

ARTÍCULO INVITADO

EL VOLCANISMO CUATERNARIO EN EL RETROARCO DE PAYENIA: UNA REVISIÓN

Eduardo J. LLAMBÍAS¹, Gustavo W. BERTOTTO², Corina RISSO³ e Irene HERNANDO¹¹ Centro de Investigaciones Geológicas - UNLP-CONICET. E-Mail: llambias@cig.museo.unlp.edu.ar, ihernando@cig.museo.unlp.edu.ar² INCITAP -UNLPam-CONICET. E-Mail: gwbertotto@yahoo.com.ar³ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. E-Mail: corina@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

La provincia basáltica Payenia se desarrolló al pie de los Andes entre 33°40'S y 38°S. Es una típica asociación de retroarco con dos picos de actividad, el más antiguo es mayormente mioceno (26 a 8 Ma) y el más joven es Plioceno - Holoceno (<5 Ma). Su mayor desarrollo areal se encuentra en una faja N-S, deprimida, situada al pie de los Andes, que hemos denominado depresión central. Al norte de 36°20'S fue descrita como depresión de Los Huarpes, la cual se caracteriza por albergar una cuenca sedimentaria cenozoica, parcialmente deformada, de alrededor de 1000 m de espesor. Hacia el sur de esta latitud el relleno sedimentario cenozoico desaparece y los basaltos se apoyan sobre el Cretácico tardío o Paleógeno temprano. La actividad volcánica se desarrolló, además, en el borde occidental del bloque de San Rafael, y en la faja plegada y corrida, al pie de los Andes. Payenia está integrada por más de 800 conos basálticos monogenéticos y por unos pocos conos poligenéticos compuestos por rocas diferenciadas y alimentados desde cámaras magmáticas superficiales. Entre los volcanes poligenéticos se encuentran: Chachahuén, mioceno (7 a 5 Ma), compuesto por andesitas riódacitas y basaltos de alto potasio con anfíbol; El Nevado, plioceno, compuesto por andesitas, traquiandesitas basálticas, traquitas dacitas y riolitas con afinidad calcoalcalina y Payún Matrú, pleistoceno superior hasta holoceno, compuesto por traquitas, traquiandesitas y traquibasaltos. En el extremo sur de la depresión central se encuentra el escudo basáltico de Auca Mahuida, pleistoceno (1,7 a 0,88 Ma), compuesto por traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas. Este escudo está alineado con los volcanes Tromen y Domuyo conformado un cinturón volcánico NO oblicuo a los Andes, cuyo límite sur en parte coincide con el lineamiento Cortaderas. Varios conos monogenéticos son hidromagmáticos y algunos pocos contienen pequeñas inclusiones del manto. La provincia basáltica de retroarco Payenia comienza al sur de la subducción plana pampeana y coincide, al menos en el Cuaternario, con la disminución de la altura de la cordillera. Este cambio de altura podría haber sido facilitado por a un mayor gradiente geotérmico respecto al del tramo de subducción plana, cuya litósfera, más fría, habría permitido soportar mayor carga que en el tramo con subducción empinada, ablandada térmicamente. Desde un punto de vista tectónico ha sido atribuido a una menor contracción orogénica. Volcanismo holoceno en Payenia solamente existe en Payún Matrú. El elevado gradiente térmico que existe aquí puede estar relacionado con la segmentación de la depresión central, que separa la cuenca cenozoica de Los Huarpes, al norte, del segmento sur sin acumulación sedimentaria de esta edad. El único signo visible en superficie de esta segmentación es la falla E-O La Carbonilla, desarrollada a ambos lados del volcán Payún Matrú. Otros autores han explicado esta anomalía geotérmica como un proceso de adelgazamiento y estiramiento cortical en conjunción con inyección de astenósfera caliente.

Palabras clave: *Payenia, retroarco, volcanismo basáltico, Neógeno, Payún Matrú.*

