



B.12. BASALTOS CRETÁVICOS DE LA FORMACIÓN TRES PICOS PRIETO

Claudia B. ZAFFARANA, Silvia L. LAGORIO, Darío L. ORTS

RESUMEN

La Formación Tres Picos Prieto se compone de basaltos, aglomerados volcánicos, conglomerados, areniscas y tobos con restos vegetales, y ha sido asignada al Cretácico superior en base a edades K-Ar cercanas a 80 Ma realizada en las rocas basálticas. Los basaltos de esta unidad constituyen el registro más antiguo dentro de la Provincia Basáltica de *Plateau* de Patagonia, la cual abarca desde Patagonia oriental hasta la Cordillera, y que se desarrolló durante el Cretácico tardío y el Cenozoico. No existe, al momento, un único modelo que explique el origen de las lavas de esta provincia basáltica. Diferentes procesos tectónicos fueron propuestos para explicar la génesis de rocas de la misma edad que afloran en distintas áreas. Un estudio paleomagnético realizado sobre nueve coladas de lava en la localidad tipo de la Formación Tres Picos Prieto del Cretácico superior (43°50'S, 70°3'O) permitió discriminar la existencia de tres episodios discretos de acumulación de lavas dentro de una columna de aproximadamente 300 m de espesor. Las lavas de Tres Picos Prieto muestran características geoquímicas compatibles tanto con ambiente de subducción como de intraplaca, con creciente contribución del ambiente de subducción hacia los términos superiores, por lo que las rocas se interpretan como basaltos transicionales en ambiente de suprasubducción. Si se tiene en cuenta que el desarrollo de la Provincia Basáltica de *Plateau* de Patagonia es coetánea con la etapa de deriva hacia el oeste de América del Sur, se puede explicar el origen de muchas de las lavas de retroarco y de intraplaca a través de un modelo de ascenso de magmas relacionado con cizalla sublitosférica. En particular, para el Cretácico tardío se propone también un modelo de ascenso de magmas debido al desgarramiento de la losa subducida, el cual encaja particularmente bien con datos geoquímicos de rocas de la misma edad aflorantes en regiones aledañas.

Palabras Clave. *Basaltos de plateau, subducción, intraplaca, paleomagnetismo, cizalla sublitosférica.*

ABSTRACT

The Tres Picos Prieto Formation is comprised of basalts, agglomerates, conglomerates, sandstones and tuffs with plant fossils assigned to the Upper Cretaceous based on K-Ar ages close to 80 Ma performed in the basaltic volcanic rocks. The basalts from Tres Picos Prieto Formation constitute the oldest record of the Patagonian *Plateau* Basaltic Province, which crops out from eastern Patagonia to the cordillera and which developed between the Late Cretaceous and the Cenozoic. The genesis of these basalts has been associated with different tectonic processes, even for spatially separated rocks of the same age. A paleomagnetic study on nine samples from the Upper Cretaceous Tres Picos Prieto locality (43°50'S, 70°3'W) revealed that ca. 300 m thick pile of basalts accumulated during three discrete (i.e. temporally separated) volcanic episodes. The chemistry of these lavas shows characteristics compatible with both subduction and intraplate magmatism, with the former having a more important contribution in the younger lavas. Overall, these rocks are interpreted as transitional basalts generated in a suprasubduction environment. Considering that the development of the magmatic province is contemporary with the stage of westward drift of South America, we propose that magma generation and upwelling due to shear-driven upwelling can be evaluated as a potential mechanism to account for many outcrops of these backarc to intraplate lavas. Additionally, a slab-tearing process allowing mantle flow sourcing the Tres Picos Prieto Formation fits particularly well with geochemical data from coeval units which crop out in the region.

Keywords. *Plateau basalts, subduction, intraplate, paleomagnetism, shear-driven upwelling.*



INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Desde el Cretácico tardío, y asociado al desarrollo y evolución del arco volcánico andino, Patagonia ha sido invadida por abundante magmatismo basáltico el cual constituye un factor importante que modela el paisaje de la región. Baker *et al.* (1981) propusieron que la composición química de los basaltos de retroarco de Patagonia evolucionó a través del tiempo, desde basaltos toleíticos durante el Cretácico tardío, alcalinos en el Paleógeno, y finalmente basaltos predominantemente alcalinos y basanitas durante el Cenozoico tardío. Sin embargo, estudios recientes han demostrado que el escenario es más complejo. Numerosos mecanismos han sido propuestos para explicar el proceso de fusión del manto que dio origen a estas profusas lavas que afloran en el retroarco patagónico. En general, la mayoría de los modelos involucran procesos de subducción, pero éstos no consiguen explicar algunos aspectos como por ejemplo la presencia de basaltos cuaternarios ubicados a más de 500 kilómetros de distancia de la trinchera, como es el caso de aquéllos que se observan en la región oriental de Patagonia (Fig. 1a). Algunos basaltos patagónicos fueron asociados a ventanas astenosféricas producidas por la subducción de dorsales oceánicas (por ej., Ramos y Kay 1992, Espinoza *et al.* 2005). Reconstrucciones paleogeográficas como las de Cande y Leslie (1986) y Somoza y Ghidella (2005) apoyan ese modelo para el origen de los basaltos eocenos y del Cenozoico tardío, pero la vigencia de esos modelos para otros períodos no es tectónicamente sostenible. El origen de otros basaltos Oligoceno - Miocenos en Patagonia central ha sido relacionado a la dinámica de la losa que se subduce en períodos de reorganización de las placas (De Ignacio *et al.* 2001, Kay *et al.* 2007, Muñoz *et al.* 2000), o a una pluma mantélica transitoria (Kay *et al.* 1992, 1993, Ntaflos *et al.* 2002). Bruni *et al.* (2008) propusieron que el magmatismo de intraplaca de Patagonia central está relacionado con el ascenso de la astenosfera que compensa una deriva hacia el oeste de la cuña mantélica que está adosada a la litósfera sudamericana. Espinoza *et al.* (2010) sugirieron que la génesis de los basaltos y andesitas del Mioceno medio que afloran en el antepaís patagónico a los 47° Sur está relacionado con un proceso de somerización de la losa que se subduce. Por otra parte, Parada *et al.* (2001) concluyen que el origen del volca-

nismo Cretácico tardío en la región de Aysén en el sur de Chile podría explicarse a partir de la tectónica extensional. En resumen, no existe un modelo único que explique el origen de los basaltos del retroarco de Patagonia, ya que se trata de una provincia poligenética de larga duración (Cretácico tardío - Cenozoico). Por su gran volumen y amplia distribución, Kay *et al.* (2004) han llegado a proponer la hipótesis que el manto de Patagonia ha estado permanentemente al borde de la fusión parcial desde que se desmembró Gondwana en el Mesozoico.

La localidad de Tres Picos Prieto (Fig. 1b) es una de las principales localidades de magmatismo Cretácico tardío de esta provincia ígnea máfica. Allí se definió la Formación Tres Picos Prieto como una sucesión esencialmente basáltica con intercalaciones piroclásticas y sedimentarias en la que se reconocieron cinco miembros (Franchi y Page 1980). La edad de los basaltos de esta formación ronda los 80 Ma (Di Tommaso 1978). Esta unidad correspondería a la sección cretácica de los basaltos de *plateau* patagónicos definida por Baker *et al.* (1981). Algunos aspectos paleomagnéticos y geoquímicos fueron estudiados por Zaffarana *et al.* (2012), donde se muestra que más de 300 metros de lavas de la sección inferior a media de la Formación Tres Picos Prieto se acumularon a partir de tres eventos volcánicos discretos. Como en otras localidades de los basaltos de *plateau* de Patagonia, las lavas de la Formación Tres Picos Prieto tienen una impronta geoquímica mixta entre ambiente de subducción y de intraplaca.

