



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRANSICIÓN DE MAGMATISMO CALCO-ALCALINO A
ALCALINO EN PATAGONIA DURANTE EL MIOCENO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MAURICIO EMILIO VALENZUELA RUBIO

PROFESOR GUÍA:
CRISTÓBAL RAMÍREZ DE ARELLANO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARIO VERGARA MARTÍNEZ
FELIPE ESPINOZA GONZÁLEZ

SANTIAGO DE CHILE
2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Mauricio Emilio Valenzuela Rubio

FECHA: 25/01/2016

PROFESOR GUÍA: Cristóbal Ramírez de Arellano

TRANSICIÓN DE MAGMATISMO CALCO-ALCALINO A ALCALINO EN PATAGONIA DURANTE EL MIOCENO

El presente trabajo realiza una revisión del desarrollo de magmatismo alcalino en el Neógeno en la Patagonia, en un contexto de subducción y de las implicancias tectónicas asociadas a su emplazamiento.

Durante el Mioceno, la actividad magmática en la Patagonia se traslada desde el Batolito Patagónico ($\sim 25-16,4$ Ma) hacia el este, a los intrusivos y lavas de "pre-plateau" (e.g. Secuencia Volcánica Zeballos, Complejo Plutónico Chaltén; $\sim 17-12$ Ma), con improntas marcadas de subducción, reflejando una migración del arco magmático. Cerca de los 14 Ma, comienza el emplazamiento de los basaltos de "main-plateau" al este de la cadena andina ($\sim 14-4$ Ma). Estas lavas, en conjunto con los intrusivos transicionales de Torres del Paine (12,5 Ma) y Monte Balmaceda (~ 15 Ma) y San Lorenzo (6 Ma), presentan una signatura transicional a alcalina, con menores razones Ba/Nb, $(Sr/P)_N$ y, en general, menores anomalías de HFSE en comparación a las rocas de pre-plateau. Posteriormente, desde los ~ 9 Ma se emplazan basaltos de "post-plateau" con signatura típica de OIB.

Para interpretar estas tendencias, modelos previos han sugerido que la génesis de las lavas de plateau (main- y post-) no estaría relacionada a un magmatismo de arco, sino más bien a uno de intraplaca, debido al ascenso de manto astenosférico a través de ventanas en la placa subductante, provocadas por la subducción de la Dorsal de Chile bajo el margen continental. No obstante, algunas de las edades de las lavas main-plateau preceden el arribo de la dorsal a sus latitudes en hasta ~ 8 Ma, objetando la consistencia de estos modelos.

Se propone, sin embargo, que las lavas de main-plateau representarían, más bien, la transición de un magmatismo de arco a uno de intraplaca. Su origen estaría relacionado a la subducción de una corteza oceánica joven de alta temperatura, la que se deshidrataría tempranamente en el ante-arco y aportaría menores cantidades de fluido en la generación de fundido. De esta forma, el magma se originaría a partir de menores tasas de fusión parcial y mayor temperatura, por lo que presentaría una menor influencia de los componentes derivados del slab y un enriquecimiento relativo en álcalis, prescindiendo del ascenso de material mantélico durante este periodo.

AGRADECIMIENTOS

Mis sinceros agradecimientos a mis profesores Cristóbal Ramírez de Arellano, Mario Vergara y Felipe Espinoza, por su constante apoyo, comprensión y entusiasmo para la elaboración de este trabajo, por la entrega de conocimiento y el material facilitado. Muchas gracias por la paciencia y compañía.

A mi madre, por acompañarme desde siempre, ser mi luz y mi soporte incondicional, por regalarme la posibilidad de estudiar geología y la compañía a lo largo de todo el camino.

A mi familia por la paciencia, alegría, confianza y cariño entregados. A mi padre, hermanas y sobrinos, este trabajo también es para ustedes.

A todos los LC y LCH que compartieron a lo largo de este extenso proceso, tanto fuera como dentro de la universidad. Paulo, Nico, Juancho, Dieguiti, Jota, Edu, Marta, Chumis, Pati, Sotito, Vale, Fabi, Nicoso, cordura Gómez, Panchofa, Pato, Juanfi, George, Nico Aravena, Martín, Mario, Paula Red, Pastomi, José, Pastacri, Seba, Guajiro, Palmera, Caldera (grande!), Negro y tantos otros. Gracias por todo, aprendí un montón de ustedes en todos los ambitos, espero que la vida nos permita seguir compartiendo buenos momentos, los quiero.

A los amigos y colegas que siempre estuvieron presentes para ayudar en lo que fuera necesario y compartir este largo camino. Paula, Mila, Cami, Hermann, Mumo, Vale, José, Camilo. Gracias por la buena onda en la u y en los terrenos, me llevo el mejor recuerdo de todos.

A todos los bachilleres que hicieron más amable la transición. Charly, Pampero, Migue, Cami, Dabo, Salo, Fabián, Lizzi, Pancho, Nico, Gabo (un abrazo al cielo), Nacho, Treko, Vale.

A todos los amigos beauchefianos que compartieron una risa, los recreos, almuerzos y las fiestas. Choro, Capello, Chebi, Chilote, Flaco, loco Jose, Mosca, Bassi.

A todos los profesores y funcionarios del Departamento de Geología que siempre se mostraron dispuestos a escuchar, ayudar y entregar una sonrisa, que siguen manteniendo el carácter humano de este lugar. Gracias Pancho Herve, Luis Aguirre, Alfredo Lahsen, César Arriagada, Rosita, Don Carlos, Don Carlos, Juanito, Quilo, Roberto, Don Jaime, Bacaris y muy en especial a Blanquis y a Verito <3 quienes siempre estuvieron dispuestas a dar una ayuda y un consejo.

Finalmente, a mis amores, Dani y Laurinha, quienes me acompañaron en gran parte de este periodo, brindando su incondicional apoyo y confianza.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Presentación del Problema	1
1.2	Objetivos.....	3
1.2.1	Objetivo General	3
1.2.2	Objetivos Específicos	3
1.3	Hipótesis de Trabajo	4
1.4	Metodología de Trabajo	5
1.5	Área de Estudio.....	6
2	MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO.....	7
2.1	Contexto Geotectónico	7
2.2	Lavas Neógenas de <i>Plateau</i> de la Patagonia.....	11
2.3	Marco Geológico	16
2.3.1	Geología Regional.....	16
2.3.2	Rocas Intrusivas	21
3	PETROGRAFÍA.....	25
4	GEOQUÍMICA	28
4.1	Lavas Neógenas de Plateau	28
4.1.1	Main-Plateau	28
4.1.2	Post-plateau	34
4.2	Lavas e Intrusivos Miocenos.....	38
5	DISCUSIÓN	41
5.1	Tendencias Temporales en la Migración del Magmatismo.....	41
5.2	Tendencias Químicas en el Magmatismo Neógeno	43
5.3	Modelo Tectónico.....	47
6	CONCLUSIONES	50
7	BIBLIOGRAFÍA	51
8	ANEXOS.....	61
8.1	Descripciones Petrográficas.....	61
8.2	Tabla de Dataciones de las Lavas de Main-Plateau.....	64

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación del Problema

Un aspecto intrigante en el estudio de los sistemas de subducción es la generación de volcanismo basáltico con afinidades alcalinas. En particular, el Cinturón Volcánico Garibaldi (48°N-52°N) es generado por la subducción de corteza oceánica muy joven perteneciente a la Placa Juan de Fuca (<20 Ma; Wilson, 1988). Diferentes autores (*e.g.* Green y Harry, 1999; Harry y Green 1999), concuerdan en que debido a las altas temperaturas que posee esta corteza oceánica joven, solo una cantidad menor de calor es requerida para gatillar las reacciones metamórficas de deshidratación. Estos estudios sugieren que el slab pierde gran parte de sus volátiles tempranamente, provocando fusión bajo el arco a mayor temperatura y presión, y con menor influencia de fluido en comparación a un sistema de arco típico. Dichas condiciones termodinámicas provocarían menores tasas de fusión parcial y un enriquecimiento en álcalis en los magmas generados.

Por otra parte, en la Patagonia, también existen registros de magmatismo alcalino durante el Mioceno. En dicha área, la evolución geodinámica cenozoica ha sido dominada por la subducción de la Dorsal de Chile, a la cual diversos fenómenos magmáticos y estructurales han sido atribuidos. Esta dorsal separa la Placa de Nazca y la Placa Antártica, las cuales subductan bajo la Placa Sudamericana. El Punto Triple de Chile (PTC), que desde los 15 Ma es el lugar donde ocurre la colisión entre la Fosa de Chile y esta dorsal, ha migrado hacia el norte debido a la cinemática oblicua de la subducción. Durante los últimos 15 Ma, se ha trasladado desde la latitud de Tierra del Fuego hasta su posición actual, al norte de la Península de Taitao (Cande y Leslie, 1986; Breitsprecher y Thorkelson, 2009).

Entre 46,5°S y 52°S y poco tiempo después de la colisión de la dorsal, cerca de los 14 Ma, comienza la extrusión de magmas basálticos ubicados inmediatamente al este de la cadena andina. Esta efusión generó grandes planicies volcánicas, que en la actualidad se presentan como mesetas, con signatura OIB, que han sido denominadas en conjunto "Lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia" (LNPP, Gorrington *et al.*, 1997).

Numerosos autores (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Gorrington y Kay, 2001; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006) concuerdan en que estas lavas habrían sido formadas a partir de la fusión del manto astenosférico que asciende a través de "ventanas" en la corteza oceánica subductada, generadas por la subducción de la Dorsal de Chile (modelos de

“slab windows” o ventanas astenosféricas). Este modelo, planteado originalmente por Ramos y Kay (1992) y refinado posteriormente por Gorring *et al.* (1997), para explicar la génesis de dicha provincia, implica que el magmatismo debería migrar en dirección N-NE, en conjunto con el desplazamiento del punto triple, condición que no se cumple para la totalidad de las LNPP. Inclusive, estudios geocronológicos y petrogenéticos en la Meseta del Lago Buenos Aires (MLBA) y la Meseta Chile Chico (MCC) han mostrado que la edad de algunas de sus lavas preceden, al menos, en 8 Ma al arribo del punto triple a la zona ($\sim 47^{\circ}\text{S}$) (Charrier *et al.*, 1979; Guivel *et al.*, 2006).

Como solución a esta discrepancia entre las edades de las rocas basálticas y el arribo del Punto Triple de Chile a la región se han planteado dos soluciones. Una de las hipótesis para explicar la génesis de este magmatismo sugiere que el desarrollo de una “rajadura” en el slab subductante resolvería esta diferencia de edades (Guivel *et al.*, 2006). Esta rajadura provocaría una ventana astenosférica subparalela al margen de Chile, que indirectamente se asociaría a la colisión entre la dorsal y la fosa. Por otra parte, Ramírez de Arellano *et al.* (2012b) han planteado que esta provincia representa la transición del volcanismo de arco a retro-arco debido a la subducción de una corteza oceánica joven que ha sufrido una deshidratación progresiva hacia el este.

Por tanto, para comprender la génesis de este volcanismo, el cual aún es un problema abierto, resulta importante advertir si existe alguna relación entre su distribución espacial y su geoquímica y geocronología. En este estudio se realiza una revisión de los datos geoquímicos y geocronológicos publicados, apoyada en observaciones petrográficas, con el objeto de contrastar las hipótesis propuestas sobre el origen de las lavas alcalinas en cuestión y abordar las implicancias tectónicas relacionadas a su ocurrencia.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Aportar al entendimiento sobre la generación de magmatismo alcalino en un ambiente de subducción, estudiando, en particular, el caso del volcanismo generado en la Patagonia durante el Mioceno.

1.2.2 Objetivos Específicos

- I. Recopilar y contrastar la información disponible en la literatura acerca de la actividad magmática del Neógeno en la Patagonia, en relación a su geoquímica y geocronología
- II. Proponer o validar un modelo de evolución tectono-magmática para el Neógeno en la zona.

1.3 Hipótesis de Trabajo

Algunos autores (Stern *et al.*, 1990; Green y Harry, 1999; Harry y Green, 1999) han sugerido que la subducción de una corteza oceánica joven (<10Ma), al poseer una mayor temperatura, puede sufrir una deshidratación temprana en el ante-arco, produciendo variaciones geoquímicas en el magmatismo a lo ancho del arco, particularmente un enriquecimiento en álcalis.

En base a lo anterior, este trabajo tiene como hipótesis conductora que la presencia de basaltos alcalinos del Mioceno superior en Patagonia puede ser explicada por un proceso de subducción de una placa oceánica joven y caliente prescindiendo de la generación de una ventana astenosférica, ya sea por subducción de una dorsal o por rajadura del slab.

1.4 Metodología de Trabajo

Con respecto al objetivo específico I:

- i. Analizar la edad, ubicación y datos geoquímicos de los trabajos publicados sobre las lavas e intrusivos neógenos en Patagonia, en búsqueda de relaciones espacio-temporales.
- ii. Indagar en la posible relación entre la posición de la Dorsal de Chile y las variaciones en el magmatismo durante el Neógeno.

Con respecto al objetivo específico II:

- i. Analizar la petrografía de los basaltos neógenos de la Meseta Chile Chico en búsqueda de nuevos patrones texturales o mineralógicos que indiquen procesos o condiciones fisicoquímicas durante su formación.
- ii. En función de lo previo, revisar los modelos antes propuestos acerca de la génesis de este volcanismo alcalino.

1.5 Área de Estudio

Este trabajo se centra, principalmente, en el estudio de las Lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia, que corresponden a un grupo de mesetas volcánicas distribuidas al este de los Andes Patagónicos, entre 46.5°S y 52°S (Figura 1). Esta provincia magmática se encuentra principalmente en territorio argentino, con la excepción de la Meseta Chile Chico, que se ubica en territorio chileno, y la Meseta Las Vizcachas, la Estancia Glencross y el Campo Volcánico Pali Aike, que se sitúan en la frontera entre ambos países.

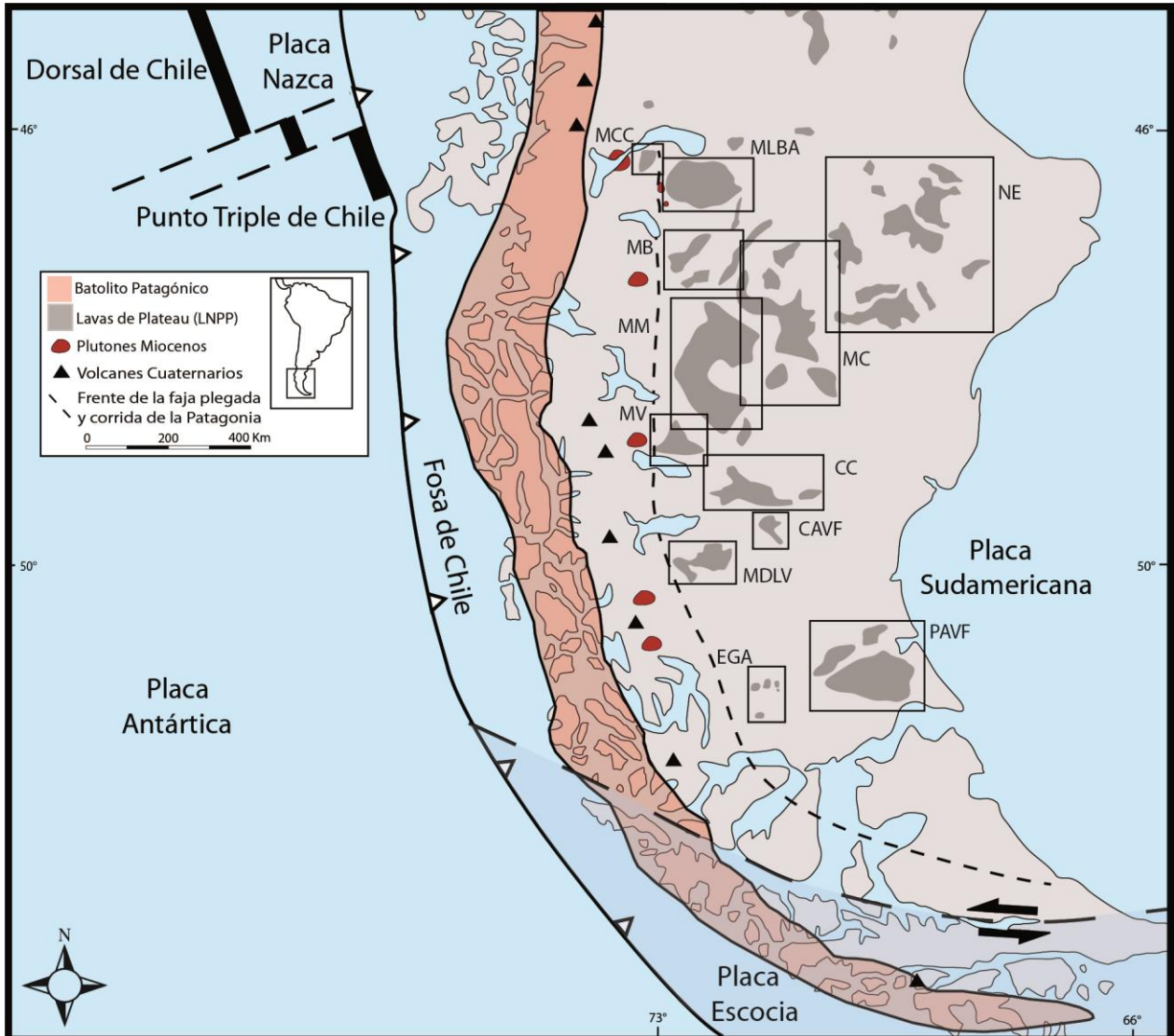


Figura 1. Mapa del área de estudio. Se muestra la ubicación de las Lavas Neógenas de Plateau, los intrusivos miocenos y el Batolito Patagónico. MCC: Meseta Chile Chico, MLBA: Meseta del Lago Buenos Aires, MB: Meseta Belgrano, NE: Región Noreste, MC: Meseta Central, MB: Meseta Belgrano, MM: Meseta de la Muerte, MV: Meseta del Viento, CC: Acantilado del Cóndor, CAVF: Campo Volcánico Camasú Aike, MDLV: Meseta de las Vizcachas, EGA: Estancia Glencross, PAVF: Campo Volcánico Pali Aike. Figura modificada de Ramírez de Arellano *et al.* (2012).

2 MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO

2.1 Contexto Geotectónico

Durante el Mioceno, la ruptura de la placa de Farallón modificó la configuración tectónica en el margen oeste de Sudamérica. Esto derivó en la subducción casi ortogonal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Cande y Leslie, 1986; Pardo-Casas y Molnar, 1987). En la parte más austral del continente, la convergencia se ha caracterizado por la colisión de distintos segmentos de la Dorsal de Chile con la Fosa de Chile y la subducción de la Placa Antártica. Algunas de las manifestaciones que se le han atribuido a la subducción de esta dorsal, y sus respectivas zonas de fractura son: generación de magmatismo basáltico de intraplaca durante el neógeno (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006), el cese del volcanismo de arco que produjo el gap entre la zona volcánica sur y la zona volcánica austral (DeLong *et al.*, 1979; Stern y Kilian, 1996), la erupción de magmas adakíticos generados por la fusión del borde de la placa de Nazca (Kay *et al.*, 1993; Ramos *et al.*, 2004).

Las reconstrucciones de la disposición de las placas tectónicas de Cande y Leslie (1986) y Breitsprecher y Thorkelson (2009), indican que la colisión inicial de la Dorsal de Chile con el margen sudamericano ocurrió cerca de Tierra del Fuego ($\sim 55^\circ\text{S}$) a los 15 Ma (Figura 3). El primer segmento de la dorsal en colisionar habría medido 700 km, causando el desplazamiento del punto triple hacia el norte, llegando cerca de los 48°S a los 12-11 Ma. Al menos dos colisiones más habrían ocurrido entre los 6 y 3 Ma, desplazando

el punto triple hacia el norte hasta su actual posición, cerca de la Península de Taitao a $46^\circ 30'\text{S}$.

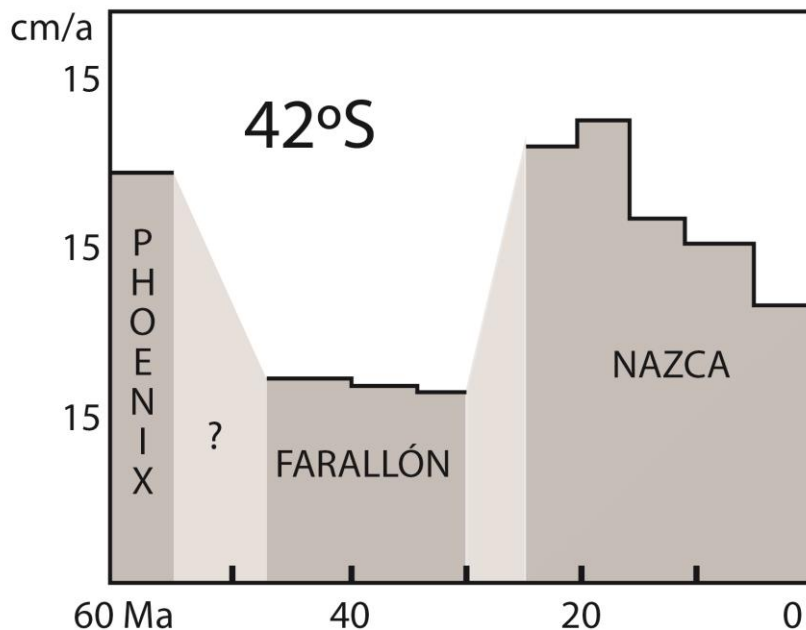


Figura 2. Tasa de convergencia entre las placas litosféricas durante el Terciario, para los 42°S . Figura tomada de Somoza y Ghidella, 2012.

El cambio en la configuración de las placas también provocó un aumento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica durante el Cenozoico Tardío. La velocidad de convergencia aumentó a más de 13 cm/año entre 25 y 10 Ma, para luego decrecer significativamente (Figura 2; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005).

El piedemonte de la Cordillera Andina corresponde a una faja plegada y corrida de piel fina, construida entre el Cretácico Superior y el Mioceno Superior (Kraemer, 1998). Al este de la cordillera se ubica la Cuenca Austral, que se habría formado entre el Jurásico y el Cuaternario, e incluye dos etapas (Biddle *et al.*, 1986). La primera se vincula a la extensión asociada a la ruptura inicial de Gondwana entre el Jurásico medio y el Cretácico temprano (Pankhurst *et al.*, 2000). La segunda etapa corresponde a la cuenca de antepaís producida por la carga tectónica registrada en el margen pacífico, luego de que comenzara la apertura del océano Atlántico (120 Ma), causando el desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (FPCP) en un régimen de retroarco (Biddle *et al.*, 1986).

Algunos autores (Ramos, 1989; Ramos y Kay 1992) han postulado que la colisión y subducción de la Dorsal de Chile provocaría el alzamiento neógeno de los Andes y deformación en la FPCP. No obstante, Suárez *et al.* (2000) han mostrado que no existe una buena correlación cronológica para apoyar tal hipótesis y proponen que la deformación sería previa a la colisión de la dorsal. Esto es concordante con edades oligocenas de denudación, entre 30 y 23 Ma, medidas en trazas de fisión en apatito, en rocas ubicadas cerca de la costa pacífica (Thomson *et al.*, 2001). Basados en termocronología de (U-Th)/He en circón y apatito, Fosdick *et al.* (2013) sugieren que la localización de la denudación migró cerca de 200 km hacia el este (en el Mioceno inferior (22-18 Ma)), hasta la ubicación actual del eje topográfico cordillerano. En la cuenca de antepaís, la edad de la depositación sin-orogénica de la Formación Santa Cruz estaría delimitada por la edad de una toba sobre su techo datada en $14,24 \pm 0,78$ Ma (Blisniuk *et al.*, 2005), lo que acota la edad de la deformación compresiva. El estudio de la deformación de las lavas de plateau de Lagabrielle *et al.* (2004), sostiene también que la deformación compresiva habría terminado a los 14 Ma, en las latitudes del Lago General Carrera-Buenos Aires.