ABSTRACT: *Retroarc Neogene volcanism at Payenia: A review.* The Payenia basaltic province is a typical retroarc association developed along the foothills of the Andes between 33°40'S and 38°00'S. It records two main events, an older, mostly Miocene one (26 to 8 Ma) and a younger Pliocene to Holocene one (younger than 5 Ma). It covers an N-S lowland belt named here the central depression. To the North of 36°20'S, the region was described as Los Huarpes depression, a partially deformed sedimentary basin characterized by a 1000 m-thick, undifferentiated Cenozoic sequence. To the south, Upper Cretaceous to Lower Paleogene layers, instead of the undifferentiated Cenozoic deposits, are covered by basalts. The volcanism additionally covers the western side of the San Rafael Block as well as the fold and thrust belt of the Andean foothills. The Payenia province consists of more than 800 monogenetic basaltic cones, and scarce polygenetic volcanos fed by shallow magmatic chambers. Among the latter, the following examples can be mentioned: Miocene Chachahuén volcano (7 to 5 Ma), composed of andesites, rhyodacites and basalts with high-K and amphibole; Pliocene El Nevado volcano, with calc-alkaline, basaltic trachyandesites, trachytes, dacites and rhyolites; and Upper Pleistocene to Holocene Payún Matrú volcano, composed of trachytes, trachyandesites and trachybasalts. The southernmost area of the central depression is covered by the Pleistocene, Auca Mahuida basaltic shield (1.7 to 0.88 Ma), consisting of trachybasalts, basaltic trachyandesites and trachyandesites. This shield is aligned with Tromen and Domuyo volcanos, defining an NW-SE volcanic belt, oblique to the Andes, whose southern tip corresponds to the Cortaderas

lineament. Some of the monogenetic cones are of hydromagmatic origin, whereas a few others exhibit small mantle inclusions. The Payenia retroarc province develops to the south of the Pampean flat slab segment, where the heights of the Andes are smaller. This height difference might have been caused by a higher thermal gradient that softened the crust in the steeper subduction segment, while the colder lithosphere in the flat slab segment allowed greater crustal thickening and height. From the tectonic point of view the height difference has been attributed to a smaller orogenic contraction in the southern segment. Holocene volcanism appears exclusively at Payun Matru volcano. The associated thermal anomaly may explain the segmentation of the central depression, separating the Cenozoic Los Huarpes basin in the north and the section without coeval sedimentation in the south. The only surface evidence of this segmentation is the E-W, La Carbonilla fault, running both sides of the Payun Matru volcano. Other authors have explained this thermal anomaly as a process of crustal thinning and stretching associated with hot injection from the asthenosphere.

Keywords: *Payenia, retroarc, basaltic volcanism, Neogene, Payún Matrú.*

INTRODUCCIÓN

La cordillera de los Andes que bordea Sudamérica es consecuencia de la subducción de varias placas oceánicas por debajo de este continente. El desarrollo del arco magmático que acompaña este accidente geográfico es por su extensión uno de los más largos del mundo y forma parte del cinturón de fuego que bordea al océano Pacífico. A pesar de esta enorme extensión, la actividad volcánica en el retroarco en el Cuaternario tiene escaso desarrollo. Al sur del segmento de subducción plana Pampeana (Ramos 2009) se desarrolló a partir del Cuaternario temprano un abundante volcanismo basáltico que perduró hasta el Holoceno (González Díaz 1972b, Inbar y Rizzo 2002, Germa *et al.* 2010). El reducido volumen eruptado durante el Holoceno y su distribución localizada en los alrededores del volcán Payún Matrú indica que la actividad magmática en el retroarco estaría llegando a su fin. Es posible que la energía disponible para transportar el magma desde su entrapamiento hasta la superficie ya no sea suficiente, por lo cual los últimos eventos magmáticos pudieron haber cristalizado en el interior de la corteza como pequeños cuerpos intrusivos, tal vez con características alcalinas más acentuadas que las de las erupciones más antiguas.

La actividad volcánica de retroarco, predominantemente basáltica olivínica alcalina, se desarrolló al sur del segmento de subducción plana Pampeana, a partir de 33°40'S, y continuó sin interrupción hasta la latitud de 52°S, alcanzando el extre-

mo sur de Sudamérica. En esta amplia región se pueden distinguir dos segmentos, el de Payenia, entre 33°40'S y 38°S y el de Patagonia, que se extiende entre 40° y 52°S. En ambas regiones los basaltos olivínicos son dominantes y una diferencia notable es que en Payenia la actividad volcánica afectó solamente el borde occidental del antepaís mientras que en Patagonia el mayor desarrollo está en el antepaís, en una posición muy alejada de la zona de subducción. Payenia se encuentra a 500 km de la trinchera oceánica, con un ancho de 130 km, mientras que la parte más alejada en Patagonia está a 800 km de la trinchera con un ancho de 400 km. La transición entre ambos ambientes parece ser brusca, coincidente con una tectónica oblicua al rumbo del arco magmático andino (Fig. 1). Otra diferencia importante es que en Payenia la actividad volcánica cuaternaria es dominante mientras que en Patagonia tiene pobre desarrollo.

ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En el sureste de Mendoza y norte del Neuquén la actividad ígnea tanto en el arco como en el retroarco fue intensa a partir del Mioceno (Groeber 1946, 1947), con un pico en el Plioceno-Cuaternario. Polanski (1954) reunió las amplias llanuras volcánicas del sureste de Mendoza con el nombre de Payenia (Fig. 2) y las comparó con las provincias volcánicas de Patagonia, concluyendo que era la "Patagonia Mendocina". Este desarrollo volcánico de retroarco también llamó la aten-



Figura 1: Mapa de Sudamérica donde se indica el volcanismo activo de la cordillera de los Andes y el volcanismo cuaternario tardío de la región situada detrás del arco, entre las cuales se encuentra la provincia volcánica de Payenia, definida por Polanski (1954), y la de Patagonia. La denominación de los segmentos de subducción plana es según Ramos (2009).

ción de Bermúdez y Delpino (1989), quienes agruparon las unidades volcánicas en la provincia basáltica Andino-Cuyana y la describieron como una provincia basáltica olivínica alcalina. Durante el Mioceno se desarrolló un amplio plateau basáltico-andesítico de más de 23.000 km² de extensión, cuyos afloramientos se distribuyen en la actual cadena andina (alrededores del Domuyo-río Barrancas) y al pie de la misma, como en la sierra de Palaooc, donde alcanza espesores cercanos a los mil metros, incluyendo intercalaciones

sedimentarias (Groeber 1947, Bettini 1982, Silvestro y Atencio 2009). La realización de numerosas dataciones radimétricas (Cobbold y Rosello 2003, Kay *et al.* 2006a, Galland *et al.* 2007, Folguera *et al.* 2009, Quidelleur *et al.* 2009, Germa *et al.* 2010) permitió detectar una casi continua actividad ígnea, con excepción del Mioceno tardío-Plioceno Temprano, cuando la actividad fue casi nula. Mediante estudios geoquímicos, tectónicos, y nuevas dataciones (Kay y Copeland 2006, Kay *et al.* 2006a, b) revelaron que a partir de los 20 Ma comenzó un ciclo en que el ángulo de subducción se hizo más somero y volvió a inclinarse a partir de los 5 Ma. A este período Ramos (2009) lo llamó subducción plana de Payenia. A partir del Plioceno el volcanismo comenzó a aumentar su actividad hasta el máximo del Cuaternario, época en que se labró la actual morfología de la depresión central. Durante los últimos 14 ka la actividad volcánica tuvo un área de dispersión menor que en el Pleistoceno, ya que se encuentra únicamente en la región del Payún Matrú y en el volcán Tromen.

UNIDADES MORFOTECTÓNICAS AFECTADAS POR EL VOLCANISMO DE RETROARCO CUATERNARIO EN PAYENIA

La actividad volcánica de Payenia sobrepasa la faja central deprimida del retroarco (Fig. 3) y se expande masivamente en el antepaís. También afectó el borde oriental de la faja plegada de Malargüe y penetra en ella a lo largo de corredores ONO, aunque con volumen reducido, como ocurre en el río Salado (Fig. 4) y en La Pasarela (Fig. 5).

Los antecedentes geológicos de las unidades afectadas por la actividad del retroarco serán descritos de acuerdo con las unidades geotectónicas que lo delimitan: antepaís, depresión central y cinturón orogénico.