Paleomagnetismo como herramienta para determinar la historia eruptiva de la Formación Tres Picos Prieto

El paleomagnetismo es una herramienta poderosa para correlacionar afloramientos de lavas e ignimbritas físicamente desconectados (por ej., Magill *et al.* 1982, Somoza *et al.* 1999, Pluhar *et al.* 2005), así como para estimar la cantidad de tiempo y de eventos eruptivos representados en una sucesión de rocas volcánicas (por ej., Weiss *et al.* 1989, Knight *et al.* 2004, Somoza 2007, Jarboe *et al.* 2008), dada la resolución potencial del método de unos pocos cientos de años. Los estudios paleomagnéticos permiten aislar la magnetización termorremanente, la que se adquiere cuando la roca ígnea se enfría por debajo de la temperatura de Curie, y

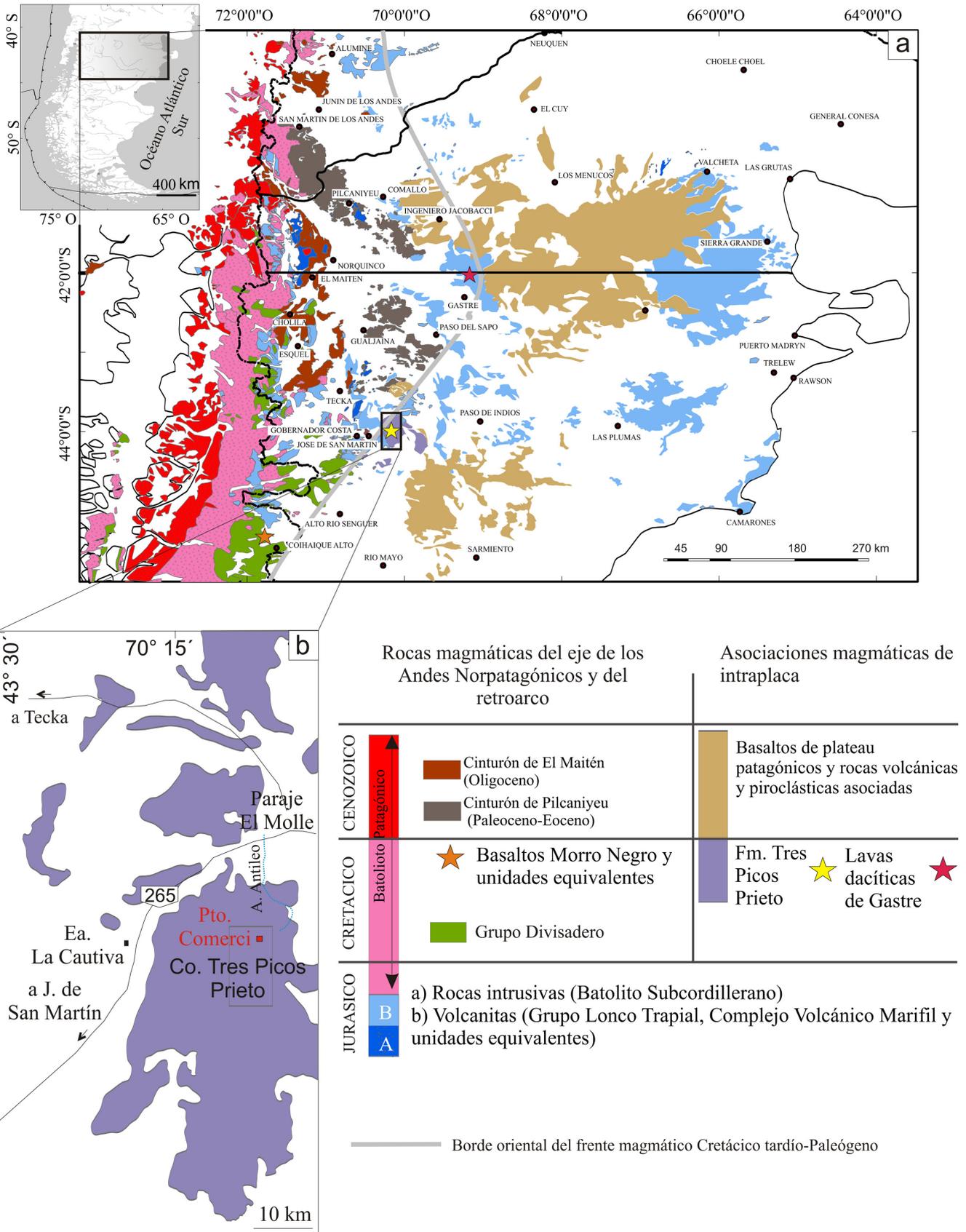


Fig. 1. Mapa regional mostrando las principales localidades de afloramientos del Cretácico tardío del norte de Patagonia en el contexto de las asociaciones magmáticas del Jurásico al Cenozoico de la región. Basado en Zaffarana *et al.* (2018). a) Mapa regional y b) Mapa de detalle del área del cerro Tres Picos Prieto.



allí sus óxidos de hierro graban la dirección del campo magnético de la Tierra. Como la deriva del campo magnético es mucho más lenta que la tasa de enfriamiento de las lavas, la magnetización termorremanente de este tipo de rocas constituye una huella digital temporal para un evento volcánico aislado formado por una o por varias erupciones.

El estudio paleomagnético de la Formación Tres Picos Prieto fue llevado a cabo en la sección del puesto Comerci (43°48'38''S; 70°3'36''O, Fig. 1; Zaffarana *et al.* 2012), la principal localidad en el área de la Formación Tres Picos Prieto (Franchi y Page 1980). En esta localidad la unidad está dividida en cinco miembros, de base a techo: Miembro Pocitos de Quichaura, Miembro Cañadón Pelado, Miembro Aguada La Piedra, Miembro Laguna Verde y Miembro La Guadalosa. En el Puesto Comerci afloraría toda la sucesión de la Formación Tres Picos Prieto según la definición de Franchi y Page (1980). El Miembro Aguada La Piedra incluye, de base a techo, basaltos porfíricos, un conglomerado de un metro de espesor compuestos por bloques de basaltos, y una sucesión de al menos cinco coladas basálticas. Por encima de esos basaltos se observa una ignimbrita de aproximadamente 20 metros de espesor con fragmentos pumíceos que constituye el Miembro Laguna Verde, seguida de una colada basáltica más fina que localmente corona el *plateau* y que corresponde al Miembro La Guadalosa. Del Miembro Aguada La Piedra, se tomaron seis a siete testigos paleomagnéticos de cada una de las diferentes lavas reconocidas (sitios 3PA a 3PF en la Fig. 2a), que presentan un espesor de aproximadamente 320 metros.

A unos tres kilómetros hacia el oeste de la sección principal afloran tres niveles basálticos de los cuales se extrajeron testigos paleomagnéticos, de siete a ocho muestras por sitio (sitios 3PG, 3PH y 3PI, Fig. 2a). El conglomerado está ausente en esta sección (Fig. 2a), aunque continuando en dirección este se observan conglomerados de similar composición con decenas de metros de espesor (véase Franchi y Page 1980). Todas las muestras fueron orientadas usando brújulas magnéticas y solares. Sólo se encontraron diferencias entre las mediciones de las brújulas magnéticas y solares en las mediciones realizadas en los basaltos del tope de la colina. Esos basaltos tienen también una fuerte intensidad de

magnetización remanente, la cual fue confirmada durante las rutinas de laboratorio.