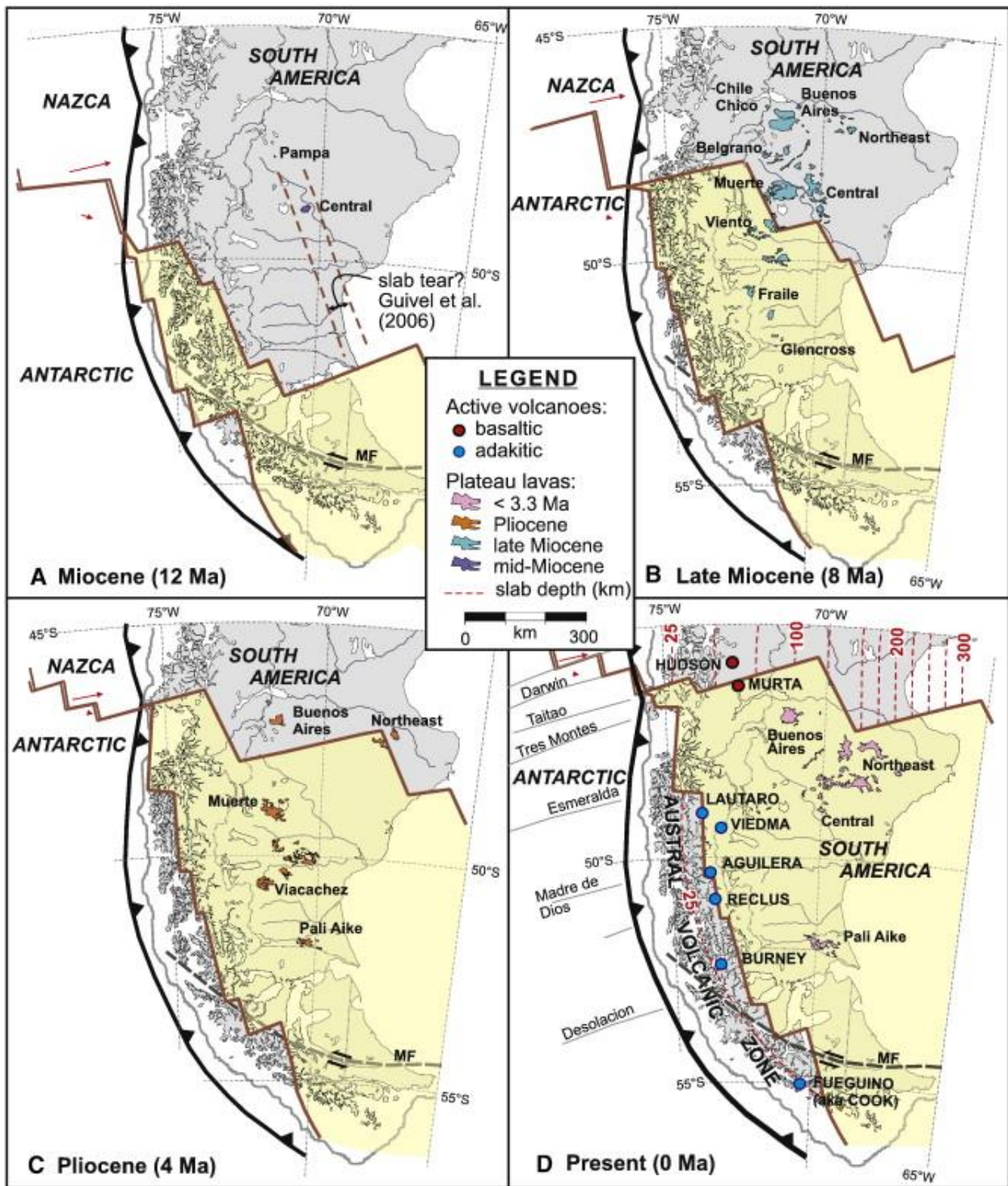


Figura 3. Máxima extensión de la ventana astenosférica desde Mioceno al Presente. A) Mioceno Medio-Tardío (12 Ma); B) Mioceno Tardío (8 Ma); C) Plioceno (4 Ma); D) Actual (0 Ma). El volcanismo de main-plateau habría comenzado antes de la colisión de la dorsal en el área de las mesetas del Lago Buenos Aires, Chile Chico, Central, de la Muerte, Belgrano y la Región Noreste (ver referencia de los autores para mayor explicación). Nótese en A la posible ubicación de la rajadura del slab propuesta por Guivel *et al.* (2006). Figura tomada de Breitsprecher y Thorkelson (2009).

En la región, una actividad episódica en el arco magmático durante el Meso-Cenozoico está registrada en el Batolito Sur Patagónico. En particular, en el Neógeno, la actividad magmática en el batolito habría ocurrido entre los 25 Ma y 16,4 Ma (Hervé *et al.*, 2007), terminando antes del inicio de la colisión de la dorsal. Coetáneamente, una serie de intrusiones miocenas aisladas, de composición alcalina a calco-alcalina, se emplazaron entre el Batolito Sur Patagónico y las LNPP. Algunos autores (Michael, 1983; Welkner, 1999) han propuesto que el origen de estas intrusiones estaría asociado a la subducción de la dorsal. No obstante, también se ha sugerido que dichos cuerpos plutónicos estarían asociados a la migración del arco magmático hacia el este (Michael, 1983). Más aún, una disminución de las edades de dichos intrusivos en dirección E-W, apoyaría la tesis de la migración del arco entre los 20 Ma y 17 Ma (Ramírez de Arellano *et al.*, 2012). Conjuntamente, estos autores sugieren que una alta tasa de convergencia en el Mioceno Inferior habría causado erosión por subducción y, por tanto, la migración del arco magmático hacia el este. El arco volcánico actual está ubicado 50 km al este del batolito y está compuesto por 5 volcanes cuaternarios (Zona Volcánica Austral; Stern y Killian, 1996).

El estudio de las LNPP y su relación con los intrusivos miocenos, por tanto, puede ser fundamental para comprender la migración y transición del magmatismo durante el Neógeno.

2.2 Lavas Neógenas de *Plateau* de la Patagonia

Diversos estudios sobre las Lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia han sido publicados hasta la fecha (Baker *et al.*, 1981; Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006; entre otros). En particular, Gorrington *et al.* (1997) advirtieron la existencia de dos periodos de efusión volcánica en las rocas que conforman dicha provincia, por lo que separaron estas lavas en dos secuencias: i) secuencia de "main-plateau", que corresponde a sucesiones voluminosas de lavas que forman los relieves mesetiformes y presentan edades que van desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Superior (14-3,32 Ma; De la Cruz y Suárez, 2008; Guivel *et al.*, 2006); y ii) secuencia de "post-plateau", la cual se encuentra en menor volumen como conos, flujos de lava y derrubios piroclásticos sobre las mesetas o rellenando paleovalles, y se habría desarrollado entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno (8,5-0,1 Ma; D'Orazio *et al.*, 2001, Gorrington *et al.*, 1997, 2003).

En general, estas lavas presentan características químicas similares a las típicas de un basalto tipo OIB. Sin embargo, algunas publicaciones (Gorrington *et al.*, 1997; Gorrington y Kay, 2001; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006) han mostrado que ciertas lavas de la secuencia de main-plateau muestran también improntas geoquímicas relacionadas a subducción, lo que se traduce en un empobrecimiento relativo en las concentraciones de High Field Strength Elements-HFSE con respecto a las de Large Ion Lithophile Elements-LILE y de tierras raras livianas (LREE), con notorias anomalías negativas de Ti y Nb. Por tanto, las lavas de main-plateau fueron subdivididas en dos grupos: el primero de ellos, de impronta "primitiva" o "alcalina", presenta una marcada signatura tipo OIB; mientras que el segundo se caracteriza por tener una geoquímica "intermedia" o "transicional" entre lavas relacionadas a subducción y lavas tipo OIB, generalmente con contenidos de TiO_2 menores a 2 wt.% y razones La/Nb mayores a 1.

Para explicar la génesis de las LNPP, numerosos autores (Ramos y Kay, 1992; Kay *et al.*, 1993; Gorrington *et al.*, 1997, 2003; D'Orazio *et al.*, 2001; Gorrington y Kay, 2001) han propuesto que dichas lavas fueron formadas a partir de la fusión del manto profundo que asciende a través de ventanas astenosféricas generadas por la subducción de la Dorsal de Chile (Figura 4). Si bien este modelo se ajusta para las lavas de post-plateau, el volcanismo de main-plateau se habría desarrollado con anterioridad al arribo de la dorsal.

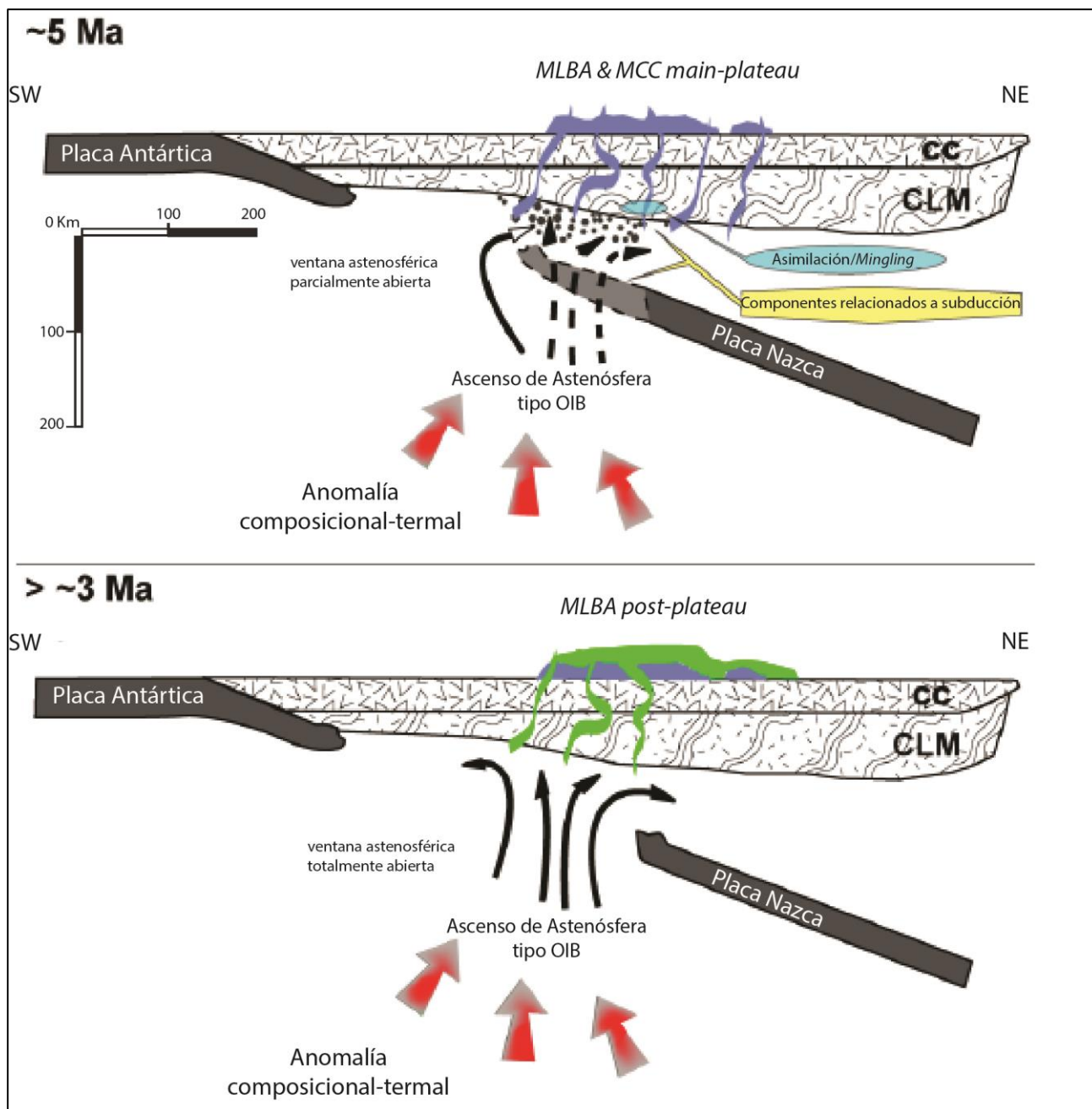


Figura 4. Sección esquemática a la latitud de las mesetas del Lago Buenos Aires (MLBA) y Chile Chico (MCC) ($\sim 47^{\circ}\text{S}$) durante el Plioceno (arriba) y el Plioceno-Pleistoceno (abajo). Se ilustran los modelos propuestos por Gorryng *et al.* (1997), Gorryng y Kay (2001) y Espinoza *et al.* (2005). La subducción de la dorsal activa de Chile produciría la apertura en profundidad de ventanas astenosféricas en la placa oceánica subductada, permitiendo el ascenso de material del manto profundo y la génesis de magmas alcalinos. CC: Corteza Continental; CLM: Manto Continental Litosférico. Figura tomada de Espinoza (2007).

Debido a esta diferencia cronológica, Gorrington *et al.* (1997), Gorrington y Kay (2001) y Espinoza *et al.* (2005) han propuesto un modelo diferente para explicar el origen de las lavas de main-plateau. Según estos autores, dichas lavas se originarían a partir del ascenso de astenósfera tipo OIB bajo el slab, debido a una anomalía composicional y/o una anomalía termal a pequeña escala. Al ascender, algunos de estos magmas interactuarían con el borde de la Placa de Nazca y, posteriormente, con el manto litosférico metasomatizado previamente por procesos de subducción. Por lo tanto, la componente de arco de las lavas intermedias se debería a dichas interacciones, mientras que las lavas alcalinas serían generadas por el ascenso de magmas que no habrían entrado en contacto con estos componentes.

No obstante, el volcanismo de main-plateau habría empezado, al menos, a los 12 y 8 Ma en las mesetas del Lago Buenos Aires y Chile Chico respectivamente (Guivel *et al.*, 2006), mientras que la colisión de la dorsal en la región ($\sim 47^{\circ}\text{S}$) sería cerca de los 3 Ma (Gorrington *et al.*, 1997; Breitsprecher y Thorkelson, 2009). Debido a esta diferencia cronológica, Guivel *et al.* (2006) mostraron que los modelos antes propuestos son inconsistentes con la ocurrencia del volcanismo en dichas mesetas. Por esto, los autores han sugerido que, luego de colisionar la dorsal con la fosa en las latitudes más australes ($\sim 55^{\circ}\text{S}$), se provocaría una rajadura en el slab ("slab-tearing"), la cual se propagaría rápidamente hacia el norte (Figura 5). Este quebrantamiento habría comenzado luego que, debido a la aproximación de la dorsal al margen, ocurriera un fuerte acoplamiento tectónico en el ante-arco. Según este modelo, los magmas tipo OIB se generarían por la fusión parcial del manto que asciende a través de esta rajadura y la impronta intermedia de los basaltos de main-plateau estaría relacionada a la interacción de los fundidos ascendentes con el manto litosférico y la corteza oceánica alterada.

Por otra parte, Ramírez de Arellano *et al.* (2012b) han sugerido que las LNPP, en conjunto con algunos de los intrusivos miocenos, representan la transición de un magmatismo calco-alcalino en el Batolito Patagónico, a alcalino en los basaltos de plateau en el retro-arco. Esta transición química del magmatismo respondería a menores grados de fusión parcial debido a la deshidratación temprana del slab en el ante-arco, como consecuencia de las altas temperaturas de la joven corteza oceánica subductante. Por tanto, la signatura intermedia que presentan algunas de estas rocas se debería a una disminución en la influencia de los componentes derivados del slab, prescindiendo de su rajadura para explicar la génesis de las lavas de main-plateau.

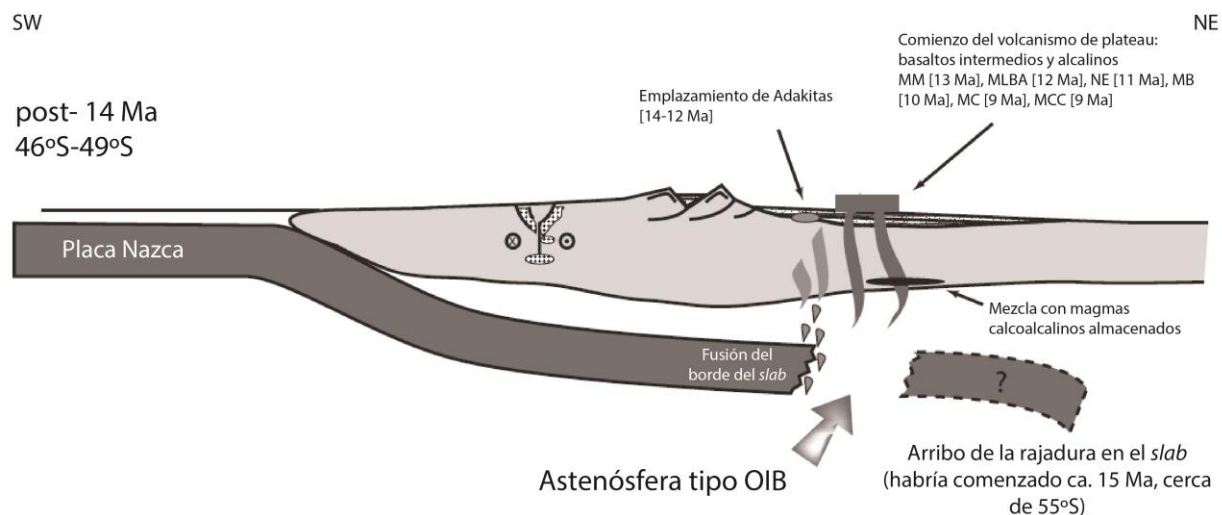


Figura 5. Perfil esquemático de la litosfera patagónica entre los 46°S y 49°S durante el Mioceno Medio. Se ilustra el modelo propuesto por Guivel *et al.* (2006) de rajadura en el slab. MM: Meseta de la Muerte; MLBA: Meseta del Lago Buenos Aires; NE: Región Noreste; MB: Meseta Belgrano; MC: Meseta Central; MCC: Meseta Chile Chico. Figura modificada de Espinoza *et al.* (2010).

Resulta importante destacar que clásicamente se ha usado la terminología de *retro-arco* para referirse al lugar donde se emplazan los basaltos de plateau, pero es importante considerar que para este periodo no es clara la existencia de un arco magmático. En este trabajo se propone que el arco volcánico corresponde a lo que antes se designara como retro-arco, no obstante, se mantendrá la terminología antes aplicada con el fin de evitar confusiones al lector.

Si bien, para explicar el origen de la signatura intermedia de los basaltos de main-plateau, la mayor parte de los trabajos se han inclinado por el modelo de generación de ventanas astenosféricas, el modelo de migración del arco volcánico no ha sido refutado. Incluso, el trabajo geocronológico y geoquímico de Espinoza *et al.* (2010) en las lavas de la Secuencia Volcánica Zeballos (ubicada en el borde occidental de la MLBA), postula que esta secuencia se generó por un corrimiento del arco volcánico hacia el este, mediante el desarrollo de un fenómeno de subducción de bajo ángulo. Estas lavas calco-alcalinas del Mioceno Medio (16-14 Ma) presentan importantes similitudes geoquímicas con las lavas intermedias de los plateau basálticos (similares patrones de REE, razones de LILE/HFSE y anomalías positivas de K, Pb y Sr, y negativas de Nb-Ta, Hf y Ti). Además, en la Meseta de las Vizcachas, ~50°S en Argentina, dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en basaltos entregaron edades que pre-datan la subducción de la Dorsal de Chile (15,42 y 15,41 Ma, Mejía *et al.* (2004); y 15,23 Ma, Cobos *et al.* (2006) en Nullo *et al.* (2006)). Aunque estos basaltos que han sido datados no presentan datos geoquímicos publicados, las muestras de esta meseta analizadas por Muñoz (2010) y

D'Orazio *et al.* (2004) muestran una afinidad intermedia. En síntesis, el desarrollo de magmatismo al este del frente de deformación, con afinidad calco-alcalina e intermedia y previo a la colisión de la dorsal y la fosa objeto el modelo de ventanas astenosféricas. En este contexto, establecer si existe una relación entre las lavas de la secuencia de main-plateau y el resto de las rocas volcánicas e intrusivas del Mioceno en la zona, puede resultar crucial para dilucidar el origen de esta transición en la geoquímica del magmatismo, y, por tanto, para comprender la evolución geodinámica de la Patagonia durante este periodo.

2.3 Marco Geológico

Los basaltos de plateau del Mio-Plioceno se emplazan entre $\sim 46^{\circ}\text{S}$ y 52°S sobre rocas volcano-sedimentarias mesozoicas y paleógenas, además de sedimentos miocenos, mientras que las rocas plutónicas del Batolito Patagónico se encuentran intruyendo, principalmente, a rocas paleozoicas.

2.3.1 Geología Regional

Dos grupos de unidades conforman el basamento en la región. Por un lado se reconocen las unidades que conforman el Macizo del Deseado, que aflora en el norte de la Provincia de Santa Cruz, en Argentina, prolongándose hacia el Sur, Costa Afuera, donde se denomina "Alto de Río Chico-Dungeness" y se compone de rocas metamórficas polideformadas entre el Eocámbrico y el Devónico (Giacosa *et al.*, 2002). El segundo grupo aflora, principalmente, desde el Lago General Carrera (46°S) hasta el extremo norte de los campos de Hielo Sur (49°S), se ubica el este del batolito patagónico, y está formado por rocas metamórficas del Devónico-Carbonífero (Augustsson *et al.*, 2006), las que Hervé (1993) denominó como Complejo Metamórfico Andino Oriental. Está constituido de turbiditas polideformadas con cuerpos menores de mármol y metabasitas (Hervé *et al.*, 2008) y es correlacionable en Argentina con las formaciones Río Lácteo (Leanza, 1972) y Bahía De La Lancha (Ricardi, 1971).

Sobreyaciendo en discordancia angular al basamento metamórfico, se encuentran en toda la Patagonia al sur de los 46°S , extensos mantos de ignimbritas del Jurásico Medio asociados a la extensión y fusión de la corteza continental, pertenecientes a la Provincia de Chon-Aike (Pankhurst y Rapela, 1995). Mientras que al norte del Lago Argentino (50°S), se ubican rocas volcánicas ácidas de carácter calco-alcalino del Jurásico Superior-Valanginiano definidas como la Formación Ibáñez (en Argentina Complejo El Quemado; Niemeyer, 1975). La Cordillera Patagónica está conformada por estas formaciones, en conjunto con el ensamblaje ofiolítico/volcanoclástico del Cretácico Inferior correspondiente a la cuenca de tras-arco Rocas Verdes (Dalziel, 1981).

La faja plegada y corrida de la Patagonia y el ante-país magallánico están constituidos de las formaciones volcano-sedimentarias del Jurásico-Cuaternario de la Cuenca de Magallanes (Biddle *et al.*, 1986). Entre ellas, la Formación Santa Cruz, que aflora vastamente en Argentina, está constituida de limolitas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de tobas asociadas a un ambiente continental fluvial. Se le ha asignado una edad miocena temprana alta a partir de restos fósiles de mamíferos (Flynn y

Swisher, 1995; Fleagle *et al.*, 1995) y dataciones radiométricas en las intercalaciones tobáceas (Blisniuk *et al.* 2005). Pliegues de crecimiento y fallas intra-formacionales evidencian la depositación sinorogénica asociada a la generación de una proto-Cordillera al oeste (Flint *et al.*, 1994; Lagabrielle *et al.*, 2004; De la Cruz y Suárez, 2006).

En la cumbre del Cerro Zeballos ($\sim 47^{\circ}\text{S}$ 79°W), al oeste de la Meseta del Lago Buenos Aires, sobreyaciendo a la Formación Santa Cruz (equivalente al Grupo Zeballos) se ubican dos flujos lávicos calco-alcalinos de alto-K de 10-12 metros de espesor cada uno, los cuales Espinoza (2010) denominó "Secuencia Volcánica Zeballos". El primero de ellos corresponde a un flujo andesítico con fenocristales de anfíbol y subyace al segundo flujo basáltico de olivino, cuyas edades oscilan entre $16,98 \pm 0,36$ Ma y $14,48 \pm 0,17$ Ma, y una edad más joven de $12,4 \pm 1,56$ Ma, pre-datando el magmatismo de *main-plateau* (Espinoza *et al.*, 2010; Boutonnet *et al.*, 2010). Durante el Mioceno Medio, en gran parte de la Patagonia comenzó la efusión de las "Lavas Neógenas de Plateau de la Patagonia". Las distintas mesetas que constituyen esta provincia serán tratadas en los siguientes apartados.