Antepaís

El antepaís está representado por el blo-

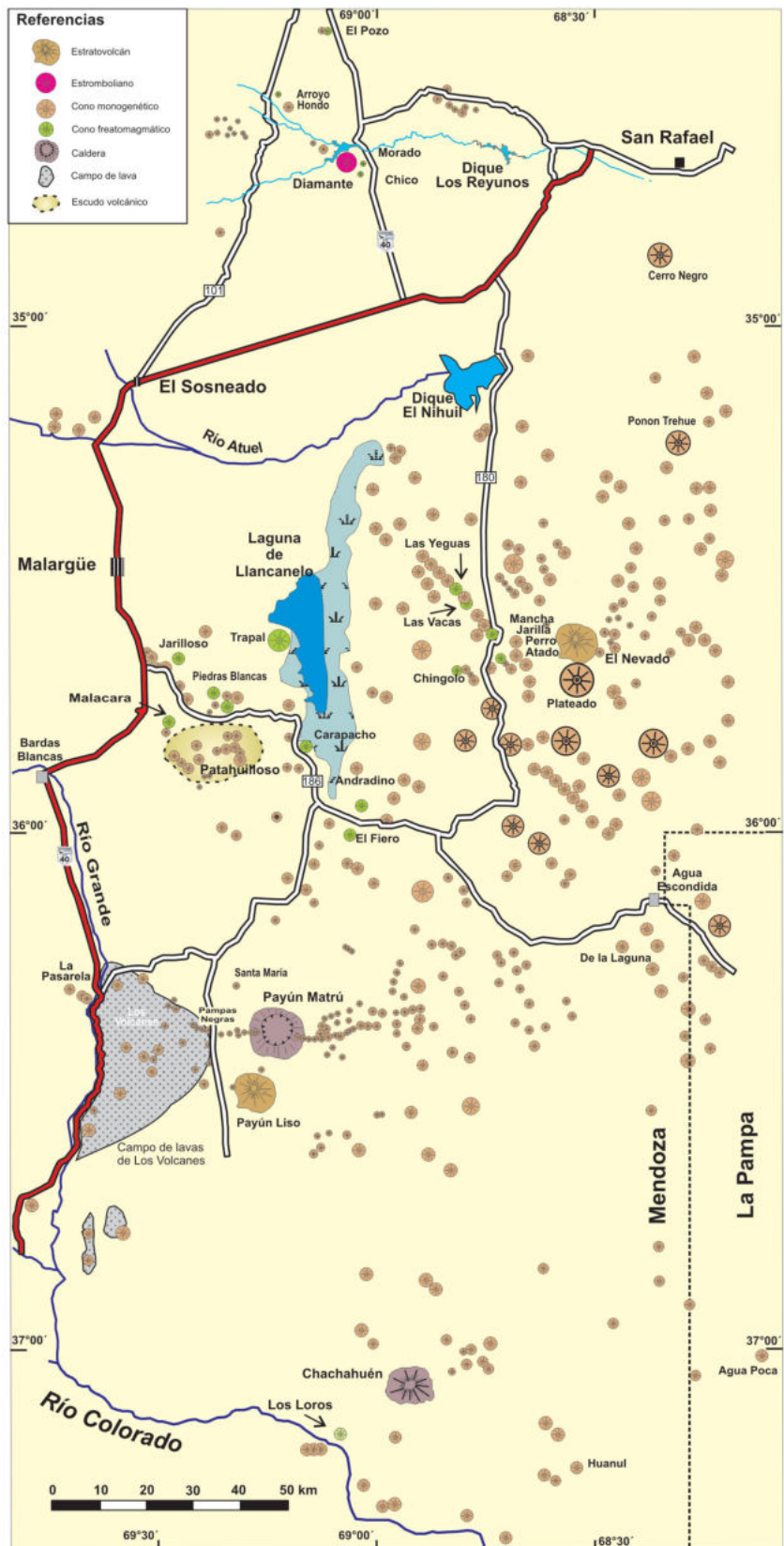


Figura 2: Distribución de conos volcánicos en la provincia volcánica basáltica Payenia, cuyo ambiente tectónico es de retroarco.