En la localidad de puesto Comerci, la Formación Tres Picos Prieto inclina muy suavemente (aproximadamente 2°) hacia el sudeste. Las edades reportadas para esta unidad son de tipo K-Ar en roca total, 80 ± 3 Ma para la sección inferior y 72 ± 3 Ma para un nivel basáltico que cubre a las ignimbritas de la sección principal (Di Tommaso 1978; edades reportadas también por Franchi y Page 1980; Fig. 2a). La edad de Di Tommaso (1978) fue determinada en rocas basálticas de los niveles superiores, y como estos niveles tienen polaridad reversa, el período con polaridad reversa que corresponde a 80 Ma es el período C33r (Cande y Kent 1995, Fig. 2a). Se interpreta, entonces, que la edad de 80 ± 3 Ma de Di Tommaso (1978) fue tomada del basalto que corresponde al sitio paleomagnético 3PG.

La desmagnetización de las muestras fue realizada mediante métodos térmicos y de campos magnéticos alternos (AF). En todos los sitios excepto en uno (sitio 3PG) se pudo aislar exitosamente una componente de magnetización de alta coercitividad y de alta temperatura que está portada principalmente por titanomagnetita (Zaffarana *et al.* 2012). Algunas muestras del sitio 3PG, sin embargo, mostraron una intensidad de magnetización extremadamente alta, asociada a un proceso de magnetización remanente isotérmico debido a la descarga de rayos (Zaffarana *et al.* 2012). En ese sitio (sitio 3PG) se combinó el análisis de círculos de desmagnetización de algunas muestras con la dirección de magnetismo remanente que se observaba en otras muestras, y así se pudo aislar su dirección de magnetismo remanente. Los vectores paleomagnéticos de cada sitio de muestreo se pueden observar en la Fig. 2a y en la Tabla 1 del trabajo de Zaffarana *et al.* (2012).

Los resultados paleomagnéticos permitieron realizar una buena correlación de las lavas que se encuentran en la sección tipo del puesto Comerci y en la colina aledaña al oeste. Los vectores paleomagnéticos de los sitios 3PF y 3PI son indistinguibles uno del otro, sugiriendo fuertemente que pertenecen a la misma colada de lava. De la misma manera, se observaron direcciones idénticas en los sitios 3PA, 3PB, 3PC y 3PD en la sección principal, lo que sugiere que esta sucesión de lavas se enfrió en un intervalo de tiempo muy corto (de años a unas pocas decenas de años), y probablemente una



de ellas sea la misma colada lávica que está representada en la colina aledaña al oeste por el sitio 3PG.

La dirección paleomagnética del sitio 3PE en la sección principal es estadísticamente imposible de distinguir de la del sitio 3PH. Sin embargo, si se considera su proximidad, su dirección similar contrasta con la de la dirección esperada si la variación secular se promediara (señalada con una estrella en la Fig. 2a). Es probable que estas lavas hayan sido emitidas en un intervalo de tiempo muy corto, insuficiente para promediar la variación secular del campo magnético. El mismo análisis se puede hacer para el sitio 3PD respecto de los sitios 3PA, 3PB y 3PC. El análisis conjunto de todos los resultados paleomagnéticos permite discriminar la presencia de tres eventos volcánicos principales que acumularon una columna de aproximadamente 300 metros de basalto en la sección inferior de la sección del puesto Comercí. Los dos eventos iniciales (niveles I-F y E-H) ocurrieron en momentos de polaridad magnética normal, mientras que el último evento (nivel A-D y G) estuvo formado por al menos cuatro coladas lávicas sucesivas que se enfriaron bajo un paleocampo magnético de polaridad reversa. El paleomagnetismo sugiere que las lavas de ese último evento, que está representado por más de 200 metros es-

pesor, se acumularon durante un período de tiempo de decenas a centenas de años. Se pudo establecer una correlación directa entre los dos afloramientos de basaltos que estaban aparentemente desconectados entre sí al constatar que los tres eventos lávicos detectados en la sección principal también estaban presentes en la colina aledaña al oeste.

Tanto la edad K-Ar del basalto del sitio 3PG (80 ± 3Ma) como su polaridad reversa indican que los basaltos de la parte superior de la de la sección muestreada se enfriaron durante el cron C33r (de 83 a 79,1 Ma en Cande y Kent 1995). Esto restringe la erupción de los basaltos inferiores (que tienen polaridad normal) al Supercron Cretácico de Polaridad Normal, que cubre todo el intervalo de tiempo comprendido entre el Aptiano y el Santoniano. Considerando el valor del sitio 3PG (~80 Ma), y tomando como límite superior los basaltos infrayacentes con remanencia de polaridad normal (~84 Ma), los datos sugieren que hubo un período de al menos 3 Ma de tranquilidad volcánica y tectónica entre los episodios volcánicos intermedios y más jóvenes. Esto ha sido observado ya en otras localidades de Patagonia entre el Cretácico tardío y el Cenozoico, donde otros basaltos de *plateau* de Patagonia fueron construidos por episodios de volcanismo discretos, separados unos

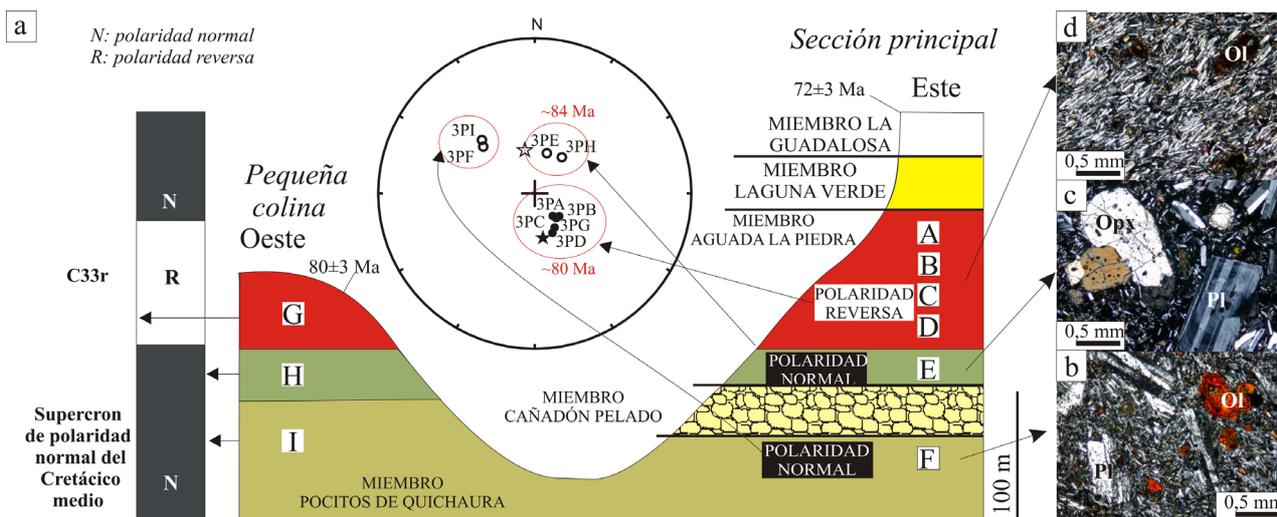


Fig. 2. a) Esquema de la sucesión lávica muestreada y de los resultados paleomagnéticos obtenidos. El estudio paleomagnético permitió aislar tres vectores paleomagnéticos distintos en la zona de Puesto Comercí, los que permiten identificar tres pulsos eruptivos que ocurrieron en distinto tiempo geológico. El nivel de lavas «G», con remanencia paleomagnética de polaridad reversa, fue datado por Di Tomasso (1978) en 80 ± 3 Ma (edad K-Ar). Esta edad acota al evento eruptivo superior al cron de polaridad magnética reversa C33r (83,5 - 79,2 Ma) e indica que los niveles inferiores de polaridad normal no pueden ser más jóvenes que el límite Santoniano-Campaniano (83,5 Ma), es decir que las lavas inferiores se enfriaron durante el Supercron de Polaridad Normal del Cretácico. En el estereograma, la estrella señala las direcciones esperadas del campo magnético Cretácico tardío para polaridades normales (vacía) y reversas (llena), y la misma simbología se aplica para los círculos que señalan los sitios de muestreo. b) Lavas del nivel superior con fenocristales y microfeno-cristales de olivina iddingsitizada en pasta pilotáxica. Andesita basáltica en el límite con andesita (7% cuarzo normativo). Con analizador, 5x. c) Lavas del nivel intermedio con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno en pasta hialofítica. Andesita basáltica (6% cuarzo normativo). Con analizador, 5x. d) Lavas del nivel inferior con fenocristales de plagioclasa y olivina iddingsitizada en mesostasis intersertal, con olivina iddingsitizada. Andesita basáltica en el límite con traquibasalto. Con analizador, 5x. Ol = olivina; Pl = plagioclasa; Opx = ortopiroxeno.

de otros varios millones de años (por ej. Brown *et al.* 2004, Espinoza *et al.* 2005, Guivel *et al.* 2006, Demant *et al.* 2007).

