	0.722	0.692	1.20	0.96	0.99	3.24	3.26	3.12	3.07
Lu	0.094	0.079	0.155	0.115	0.131	0.458	0.445	0.408	0.406
Sr	1886	1334	2294	1439	1369	383	342	404	391
Ba	306	391	356	320	381	611	607	546	546
Cs	0.3	0.3	0.6	3.2	1.0	5.5	5.3	10.0	4.2
U	1.3	2.6	1.8	1.8	3.1	3.3	3.5	3.1	3.0
Th	4.9	6.7	7.5	6.5	14.9	11.8	12.1	11.2	11.4
Hf	3.2	3.2	5.0	5.4	5.7	6.7	7.1	6.8	6.8
Ta	0.7	1.8	0.7	0.5	0.8	1.4	1.4	1.3	1.3
Sc	7.9	5.8	11.2	8.9	8.7	15.5	14.9	14.4	14.6
Cr	97	85	81	100	102	5	7	9	8
Ni	76	47	43	54	68	5	2	5	5
Co	15	9	15	14	13	9	9	9	9
FeO/MgO	0.86	0.90	1.29	1.03	0.97	3.69			1.68
K ₂ O/Na ₂ O	0.26	0.37	0.44	0.64	1.01	0.88			0.74
Ba/La	11.5	18.9	8.9	11.8	12.8	14.0	14.7	14.1	14.8
La/Sm	6.0	6.5	5.3	5.5	6.0	5.0	5.2	4.4	4.3
Sm/Yb	6.1	4.6	6.3	5.2	5.0	2.7	2.5	2.8	2.8
La/Yb	36.8	29.9	33.5	28.3	30.1	13.4	12.7	12.4	12.0
Eu/Eu*	1.04	0.93	0.99	0.94	0.91	0.72	0.70	0.73	0.75
Ba/Th	62	58	48	49	26	52	50	49	48
Th/La	0.12	0.15	0.12	0.20	0.19	0.15	0.17	0.18	0.19
Hf/Th	0.65	0.47	0.67	0.82	0.38	0.57	0.59	0.61	0.60
Ba/Ta	445	217	489	655	503	450	450	423	418
La/Ta	39	11	55	55	39	32	31	30	28
Th/U	3.8	2.6	4.1	3.6	4.8	3.6	3.5	3.6	3.8
La/Sr	0.014	0.015	0.017	0.019	0.022	0.114	0.121	0.096	0.094
Ba/K	0.04	0.08	0.08	0.10	0.17	0.24	0.00	0.00	0.17
εNd	+5,7	+5,5	+6,9	+4,9	~ +5				
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512929	0.512920	0.512990	0.5128881					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.702902	0.703091	0.702848	0.703209	0.703296				
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.44	18.59		18.44					
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.565	15.58		15.55					
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.22	38.32		38.17					
latitud				48°56'	49°25.5'	50°27.2'	50°27.2'	50°27.2'	Este de
longitud				72°12.5'	72°59.5'	72°23.7'	72°23.7'	72°23.7'	Cerro Moyano

Véase Kay *et al.* (1993) para la discusión de los métodos analíticos EMP, INAA y análisis TIMS.

Cuadro 3: Edades laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento incremental de adakitas patagónicas miocenas.

Muestra ^a	wt. (mg)	K/Ca total	Fusión total Edad (Ma) \pm 2 s	Espectro de edades			N	Isocrona de los análisis			
				$^{39}\text{Ar}\%$	Edad (Ma) \pm 2 s	MSWD		MSWD	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_i$	Edad (Ma) \pm 2 s	
Cerro Pampa											
RB-8	hornblenda	~1	0.039	11,35 \pm 0,65	93.6	11,39\pm0,61	0.80	8/10	0.75	291,98 \pm 6,6	11,79 \pm 0,96
RB-8	roca total	~1	0.390	12,34 \pm 0,25	90.1	12,87 \pm 0,24	1.92	4/7	1.60	324,60 \pm 53,6	12,54 \pm 0,63
Puesto Nuevo											
PNA-1	hornblenda	~1	0.050	13,14 \pm 0,58	96.0	13,12\pm0,55	1.60	6/8	1.96	299,19 \pm 24,7	12,97 \pm 1,14
PNA-1	roca total	~1	1.191	13,27 \pm 0,38	90.3	13,29 \pm 3,97	3.97 ^b	5/8	4,69 ^b	298,30 \pm 9,1	13,08 \pm 0,76
Chaltén											
FDA	hornblenda	~1	0.101	14,44 \pm 0,30	99.6	14,50\pm0,29	0.93	6/7	0.41	288,68 \pm 7,7	14,67 \pm 0,34

El análisis por roca total de FDA da una edad con un fuerte espectro tipo montura con edades mucho más viejas (>40 Ma); no se incluyen estos datos.

^a Medido en University de Wisconsin-Madison, todas las muestras han sido calculadas en relación a la sanidina de la Riolita Taylor Creek de 28,34 Ma (Renne et al. 1998).

^b MSWD mayor que el esperado debido a la incorporación adicional de incrementos de plateau.