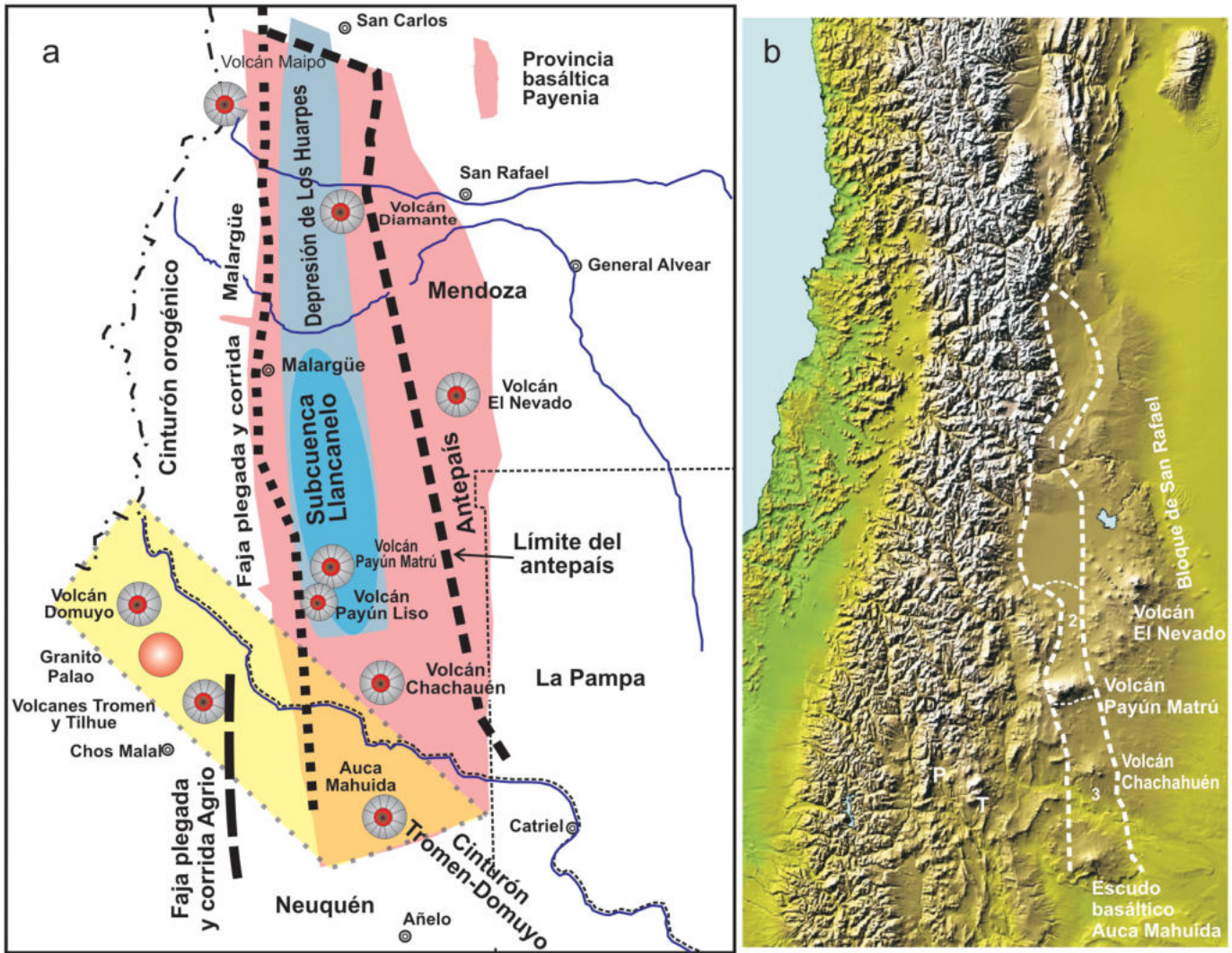


Figura 3: a) Unidades geomorfológicas y tectónicas más importantes del sur de Mendoza y norte del Neuquén. En este esquema solamente se han representado los volcanes poligenéticos. El límite del antepaís está señalado por línea cortada. El límite de la faja plegada y corrida de Malargüe (mayormente mioceno) en línea de puntos y el límite de la faja plegada y corrida de Agrio (mayormente Cretácico tardío) en línea de guiones largos. La depresión central está comprendida entre el antepaís y la faja plegada de Malargüe, hasta Auca Mahuida. Incluye la depresión de Los Huarpes (Polanski) y la subcuenca Llanccanelo, originalmente estaba incluida en la depresión de Los Huarpes. La terminación norte de la faja plegada Agrio y la terminación sur de la faja plegada Malargüe están basados en Zamora Valcarce (2006). El Granito Palao (Llambías *et al.* 1978) se encuentra en el núcleo de un braquianticlinal y posiblemente es un lacolito similar al del Domuyo; b) Ventana de la imagen DEM PIA 0388, JPL, Nasa, que muestra la depresión central, delimitada por línea cortada gruesa. La depresión de Los Huarpes (1 y 2) contiene cerca de 1000 m de sedimentitas cenozoicas (Polanski 1954; 1964, Kozlowski *et al.* 1993). Separa el bloque de San Rafael o antepaís de la cordillera de los Andes. En 2 se muestra la subcuenca de Llanccanelo, que concentra la mayor densidad de conos basálticos de Payenia con edades del Pleistoceno tardío a Holoceno. En 3 la depresión central carece de depósitos cenozoicos. T = complejo Tromen-Tilhue; P = Granito Palao; D = Complejo Domuyo.

que de San Rafael, el cual está constituido por varias unidades con edades comprendidas entre el Proterozoico superior y el Triásico inferior alto (Cingolani *et al.* 2001, Llambías *et al.* 1993). La unidad más antigua incluye unidades ígneas y metamórficas mesoproterozoicas, cubiertas por sedimentitas calcáreas y siliciclásticas del Ordovícico e intruidas por diabasas también ordovícicas. Le suceden unidades

sedimentarias a metamórficas silúrico-devónicas, intruidas por un plutón devónico. La sedimentación continental del Carbonífero superior cubre parcialmente las unidades anteriores. Sobre una superficie de erosión amplia se depositaron durante el Pérmico las unidades volcánicas y sedimentarias del Grupo Choiyoi. En discordancia se apoyan sedimentitas y volcánicas triásicas y sobre ellos las sedimentitas

terciarias de la Formación Aisol (González Díaz 1972a).