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y GEOQUÍMICAS

Las características petrográficas y geoquímicas de la sección tipo de la Formación Tres Picos Prieto fueron descritas por Zaffarana *et al.* (2012). Las muestras de los niveles inferiores de basaltos (sitios 3PI y 3PF, Fig. 2b) tienen textura porfírica con plagioclasa (hasta 3,4 mm de tamaño), olivina alterada y escasos minerales opacos inmersos en una pasta de textura intersertal con clinopiroxeno, olivina alterada y minerales opacos. Los bloques del conglomerado que se encuentra por encima son rocas volcánicas muy similares a las lavas que se encuentran por debajo (del sitio 3PF), las cuales son basaltos porfíricos compuestos por fenocristales de plagioclasa y olivina con rebordes de óxidos. La pasta tiene textura intersertal y está fuertemente alterada a óxidos de hierro, está compuesta por microlitos de olivina alterada, plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos.

Las muestras del nivel intermedio (sitios 3PH y 3PE, Fig. 2c) son lavas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y olivina alterada inmersos en una pasta de textura hialofítica compuesta por ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos. Las plagioclasas miden hasta 4,5 mm de longitud y en ocasiones tienen textura cribada. Algunos microfenocristales de olivina tienen rebordes incipientes de ortopiroxeno. Estas rocas pueden distinguirse de las lavas inferiores por la presencia de ortopiroxeno y por la menor cantidad de olivina en la pasta, diferencia que también se observa en la geoquímica. Las muestras de las lavas superiores (sitios 3PB, C y G, Fig. 2d), tienen textura microporfírica a porfírica y están compuestas por microfenocristales y fenocristales de olivina alterada en una pasta pilotáxica con clinopiroxeno y minerales opacos.

En el diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986, Fig. 3), las muestras quedan incluidas en el campo de las andesitas basálticas, mostrando un carácter subalcalino al pertenecer a la serie calcoalcalina de contenido medio de potasio. Se observan algunas diferencias geoquímicas entre las rocas del nivel inferior, representadas por el sitio 3PI, y las rocas de los otros niveles (sitios

3PB, 3PC, 3PG y 3PH). En el diagrama TAS, las lavas inferiores plotean en el límite con el campo de las traquiandesitas basálticas, mientras que las lavas restantes pertenecen al campo limítrofe de las andesitas (Fig. 3). Además, se observan diferencias en la composición normativa de los dos grupos, ya que el nivel inferior es hipersteno-normativo (hipersteno > olivina), mientras que los niveles intermedio y superior son cuarzo-normativos. El nivel inferior también tiene menor contenido de MgO y mayor tenor de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO y K_2O que las andesitas basálticas cuarzo-normativas de los niveles intermedio y superior. Además, las rocas hipersteno-normativas del nivel inferior tienen menor contenido de La, Ce, Nd, Zr, Th, Rb y Ba (el nivel inferior está señalado en rojo en la Fig. 4a-b).

Las rocas cuarzo-normativas del nivel intermedio (sitios 3PH y 3PE) se caracterizan por mostrar un mayor contenido de P_2O_5 y de Zr, así como también menor contenido de Sr que las rocas de los niveles superiores (sitios 3PB, 3PC y 3PG). En el diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Boynton 1984) las muestras tienen una pendiente moderada, en congruencia con el bajo fraccionamiento de tierras raras livianas con respecto a las pesadas. Las rocas hipersteno-normativas del nivel inferior tienen el menor contenido de tierras raras livianas (Fig. 4a). En el diagrama multielemental normalizado al manto figprimordial (Sun y McDonough 1989) las rocas tienen comportamiento similar,

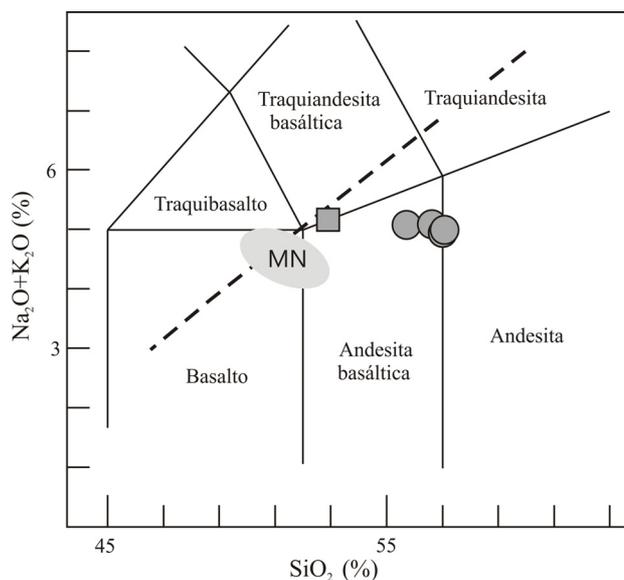


Fig. 3. Diagrama TAS para la clasificación geoquímica de las lavas de la Formación Tres Picos Prieto (TAS, Le Bas *et al.* 1986). La línea punteada divide a los campos de rocas alcalinas y subalcalinas (Irvine y Baragar 1971). MN muestra la geoquímica de los basaltos de Morro Negro (Demant *et al.* 2007).



caracterizadas por anomalías negativas de Nb y de Ti picos positivos de Pb (Fig. 4b).

PETROGENESIS Y COMPARACIÓN CON OTRAS LOCALIDADES DE PATAGONIA

Los bajos valores de MgO, Cr y Ni indican que las rocas de la Formación Tres Picos Prieto en el área del puesto Comercí no representan fundidos mantélicos primitivos. Las anomalías

negativas de Nb, así como las relaciones $La/Nb > 1$ son características de los magmas de zonas de subducción, en concordancia con la naturaleza calcoalcalina de las rocas estudiadas. Asimismo, en el diagrama multielemental se pueden observar patrones característicos de subducción, como la anomalía positiva de plomo (Fig. 4b). Esa anomalía es similar a la de las muestras de los basaltos tipo 2 de la Zona Volcánica Sur de los Andes (por ej. López-Escobar *et al.* 1993). Las rocas cuarzo-normativas tienen mayor relación La/Ta así como mayor contenido