Finalmente, desde hace 7 Ma, la región se vio afectada por avances y retrocesos glaciares, que además habrían labrado valles glaciales profundamente incididos, tales como el Lago General Carrera, reconociéndose diversas unidades sedimentarias glaciógenas (Lagabrielle *et al.*, 2010). Asimismo, se reconocen depósitos coluviales, aluviales, fluviales y de remoción en masa.

2.3.1.1 Basaltos Superiores de la Meseta Chile Chico (MCC)

Estas rocas constituyen una meseta de *ca.* 400 metros de espesor que se ubica al suroeste de la localidad de Chile Chico. Corresponden a una secuencia de flujos de lavas y cuellos volcánicos, compuestos principalmente por basaltos, basanitas y traquibasaltos, además de traquiandesitas basálticas con xenocristales de cuarzo y tobas riolíticas. La mayor parte de estos basaltos son alcalinos, toleíticos de olivino con nefelina y subordinadamente, hiperstena normativa. Las tobas riolíticas pertenecen a la serie calco-alcalina de alto potasio (según diagrama de Peccerillo y Taylor, 1976). Esta secuencia bimodal exhibe una brecha de sílice entre 54 y 72 wt.% SiO_2 (Espinoza *et al.*, 2005).

En los basaltos se han reconocido dos grupos en base a diagramas de Ba/Nb vs. La/Nb, Zr/Y vs. FeO_{tot} , TiO_2 vs. Mg# y TiO_2 vs. La/Nb. El primero

de ellos está caracterizado por tener una impronta "primitiva" con firmas geoquímicas típicas de OIB, valores mayores para FeO_{tot} , TiO_2 y Nb. Los basaltos que se asignan al segundo grupo muestran una composición "intermedia" entre alcalina y calco-alcalina y con menores cantidades de FeO_{tot} , TiO_2 y Nb. (Stern *et al.*, 1990; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006). Las riolitas presentan patrones de elementos trazas similares a los del granito Paso de las Llaves y al promedio de las rocas del Batolito Nor Patagónico (Espinoza *et al.*, 2005).

Diversas dataciones radiométricas se han publicado para esta unidad, entregando edades desde el Mioceno Medio al Plioceno, con un periodo de inactividad entre los ~ 7 y 4,5 Ma (ver Anexo 9.2; De la Cruz y Suárez (2008)). Este episodio magmático ha sido correlacionado cronológicamente con el volcanismo de "main-plateau" y estratigráficamente con los basaltos de la Meseta del Lago Buenos Aires ubicados en la meseta homónima, hacia el este, en territorio argentino (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006).

2.3.1.2 Meseta del Lago Buenos Aires (MLBA)

Al sur del Lago General Carrera se ubica esta meseta de aproximadamente 6000 km² de superficie. Está formada por flujos de lava basálticos de main y post-plateau, con una potencia aproximada de 400 metros de espesor, que sobreyacen a sedimentos de la Fm. Santa Cruz (Gorrington *et al.*, 2003; Guivel *et al.*, 2006).

Los basaltos de main-plateau son principalmente alcalinos, con nefelina o, en menor cantidad, hiperstena normativa. Al igual que en la MCC, estos basaltos han sido separados en dos grupos. Las rocas del grupo con composición primitiva son traquibasaltos, basaltos y basanitas, mientras que en el de impronta intermedia se encuentran basaltos, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas. El magmatismo de main-plateau habría ocurrido entre los $12,18 \pm 0,34$ y $3,32 \pm 0,10$ Ma, con un periodo de inactividad entre los ~ 10 y 7 Ma (Guivel *et al.*, 2006).

El periodo de post-plateau está caracterizado por basaltos de nefelina normativa, que además clasifican como basanitas y tefritas según el diagrama TAS (Guivel *et al.*, 2006). La edad de los basaltos de post-plateau fue acotada por Brown *et al.* (2004) entre 3,3 Ma y 0,1 Ma (en base a 31 isócronas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

2.3.1.3 Meseta Belgrano (MB), Meseta de la Muerte (MM) y Meseta Central (MC)

Estas mesetas se encuentran al sur de la MLBA, entre 46,5°S y 49,5°S. Debido a su afinidad geoquímica serán tratadas en el mismo apartado. En ellas, Gorryng *et al.* (1997) describieron ambas secuencias volcánicas.

Las lavas de main-plateau forman mesetas que ocupan una superficie entre 1000 y 4000 km². Ellas están conformadas por basaltos y andesitas basálticas de carácter toleítico, con cuarzo a hiperstena normativa. Este episodio ha sido datado con el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar por Gorryng *et al.* (1997) entregando edades entre 11,14±0,35 y 13,88±0,32 Ma para la MM; 8,43±0,03 y 9,73±0,92 Ma para la MC; y para la MB solo existe una edad publicada de 10,10±0,32 Ma.

El volcanismo de post-plateau ocurre en menor cantidad formando mesetas de baja elevación y volumen, las que están formadas por basaltos alcalinos y hawaiitas, con hiperstena a nefelina normativa. Las dataciones publicadas por Gorryng *et al.* (1997) entregan edades entre 6,22±0,09 y 4,53±0,14 Ma para la MM; 3,65±0,07 y 3,30±0,02 Ma para la MC; y para MB solo se conoce una edad de 3,79±0,13 Ma.

2.3.1.4 Región Noreste (NE)

Hacia el este de las mesetas descritas anteriormente, entre 46°45'S y 48°15'S se ubica un conjunto de mesetas más pequeñas, las cuales Gorryng *et al.* (1997) agrupó bajo el nombre de Región Noreste ("Northeast Region"). En contraste con las mesetas anteriores, las lavas de main- y post-plateau de esta región no muestran diferencias significativas y corresponden principalmente a basaltos alcalinos y hawaiitas, con una signatura típica de OIB (Gorryng y Kay, 2001). Datos geocronológicos muestran edades de 11,34±0,21, 11,07±0,17, 5,57±0,17, 5,25±0,11 y 4,99±0,11 Ma para la secuencia de main-plateau y 2,82±0,14, 2,14±0,05 y 1,96±0,16 Ma para la secuencia de post-plateau (Gorryng *et al.*, 1997).

2.3.1.5 Estancia Glencross (EGA)

Corresponde a un área conformada por cinco cerros aislados, aproximadamente a 52°S de latitud, al este del margen de la cordillera andina. Conformado de basaltos y andesitas basálticas subalcalinos, este volcanismo fue dividido en dos grupos por D'Orazio *et al.* (2001). A pesar de que todas las rocas de esta zona muestran una composición tipo OIB, el primer grupo es más primitivo y enriquecido en elementos altamente

incompatibles (Nb, Ta, Sr, Ba y tierras raras livianas), mientras que el segundo grupo muestra una anomalía negativa de Ba. Las edades publicadas para estas lavas de post-plateau van entre 8 y 8,5 Ma (Meglioli, 1992; D'Orazio *et al.*, 2001).

2.3.1.6 Basaltos de Murta (MBA)

En las riberas del río Murta, aproximadamente a 70 km al noroeste de la Meseta Chile Chico, se disponen estas rocas volcánicas que ocurren en forma de flujos lávicos y como lavas de almohadillas subglaciares o sublacustres. Edades de K-Ar apuntan al emplazamiento de estos basaltos transicionales de post-plateau a los 0,9-0,85 Ma, con solo una edad más joven (<0,5 Ma; Guivel *et al.*, 2006).

2.3.1.7 Campo Volcánico Pali-Aike (PAVF)

Este centro volcánico se ubica aproximadamente 150 km al este de la Estancia Glencross, en la frontera argentina-chilena y cubre un área aproximada de 4500 km². Las lavas de Pali Aike son principalmente basaltos y basanitas de post-plateau y han sido divididas en tres unidades. La primera de ellas corresponde a una secuencia basal de flujos tabulares de lava, que subyacen a la segunda compuesta por más de 450 centros volcánicos monogenéticos y menores flujos de lava; y finalmente, la unidad más superficial de conos de escoria y flujos de lava bien preservados (D'Orazio *et al.*, 2000) Cerca de 30 dataciones K-Ar (principalmente en roca total) le asignan un intervalo de actividad volcánica desde los 3,78 a los 0,17 Ma (Mercer, 1976; Linares and González, 1990; Meglioli, 1992; Singer *et al.*, 1997; Corbella, 1999)

2.3.1.8 Campo Volcánico Camasú-Aike (CAVF)

Se ubica en territorio Argentino, aproximadamente a los 50°25'S y 71°10'W y está compuesto por una secuencia de flujos lávicos emanados desde conos de escoria y fisuras eruptivas, ocupando una superficie cercana a los 200 km². Este volcanismo de post-plateau fue dividido en dos grupos: el primero corresponde a basaltos y traquibasaltos de 2,9 Ma, mientras que el segundo, mucho menos abundante, corresponde a andesitas basálticas datadas en 2,5 Ma (Ar-Ar calentamiento por pasos; D'Orazio *et al.*, 2005).

2.3.1.9 Meseta de las Vizcachas (MDLV), Meseta del Viento (MV) y Acantilado del Cóndor (CC)

Estas localidades se ubican entre 49°S y 51°S, al sur de la Meseta de la Muerte y están conformadas de flujos lávicos e intrusivos subvolcánicos. Si bien, no existen geoquímicos publicados para todas estas mesetas, las rocas de la MDLV son principalmente basaltos subalcalinos, con solo una muestra que clasifica como traquibasalto alcalino (Muñoz, 2010), mientras que la única muestra de MV es un basalto alcalino (Gorring *et al.*, 1997, en D'Orazio *et al.*, 2004). Las primeras dataciones K-Ar publicadas le asignaban a estas mesetas una edad Plio-Pleistocena (MDLV: $2,06 \pm 0,03$ a $1,03 \pm 0,05$ Ma; MV: $4,5$ a $3,46 \pm 0,22$ Ma; y CC: $2,79 \pm 0,15$ y $2,66 \pm 0,06$ Ma; Fleck *et al.*, 1972; Mercer, 1976). Posteriormente, en base a la datación radiométrica de una muestra de CC y los trabajos previos, Gorring *et al.* (1997) también le asignan una edad Plio-Pleistocena a estas mesetas ($3,52 \pm 0,15$ y $3,56 \pm 0,21$ Ma). No obstante, posteriores estudios entregaron edades del Mioceno Medio para la MDLV (edades Ar-Ar: $15,42$ y $15,41$ Ma, Mejía *et al.* (2004); y $15,23$ Ma, Cobos *et al.* (2006) en Nullo *et al.* (2006)). Por tanto, las rocas de la MV y CC corresponden a la secuencia de post-plateau, mientras que las de MDLV podrían registrar ambos periodos.

2.3.2 Rocas Intrusivas

La mayor parte de los estudios sobre los basaltos de plateau (*e.g.* Gorring *et al.*, 1997; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006) han asociado la génesis de estas lavas a la apertura de ventanas astenosféricas como consecuencia directa de la subducción de la Dorsal de Chile. Sin embargo, en estos trabajos no se ha inquirido la posible relación petrogenética que los diferentes intrusivos miocenos de la Patagonia podrían tener con dichas lavas. Ramírez de Arellano *et al.* (2012b) han planteado que estos intrusivos y los basaltos de plateau podrían representar, en conjunto, una transición del magmatismo debido a la menor influencia del slab en la generación de estas rocas, a pesar de que dicha relación no ha sido completamente explorada. Por tanto, indagar en la posible relación geoquímica y geográfica entre las lavas y los intrusivos miocenos, puede ser fundamental en la comprensión de la evolución neógena en la zona de estudio.

Desde los 40°S hasta 56°S, ocupando una porción sustancial de la Cordillera Patagónica, se localiza un cinturón continuo de rocas intrusivas calco-alcalinas denominado Batolito Patagónico, cuyo ancho varía entre 60 km y 150 km (Figura 6; Pankhurst y Hervé, 1994). El batolito, generalmente ha sido dividido en tres zonas: el Batolito Nor Patagónico (BNP) al norte de los 47°S (aproximadamente la latitud del punto triple), el Batolito Sur Patagónico (BSP), entre los 47°S y 53°S, y el Batolito Fueguino, hasta el

extremo sur del continente. Diversas dataciones radiométricas (Halpern, 1973; Weaver *et al.*, 1990, Bruce *et al.*, 1991; Hervé *et al.*, 1984; Hervé *et al.*, 2004; Pankhurst *et al.*, 1999; Suárez y De la Cruz, 2001, Hervé *et al.*, 2007) han permitido concluir que la actividad magmática ha ocurrido episódicamente, al menos, desde el Jurásico Superior hasta el Neógeno. En particular, para el BSP, se distinguen en el Cenozoico dos etapas: en el Paleógeno (67-40 Ma) y, después de un periodo de inactividad, el magmatismo se reactiva entre los 25 y 18 Ma. Posteriormente, solo se registra el emplazamiento de dos cuerpos plutónicos a los 16,4 y 4,9 Ma (*ca.* 47°S y 50°S, respectivamente). Este plutonismo ha sido interpretado como el arco magmático neógeno y está representado principalmente por el emplazamiento de tonalitas y granodioritas calco-alcaldas de hornblenda-biotita (Bruce *et al.*, 1991; Hervé *et al.*, 2007).

Entre Batolito Patagónico y las LNPP se emplaza un grupo de intrusiones aisladas de edad principalmente miocena (Figura 6). Estos centros plutónicos son de composición alcalina a calco-alcaldina y parecen estar alineados en dirección N-S, aproximadamente paralelos a la fosa actual. Este grupo de intrusivos está conformado por el Plutón Cerro Negro del Ghío, el Granito San Lorenzo, los pórfidos andesíticos de Cerro Moyano y Cerro Elefante y los complejos plutónicos Paso Las Llaves, Chaltén (Fitz Roy), Torres del Paine y Monte Balmaceda. Además, estas unidades intrusivas se habrían emplazado con anterioridad al arribo de la Dorsal de Chile a sus respectivas ubicaciones (17-6 Ma; Ramírez de Arellano *et al.*, 2012; Suárez y De la Cruz, 2001).

En el valle del río Ghío, aflora el Plutón Cerro Negro del Ghío (~47°S), que consiste principalmente en pórfidos dioríticos cuarcíferos, con escasos enclaves máficos. El carácter geoquímico de este cuerpo ígneo se encuentra en el límite entre alcalino y calco-alcaldino (Sánchez, 2011). Dataciones K-Ar entregan edades de 15,8±0,6, 15,8±0,7 y 18,1±1,2 Ma (en hornblenda, roca total y roca total respectivamente; Ramos, 2002), mientras que por el método U-Pb SHRIMP en circones se reportan edades de 14,88±0,16 y 14,8±0,22 Ma (Sánchez, 2011).

El Complejo Plutónico Paso Las Llaves se encuentra a 20 km al oeste de la Meseta Chile Chico, presentando una variedad litológica que va desde granodioritas a gabros, además de pegmatitas graníticas con cavidades miarolíticas. Las rocas más básicas de este complejo son alcalinas, mientras que las más ácidas resultan ser sub-alcaldas (Vargas y Hervé, 1995; Sánchez, 2011). Diversas dataciones radiométricas de K-Ar, Ar-Ar y Rb-Sr han entregado edades que van entre los 10,3±0,4 y 9,6±0,5 Ma (Petford y Turner, 1996; Pankhurst *et al.*, 1999; Suárez y De la Cruz, 2001; De la Cruz

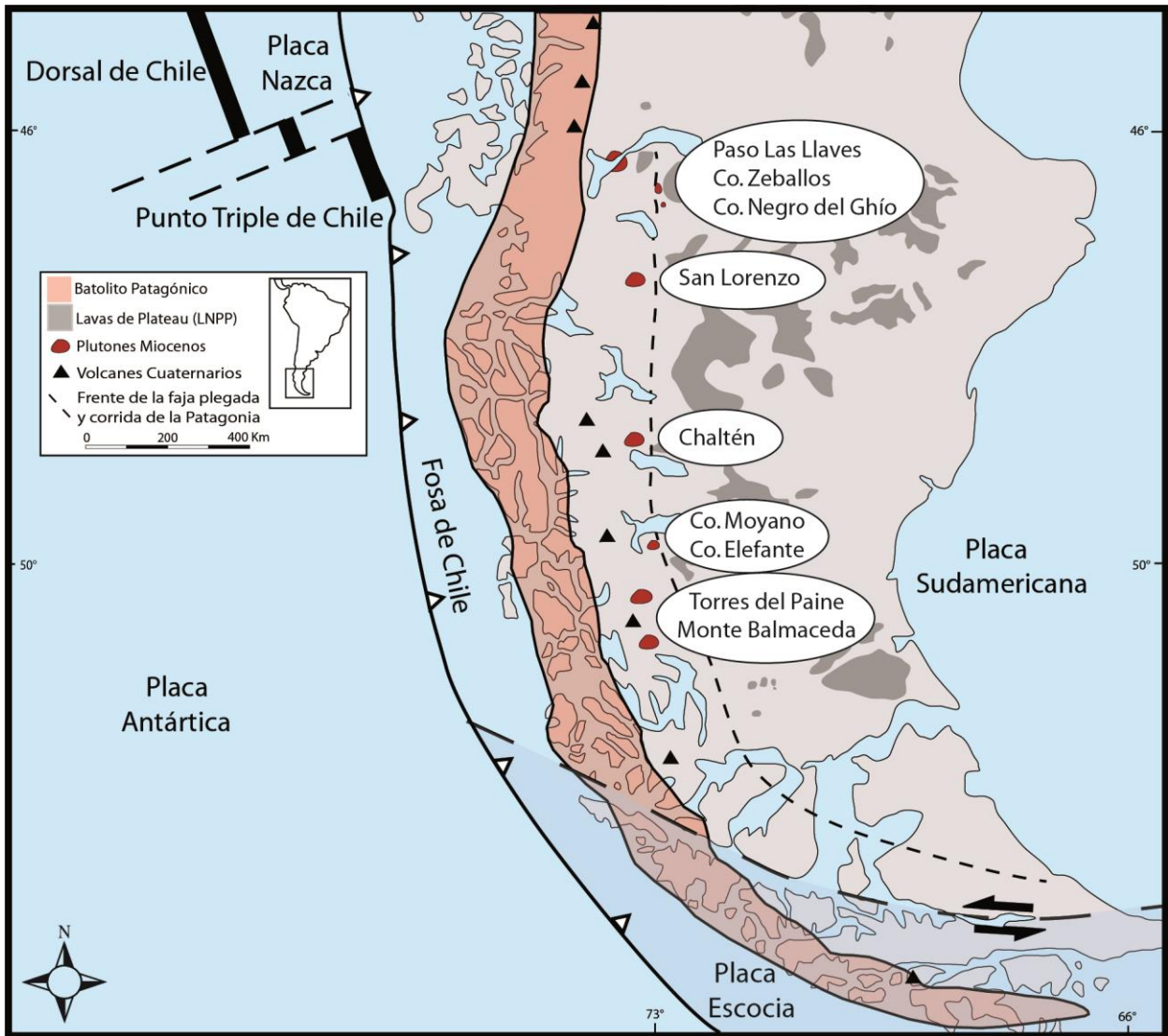


Figura 6. Ubicación de los intrusivos miocenos de la Patagonia. Nótese la alineación norte-sur de estos cuerpos y su posición entre el Batolito Patagónico y las Lavas Neógenas de Plateau. Figura modificada de Ramírez de Arellano *et al.* (2012).

y Suárez, 2006; De la Cruz y Suárez, 2008). Sin embargo, Sánchez (2011) obtuvo edades U-Pb en circones ligeramente más jóvenes, de $9,11 \pm 0,11$ Ma en una tonalita y $8,4 \pm 0,15$ Ma en un granito.

El Granito San Lorenzo ($\sim 47^{\circ}30'S$) corresponde principalmente a un sienogranito de biotita con facies de monzonita, además de esporádicas cavidades miarolíticas. El carácter geoquímico de este plutón es transicional entre alcalino y calco-alcalino (Sánchez, 2011). Edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas han entregado resultados entre 6,6 y 6,2 Ma, con errores no mayores a 0,5 Ma (Welkner 1999; Welkner 2000; Suárez y De la Cruz, 2001).

Más al sur, a los 49°15'S, se emplaza el Complejo Plutónico Chaltén, el cual presenta una variedad composicional que va desde rocas ultramáficas a graníticas. A diferencia del resto de los intrusivos miocenos, la signatura de este complejo es calco-alkalina de medio-K (Ramírez de Arellano, 2011). Geocronología de U-Pb en circones ha entregado edades entre los 16,99±0,05 y 16,37±0,02 Ma (Ramírez de Arellano *et al.*, 2012).

Cerca de los 50°S, se encuentran los pórfidos andesíticos de Cerro Moyano y Cerro Elefante, los cuales son de carácter calco-alkalino (Ramos *et al.*, 2004). Para estos cuerpos solo se dispone de una edad K-Ar en roca total de 16±1 Ma (Linares y González, 1990).

Aproximadamente a 51°S aflora el Complejo Intrusivo Torres del Paine, el cual corresponde a un cuerpo ígneo bimodal que abarca un rango de composiciones variables entre la serie calco-alkalina y shoshonítica, pasando por calco-alkalina de alto-K (Leuthold *et al.*, 2013). Dataciones de U-Pb TIMS han acotado la edad del magmatismo entre 12,59±0,02 y 12,43±0,02 Ma (Michel *et al.*, 2008; Leuthold *et al.*, 2012). En torno al Complejo Intrusivo Torres del Paine se emplaza la unidad Gabros Externos del Paine. Esta unidad, al igual que el Complejo Plutónico Chaltén, es de carácter calco-alkalino y ha sido datada en 16,8±0,3 Ma (Fosdick *et al.*, 2011).

El Complejo Ígneo Monte Balmaceda se encuentra entre 51°20'S y 51°30'S y está constituido por una serie de afloramientos de carácter bimodal. Este complejo presenta una signatura geoquímica alcalina y ha sido datado en 15,46±0,23 Ma (U-Pb SHRIMP en circones; Sánchez, 2011).

Además del magmatismo ya mencionado, entre 47°55'S y 49°30'S se emplazan durante el Mioceno las adakitas patagónicas de Cerro Pampa, Puesto Nuevo y Chaltén. Corresponden a cuerpos sub-volcánicos con altas razones de Sr/Y y La/Yb, que presentan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que van entre 14 y 11 Ma, y han sido interpretadas como producto de la fusión de la corteza oceánica joven y caliente (Kay *et al.*, 1993; Ramos *et al.*, 2004). Posteriormente, en el Plioceno, se emplaza el Plutón Las Nieves (46°40'S) que corresponde a una monzonita cuarcífera datada en 3,2±0,4 Ma (Morata *et al.*, 2002).

3 PETROGRAFÍA

Las secciones transparentes estudiadas en esta memoria pertenecen a los flujos de lava y cuellos volcánicos de los Basaltos Superiores de la Meseta Chile Chico. Estas rocas han sido asignadas previamente a la secuencia de main-plateau y fueron descritas en primera instancia por Espinoza *et al.* (2005). En el presente trabajo se han analizado 13 muestras, de las cuales 10 han sido clasificadas como basaltos de olivino, mientras que 3 de ellas corresponden a basaltos de piroxeno, en general con textura porfírica holocristalina a hipocristalina.