Faja deprimida central y depresión de los Huarpes

La faja topográfica deprimida, o abreviadamente depresión central, que se extiende de norte a sur al pie de los Andes bordeando las fajas plegadas y corridas de Malargüe y Agrio entre 34° y 38°S (véase

Fig. 3b), es un elemento característico de un ambiente tectónico de retroarco. Al sur de los 36°S esta faja deformada pierde definición porque el antepaís, que la delimita por el este, desaparece, ya sea porque se hunde o porque se desvía hacia el sureste, como lo evidencian los afloramientos de la provincia de La Pampa (bloque de Las Matras, Sato *et al.* (2000)). Desde el volcán Payún Matrú hacia el norte la depresión central fue descrita como depresión de los Huarpes por Polanski (1954, 1964). La misma está rellena por sedimentitas terciarias y cuaternarias continentales (Polanski 1964, Kozłowski *et al.* 1993) y conforma una cuenca de retroarco. Al sur del río Salado (35° 13'S) la depresión de los Huarpes tiene drenaje endorreico, con un centro depri-mido en la laguna de Llancanelo (véase Fig. 2). Debido a esta característica distintiva describiremos a esta depresión como subcuenca Llancanelo que, además, se diferencia del resto de la depresión de Los Huarpes por contener la mayor densidad de conos basálticos y coladas cuaternarias del retroarco de Payenia.

La depresión de Los Huarpes al norte del río Salado alberga alrededor de mil metros de sedimentitas terciarias y cuaternarias y contiene conos monogenéticos y coladas basálticas dispersas (Polanski 1964). Separa al bloque de San Rafael de la cordillera andina hasta que desaparece abruptamente a la latitud de 34°13'S. Poco al norte de este lugar, perforaciones de YPF revelaron que el Carbonífero se encuentra a una profundidad de 1800 m (Polanski 1964) confirmando que la terminación norte del bloque de San Rafael es por falla, con labio hundido al norte. Las estructuras de amplios pliegues (Fig. 6) en el relleno terciario revelan la existencia de una tectónica compresiva neógena (Kozłowski *et al.* 1993), tectónica que ha perdurado hasta el Cuaternario (Cortés y Sruoga 1998).

La subcuenca de Llancanelo está delimitada hacia el este por los afloramientos del bloque de San Rafael y hacia el oeste por el frente orogénico de la faja plegada y corrida de Malargüe. El espesor sedi-

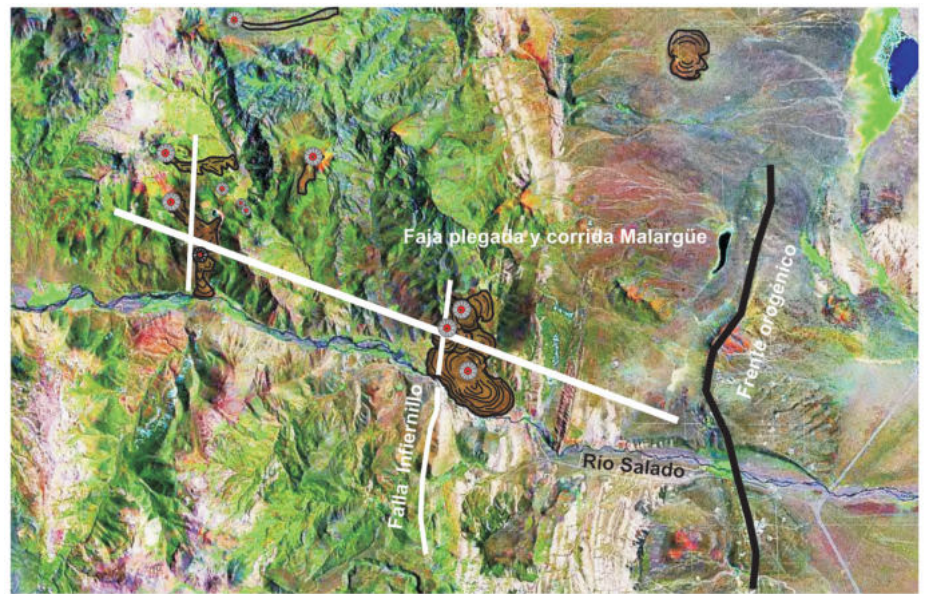


Figura 4: Volcanes monogenéticos de andesita basáltica olivínica en la faja plegada y corrida de Malargüe en el río Salado. El estilo eruptivo, la presencia de olivina y fenocristales diminutos de plagioclasa permiten correlacionarlos con los de la depresión central. La ubicación de la falla normal El Infiernillo y del frente orogénico se ha basado en Giampaoli *et al.* (2002). Imagen Landsat 7ETM provista por la CONAE.