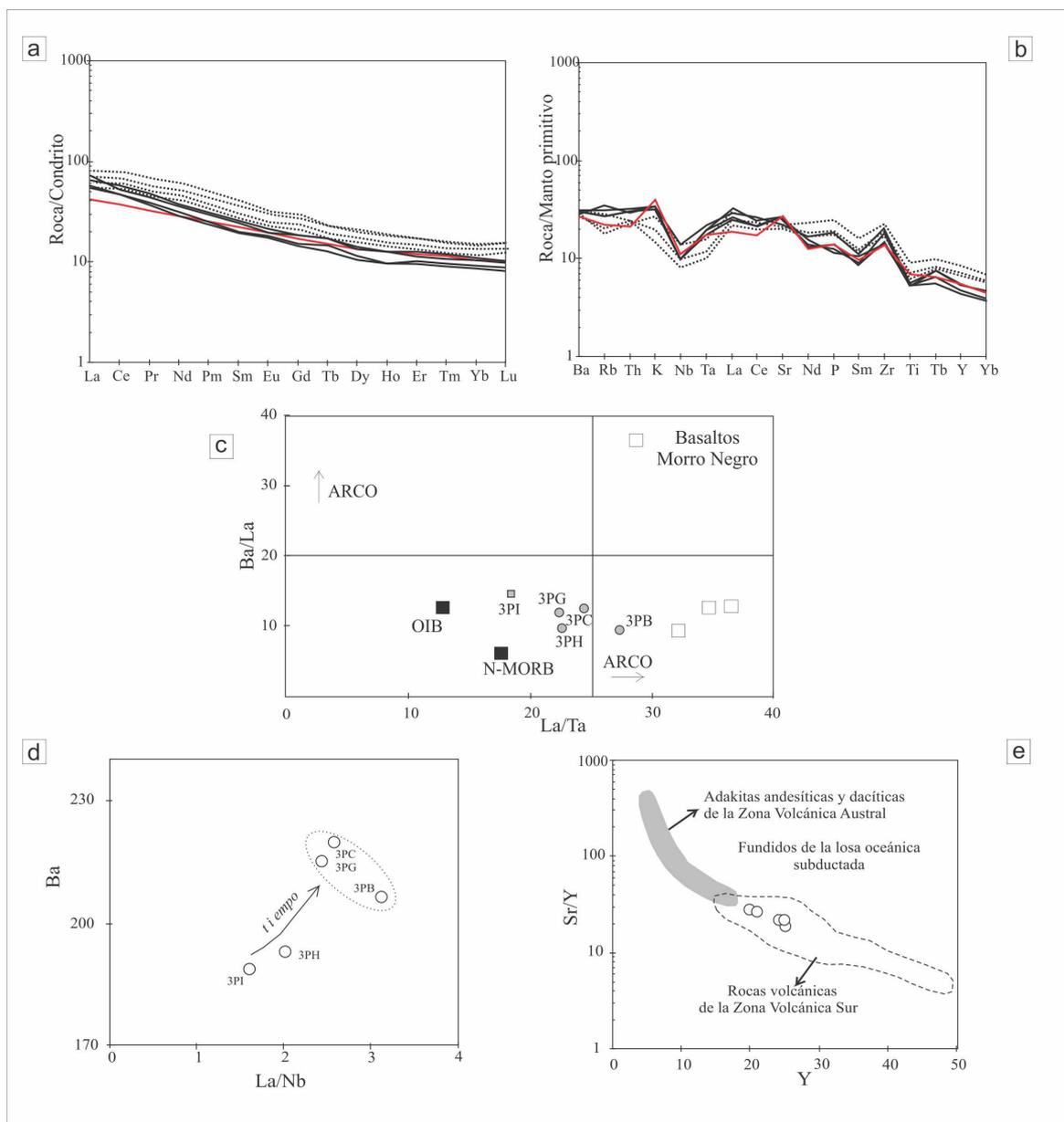


Fig. 4. a) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Boynton 1984) para las lavas de Tres Picos Prieto. b) Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough 1989). El nivel inferior (muestra 1) está señalado en rojo, y las líneas punteadas corresponden a los basaltos de Morro Negro (Demant *et al.* 2007) que se incluyeron a modo de comparación; c) Diagrama La/Ta versus Ba/La ; las líneas que separan los campos de las rocas de arco corresponden a Kay *et al.* (2004). Los valores medios para el OIB y el MORB se tomaron de Sun y McDonough (1989) y los cuadrados abiertos corresponden a los resultados de los basaltos de Morro Negro (Demant *et al.* 2007); d) Diagrama La/Nb versus Ba que muestra la evolución temporal de las lavas; e) Diagrama Y versus Sr/Y que sugiere que no habría participación de fundidos de la losa oceánica subductada en la fuente de las lavas de Tres Picos Prieto; los campos composicionales y los límites son de D'Orazio *et al.* (2003) y de las referencias allí señaladas.



do de La, Ba, Th y Rb que las rocas hipersteno-normativas de los niveles inferiores (Fig. 4c). Si bien esas características pueden considerarse una consecuencia de los procesos de diferenciación, tan frecuentes en ambientes de arco, se debe destacar que si el fraccionamiento de cristales o la asimilación de roca de caja junto con la cristalización fraccionada fuesen operativos se debería ver un descenso en el MgO, Cr y Ni en las rocas cuarzo-normativas. Sin embargo, los contenidos de MgO y Cr son aún mayores que en las rocas hipersteno-normativas, mientras que el Ni no muestra ningún cambio (véase Zaffarana *et al.* 2012). Entonces, las diferencias que se observan en las rocas estudiadas podrían explicarse a partir de diferencias en la fuente. La forma más probable de explicar este tipo de diferencias surge de una mayor impronta de subducción en la fuente de las rocas cuarzo-normativas. Esto también está ilustrado por la correlación positiva del contenido de Ba con la relación La/Nb con respecto a la edad de las rocas (Fig. 4d).

Sin embargo, las relaciones $Ba/La < 20$ y $La/Ta < 25$ no son características de arco de acuerdo con Kay *et al.* (2004). Lo mismo está sugerido por las relaciones $Ba/Nb < 40$ (D'Orazio *et al.* 2004), $Ti/V > 20$ (Shervais 1982, Bruni *et al.* 2008) y $Zr/Hf > 39$ (David *et al.* 2000). Todas ellas indican que también hay una componente de intraplaca en los magmas de Tres Picos Prieto. Sin embargo, debería notarse que la relación La/Ta también muestra un aumento hacia el nivel superior, con la relación $La/Ta = 27,4$, justo compatible con el magmatismo de arco, reforzando la hipótesis mencionada más arriba sobre el aumento de las características geoquímicas de subducción hacia el techo de la secuencia.

De la discusión señalada previamente se obtiene que las lavas basálticas de la Formación Tres Picos Prieto representan un caso intermedio entre volcanismo de subducción y de intraplaca. Este tipo de rocas volcánicas tiene similitudes con el tipo «transicional» definido por Stern *et al.* (1990) para el sur de Sudamérica, que tiene características intermedias entre los basaltos cratónicos (magmas de tipo OIB) y los basaltos de arco. Algunos ejemplos de este tipo particular de basaltos de Patagonia fueron descritos en las rocas cenozoicas de la Meseta de la Muerte (Gorring *et al.* 1997), de la Meseta de las Vizcachas, Camasú Aike (D'Orazio *et al.* 2004, 2005), y de la secuencia volcánica Zeballos

(Espinoza *et al.* 2010). Kay *et al.* (2006) también sugirieron mezcla entre componentes del manto continental y de la cuña mantélica para explicar la química de los basaltos Oligocenos - Miocenos de Patagonia central.

Los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto pueden correlacionarse con las rocas ígneas de la misma edad que afloran en la región de Coihaique Alto en los Andes Patagónicos chilenos que se conocen como Formación El Toro, Basaltos Morro Negro y Complejo Volcánico Casa de Piedra (Demant *et al.* 2007). Los Basaltos Morro Negro presentan numerosas similitudes con los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto. Por ejemplo, en la localidad de Morro Negro lavas hipersteno-normativas están cubiertas por lavas cuarzo-normativas (Demant *et al.* 2007), al igual que la relación que se observa en los basaltos de Tres Picos Prieto. Además, las dos localidades muestran patrones de tierras raras normalizadas al condrito planos y similares entre sí, aunque las lavas de Tres Picos Prieto tienen menor contenido de tierras raras y mayor relación La/Yb normalizado (3,9 - 6,7 frente a 3,8 - 4,2). Además, los diagramas multielementales normalizados al manto primordial de las dos unidades son bastante similares. Las lavas de Morro Negro, al igual que las de Tres Picos Prieto, tienen características geoquímicas intermedias entre subducción e intraplaca (Demant *et al.* 2007). Su alta relación Zr/Hf (entre 42 y 50) y su relación $Ba/La < 20$, lo que sugiere que tienen afinidades de tipo OIB, de acuerdo con los límites planteados por David *et al.* (2000) y por Kay *et al.* (2004), respectivamente. Por otra parte, la relación $La/Ta > 25$ es típica del magmatismo de arco según Kay *et al.* (2004).