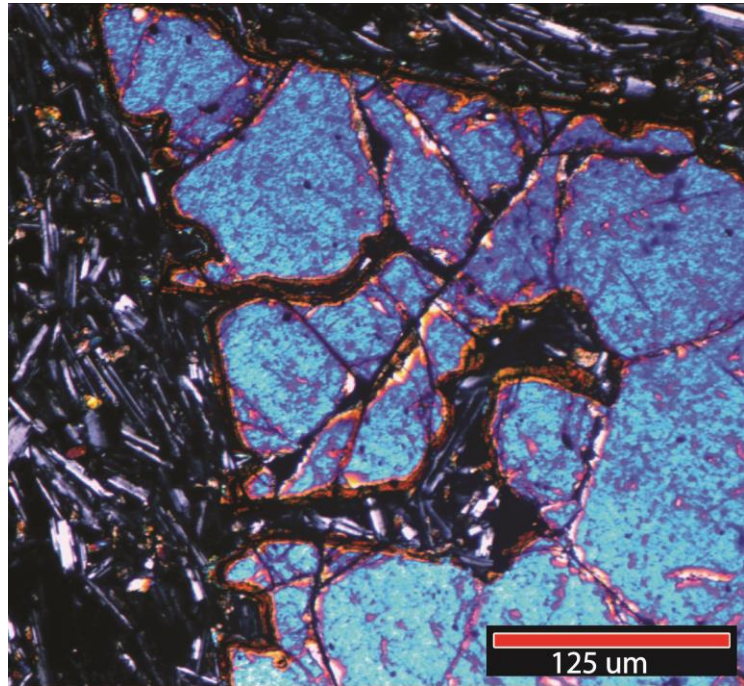


Figura 7. Microfotografía bajo luz polarizada analizada de un olivino con textura de reabsorción.

Los basaltos de olivino son hipidiomórficos a alotromórficos y en general se encuentran frescos. Los fenocristales de olivino (55-95%) se presentan euhedrales a subhedrales y en general muestran textura de reabsorción. En algunos casos presentan inclusiones de opacos y suelen estar alterados en bordes y fracturas a iddingsita (o clorita en menor medida), aunque en algunos casos aparecen completamente reemplazados. Si bien, el segundo fenocristal más abundante es el clinopiroxeno (<35%), en algunos cortes éste puede no presentarse.

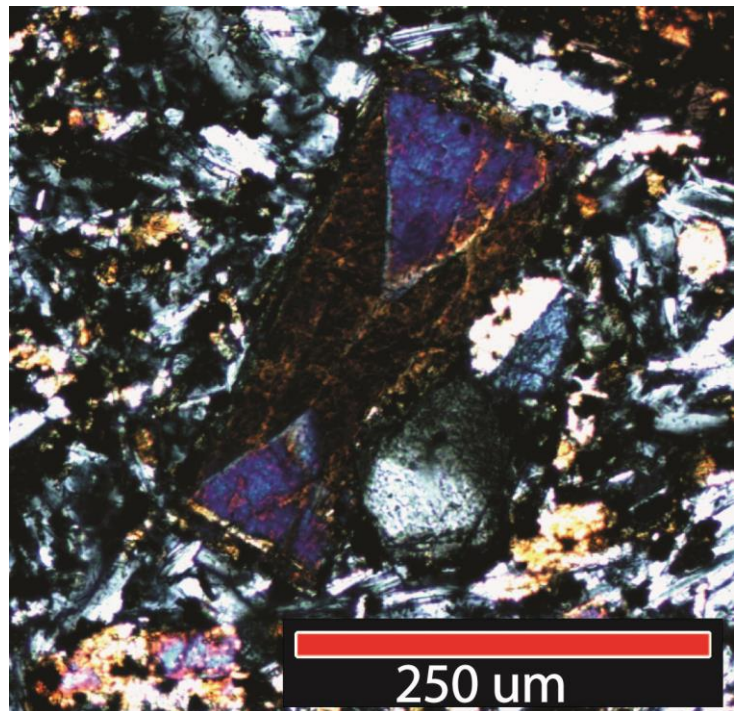


Figura 8. Microfotografía bajo luz polarizada analizada de un clinopiroxeno con macla reloj de arena.

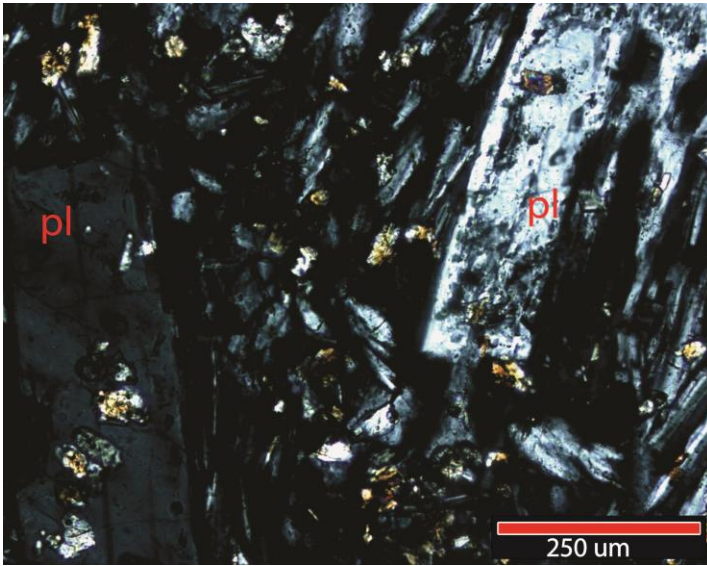


Figura 9. Microfotografía bajo luz polarizada analizada de fenocristales de plagioclasa con inclusiones de clinopiroxeno.

ortopiroxeno, en cantidades no mayores a 5%. Estos minerales se presentan anhedrales a subhedrales, fracturados y, en algunos casos, con coronas de clinopiroxeno. Además, es posible encontrar flogopita como mineral primario accesorio en dos de las muestras. En la mayor parte de estas rocas la masa fundamental (40-70%) presenta una textura intergranular, aunque en algunas se observa una textura traquítica. Los minerales que la conforman son mayoritariamente microlitos de plagioclasa, prismas y granos de piroxeno, y cantidades menores de olivino y opacos (probablemente óxidos de Fe-Ti).

Por otra parte, los basaltos de piroxeno son menos abundantes. Dos de las tres muestras estudiadas, presentan fenocristales de clinopiroxeno (85%) y de olivino, plagioclasa y ortopiroxeno en cantidades similares. Los clinopiroxenos se encuentran euhedrales a subhedrales, suelen mostrar maclas reloj de arena o de dos individuos y algunos se muestran zonados. Los olivinos, anhedrales, pueden estar leve a completamente alterados a iddingsita, mientras que las plagioclasas y los ortopiroxenos se encuentran subhedrales e inalterados. La masa fundamental (70%) presenta una textura intergranular a traquítica, y está compuesta por microlitos de plagioclasa, pequeños prismas de piroxeno, granos de magnetita y olivino. En cambio, la tercera muestra presenta una mayor cantidad de fenocristales de plagioclasa (70%). Ellas se encuentran subhedrales y con inclusiones de minerales opacos. Los clinopiroxenos (20%) son de menor tamaño, subhedrales y se encuentran frescos. Los olivinos (10%) se encuentran fracturados y alterados a iddingsita en los bordes. La masa fundamental, cerca del 70% de la roca, posee una textura traquítica.

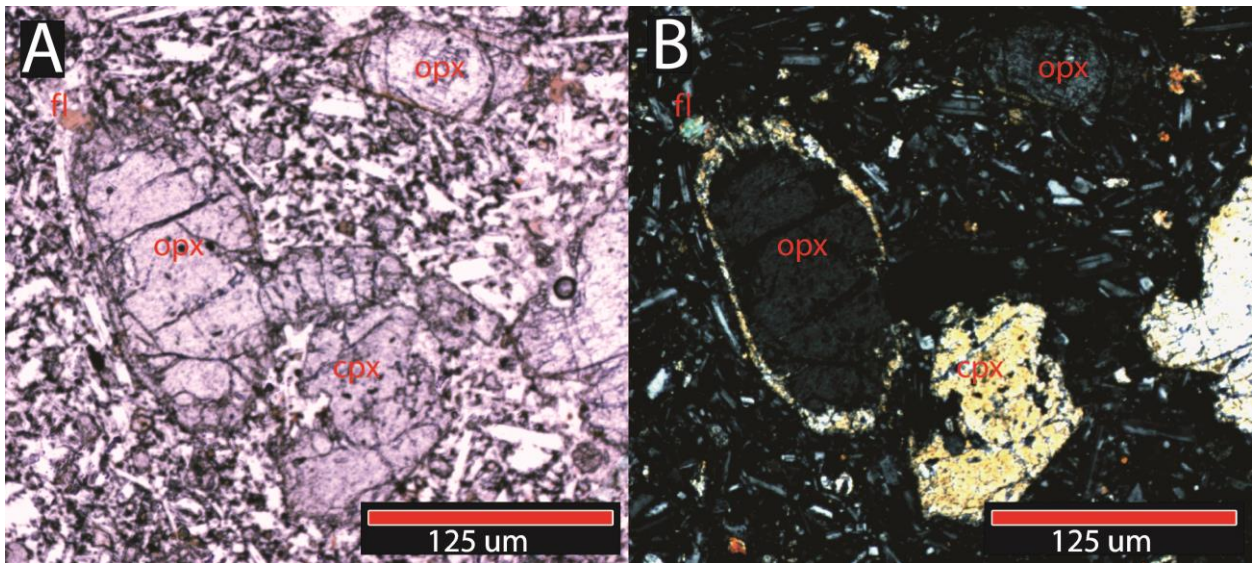


Figura 10. Microfotografías bajo (A) luz polarizada no analizada y (B) luz polarizada analizada de ortopiroxenos con corona de clinopiroxeno. Nótese además la presencia de flogpita.

En ambos grupos es posible encontrar xenocristales de cuarzo, o porciones menores de vidrio, rodeados de una corona de cristales aciculares de clinopiroxeno y cúmulos de plagioclasa y/o piroxeno.

La abundancia relativa de los fenocristales en este grupo de rocas, la presencia de textura de reabsorción en olivinos, la ausencia de inclusiones en clinopiroxenos y la presencia de inclusiones de clinopiroxeno en plagioclasas permiten sugerir una secuencia de cristalización en la cual el olivino y el piroxeno comenzarían a cristalizar con anterioridad a las plagioclasas.

4 GEOQUÍMICA

4.1 Lavas Neógenas de Plateau

Como se ha señalado anteriormente, estas lavas han sido agrupadas en dos periodos: (i) main-plateau y (ii) post-plateau. El primero de estos predata el arribo del Punto Triple de Chile, mientras que el magmatismo del segundo periodo estaría asociado a la apertura de ventanas astenosféricas generadas directamente por la subducción de la Dorsal de Chile.

4.1.1 Main-Plateau

De acuerdo a los trabajos previos (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Gorrington y Kay, 2001; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006), las rocas de este periodo pueden ser divididas en lavas "alcalinas", con características químicas similares a un OIB típico, y lavas "intermedias", con una leve a moderada impronta geoquímica relacionada a subducción. Por lo que, en lo sucesivo, las muestras de main-plateau serán tratadas bajo esta separación. Cabe destacar que para todas las mesetas existen lavas de ambos grupos, con la excepción de las rocas de la Región Noreste, las cuales son alcalinas.

Según el diagrama TAS (total alkalis vs. silica, Le Bas *et al.*, 1986; fig. 11A), el grupo de muestras alcalinas corresponden, principalmente, a basaltos, basanitas, y traquiandesitas basálticas. En general, estas muestras clasifican dentro del campo de los basaltos alcalinos según el límite de Irvine y Baragar (1971). Mientras que las muestras intermedias (Fig. 11B) se encuentran sobre este límite, entre los campos de lavas alcalinas y subalcalinas, y corresponden a basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas y, en menor medida, traquiandesitas basálticas.

En general, las lavas de main-plateau de ambos grupos presentan similares concentraciones de elementos mayores: los contenidos de SiO₂ varían de 41,03 a 53,88 wt.% para las lavas alcalinas, y de 45,38 a 55,38 wt.% para las intermedias; el número de Mg ($\#Mg = \text{molar } 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$, asumiendo una razón Fe^{3+}/Fe^{2+} de 0,1) varía de 36,34 a 71,71 para las lavas alcalinas, y de 41,65 a 67,68 para las intermedias. La diferencia más llamativa entre los dos grupos está en los contenidos TiO₂, donde se observa que las muestras intermedias se encuentran empobrecidas en este óxido con respecto a las alcalinas, con concentraciones menores a 2 wt.% (Figura 12). Además, destaca la diferencia en la concentración de P₂O₅, que resulta ser menor para las lavas intermedias (<0,68 wt.%), con respecto a las alcalinas (< 1,25 wt.%).

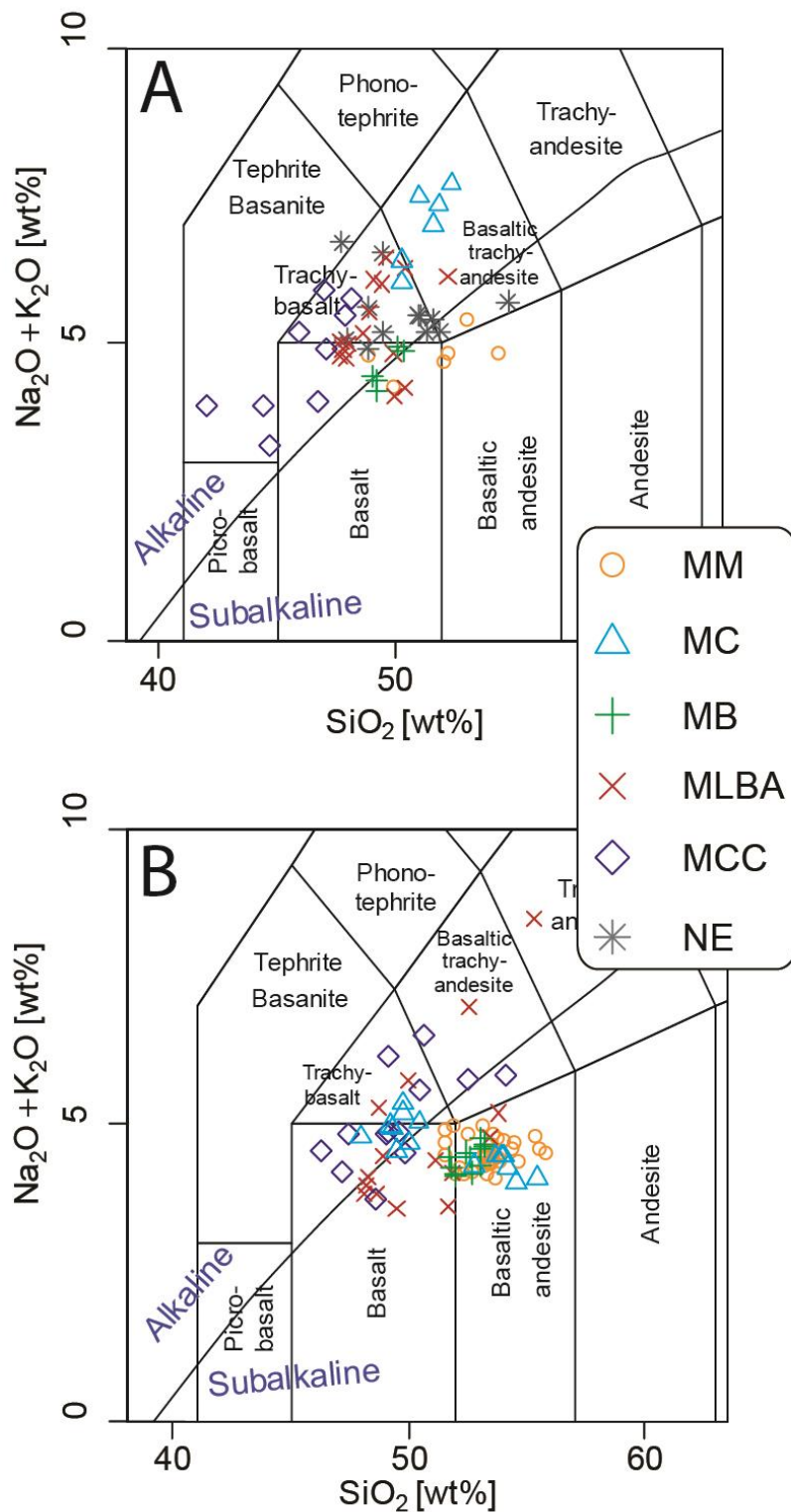


Figura 11. Diagramas de clasificación TAS (*total alkali vs. silica*, Le Bas *et al.*, 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (Irvine y Baragar, 1971) para las lavas de main-plateau. (A) Lavas alcalinas; (B) Lavas intermedias (ver texto). MM, Meseta de la Muerte; MC, Meseta Central; MB, Meseta Belgrano; MLBA, Meseta del Lago Buenos Aires; MCC, Meseta Chile Chico; NE, Región Noreste. Fuente de los datos: MM, MC, MB y NE, Gorrington *et al.* (1997) y Gorrington y Kay (2001); MLBA, Guivel *et al.* (2006) y Boutonnet *et al.* (2010); MCC, Espinoza *et al.* (2005).

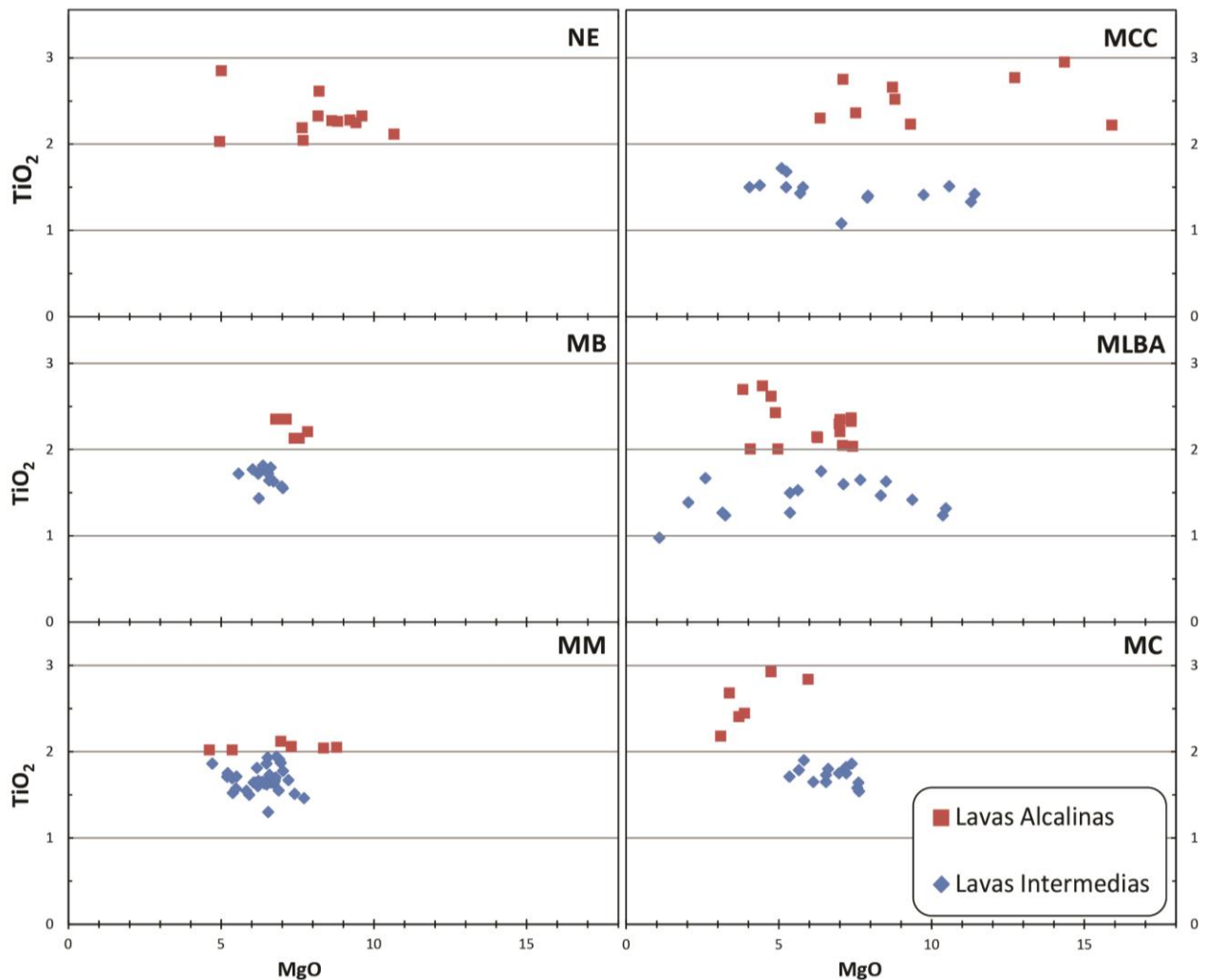


Figura 12. Diagramas de TiO_2 vs. MgO en porcentaje de peso (wt.%) para las lavas de main-plateau alcalinas e intermedias. Nótese la diferencia entre ambos grupos en las concentraciones de TiO_2 . Fuente de los datos en figura 11.

En las figuras 13 y 14 se muestran diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo para las lavas alcalinas e intermedias, respectivamente. Las lavas alcalinas presentan patrones suaves, sin mayores anomalías y similares al promedio de los basaltos de islas oceánicas ("OIB", Sun y McDonough, 1989). Las lavas intermedias presentan un patrón similar al patrón de sus equivalentes alcalinas, pero se encuentran relativamente empobrecidas en HFSE. En ambos grupos, se observa una anomalía positiva de Pb, mientras que las muestras intermedias presentan en general una anomalía negativa de Nb. Además, en las lavas intermedias de las MCC y MLBA se aprecian leves a marcadas anomalías negativas de Zr.

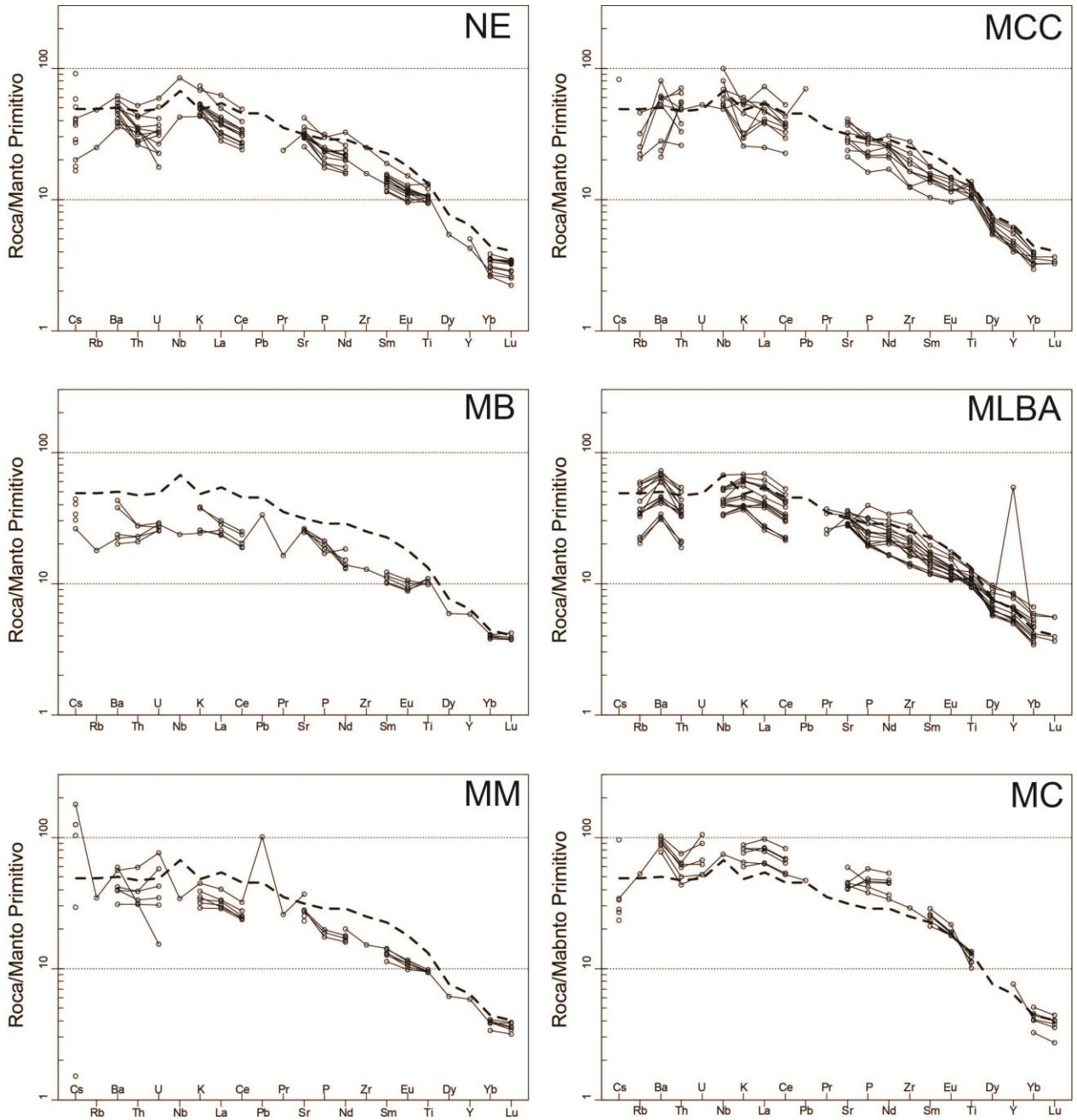


Figura 13. Diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo para las lavas alcalinas de main-plateau. Los valores de OIB típico (línea punteada negra) y los factores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989). Fuente de los datos en figura 11.