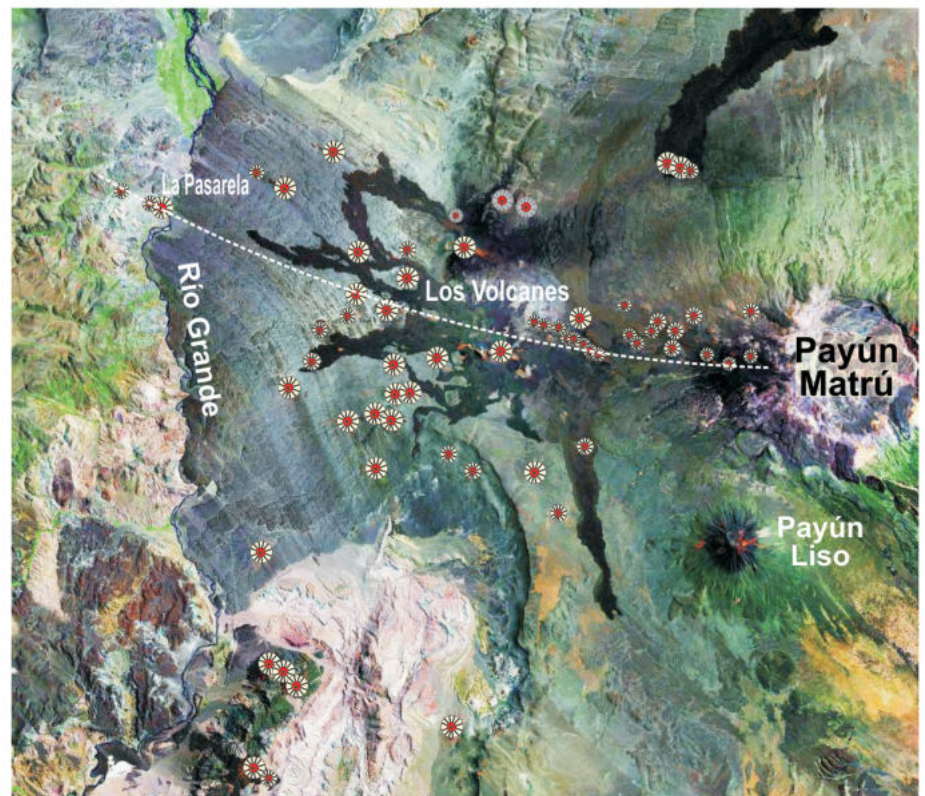


Figura 5: Volcanes monogenéticos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la faja plegada y corrida de Malargüe al oeste del Payún Matrú. Están constituidos por basaltos olivínicos, similares a los de la depresión central. El frente orogénico no se observa por estar cubierto por las erupciones volcánicas, estimándose que pasa por el faldeo occidental del Payún Matrú. La línea blanca de puntos señala la posible prolongación de la falla La Carbonilla, al este de este volcán. Imagen Landsat 7ETM provista por la CONAE.

mentario cenozoico ha sido estimado en 1000 m (Ostera y Dapeña 2003). En el entorno occidental de la laguna Llancauelo las perforaciones de YPF han revelado que el Cenozoico tiene espesores con fuertes variaciones, entre 0 y 1275 m (C. Colo y R. Calegari *com. pers.*, YPF 2010), evidenciando un paleorelieve irregular, con un promedio ($n = 44$) de 737 m. En el yacimiento Fortunoso, al noroeste del Payún Matrú el espesor es de alrededor de 1000 m (Manacorda *et al.* 2002). Al norte del río Atuel los espesores del Cenozoico también oscilan alrededor de los 1000 m (Polanski 1964, Koszowski *et al.* 1993).

La depresión central al sur del Payún Matrú carece de relleno cenozoico y como ya se mencionó, pierde definición espacial por ausencia del antepaís. Las rocas volcánicas se apoyaron directamente sobre unidades cretácicas y paleógenas, como en Chachahuén y Auca Mahuida, o sobre delgados depósitos de terrazas cuaternarias, como ocurre en el volcán Los Loros ($37^{\circ}11'S$, $69^{\circ}03'O$; Fig. 7) marcando una importante diferencia con la depresión de Los Huarpes, ya que en este tramo no se desarrolló una cuenca de retroarco cenozoica como la que se encuentra al norte del Payún Matrú.

Al sur del escudo de Auca Mahuida la actividad volcánica cenozoica desaparece. Este drástico cambio coincide con el lineamiento Cortaderas (Ramos 1978) o con el borde sur del cinturón Tromen-Domuyo, el cual, como se verá más adelante, es una estructura oblicua a los Andes que marca un cambio importante en los rasgos geológicos al norte y al sur del mismo. La depresión central y el volcanismo de retroarco desaparecen al sur de Auca Mahuida.