Los basaltos de Morro Negro y de Tres Picos Prieto, fueron comparados con una manifestación de lavas dacíticas cretácico tardías de la localidad de Gastre en el sector norte de Patagonia (Fig. 1), las cuales tienen una edad $^{40}Ar-^{39}Ar$ en anfíbol de alrededor de 75 Ma (Zaffarana *et al.* 2018). Estas rocas tienen características de arco, constituidas por el enriquecimiento en tierras raras livianas, por una notable anomalía negativa de Nb y Ta y relaciones $La/Ta > 25$, $Ba/Nb > 40$, $Ba/Ta > 450$, $Ta/Hf > 0,15$ y $La/Nb > 1$ (Zaffarana *et al.* 2018). Además, las concentraciones de tierras raras pesadas menores a 10 y las relaciones $Sm/Yb > 3,5$ sugieren la presencia de granate residual en su fuente (Zaffarana *et al.* 2018).



MODELOS Tectonomagmáticos para los basaltos de *plateau* de patagonia

A la fecha no hay un solo modelo que explique el origen de los basaltos del Cretácico tardío - Cenozoicos de Patagonia. Las lavas de la Formación Tres Picos Prieto tienen una impronta geoquímica de arco, señalando un posible origen de suprasubducción. Las lavas de esta formación presentan notable similitud con los basaltos Morro Negro que se encuentran en la localidad de Coihaique Alto en Chile. Es cierto que la química de la localidad Morro Negro es similar a la de los basaltos del Cuaternario, que, por su parte, se asocian a la subducción de la dorsal de Chile (Demant *et al.* 2007). Sin embargo, la convergencia del Cretácico tardío - Paleoceno en Patagonia, que apunta a una subducción rápida (~10 cm/año) de la placa de Aluk, y sin evidencias de la presencia de una placa oceánica adicional (Somoza y Ghidella 2005), no avalarían la subducción de una dorsal. Además, la Formación Tres Picos Prieto presenta un contenido de Mg relativamente bajo y baja relación Sr/Y, lejos del campo de las adakitas (Fig. 4e), indicando la falta una impronta geoquímica de fusión de losa oceánica. Entonces, la señal de subducción de los basaltos de Tres Picos Prieto estaría relacionada con fluidos liberados de la placa de Aluk dentro de un régimen de subducción normal.

La erupción de los basaltos de *plateau* de Patagonia comenzó poco tiempo después del primer episodio contraccional del Ciclo Andino (ca. 90 - 95 Ma, Somoza y Zaffarana 2008), el cual está representado en la región por la discordancia angular entre las rocas del Cretácico inferior a medio, y por los basaltos horizontales de ~70 - 80 Ma en el área de Tres Picos Prieto. Entonces, el volcanismo de retroarco del Cretácico tardío podría haber estado relacionado con la erupción pasiva de magma debido a una relajación posterior a la contracción de la litósfera, y/o a un episodio de renovado retroceso de la trinchera que conllevó a la extensión de la litósfera asociada. De hecho, el ascenso de magmas a través de fracturas de dilatación - extensión es un mecanismo que sería válido para explicar el origen de las rocas de esta provincia magmática cualquiera sea su edad.

El proceso de ascenso de magmas asistido por cizalla («shear-driven upwelling», Conrad *et al.* 2010), es otro mecanismo que puede apli-

carse a la petrogénesis de las lavas de retroarco de Patagonia, independientemente de la edad de las rocas. El movimiento de las placas implica cizalla entre la litósfera que se mueve hacia el oeste y la astenósfera. Las tomografías de la astenósfera muestran una variedad de formas y de tamaños de anomalías de baja velocidad que presumiblemente resultan de una variedad de procesos dependientes del tiempo. Estas irregularidades en la superficie litósfera - astenósfera implicarían la presencia de heterogeneidades laterales de viscosidad (Conrad *et al.* 2010). Analizando problemas de ingeniería clásicos, Conrad *et al.* (2010) concluyeron que la cizalla rápida en límite litósfera - astenósfera con presencia de irregularidades (o sea, variaciones laterales de viscosidad), inducirá flujo circular entre cavidades, facilitando la surgencia de magma. La forma de la zona limitrofe entre la litósfera y la astenósfera de Patagonia es desconocida, pero se podría especular con la existencia de irregularidades heredadas de la prolongada y penetrativa tectónica extensional previa al Cretácico tardío. Por otra parte, Sudamérica comenzó a moverse rápidamente hacia el oeste con respecto al manto subyacente a los 90 - 95 Ma (Somoza y Zaffarana 2008), y continuó haciéndolo a través de todo el Cenozoico, en paralelo a la edad del volcanismo de retroarco de Patagonia. Entonces, el volcanismo Cretácico tardío a reciente de la Provincia Basáltica de *Plateau* de Patagonia se habría desarrollado por encima de una astenósfera que experimenta rápida deformación por cizalla que provocaría el ascenso de magmas máficos provenientes de ella. El mecanismo de ascenso de magmas asistido por cizalla de Conrad *et al.* (2010) es un proceso geodinámico capaz de contribuir a la génesis de la mayoría de las lavas de retroarco a intraplaca de Patagonia.

En la Fig. 1 están señaladas todas las localidades en las que aflora el magmatismo Cretácico tardío - Paleógeno del norte de Patagonia (de norte a sur, serían: el volcanismo dacítico reconocido en la localidad de Gastre por Zaffarana *et al.* (2018), la Formación Tres Picos Prieto cerca de José de San Martín y las rocas volcánicas de la región de Coihaique Alto en Chile descritas por Demant *et al.* 2007). Todas las rocas volcánicas de este período tienen características de arco, y es importante mencionar que durante el Cretácico tardío hubo un cese de la actividad magmática en el Batolito Patagónico (Pankhurst *et al.* 1999, Suárez *et al.* 2010,



Echaurren *et al.* 2017). Las características de arco de las rocas dacíticas de Gastre, junto con su ubicación 500 km al este de la paleotrinchera y la presencia de granate en su fuente sugerirían la migración del arco hacia el antepaís, con el aumento en la profundidad de la fuente (Wilson 2007). De acuerdo con Karlstrom *et al.* (2014) el engrosamiento cortical podría llevar a la migración del frente magmático hacia el retroarco, dado que se truncaría la columna de fundido en profundidad. Varios autores han propuesto la presencia de una fase de deformación compresiva en el norte de Patagonia para el Cretácico tardío asociada a la somerización de la losa subducida con la consecuente migración del frente volcánico hacia el este (Allard *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011, García Morabito y Ramos 2012, Spagnuolo *et al.* 2012, Gianni *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2017, Fig. 5). Por otra parte, las edades de exhumación del Cretácico tardío - Paleógeno de la región de Gastre obtenidas por Savignano *et al.* (2016) también podrían explicarse mediante una etapa de colapso posorogénico luego de la fase de deformación compresiva. Hacia el sur de la localidad de Gastre, a la latitud de la región de Coihaique Alto en Chile, la erupción de la Formación El Toro y del Complejo Volcánico Casa de Piedra se habría producido bajo un régimen de subducción normal, dado que no presentan evidencias de la presencia de granate en su fuente (Fig. 5). En esta región también se produjo la intrusión de la Granodiorita Teta, la cual pertenece a la raíz del Batolito Patagónico en el sector sur del Lago La Plata y que tiene una edad de $81,7 \pm 1,3$ Ma (Rolando *et al.* 2002).