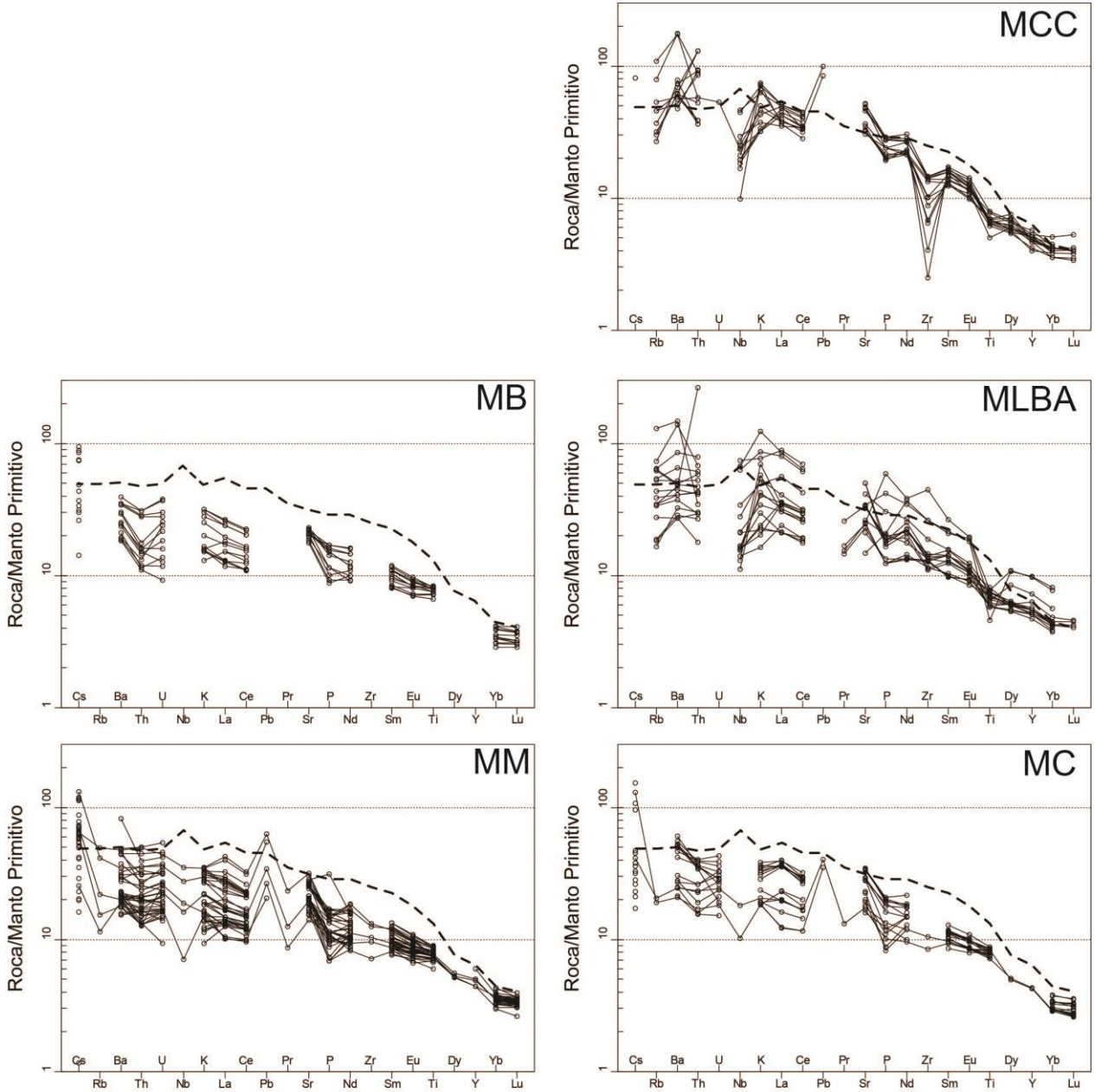
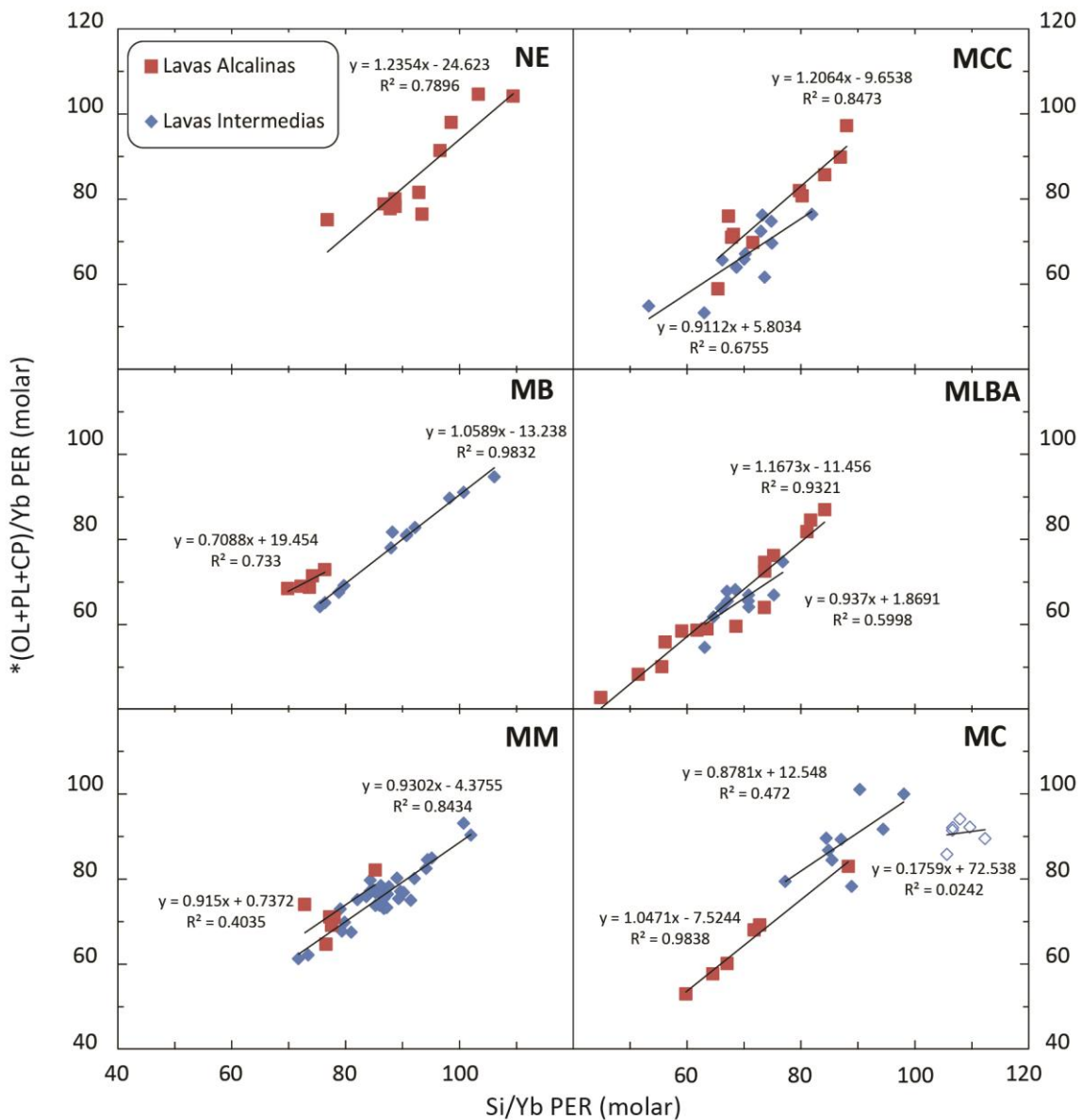


Figura 14. Diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo para las lavas intermedias de main-plateau. Los valores de OIB típico (línea punteada negra) y los factores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989). Fuente de los datos en figura 11.

En un diagrama PER como el de la figura 15 (con Si/Yb en la abscisa y $(Al/4+Fe/2+Mg/2+3Ca/2+11Na/4)/Yb$ en la ordenada), el fraccionamiento de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno (augita) de cualquier composición y en cualquier proporción causa que muestras relacionadas parentalmente grafiquen sobre una línea de pendiente unitaria (Stanley y Madeisky, 1994). La pendiente que exhiben las muestras de main-plateau en dichos diagramas, tanto alcalinas como intermedias, suelen encontrarse cerca de



$$*(OL+PL+CP) = (0,25 Al + 0,50 Fe + 0,50 Mg + 1,50 Ca + 2,75 Na)$$

Figura 15. Diagramas PER usando Yb como un elemento conservativo para las lavas de main-plateau alcalinas e intermedias. Los efectos del fraccionamiento de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno causan que las rocas se exhiban sobre una línea de pendiente unitaria. OL = olivino, PL = plagioclasa, CP = clinopiroxeno. Fuente de los datos en figura 11.

este valor. Si bien, la cantidad de datos y la dispersión de estos no son las óptimas para todas las mesetas (e.g. muestras alcalinas de MB), se aprecian también líneas de tendencia con pendiente cercana a la unidad y con coeficiente de determinación cercano a uno (e.g. muestras alcalinas de MC). Tanto las lavas alcalinas de MC, como las lavas intermedias de MB presentan una muy baja correlación, con la pendiente de la línea de tendencia muy lejos de la unidad. No obstante, el resto de las lavas presentan líneas de tendencia con pendientes más cercanas a uno (entre $1 \pm 0,05$ y $1 \pm 0,24$).

4.1.2 Post-plateau

En los diagramas TAS de la figura 16 se grafican las principales muestras de post-plateau. En general, estas rocas varían entre basanitas, basaltos y traquibasaltos, con menores cantidades de traqui-andesitas basálticas y andesitas basálticas. Todas las muestras de MLBA y PAVF son alcalinas, según el límite de Irvine y Baragar (1971), mientras que las muestras de EGA corresponden a basaltos sub-alcalinos (Fig. 16A). Aunque las lavas de MC, MM, CAVF y MBA son principalmente alcalinas, algunas de sus muestras grafican bajo dicho límite. Por otra parte, las rocas de NE son principalmente sub-alcalinas con algunas muestras alcalinas.

En general para las rocas de post-plateau, el contenido de SiO_2 oscila entre 43,20 y 55,24 wt.% , mientras que el #Mg varía entre 29,46 a 72,81. En particular Las lavas de MBA presentan la menor concentración de TiO_2 en este periodo, con valores entre 1,18 y 2.09 wt.%. Mientras que para el resto de las mesetas el contenido de este óxido fluctúa entre 1,42 y 4,21 wt.%, aunque los valores menores a 2 wt.% se concentran en los basaltos de MLBA, MC, MM y NE. Los contenidos de P_2O_5 son menores a 1,58 wt.%.

En el diagrama multi-elementos normalizado al manto primitivo de la figura 17A, se observa que los basaltos de PAVF, CAVF y EGA presentan patrones de elementos traza similares, enriquecidos en LILE y LREE con respecto a HREE. Estos patrones resultan semejantes a los de un OIB típico, a pesar de presentar una mayor variación en los contenidos de LILE y LREE. A diferencia del resto de las lavas de post-plateau, los basaltos de Murta están levemente enriquecidos en LILE y LREE, además de mostrar una anomalía negativa de Nb. Estos patrones geoquímicos resultan muy similares a los de algunas lavas del volcán Hudson (López-Escobar *et al.*, 1993) y a algunas de MORB enriquecido (E-MORB) del segmento 3 de la Dorsal de Chile (muestras no graficadas, Klein y Karsten, 1995; Guivel *et al.* 2006).

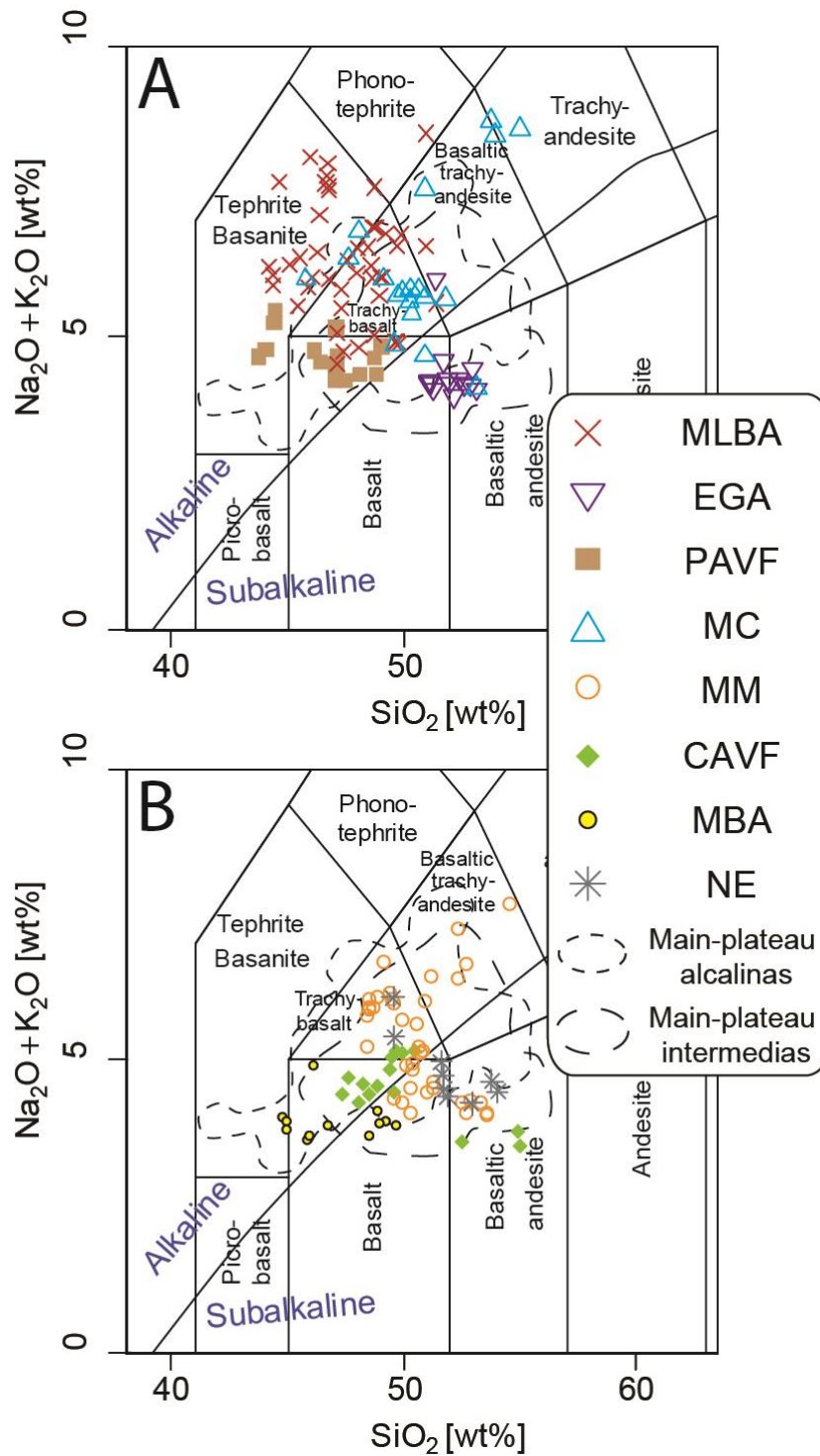


Figura 16. Diagramas de clasificación TAS (*total alkali vs. silica*, Le Bas *et al.*, 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (Irvine y Baragar, 1971) para las lavas de post-plateau. (A) Lavas de MLBA, Meseta del Lago Buenos Aires; EGA:, Estancia Glencross; PAVF, Campo Volcánico Pali Aike; y MC, Meseta Central; (B) Lavas de MM, Meseta de la Muerte; CAVF, Campo Volcánico Camasú Aike; MBA, Basaltos de Murta; y NE, Región Noreste. Fuente de los datos: MM, MC y NE, Gorrington *et al.* (1997) y Gorrington y Kay (2001); MLBA, Ton-That *et al.* (1999), Gorrington *et al.* (2003), Guivel *et al.* (2006) y Boutonnet *et al.* (2010); EGA, D’Orazio *et al.* (2001); PAVF, D’Orazio *et al.* (2000); CAVF, D’Orazio *et al.* (2005); MBA, Guivel *et al.* (2006).

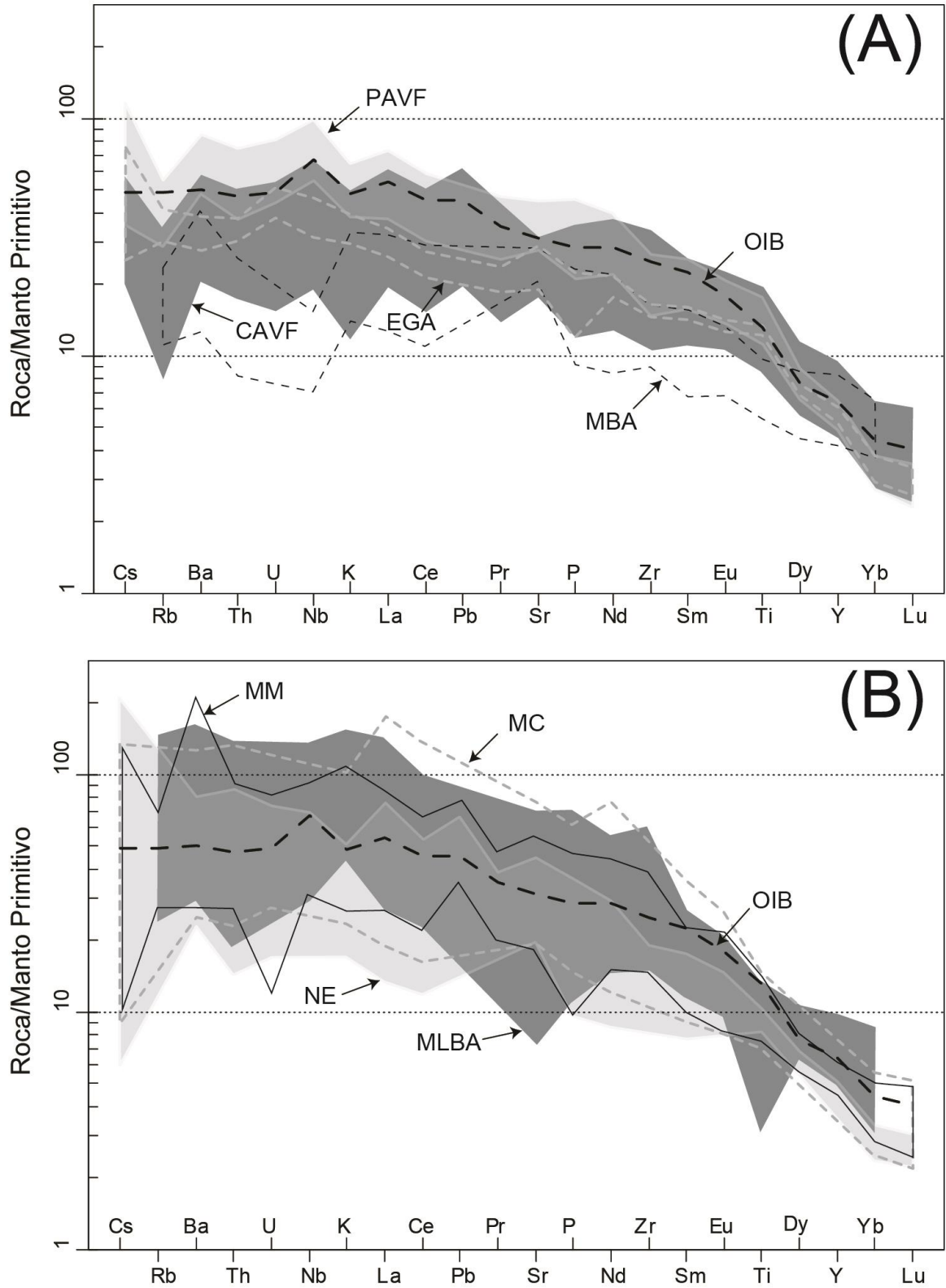


Figura 17. Diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo para las lavas de post-plateau. (A) PAVF, CAVF, EGA y MBA; (B) MM, MC, NE y MLBA. Los valores de OIB típico (línea punteada negra) y los factores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989). Fuente de los datos en figura 16.

Mientras que en el diagrama de la figura 17B se observa que los patrones de las lavas de MM, MC, NE y MLBA son similares a los de PAVF, CAVF y EGA, pero con una mayor variación en las concentraciones de LILE y LREE. Si bien no se distinguen mayores anomalías, algunas muestras de MM presentan altas razones $(Ba/U)_N$ (hasta 8,30) y solo las tres muestras más diferenciadas de MLBA presentan anomalías negativas de Sr y Ti.

4.2 Lavas e Intrusivos Miocenos

En la figura 18 se presenta el diagrama TAS para los intrusivos miocenos de la Patagonia y, en conjunto, las rocas volcánicas de este periodo que no se encuentran en mesetas (*i.e.* Secuencia Volcánica Zeballos). En dicho diagrama se aprecia que la mayor parte de las muestras clasifican como calco-alcalinas, con la notoria excepción de las rocas del Complejo Intrusivo Torres del Paine, que está en el límite de alcalinidad, y del Complejo Ígneo Monte Balmaceda, que también se encuentra sobre este límite, aunque es principalmente alcalino. Inclusive, se observa que las rocas de dichos complejos se traslapan con el campo de las lavas de main-plateau.