En este contexto, el origen del volcanismo máfico de la Formación Tres Picos Prieto podría explicarse particularmente a través de un proceso extensional asociado al retroceso de la trinchera que tuvo lugar luego de la contracción cretácica tardía ocurrida en el paleomargen andino a los 95 - 90 Ma (Somoza y Zaffarana 2008). Cuando la trinchera se retiraba hacia el oeste, podrían haberse creado las condiciones locales para la generación de los basaltos de Tres Picos Prieto debido a un proceso de desgarramiento de la placa Aluk - Phoenix que se estaba subduciendo en el paleomargen («slab tearing»; Fig. 5). Este proceso de desgarramiento se habría dado por el cambio de inclinación de la losa subducida, que habría pasado de una inclinación subhorizontal en la latitud de Gastre a una inclinación nor-

mal en la región de Coihaique Alto. La localidad de Tres Picos Prieto queda comprendida entre estas dos localidades. Además, el proceso de desgarramiento de la losa subducida permitiría la contaminación de los magmas de subducción con magmas astenosféricos derivados del flujo lateral de la astenósfera (el flujo astenosférico lateral es un proceso común en sistema de subducción de tipo andino, véase Schellart *et al.* 2007). Esta contaminación de magmas explicaría la impronta geoquímica transicional de los basaltos de Tres Picos Prieto, intermedia entre alcalina y asociada a subducción. Las lavas habrían comenzado siendo más alcalinas y luego se volvieron más calcoalcalinas hacia el techo de la secuencia.

Si bien es cierto que el proceso de cizalla rápida sublitosférica probablemente contribuyó a generar el volcanismo del Cretácico tardío a reciente de Patagonia en todas sus localidades (Zaffarana *et al.* 2012), y dado el contexto regional, el proceso de desgarramiento de la losa subducida parece ser más mecanismo más eficiente para explicar la erupción de los basaltos de Tres Picos Prieto (Fig. 5).

Todavía es motivo de discusión en la literatura el momento en el cual se produjo la colisión de la dorsal de Farallón - Aluk con el margen continental, y se sabe que el mismo varía con la latitud. Mientras que algunos autores lo atribuyen al Paleoceno - Eoceno (Cande y Leslie 1986, Ramos y Kay 1992, Seton *et al.* 2012), más al sur, en la región de Coihaique Alto en Chile la colisión se habría producido antes, durante el Cretácico tardío - Paleógeno (Espinoza *et al.* 2005, Demant *et al.* 2007). El origen de las lavas de Tres Picos Prieto también fue asociado a la subducción de la dorsal de Farallón - Aluk y a la generación de una ventana astenosférica asociada (Gianni *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2017). Sin embargo, como se señaló en párrafos precedentes, los basaltos de Tres Picos Prieto no tienen características geoquímicas coherentes con este proceso, ya que no se trata de magmas adakíticos (Fig. 4e).

A la latitud de Gastre, el pasaje de la dorsal de Farallón - Aluk se habría producido durante el Paleógeno, la subducción de esta dorsal fue invocada por Aragón *et al.* (2017) para explicar el régimen tectónico extensional que prevaleció durante la erupción del Cinturón de Pilcaniyeu (~60 - 42 Ma, Rapela *et al.* 1988; Aragón *et al.* 2013) y de la intrusión del Batolito Munro (~62 Ma).

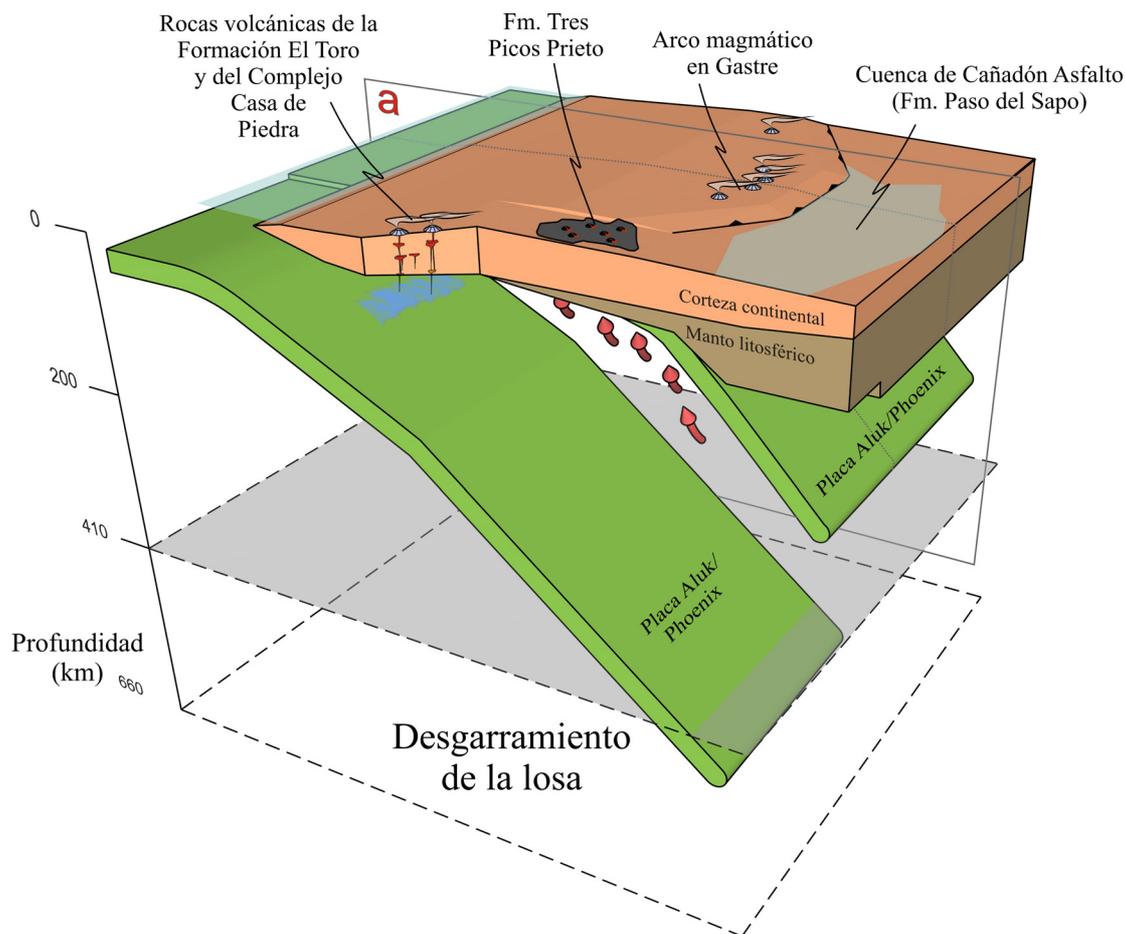


Fig. 5. Configuración tectónica del margen andino en la región norpatagónica para el Cretácico tardío (-83 - 73 Ma). Fig. adaptada de Zaffarana *et al.* (2018).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con el financiamiento de los proyectos PIP CONICET112-200901-00766 y PICT 2014- 1394. Se agradecen los valiosos comentarios de Santiago N. González que mejoraron la versión final de este manuscrito. Se dedica este trabajo a nuestro querido compañero y mentor el Dr. Rubén Somoza.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Allard, J.O., Giacosa, R. y Paredes, J.M. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino Actas: 988-989, Neuquén.

Aragón, E., Pinotti, L., Eramo, F.D., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E. y Aguilera, Y.E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the

geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377-88.