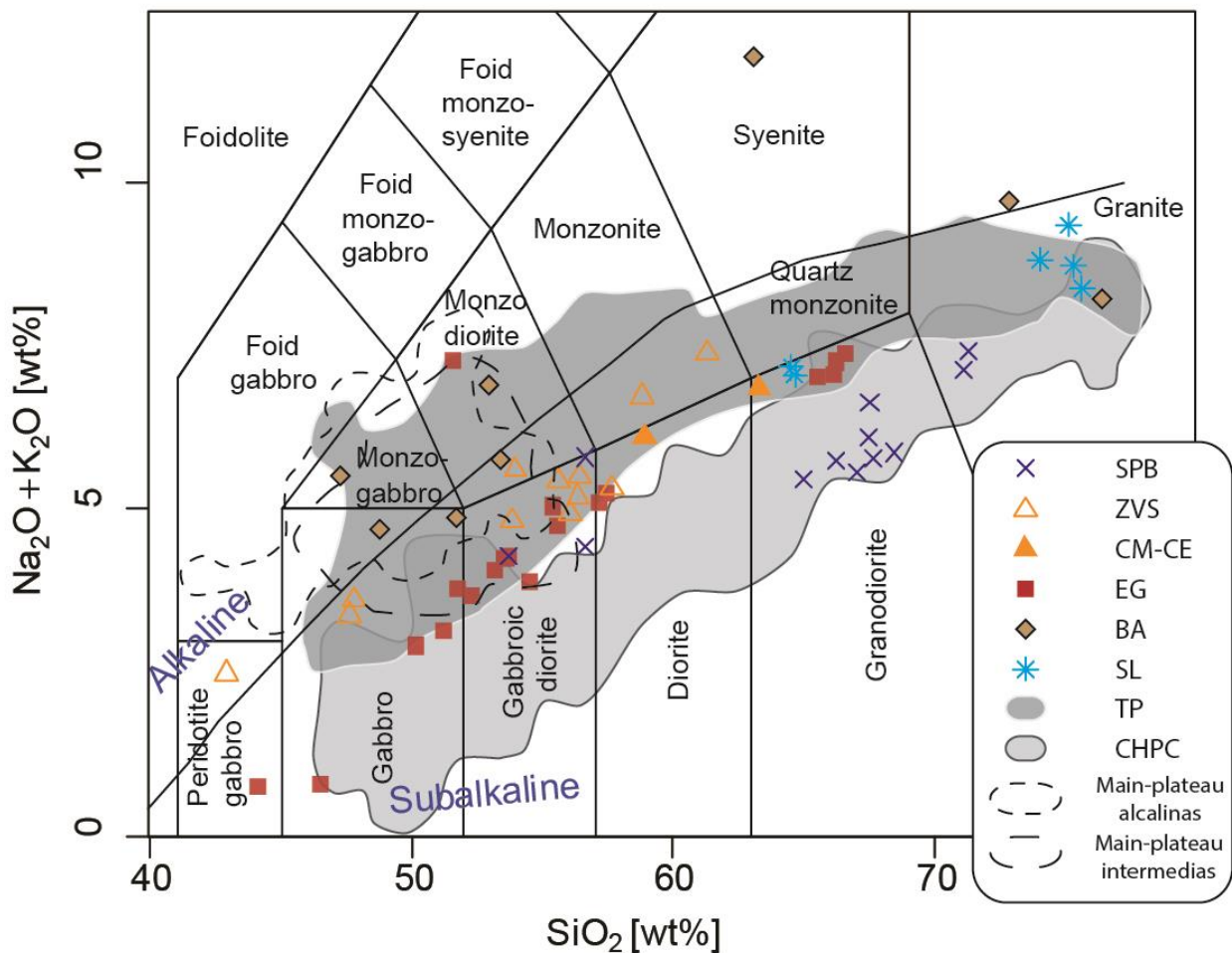


Figura 18. Diagramas de clasificación TAS (*total alkali vs. silica*, Le Bas *et al.*, 1986) y límite entre rocas alcalinas y sub-alcálinas (Irvine y Baragar, 1971) para los intrusivos miocenos. SPB, Batolito Sur Patagónico; ZVS, Secuencia Volcánica Zeballos; CM-CE, andesitas de Cerro Moyano y Cerro Elefante; EG, Gabros Externos del Paine; BA, Complejo Ígneo Monte Balmaceda; SL, Granito San Lorenzo; TP, Complejo Intrusivo Torres del Paine; CHPC, Complejo Plutónico Chaltén (Fitz-Roy). Además se muestran los campos de las lavas de main-plateau alcalinas e intermedias. Fuente de los datos: SPB, Hervé *et al.* (2007); ZVS, Boutonnet *et al.* (2010) y Espinoza *et al.* (2010); CM-CE, Ramos *et al.* (2004); EG, Michael (1991); BA y SL, Michael (1983); TP, Leuthold *et al.* (2013); CHPC, Michael (1983), Kosmal (1997) y Ramírez de Arellano (2011).

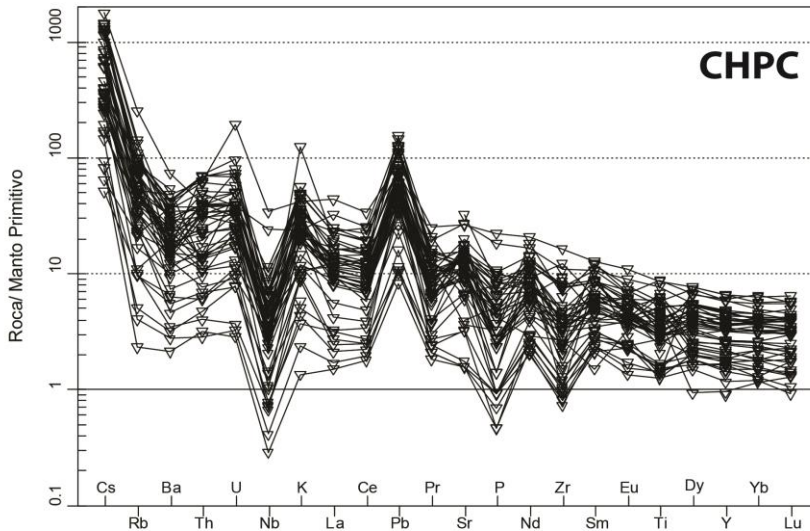
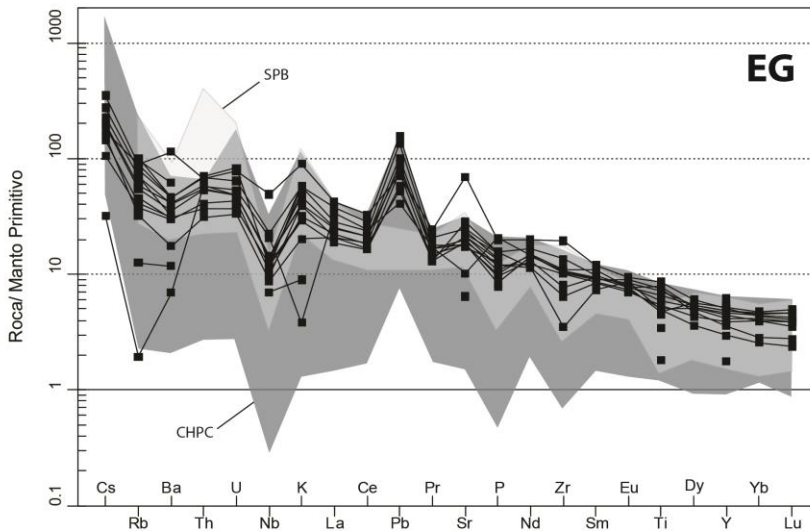


Figura 19. Diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo para el Complejo Plutónico Chaltén (CHPC) y los Gabros Externos del Paine (EG). Además, Se grafican las rocas miocenas del Batolito Sur Patagónico (SPB). Los factores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989). Fuente de los datos en figura 18.



Las rocas pertenecientes al Complejo Plutónico Chaltén, los Gabros Externos del Paine, la Secuencia Volcánica Zeballos y las andesitas de Cerro Moyano y Cerro Elefante resultan ser calco-alcalinas. Además de preceder la colisión entre la Fosa y la Dorsal de Chile, estas rocas se encuentran geográficamente entre el Batolito Patagónico y los basaltos de plateau. Debido a estas similitudes, este grupo de rocas será denominado en lo sucesivo como magmatismo de "pre-plateau".

En las figuras 19 y 20 se presentan los diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo de las muestras de pre-plateau. En general, se observan tendencias similares para las rocas de este periodo. Están empobrecidas en HFSE, variablemente enriquecidas en LILE y se observan marcadas anomalías negativas de Nb y positivas de Pb. En dichas figuras, también se grafican las muestras miocenas del Batolito Sur Patagónico (las

cuales no presentan análisis de Pb), cuyos patrones resultan ser similares a las muestras de pre-plateau.

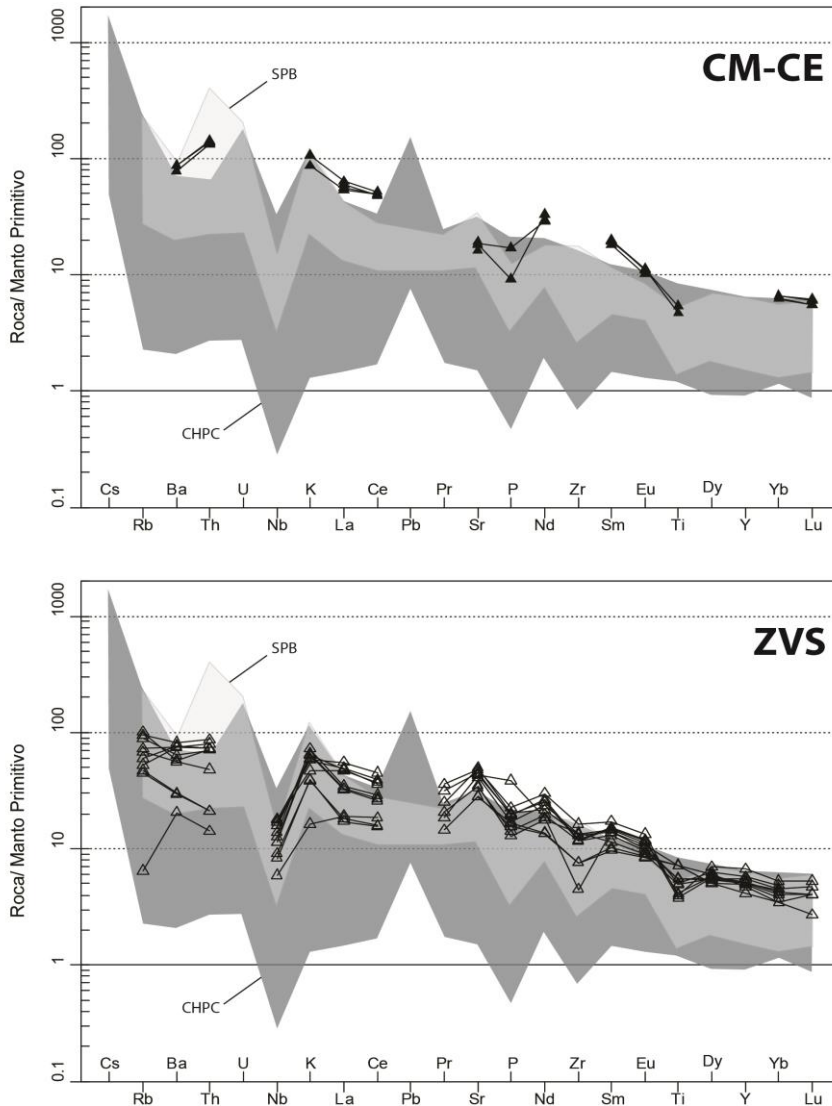


Figura 20. Diagramas multi-elementos normalizados al manto primitivo para las andesitas de Cerro Moyano y Cerro Elefante (CM-CE) y la Secuencia Volcánica Zeballos (ZVS). Se grafican las rocas miocenas del Batolito Sur Patagónico (SPB) para comparación. Los factores de normalización fueron tomados de Sun y McDonough (1989). Fuente de los datos en figura 18.

5 DISCUSIÓN

5.1 Tendencias Temporales en la Migración del Magmatismo

Si el emplazamiento de las lavas de main-plateau estuviera relacionado a la apertura consecutiva de ventanas astenosféricas debido a la subducción de la Dorsal de Chile, la edad de estos basaltos debería disminuir de sur a norte, reflejando el movimiento del Punto Triple de Chile. Las edades disponibles en la literatura para las lavas de plateau y para los intrusivos miocenos están graficadas versus su latitud en la figura 21. En las lavas de post-plateau se aprecia una disminución de sur a norte en su edad, las cuales podrían haber ascendido a través de esta ventana astenosférica. (Gorring *et al.*, 1997, 2003). En cambio, en las lavas de main-plateau no se observa dicha tendencia y este volcanismo prácticamente comenzó de forma simultánea entre 46°S y 49,5°S. Tampoco se observa tal tendencia en el magmatismo calco-alcalino de pre-plateau, el cual comienza cerca de los 18 Ma, entre ~47°S y 51°S, y se detiene al menos 3 Ma antes de la colisión entre la dorsal y la fosa a diferentes latitudes.

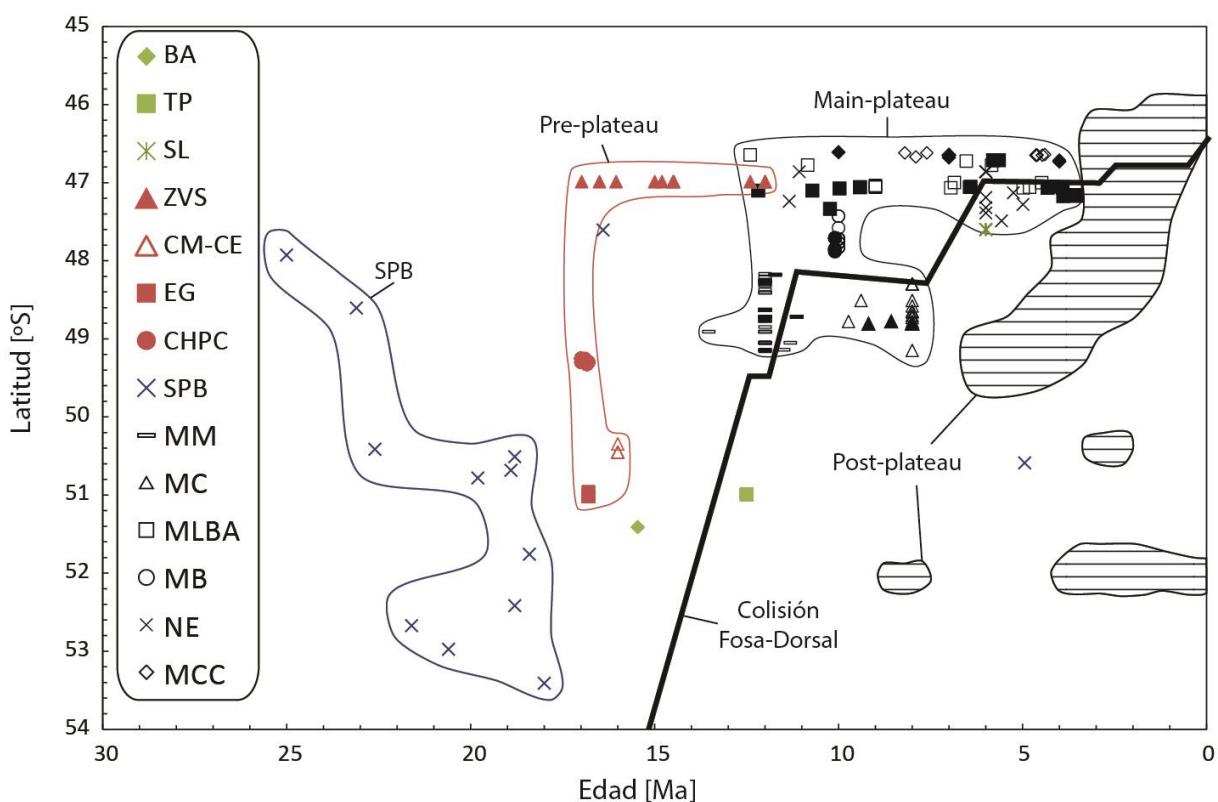


Figura 21. Latitud versus edad para los intrusivos miocenos y las lavas de plateau de la Patagonia (modificado de Ramírez de Arellano *et al.*, 2012). Las abreviaciones para los intrusivos es como en la figura 17, y para lavas de main-plateau alcalinas (símbolos rellenos) e intermedias (símbolos abiertos) como en la figura 11. El área achurada representa el campo de las rocas de post-plateau. La línea negra representa la edad de la colisión entre la Dorsal de Chile y la Fosa de Chile (Breitsprecher y Thorkelson, 2009). Las fuentes de los datos están referenciadas en el texto (ver 3.1 y 3.2).

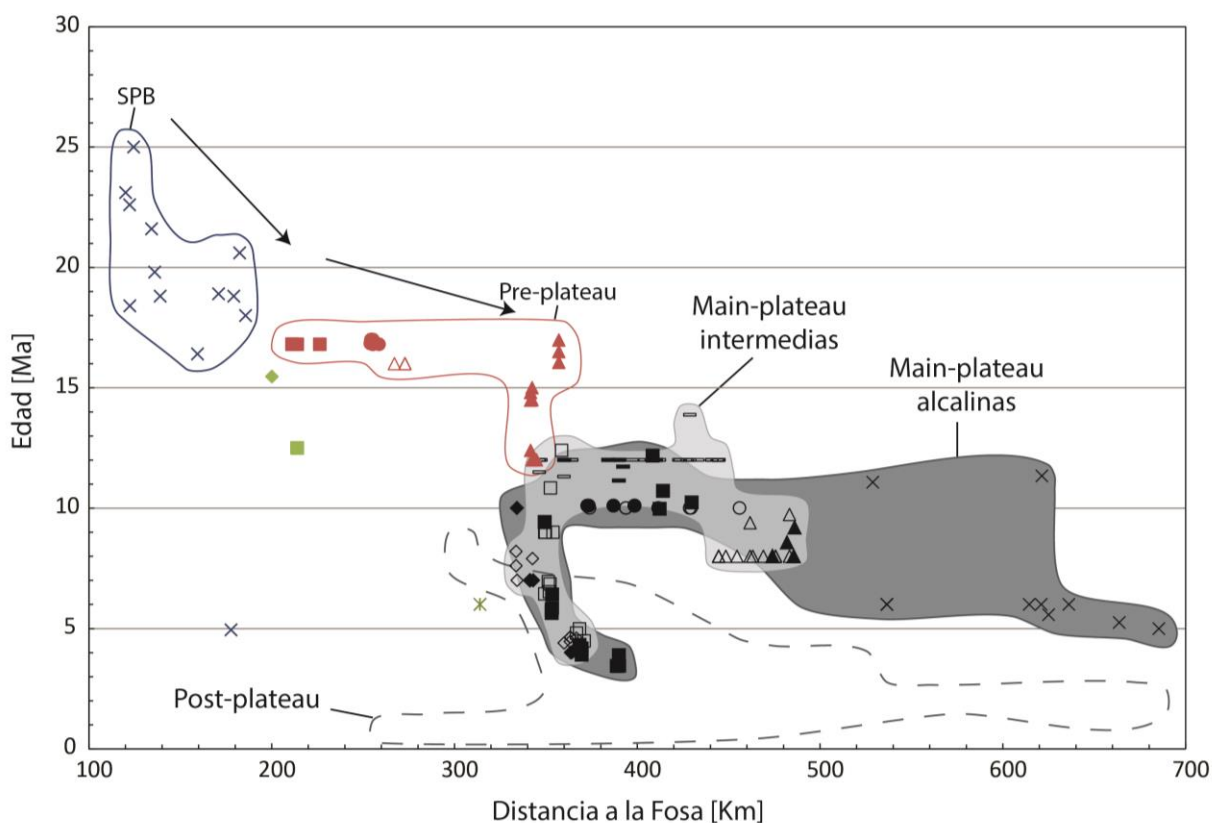


Figura 22. Edad versus distancia a la fosa para los intrusivos miocenos y las lavas de plateau de la Patagonia. La simbología y las abreviaciones son como en la figura 21. El área encerrada por una línea espaciada representa el campo de las rocas de post-plateau. Las fuentes de los datos están referenciadas en el texto (ver 3.1 y 3.2).

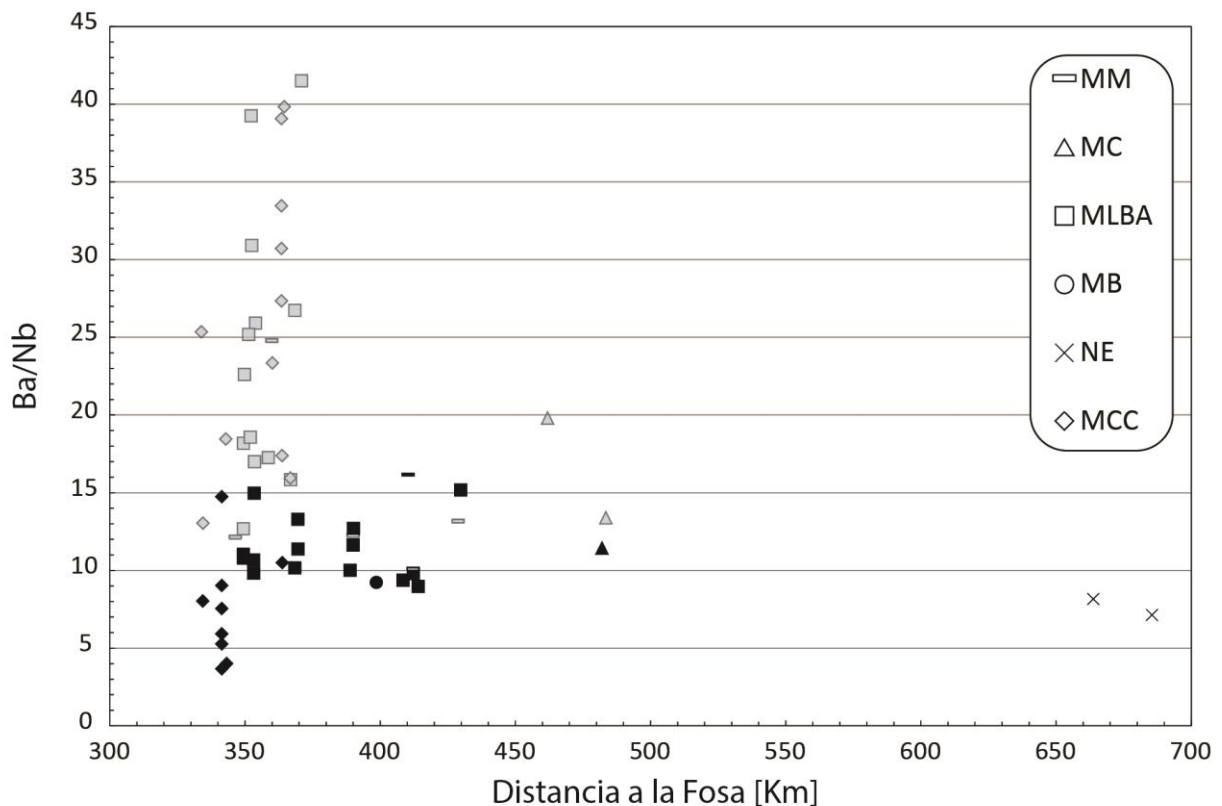
Por otra parte, en la figura 22 se grafican las edades disponibles tanto para los intrusivos como para las lavas de plateau contra su distancia a la fosa. La distancia a la fosa ha sido medida en relación a la fosa actual, la cual se encuentra hasta 70 Km al oeste del "backstop" del prisma de acreción, lugar donde se habría ubicado la fosa con anterioridad al paso del PTC hacia el norte (Maksymowicz *et al.*, 2012) En dicha figura se observa que gran parte de las lavas de main-plateau se ubican a la misma distancia de la fosa que las lavas de arco del Cerro Zeballos y, en general, para los diferentes periodos estudiados las edades disminuyen de oeste a este. Probablemente esta disminución refleja la transición del magmatismo calco-alcalino, representado por el Batolito Patagónico en el este, a un magmatismo de intraplaca en las lavas de post-plateau en el oeste (Ramírez de Arellano *et al.*, 2012b). En este sentido, examinar las relaciones (o diferencias) geoquímicas que estas rocas puedan tener con respecto a su distancia a la fosa puede ser importante para comprender si la signature intermedia de las lavas de plateau responde a una menor influencia del slab en la generación de fundido, debido a sus altas temperaturas y, además, si estas lavas responden a una migración o ensanchamiento del arco magmático durante el Mioceno.

5.2 Tendencias Químicas en el Magmatismo Neógeno

Los magmas de arco son fundidos de material mantélico mezclado con uno o más componentes. Estos componentes pueden ser corteza continental (e.g. Davidson *et al.*, 1987) y una mezcla de fluidos y sedimentos derivados del slab (e.g. Elliot *et al.*, 1997).

Existen modelos en los que se plantea que los componentes derivados del slab son los responsables de la fusión de la cuña mantélica bajo el arco. Dichos componentes provendrían de la deshidratación de la corteza oceánica y la fusión de los sedimentos subductados (Hermann y Rubatto, 2009). Estos sedimentos (continentales y/o pelágicos) son la fuente más importante de elementos incompatibles en las lavas de arco (Plank y Langmuir, 1998).

No obstante, las rocas volcánicas relacionadas a subducción muestran generalmente patrones caracterizados por el empobrecimiento de HFSE (e.g. Nb, Ti, Zr) relativo a LILE (e.g. Ba, Sr, Pb, K). El empobrecimiento de HFSE en estas lavas podría ser causado por la estabilización de harzburgitas de clorita con intercrecimientos de clinohumita-olivino en la cuña mantélica (Garrido *et al.*, 2005).