Aragón, E., Castro, A., Giacosa, R., Rodríguez, C., D'Éramo, F., Pinotti, L., Díaz-Alvarado, J., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Demartis, M., Hernando, I.R., Fuentes, T. y Ribot, A. 2017. El Batolito Munro: magmatismo post-orogénico paleoceno en el rift de los Patagónides: Patagonia Extrandina. XX Congreso Geológico Argentino, Actas: 13-18, San Miguel de Tucumán.

Baker, P.E., Rea, W.J., Skarmeta, R., Caminos, R. y Rex, D.C. 1981. Igneous history of the Andean cordillera and Patagonia around latitude 46°S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A303: 105-149.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam: 63- 114.

Brown, L.L., Singer, B.S. y Gorrying, M.L. 2004. Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of lavas from Meseta del Lago Buenos Aires, Patagonia. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, Q01H04. doi:10.1029/2003GC000526.



- Bruni, S., D'Orazio, M., Haller, M., Innocenti, F., Manetti, P., Zoltán, P. y Tonarini, S. 2008. Time-evolution of magma sources in a continental back-arc setting: the Cenozoic basalts from Sierra de San Bernardo (Patagonia, Chubut, Argentina). *Geological Magazine* 145: 714-732.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100: 6093-6095.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91: 471-496.
- Conrad, C.P., Wu, B., Smith, E.I., Bianco, T.A. y Tibbetts, A. 2010. Shear-driven upwelling induced by lateral viscosity variations and asthenospheric shear: A mechanism for intraplate volcanism. *Physics of the Earth and Planetary Interior* 178: 162-175.
- David, K., Schiano, P. y Allègre, C.J. 2000. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 285-301.
- De Ignacio, C., López, I., Oyarzún, R. y Márquez, A. 2001. The northern Patagonian Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling? *Terra Nova* 13: 117-121.
- Demant, A., Suárez, M. y De la Cruz, R. 2007. Geochronology and petrochemistry of Late Cretaceous-(?) Paleogene volcanic sequences from the eastern central Patagonian Cordillera (45°-45°40'S). *Revista Geológica de Chile* 34 (1): 3-21.
- Di Tommaso, I. 1978. *Geología del sector comprendido entre el paraje El Molle y el cerro Tres Picos, Depto. Tehuelches, provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inérita): 112 pp., Buenos Aires.*
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A. y Omarini, R. 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile Triple Junction: Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (<45°S Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (4): 219-242.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P. y Haller, M. 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. y 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.
- Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C. y Lucassen, F. 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society, London* 174: 405-21.
- Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Bellen, H., Cotten, J., De la Cruz, R. y Guivel, C. 2005. Petrogenesis in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos* 85: 315-343.
- Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabrielle, Y., Maury, R.C., De la Rupelle, A., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H. y Suárez, M. 2010. Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47°S): petrogenesis and implications for slab dynamics. *Andean Geology* 37 (2): 300-328.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 531-46.
- Franchi, M.R. y Page, R.F.N. 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 208-229.
- García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38° 30'-40° 30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 38: 13-30.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernández, M.I. y Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16: 1-17.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M. y 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149: 346-370.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jarboe, N.A., Coe, R.S., Renne, P.R., Glen, J.M.G. y Mankinen, E.A. 2008. Quickly erupted volcanic sections of the Steens Basalt, Columbia River Basalt Group: Secular variation, tectonic rotation, and the Steens Mountain reversal. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q11010. doi:10.1029/2008GC002067.
- Karlstrom, L., Lee, C.T.A. y Manga, M. 2014. The role of magmatically driven lithospheric thickening



- on arc front migration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15: 2655–75.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Franchi, M., y Ramos, V.A. 1992. The Somuncura plateau: an Oligo-Miocene 'baby-hotspot' in extra-Andean Patagonia (40.5° to 43.5° South Latitude). *Eos Transaction American Geophysical Union* 7: p. 337.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Franchi, M. y Ramos, V.A. 1993. Origen de la Meseta de Somun Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248, Mendoza.
- Kay, S.M., Gorrington, M. y Ramos, V.A. 2004. Magmatic sources, settings and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 556-568.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene Magmatism over the Neuquén basin: Evidence for transient shallowing of the subduction zone under the Neuquén Andes (36°S to 38°S latitude). En: Kay S.M. y Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorrington, M.L. y Ramos, V.A. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology* 48 (1): 43-77.
- Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H. y Youbi, N. 2004. The Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 228: 143-160.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D. y Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary Rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20 (1): 33-55.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Magill, J.R., Wells, R.E., Simpson, R.W. y Cox, A.V. 1982. Post 12 m.y. rotation of southwest Washington. *Journal of Geophysical Research* 87 (B5): 3761-3776.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C.R. 2000. The mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile (36°-43°S): its relation to crustal extension, mantle upwelling, and the late Oligocene increase in the rate of oceanic plate subduction beneath South America. *Revista Geológica de Chile* 27 (2): 177-203.
- Ntaflou, T., Bjerg, E.A. y Labudia, C.H. 2002. High temperature, low pressure garnet-peridotites from Praguaniyeu: evidence for plume activity in Northern Patagonia. XV Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 53-55, El Calafate.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London* 156: 673-94.
- Parada, M.A., Lahsen, A. y Palacios, C. 2001. Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén region of the Patagonian Andes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 28 (1): 25-46.
- Pluhar, C.J., Coe, R.S., Sampson, D.E., Glen, J.M.G., Monastero, F.C. y Tanner, S.B. 2005. Lava fingerprinting using paleomagnetic and innovative X-ray fluorescence spectroscopy: A case study from the Coso volcanic field, California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (4).
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40° S–42° 30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1: 75-88.
- Rolando, A. P., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Fernandez, R.R. y Etcheverry, R.O. 2002. SHRIMP zircon U±Pb evidence for extended Meso- assimilation of Archean crustal components. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 267-83.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M. y Zattin, M. 2016. (Un)coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41° 30'-43° S). *Tectonics* 35: 2636-56.
- Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L. y May, D. 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature* 446: 308-11.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M, Turner, M, Maus, S y Chandler, M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews* 113: 212-70.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.
- Somoza, R. 2007. Eocene paleomagnetic pole for South America, northward continental motion in the Cenozoic, opening of Drake Passage and Caribbean convergence. *Journal of Geophysical Research* 112, B03104. doi:10.1029/2006JB004610.
- Somoza, R. y 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.



- Somoza, R. y Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 267-277.
- Somoza, R., Singer, S.E. y Coira, B. 1999. Paleomagnetism of upper Miocene rocks from northern Chile: Implications for the origin of late Miocene-Recent tectonic rotations in the southern Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 104 (B10): 22923-22936.
- Spagnuolo, M.G., Folguera, A., Litvak, V., Vera, E.A.R. y Ramos, V.A. 2012. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36.5° S: evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences* 38: 44-56.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z. y Kyser, T.K. 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 294-308.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, M. y Demant, A. 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geological Magazine* 147: 193-205.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Weiss, S.I., Noble, D.C. y McKee, E.H. 1989. Paleomagnetic and cooling constraints on the duration of the Pahute Mesa-Trail Ridge Eruptive event and associated magmatic evolution, Black Mountain Volcanic Center, southwestern Nevada. *Journal of Geophysical Research* 94 (B5): 6075-6084.
- Wilson, M. 2007. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 466 pp.
- Zaffarana, C.B., Lagorio, S.L. y Somoza, R. 2012. Paleomagnetism and geochemistry from the Upper Cretaceous Tres Picos Prieto locality (43° S), Patagonian Plateau Basalts. *Andean Geology* 39: 53-66.
- Zaffarana, C.B., Lagorio, S.L., Orts, D., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Boltshauser, B., Puigdomenech Negre, C., Somoza, R. y Haller, M. 2018. First geochemical and geochronological characterization of Late Cretaceous mesosilicic magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region. *Geological Magazine*, 15 6(7): 1285-1294.