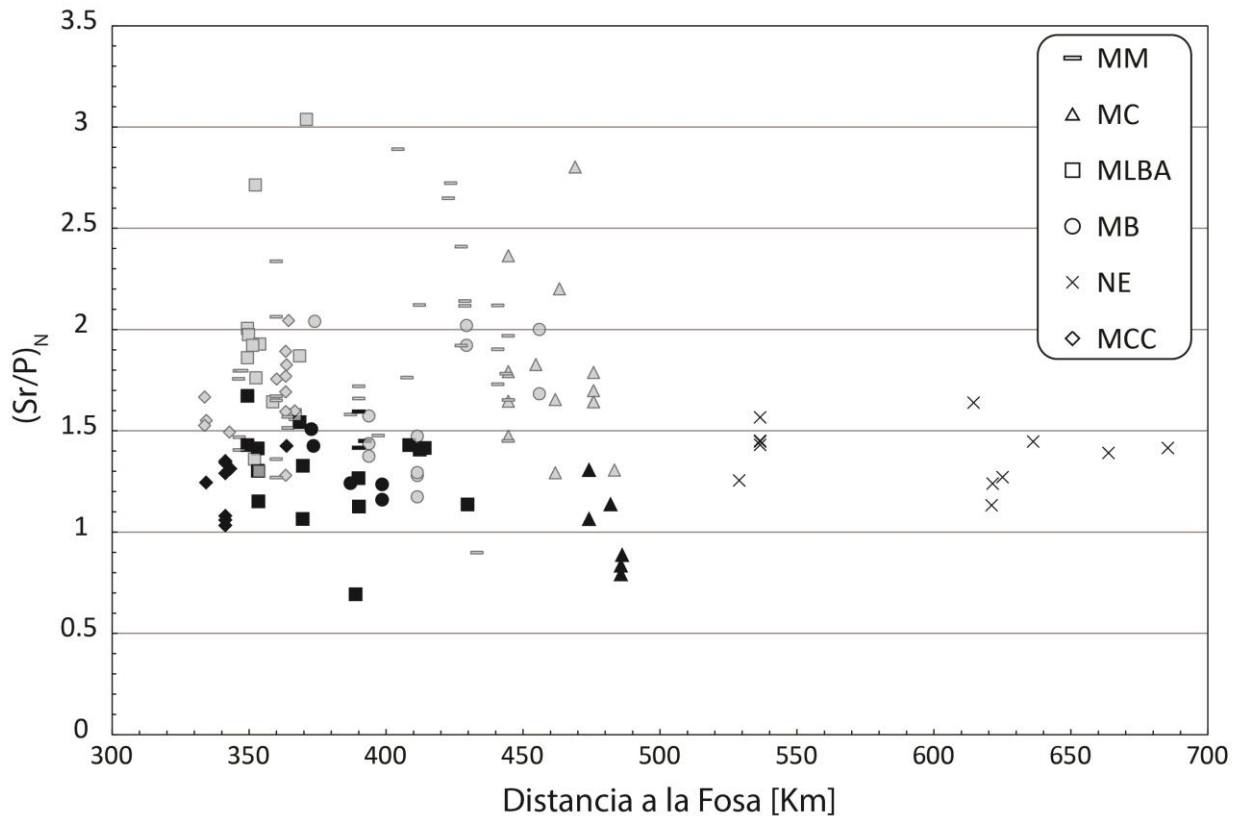


Figura 24. Gráfico de $(\text{Sr}/\text{P})_N$ versus distancia a la fosa de las lavas de main-plateau. Lavas alcalinas en símbolos negros, lavas intermedias en símbolos grises. Nótese la disminución de esta razón al alejarse el magmatismo de la fosa. Fuente de los datos en figura 11.

Las razones entre LILE y HFSE pueden ser utilizadas para estimar la influencia de los fundidos derivados del slab en la generación de magma. Altas razones Ba/Nb (>40) son típicas de magmas calco-alcalinos, mientras que bajas razones son típicas en magmas alcalinos de intraplaca. Por otra parte, Borg *et al.* (1997) utilizaron la razón $(\text{Sr}/\text{P})_N$ (que resulta ser análoga a la razón Sr/LREE) para describir la influencia del fluido derivado del slab en la generación de basaltos en el arco de Cascadia. Los valores más altos de esta razón aparecen en las lavas derivadas de fuentes con mayor influencia de fluido, que resultan ser calco-alcalinas. En cambio, cuando la corteza oceánica resulta ser más joven y caliente, el slab perdería parte de sus volátiles cerca de la fosa, aportando menos cantidad de fluido para la generación de magma, provocando menores tasas de fusión parcial y produciendo basaltos más alcalinos con menores valores para dicha razón (Green y Harry, 1999; Harry y Green 1999).

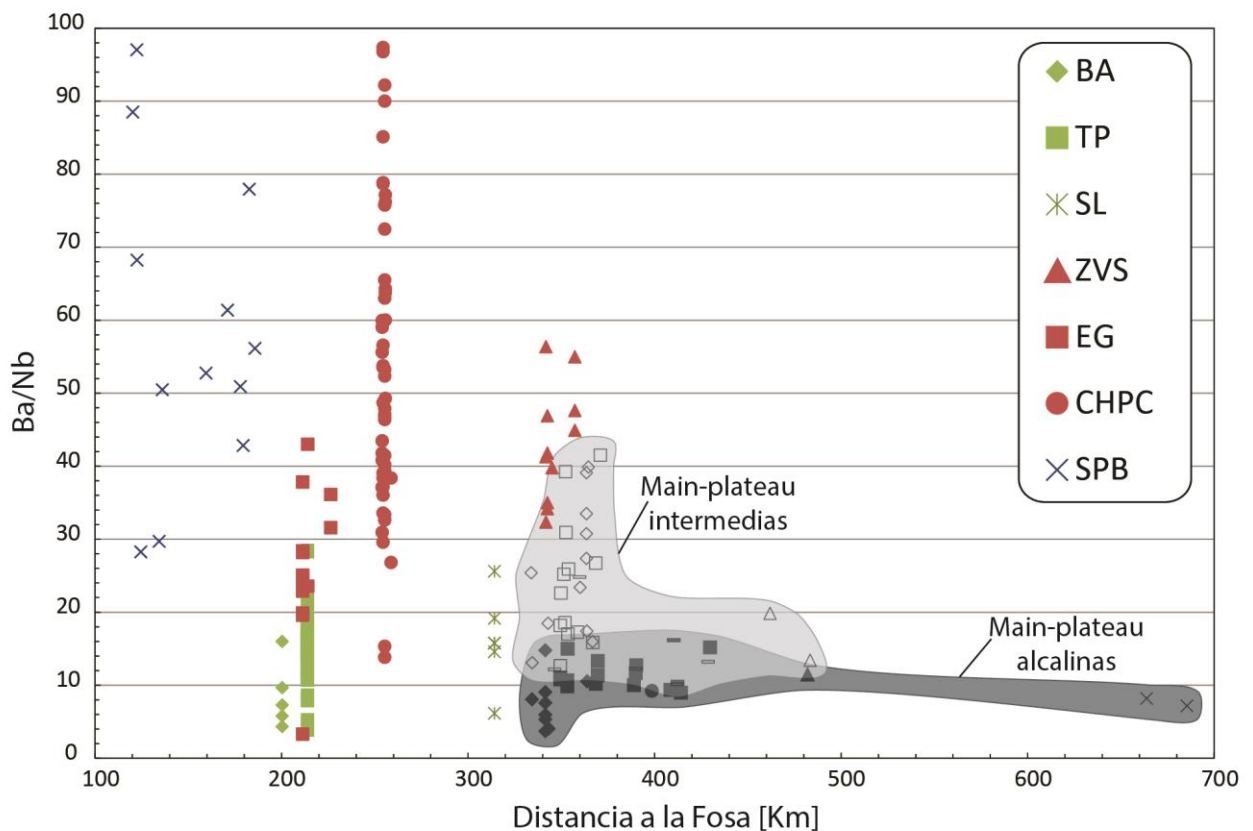


Figura 25. Gráfico de Ba/Nb versus distancia a la fosa del BSP, los intrusivos (con $\text{SiO}_2 < 57 \text{ wt.}\%$) y lavas del Mioceno, y las lavas de main-plateau. La fuente de los datos y las abreviaciones para los intrusivos es como en la figura 17, y para lavas de main-plateau alcalinas (símbolos rellenos) e intermedias (símbolos abiertos) como en la figura 11.

Por lo anterior, resulta interesante explorar si existe alguna relación entre estas razones geoquímicas y la ubicación con respecto a la Dorsal de Chile para cada muestra. En este caso, la distancia a la fosa resulta ser un parámetro útil, debido a que las muestras más jóvenes, que se habrían formado sobre una corteza oceánica más joven, se ubican progresivamente más lejos de la fosa. Si hay una disminución de la influencia del slab (*i.e.* aporte de fluido) en la fusión del manto, las muestras deberían presentar menores valores para estas razones geoquímicas, en respuesta a las menores edades (y mayores temperaturas) de la corteza oceánica bajo la zona de generación de magma.

En el periodo de main-plateau, las lavas intermedias presentan mayores valores para estas razones que las alcalinas. Los valores de Ba/Nb (Figura 23) van entre 10 y 40, y los de $(\text{Sr}/\text{P})_N$ (Figura 24) entre 1 y 3 para las lavas intermedias, mientras que las alcalinas no superan los 20 y 1,7 respectivamente. En el periodo de post-plateau, el magmatismo se vuelve más alcalino, con menores valores para las razones de Ba/Nb y $(\text{Sr}/\text{P})_N$ (~ 10 y < 2 respectivamente).

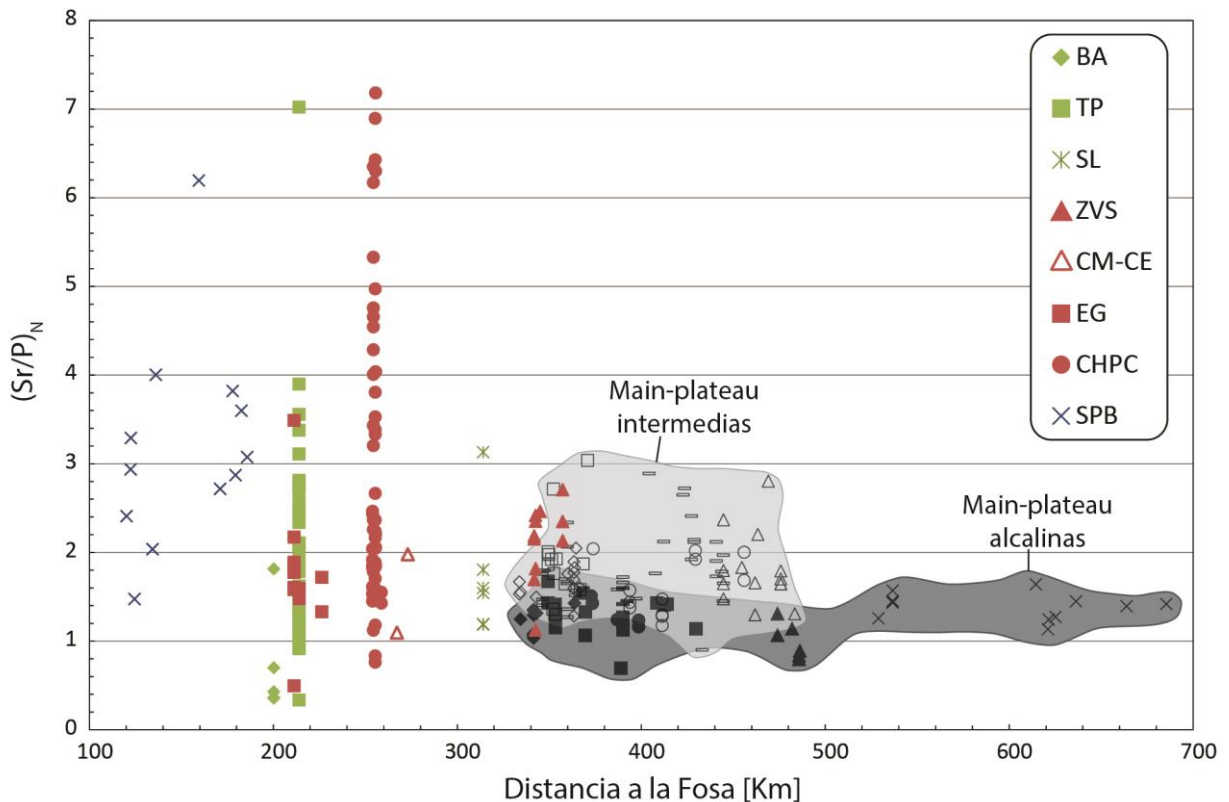


Figura 26. Gráfico de $(\text{Sr}/\text{P})_N$ versus distancia a la fosa del BSP, los intrusivos (con $\text{SiO}_2 < 57 \text{ wt.}\%$) y lavas del Mioceno, y las lavas de main-plateau. La fuente de los datos y las abreviaciones para los intrusivos es como en la figura 17, y para lavas de main-plateau alcalinas (símbolos rellenos) e intermedias (símbolos abiertos) como en la figura 11.

Para efectos de comparación, solo serán consideradas las muestras de pre-plateau con contenidos de SiO_2 menores a 57 wt.% (con la excepción de las andesitas de Cerro Moyano y Cerro Elefante). Las lavas del Cerro Zeballos y los Gabros Externos del Paine presentan razones Ba/Nb (Figura 25) entre 20 y 60, y valores de $(\text{Sr}/\text{P})_N$ (Figura 26) menores a 3, mientras que las muestras del Complejo Plutónico Chaltén alcanzan valores más altos, cercanos a 100 y 7 respectivamente.

En cambio, los intrusivos alcalinos alcanzan, en promedio, valores menores de dichas razones. Las muestras de Torres del Paine presentan valores de $\text{Ba}/\text{Nb} < 30$ y de $(\text{Sr}/\text{P})_N < 4$, y las de Balmaceda y San Lorenzo son menores a 30 y 2 respectivamente, valores similares a los que presentan las lavas de main-plateau. Mientras que en las rocas del Batolito Sur Patagónico, se observa claramente este empobrecimiento de HFSE con razones Ba/Nb y $(\text{Sr}/\text{P})_N \sim 40\text{-}80$ y $\sim 2\text{-}4$, respectivamente. En general, se observa que las tendencias geoquímicas mencionadas varían en la medida que el magmatismo migra hacia el este, volviéndose cada vez más alcalino y menos empobrecido en HFSE.

5.3 Modelo Tectónico

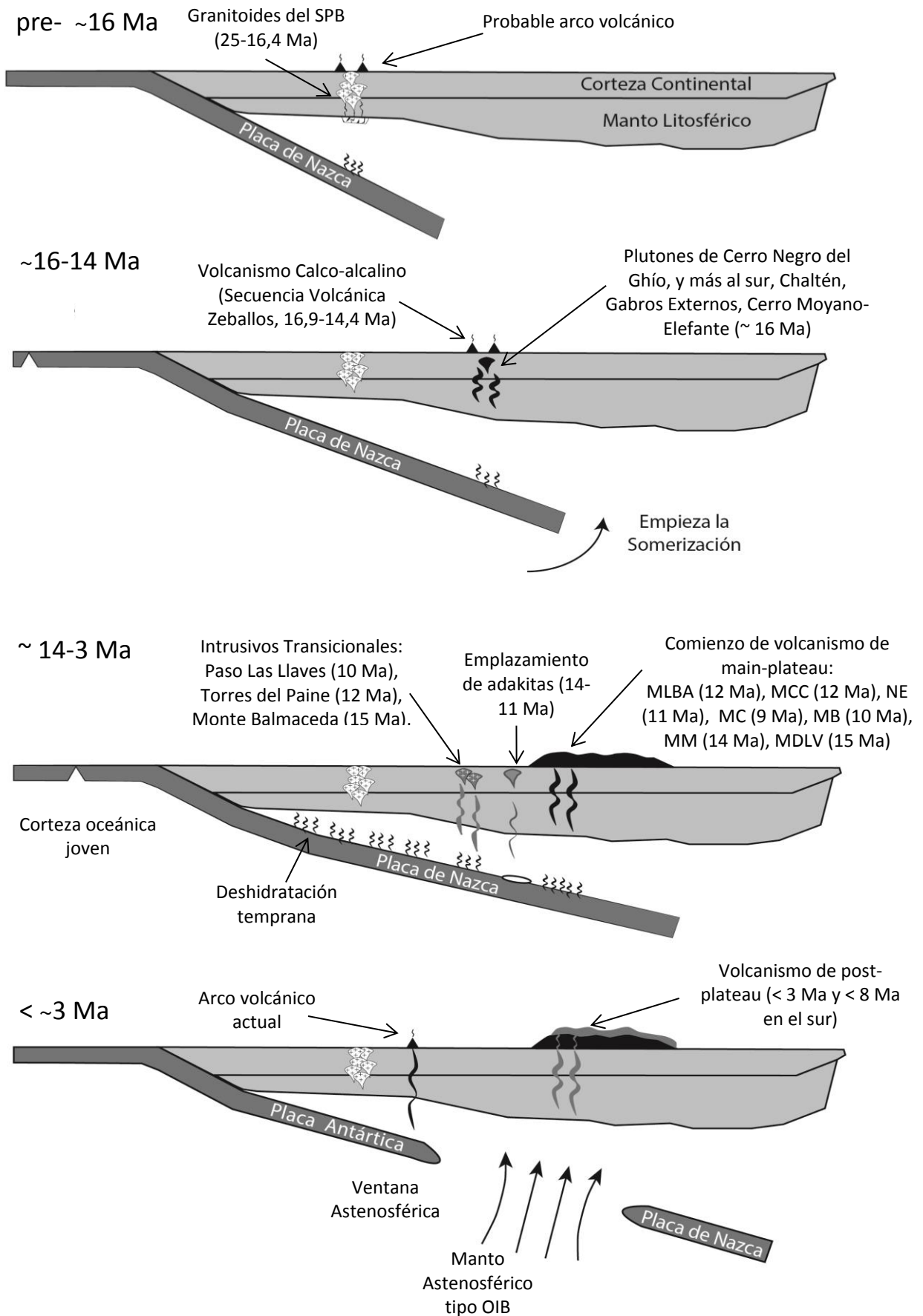
De acuerdo con los diagrama PER de la figura 12, y en base a sus similitudes geoquímicas, se propone que las lavas de main-plateau pertenecientes a la MCC pueden ser representativas del resto de las lavas de dicha secuencia, en cuanto a su petrografía. Según diversos autores (e.g. Green y Ringwood, 1968; Sisson y Grove, 1993), la presencia de H₂O en un fundido mantélico suprime la cristalización relativa de plagioclasa con respecto a olivino y clinopiroxeno. Por esto, la secuencia de cristalización propuesta para los basaltos de la MCC, y por tanto para la lavas de main-plateau, permite sugerir un origen para ellas a partir de un fundido hidratado.

Se aprecia que durante el Neógeno el magmatismo migra hacia el este con anterioridad a la colisión de la Dorsal de Chile a diferentes latitudes, sufriendo un enriquecimiento en álcalis, una atenuación de las anomalías negativas de HFSE, y una disminución en las razones de Ba/Nb y (Sr/P)_N. Estas tendencias indican que la influencia de los componentes derivados del slab disminuye a medida que la dorsal se acerca a la fosa.

Según lo discutido anteriormente, los basaltos de main-plateau se habrían generado a partir de la fusión del manto con influencia del fluido proveniente de la corteza oceánica. Se propone un modelo en el cual la secuencia de main-plateau responde a una transición de magmatismo calco-alcalino a alcalino (Figura 27). En este modelo, la transición comenzaría luego de detenerse el magmatismo en el Batolito Patagónico a los 18 Ma en ~50°S (y 16,4 Ma en ~47°S), con el emplazamiento de las lavas e intrusivos de pre-plateau hacia el este, desde ~17 Ma. Las rocas de este periodo presentan aún marcadas improntas de subducción y reflejarían la migración del arco magmático hacia el este, entre 20 Ma y 17 Ma cerca de los 50°S (Ramírez de Arellano *et al.*, 2012) y entre 17 Ma y 14 Ma cerca de los 47°S (Espinoza *et al.*, 2010). Entre los 15-14 Ma, la actividad magmática se habría trasladado a las lavas de main-plateau, las que en conjunto con los intrusivos de Torres del Paine y Monte Balmaceda en el sur, y San Lorenzo en el norte, presentan una signatura transicional a alcalina, con menores razones Ba/Nb, (Sr/P)_N y, en general, menores anomalías de HFSE. Estas características geoquímicas indican aún una componente de arco, por lo que la generación de este magmatismo podría corresponder a un ensanchamiento del arco magmático hacia el este. El posterior emplazamiento de las lavas altamente alcalinas de post-plateau no estaría relacionado a un magmatismo de arco, sino más bien a uno de intraplaca, debido al ascenso del manto astenosférico a través de ventanas en el slab, generadas por la colisión de la dorsal en el margen andino de acuerdo a lo planteado por Gorrington *et al.* (1997, 2003).

Durante el Mioceno Medio, al acercarse la dorsal a la fosa, la corteza oceánica que subducta sería joven y caliente. De acuerdo a los estudios de Harry y Green (1999) y Green y Harry (1999), debido a estas mayores temperaturas, el slab sufriría una deshidratación temprana en el ante-arco, lo que se traduce en una menor contribución de fluidos a la cuña astenosférica bajo el arco y, por tanto, menores tasas de fusión parcial a mayores temperaturas. De este modo, el magmatismo migraría hacia el este enriqueciéndose en álcalis y empobreciéndose en componentes derivados del slab. Por lo que las lavas de main-plateau y los intrusivos como Torres del Paine, representarían una transición del magmatismo calco-alcantino, en el batolito y los intrusivos de pre-plateau, a alcalino en las lavas de post-plateau. Se propone que la generación de grandes volúmenes de magmas alcalinos (lavas de main-plateau) no responde a la fusión del manto bajo el slab, sino más bien a una fusión hidratada de la cuña mantélica.

Figura 27. (Próxima Página) Perfiles esquemáticos (no a escala) de la litósfera patagónica durante el Neógeno a la latitud de la Meseta Chile Chico ($\sim 47^{\circ}\text{S}$) donde se presenta el modelo tectónico y magmático propuesto de transición de magmatismo debido a la aproximación y posterior subducción de una dorsal oceánica. Las secciones incluyen eventos tectónicos y magmáticos que ocurrieron a diferentes latitudes entre $46,5^{\circ}\text{S}$ y 55°S . Pre- ~ 16 Ma: Generación de magmatismo en el BSP, deformación en la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia. $\sim 16-14$ Ma: Fin del magmatismo en el BSP, somerización del slab y migración del arco magmático hacia el este (Secuencia Volcánica Zeballos e intrusivos de pre-plateau). Último evento compresivo en la faja plegada y corrida. $\sim 14-3$ Ma: Fin del volcanismo calco-alcantino y aproximación de la Dorsal a la Fosa de Chile. Debido a la alta temperatura de la corteza oceánica joven, ésta se deshidrata tempranamente en el "ante-arco" y aporta menor cantidad de fluido en la generación de fundido en la cuña mantélica. Por tanto, se generan menores tasas de fusión parcial, resultando en magmas con signatura alcalina y leves componentes de subducción. Estos magmas dan origen al volcanismo de main-plateau y a los plutones transicionales, que en conjunto podrían corresponder a un ensanchamiento del arco magmático. También se genera el emplazamiento de las adakitas de la Patagonia. $< \sim 3$ Ma: Apertura de la ventana astenosférica debido a la subducción de la Dorsal de Chile, el ascenso del manto astenosférico generaría el volcanismo fuertemente alcalino de la secuencia de post-plateau. Desarrollo del arco volcánico actual al este del Batolito Patagónico. (Zona Volcánica Austral). Referencias están citadas en el texto



6 CONCLUSIONES

Se aprecia que, durante el Mioceno, las edades de las lavas e intrusivos de la Patagonia disminuyen hacia el este. Esta disminución comienza con la interrupción del magmatismo en el Batolito Sur Patagónico a los 18 Ma, para trasladarse hacia el este a los intrusivos de pre-plateau, entre los 17 y 14 Ma, y posteriormente a las lavas de plateau, que se emplazan desde los 14 Ma.

En conjunto con esta variación geográfica-cronológica, se aprecia una variación en la geoquímica de dichas rocas pasando de un magmatismo calco-alcalino en el batolito y en los intrusivos de pre-plateau, a un magmatismo transicional a alcalino en las lavas de main-plateau, y luego a un magmatismo alcalino en las lavas de post-plateau.

Se cree que estas variaciones cronológicas y geoquímicas representan una transición del magmatismo de arco a uno más alcalino hacia el este, debido al aproximamiento de la Dorsal de Chile a la Fosa de Chile. En este contexto, las lavas de main-plateau representarían la transición de un magmatismo de arco en el batolito y los intrusivos de pre-plateau, a uno de intraplaca en las lavas de post-plateau.

Se propone que el origen de las lavas de main-plateau podría estar relacionado a la subducción de una corteza oceánica joven y caliente, donde el slab se deshidrataría tempranamente en el ante-arco y, por tanto aportaría menores cantidades de fluido en la generación de magma (Green y Harry 1999; Harry y Green, 1999). De esta manera, el magma se originaría a partir de menores tasas de fusión parcial y mayor temperatura, por lo que presentaría una menor influencia de los componentes derivados del slab y un enriquecimiento relativo en álcalis.

7 BIBLIOGRAFÍA

Augustsson, C., Bahlburg, H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 15-26.

Augustsson, C., Münker, M., Bahlburg, H., Fanning, M. 2006. Provenance of Late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin from combined U–Pb ages and Hf isotope compositions of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society (London)* 163, 983–995.

Baker, P.E., Rea, W.J., Skarmeta, J., Caminos, R., Rex, D.C. 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A303, 105-149.

Biddle, K. T., M. A. Uliana, R. M. Mitchum Jr, Fitzgerald M. G. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, in A. Allen, and P. Homewood, eds., *Foreland Basins: Special Publication Number 8 of the International Association of Sedimentologists*: London, Blackwell Scientific Publications, p. 41-61.

Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B., and Zeitler, P. K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1), 125-142.

Borg, L. E., Clynne, M. A., Bullen, T. D. 1997. The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *Canadian Mineralogist*, 35, 425-452.

Boutonnet, E., Arnaud, N., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Scalabrino, B., & Espinoza, F. 2010. Subduction of the South Chile active spreading ridge: A 17Ma to 3Ma magmatic record in central Patagonia (western edge of Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3), 319-339.

Breitsprecher, K., Thorkelson, D. J. 2009. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 464(1), 10-20.

Brown, L. L., Singer, B. S., Gorrington, M. L. 2004. Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of lavas from Meseta del Lago Buenos Aires, Patagonia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(1).

Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., Lux, D.R. 1991. Temporal and spatial variation in the southern Patagonian batholith: constraints on magmatic arc development. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean*

Magmatism and its Tectonic Setting. Special Paper, Geological Society of America, vol. 265, pp. 1–12.

Cande, S. C., Leslie, R. B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 91(B1), 471-496.

Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., Skarmeta, J. 1979. K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology* 7, 436-439.

Corbella, H. 1999. Dataciones radimétricas en Pali Aike, Patagonia austral. In *Actas del XIV Congreso Geológico Argentino* (Vol. 2).

Dalziel, I. W. D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 300(1454), 319-335.

Davidson, J. P., Dungan, M. A., Ferguson, K. M., Colucci, M. T. 1987. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro-Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, 15(5), 443-446.

De la Cruz, R., Suárez, M. 2006. Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 95: 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

De la Cruz, R., Suárez, M., 2008. Geología del área Chile Chico-Río de las Nieves, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 112: 67 p., 1 mapa escala 1:100.000.

De la Cruz, R., Suárez, M.; Belmar, M., Quiroz, D., Bell, M. 2003. Área Coihaique-Balmaceda, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 80: 41 p., 1 mapa escala 1:100.000.

De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., Quiroz, D. 2004. Geología del Área Oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 85: 57 p., 1 mapa escala 1:250.000.

D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J., Lahsen, A. 2000. The Pali Aike volcanic field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics*, 321(4), 407-427.

D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M., Manetti, P., 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.

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J. 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44 30'–52 S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 525-538.

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J., Di Vincenzo, G., Tonarini, S. 2005. The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike volcanic field (~ 50° S, Argentina): Evidence for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(2), 107-124.

DeLong, S. E., Schwarz, W. M., Anderson, R. N. 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 44(2), 239-246.

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102(B7), 14991-15019.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., de la Cruz, R., Guivel, C. 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, Southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows. *Lithos* 82 (3-4), 315-343.

Espinoza, F. 2007. Evolución Magmática de la región de trasarco de Patagonia Central (47 S) durante el Mio-Plioceno. Unpublished PhD thesis, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Espinoza, F., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, R., de la Rupelle, A., Giovel, C., Cotten, J., Bellon, H & Suarez, M. 2010. Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47° S): petrogenesis and implications for slab dynamics. *Andean Geology*, 37(2), 300-328.

Fleagle, J. G., Bown, T. M., Swisher, C., Buckley, G. 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz formations. In *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (No. 6, pp. 129-135).

Fleck, R. J., Mercer, J. H., Nairn, A. E. M., Peterson, D. N. 1972. Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 16(1), 15-22.

Flint, S. S., Prior, D. J., Agar, S. M., Turner, P. 1994. Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society*, 151(2), 251-268.

Flynn, J.J., Swisher, C.C. III. 1995. Cenozoic South America land mammal ages: correlation to global geochronologies. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication No. 54.

Fosdick, J. C., Romans, B. W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S. A. 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30' S. *Geological Society of America Bulletin*, 123(9-10), 1679-1698.

Fosdick, J. C., Grove, M., Hourigan, J. K., Calderon, M. 2013. Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 504-517.

Garrido, C. J., López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez-Pugnaire, M. T., Trommsdorff, V., Alard, O., Bodinier, J. L., Godard, M. 2005. Enrichment of HFSE in Chlorite-Harzburgite produced by high-pressure dehydration of Antigorite-Serpentine: implications for subduction magmatism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(1).

Giacosa, R. E., Márquez, M. M., Panza, J. L. 2002. Basamento paleozoico inferior del Macizo del Deseado. In M. J. Haller (Ed.), Haller, MJ,(Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate) (Vol. 1, No. 2, pp. 33-44).*

Gorring, M., Kay, S. 2001. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology*, 42(6), 1067-1094.

Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernández, M., Panza, J. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16, 1-17.

Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., Kay, S. M. 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology*, 193(3), 215-235.

Green, N. L., Harry, D. L. 1999. On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system, North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 367-381.

Green, T. H., Ringwood, A. E. 1968. Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 481-489.

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., de la Cruz, R. 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active

spreading ridge subduction. *J. Volcanology and Geothermal Res.* 149, 346-370.

Haller, M., Lapido, O. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 230-247.

Halpern, M. 1973. Regional Geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geological Society of America Bulletin* 84, 2407-2422.

Harry, D. L., Green, N. L. 1999. Slab dehydration and basalt petrogenesis in subduction systems involving very young oceanic lithosphere. *Chemical Geology*, 160(4), 309-333.

Hermann, J., Rubatto, D. 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology*, 265(3), 512-526.

Hervé, F. 1993. Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, Southern Chile (West of Occidentalia). In *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings*: 64-65. Mexico.

Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., Massone, H-J., Morata, D., Pankhurst, R.J., Ramirez, E., Sepúlveda, V., Willner, A. 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los Complejos Metamórficos en Aysén, Chile. *X Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, vol. II*, p. 134-137.

Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V. 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta, Vol. 6, N°1*, p., 43-53.

Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C., Fanning, M. 2004. Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes Basin. In: *Carcione, F., Donda, F., Lodolo, E. (Eds.), GEOSUR International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula. Bolletino di Geofísica Teorica ed Applicata, vol. 45*, pp. 113-117.

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C. M., Calderón, M., Yaxley, G. M. 2007. The South Patagonian Batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97, 373-394.

Hervé, M., Suárez, M., Puig, A. 1984. The Patagonian batholith south of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *Journal of the Geological Society, London* 141, 909-917.

Irvine, T., Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p.523-548.

Kay, S. M., Ramos, V. A., Marquez, M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *The Journal of Geology*, 703-714.

Klein, E. M., Karsten, J. L. 1995. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge. *Nature*, 374(6517), 52-57.

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, FCE y N. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), 681, 111.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E. A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., de la Cruz, R. 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385(1), 211-241.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Leanza, A. F. 1972. Andes patagónicos australes. *Geología Regional Argentina*, 689-706.

Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L. P., Putlitz, B., Chiaradia, M. 2013. A detailed geochemical study of a shallow arc-related Laccolith; the Torres del Paine Mafic Complex (Patagonia). *Journal of Petrology*, 54(2), 273-303.

Linares, E., González, R.R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina Publicaciones Especiales Serie B 19, 628 pp.

López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P. D., Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41 30' and 46 00'S, Chile. *Andean Geology*, 20(1), 33-55.

Maksymowicz, A., Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R. 2012. Structure and geodynamics of the post-collision zone between the Nazca–Antarctic spreading center and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 345, 27-37.

Mejia, V., Opdyke, N. D., Vilas, J. F., Singer, B. S., Stoner, J. S. 2004. Plio-Pleistocene time-averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(3).

Meglioli, A. 1992. Glacial geology and geochronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. PhD Dissertation, leigh University, Bethlehem. PA, USA.

Mercer, J. H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6(2), 125-166.

Michael, P. J. 1983. Emplacement and differentiation of Miocene plutons in the foothills of the southernmost Andes (Doctoral dissertation, Columbia University).

Michael, P. J. 1991. Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(4), 396-418.

Morata, D., Barbero, L., Suárez, M., De la Cruz, R. 2002. Early Pliocene magmatism and high exhumation rates in the Patagonian Cordillera (46 40'S): K-Ar and fission track data. In *International Symposium on Andean Geodynamics* (No. 5, pp. 433-436).

Mörner, N. A., Sylwan, C. 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(4), 385-389.

Munoz, B. 2010. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Andean Geology*, (13-14).

Niemeyer, H. 1975. Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. R. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1), 23-36.

Pankhurst, R., Hervé, F. 1994. Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas 2: 1409-1413. Concepción.

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 Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605-625.

Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F., Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile: *Journal of the Geological Society* (London), v. 156, p. 673- 694.

Pardo-Casas, F., Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.

Peccerillo, A., Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.

Petford, N., Turner, P. 1996. Reconnaissance ^{40}Ar - ^{39}Ar age and paleomagnetic study of igneous rocks around Coyhaique, S. Chile. Third ISAG, St Malo, France, pp. 625-627.

Plank, T., Langmuir, C. H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3), 325-394

Quiroz, D., Bruce, Z. 2010. Geología del Área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 124: 48 p., 1 mapa escala 1: 100.000.

Ramírez de Arellano, C. 2011. Petrology and chemistry of the Chaltén Plutonic Complex and implication on the magmatic and tectonic evolution of the Southernmost Andes (Patagonia) during the Miocene, PhD thesis, 308 pp., Univ. of Lausanne, Lausanne, Switzerland.

Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O. 2012b. The transition to alkaline magmatism in Patagonia during the Miocene, a new petrogenetic interpretation.

Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M. 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. *Tectonics*, 31(4).

Ramos, V. A. 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 73(7), 887-903.

Ramos, V. A., Kay, S. M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205, 261-282.

Ramos, V. A., Kay, S. M., Singer, B. S. 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 693-706.

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.

Riccardi, A. C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de la Plata.

Sánchez, A. 2011. Génesis del plutonismo cenozoico en la Patagonia extra-andina al sur del punto triple. Unpublished Ph. D. thesis. University of Chile.

Singer, B., Vincze, Y., Ton-That, T., Rabassa, J. O., Roig, C., & Brunstád, K. A. 1997. Timescales of late Cenozoic climate change in the southern hemisphere from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of Patagonian lavas.

Sisson, T. W., Grove, T. L. 1993. Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2), 143-166.

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.

Stanley, C. R., Madeisky, H. E. 1994. Lithogeochemical exploration for hydrothermal ore deposits using Pearce element ratio analysis. Alteration and alteration processes associated with ore forming systems, *Geological Association of Canada Short Course Notes*, (11), 193-211.

Stern, C. R., 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(3), 263-281.

Suárez, M., De la Cruz, R. 2000. Geología de la zona del lago General Carrera, Región de Aysén, Chile. IX Congreso Geológico Chileno. Actas, 2, 264-268.

Suárez, M., De la Cruz, R. 2001. Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45° - 48° S). *Geol. Mag.*, 138 (1), pp. 53-66.

Suárez, M., De la Cruz, R., Troncoso, A. 2000. Tropical/subtropical upper Paleocene-lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile ($46^\circ 45'$ S). *Journal of South American Earth Sciences*, 13(6), 527-536.

Sun, S. S., McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Thomson, S. N., Hervé, F., Stöckhert, B. 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20(5), 693-711.

Vargas, G., y Hervé, F. 1995. Emplazamiento hipabisal mioceno tardío del stock de Paso de las Llaves en la región de tras arco, Aysen. *Comunicaciones*, v. 46, p. 3-15.

Wilson, D. S. 1988. Tectonic history of the Juan de Fuca ridge over the last 40 million years. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 93(B10), 11863-11876.

Weaver, S. G., Bruce, R., Nelson, E. P., Brueckner, H. K., Lehuray, A. P. 1990. The Patagonian batholith at 48°S latitude, Chile; Geochemical and isotopic variations. In: Kay, S. M. and Rapela, C. W. (Eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America Special Paper 241, 33–50.

Welkner, D. 1999. Geología del área del cerro San Lorenzo: Cordillera Patagónica Oriental, XI Región de Aysén, Chile (47°25'-47°50'S). Tesis Universidad de Chile, 151 p. (Inédito).

Welkner, D. 2000. Geocronología de los plutones del área del cerro San Lorenzo, XI Región Aysén. IX Congreso Geológico Chileno, Actas v.2, p. 269-273.

8 ANEXOS

8.1 Descripciones Petrográficas

Número de Muestra: FE01-08

Roca gris de textura holocristalina, porfírica e hipidiomórfica. Se encuentra formada por fenocristales subhedrales de olivino (95%) alterados a iddingsita en los bordes, algunos con textura de reabsorción, y plagioclasas (5%) inalteradas con inclusiones de sílice y minerales (Px y Mgt). La masa fundamental (60% de la roca) presenta una textura traquítica-intergranular y se compone por microlitos de plagioclasa (30%), y granos de clinopiroxeno (50%), olivino (5%) y pequeños opacos (15%). Presenta cúmulos de piroxeno y, en menor medida, plagioclasa en la masa fundamental.

Nombre de la roca: Basalto de Olivino

Número de Muestra: FE01-09

Roca gris de textura holocristalina, porfírica e hipidiomórfica. Se encuentra formada por fenocristales de olivino (55%) subhedrales alterados a iddingsita en los bordes, plagioclasas (20%) subhedrales con textura de sieve e inclusiones de opacos, clinopiroxenos (20%) anhedral y ortopiroxenos (5%) anhedral. Los clinopiroxenos pueden estar maclados y los ortopiroxenos pueden presentar coronas de clinopiroxeno. La masa fundamental (50% de la roca) presenta una textura intergranular compuesta por plagioclasa (45%), piroxeno (20%), olivino (10%) y magnetita (25%). Presenta cúmulos de piroxeno y plagioclasa en la masa fundamental. Contiene flogopita como mineral accesorio.

Nombre de la roca: Basalto de Olivino

Número de Muestra: FE01-10 y 11

Rocas grises de textura holocristalina, porfírica e hipidiomórficas. Se encuentra formada por pequeños fenocristales de clinopiroxeno (85%) euhedrales a subhedrales inalterados, que pueden presentar macla "reloj de arena" o zonaciones concéntricas, algunos de ellos con inclusiones de opacos; ortopiroxeno (5%) subhedrales inalterados; olivino (5%) anhedral, leve a completamente alterados a iddingsita, y plagioclasa (5%), subhedrales y limpias. La masa fundamental (70% de la roca) posee textura intergranular-traquítica compuesta por microlitos de plagioclasa (65%), prismas pequeños de piroxeno (15%) y granos de magnetita (20%). Presentan xenocristales de cuarzo rodeados por una corona de piroxenos aciculares y algunas porciones de vidrio con esta misma corona.

Nombre de las rocas: Basalto de Piroxeno

Número de Muestra: FE01-12

Roca gris de textura holocristalina, porfírica e hipidiomórfica. Se encuentra formada por fenocristales de olivino (95%) subhedrales alterados a iddingsita en bordes y fracturas, y plagioclasas (5%) subhedrales con textura sieve. La masa fundamental (60% de la roca) presenta una textura intergranular-subofítica compuesta por microlitos de plagioclasa (30%), granos de clinopiroxeno (50%) y olivino (5%), y cristales de magnetita-ilmenita (15%). Contiene xenocristales de cuarzo rodeados por una corona de piroxenos aciculares.

Nombre de la roca: Basalto de Olivino

Número de Muestra: FE01-15

Roca gris de textura holocristalina, porfírica e hipidiomórfica. Se encuentra formada por fenocristales de olivino (10%) anhedrales alterados a iddingsita en los bordes, clinopiroxenos (20%) subhedrales inalterados, y plagioclasa (70%) subhedrales de mayor tamaño con inclusiones de minerales opacos. La masa fundamental (70% de la roca) posee una textura traquítica compuesta por microlitos de plagioclasa (50%), granos de clinopiroxeno (30%), olivino (5%) y magnetita (15%).

Nombre de la roca: Basalto de Piroxeno

Número de Muestra: FE01-18 A, B y C

Rocas de color negro de textura holocristalina, porfírica y alotromórfica. Se encuentra formada por fenocristales de olivino (55%) alterados a esmectita-clorita en fracturas, clinopiroxenos (35%) inalterados y maclados; ortopiroxenos (5%) frecuentemente con coronas de clinopiroxeno y magnetita (5%). La masa fundamental (40% de la roca) presenta textura intergranular fina compuesta por plagioclasa (15%), piroxeno (55%), olivino (5%) y magnetita (25%).

Nombre de las rocas: Basalto de Olivino

Número de Muestra: FE01-19

Roca negra de textura porfírica hipocristalina y alotromórfica. Se encuentra formada por fenocristales de olivino (80%) anhedrales completamente reemplazados por iddingsita y filosilicatos (biotita),

clinopiroxenos (15%) subhedrales, en general inalterados aunque pueden aparecer completamente alterados a filosilicatos, y plagioclasa (5%). Estos fenocristales pueden presentar inclusiones de opacos. La masa fundamental (40% de la roca) presenta una textura intergranular compuesta plagioclasa (35%), piroxeno (40%) y magnetita (25%). Presenta biotita como mineral accesorio y calcita, en menor medida, en la masa fundamental.

Nombre de la roca: Basalto de Olivino

Número de Muestra: FE01-21 y 22

Rocas negras de textura hipocristalina, porfírica e hipidiomórfica. Se encuentra formada por fenocristales de olivino (65%) subhedrales alterados a iddingsita y filosilicatos en bordes y fracturas, y clinopiroxenos (35%) anhedrales inalterados con macla reloj de arena. La masa fundamental (60% de la roca) presenta una textura intergranular compuesta por microlitos de plagioclasa (25%), prismas y granos de piroxeno (40%) y magnetita (35%). La roca presenta un cúmulo de plagioclasa, piroxeno, magnetita y biotita, vetillas discontinuas de calcita y alteración parcial de la masa fundamental a filosilicatos.

Nombre de la roca: Basalto de Olivino

Número de Muestra: FE01-24

Roca gris de textura holocristalina, porfírica e hipidiomórfica. Se encuentra formada por fenocristales subhedrales inalterados de olivino (90%), clinopiroxenos (5%) anhedrales, y magnetita (5%) anhedrales-subredondeados. La masa fundamental (70% de la roca) posee una textura intergranular-traquítica compuesta por microlitos de plagioclasa (45%), granos de piroxeno (35%), olivino (5%) y cristales de magnetita (15%). La roca contiene xenolitos basálticos de grano grueso compuestos por fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno y uno andesítico; además presenta xenocristales de cuarzo rodeados por una corona de clinopiroxenos aciculares.

Nombre de la roca: Basalto de Olivino

8.2 Tabla de Dataciones de las Lavas de Main-Plateau

Muestra	Localidad	Edad (Ma)	
Gorring <i>et al.</i> (1997); Ar-Ar roca total			
LC-20	MM	12.42 ±	0.36
CL-4a	MM	11.14 ±	0.35
MS-4a	MM	11.49 ±	0.21
MS-16e	MM	11.31 ±	0.53
MOL-3a	MM	13.88 ±	0.32
LC-23	MM	11.72 ±	0.08
LC-13b	MC	9.73 ±	0.92
LC-14	MC	8.43 ±	0.03
MC-3	MC	9.19 ±	0.17
MP-1b	MC	9.39 ±	0.55
PL-4a	MB	10.10 ±	0.32
MPD-2	NE	11.34 ±	0.21
MLSF-1b	NE	11.07 ±	0.17
MI-1	NE	5.57 ±	0.17
MCN-1	NE	5.25 ±	0.11
MCN-2	NE	4.99 ±	0.11
Boutonnet <i>et al.</i> (2010); Ar-Ar roca total, vidrio y feldespatos			
PA-06-15	MLBA	4.41 ±	0.54
PA-06-17	MLBA	4.48 ±	0.14
PA-06-19	MLBA	6.85 ±	0.15
PA-06-22	MLBA	6.44 ±	0.56
PA-06-23	MLBA	9.42 ±	1.42
TM01	MLBA	4.17 ±	0.16
TM02	MLBA	6.41 ±	0.22
Ton-That <i>et al.</i> (1999); Ar-Ar calentamiento por pasos en roca total y feldespatos			
MLBA-03	MLBA	7.4 ±	0.1
MLBA-04	MLBA	5.04 ±	0.04
MGAM-01	Meseta Gambarana	10.0 ±	0.3
Guivel <i>et al.</i> (2006); K-Ar roca total			
PG 51	MLBA	3.45 ±	0.10
PG 52	MLBA	10.23 ±	0.3
PG 65	MLBA	4.98 ±	0.2

PG 67	MLBA	6.95 ±	0.2
PG 69	MLBA	4.32 ±	0.2
PG 72	MLBA	3.91 ±	0.1
PG 75	MLBA	4.81 ±	0.3
PG 105	MLBA	6.53 ±	0.3
PG 108	MLBA	5.80 ±	0.2
PG 109	MLBA	5.64 ±	0.2
PG 113	MLBA	5.84 ±	0.2
PG 114	MLBA	10.84 ±	0.3
PG 116	MLBA	9.97 ±	0.3
PG 119	MLBA	10.71 ±	0.3
PG 120	MLBA	12.18 ±	0.3
PG 130	MLBA	3.44 ±	0.1
PG 132	MLBA	3.32 ±	0.10
PG 133	MLBA	3.64 ±	0.1
PG 134	MLBA	3.89 ±	0.1
PG 143	MLBA	12.36 ±	0.3

Espinoza *et al.* (2005); K-Ar roca total

FE01-16	MCC	4.6 ±	0.2
FE01-23	MCC	7.9 ±	0.4
FE01-36a	MCC	4.4 ±	0.8
cc-313-1	MCC	8.2 ±	0.5
CC-317-2	MCC	7.6 ±	0.4
PG37	MCC	4.63 ±	0.3
PG138	MCC	4.46 ±	0.4

De la Cruz y Suárez (2008); K-Ar roca total

CC-313	MCC	8.3 ±	0.4
cc-19	MCC	14.3 ±	1.4

Charrier *et al.* (1979); K-Ar roca total

HN-83a-73	MCC	16.0 ±	0.5
HN-83-73	MCC	12.0 ±	0.6
SN-5-75	MCC	9 ±	2
sn-17-75	MCC	8.4 ±	0.6
sn-14-75	MCC	7.0 ±	0.4
HN-5-74	MCC	4.4 ±	0.1