Cinturón orogénico

El cinturón orogénico comprende la región montañosa de la cordillera de los Andes está conformado por la Cordillera Principal y al norte de $34^{\circ}40'S$ por la Cordillera Frontal que se encuentra adosada a la Cordillera Principal. La actividad volcánica equivalente en composi-

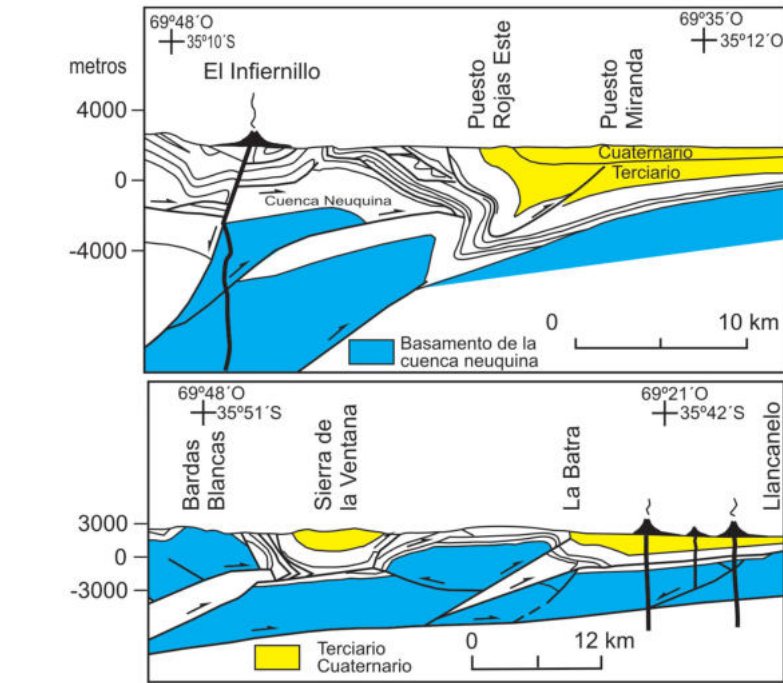


Figura 6: Perfiles simplificados según Kozowski *et al.* (1993) que muestran la faja plegada y corrida de Malargüe y las cuencas cenozoicas plegadas en el extremo sur de la depresión de Los Huarpes, subcuenca de Llancauelo.



Figura 7: Brechas (3) producidas por la erupción hidromagmática del volcán Los Loros ($37^{\circ}11'S$; $69^{\circ}03'O$). Se asientan sobre los depósitos de la antigua terraza del río Colorado (2), colgada 85 m sobre la terraza actual, los cuales a su vez se apoyan sobre el Grupo Neuquén (1). La ausencia de una cuenca sedimentaria cenozoica distingue a este segmento de la depresión central de la cuenca de Los Huarpes.

ción y edad a la del retroarco se encuentra cortando las estructuras de la faja plegada y corrida de Malargüe (Koszowski *et al.* 1993), el flanco oriental del cordón montañoso. La Cordillera Frontal se caracteriza por el extraordinario volumen de rocas ígneas

mesosilícicas a silícicas neopaleozicas, pertenecientes a la provincia magmática Choiyoi. Al sur de $34^{\circ}40'S$ desaparece como una unidad tectono-estratigráfica (Camino 1979) y solamente se encuentran asomos aislados de sus unidades, exhumadas durante la tectónica compresiva

cenozoica. En el extremo norte del retroarco las rocas más antiguas de la Cordillera Frontal pertenecen a la Formación Las Lagunitas, en la cual Tickyj *et al.* (2009) describieron una fauna de graptolites ordovícica superior. Más al norte, en el Cordón del Portillo (33°40'S), las unidades más antiguas son metamorfitas (Camino 1993) del Mesoproterozoico (Ramos y Basei 1997). La ausencia de estas rocas metamórficas en el borde norte del retroarco puede ser explicada por el hundimiento hacia el sur de la Cordillera Frontal.

La Cordillera Principal está compuesta en su mayor parte por terrenos meso-cenozoicos con aislados afloramientos pérmicos del Grupo Choiyoi, exhumados durante la tectónica compresiva que modeló la faja plegada de Malargüe. En las nacientes de la quebrada del Deshecho (~35°12'S, 70°8'O) Aparicio (1948) describió sedimentitas paleozoicas pre-Choiyoi sin precisar la edad. En el arco volcánico pleistoceno se destaca el complejo volcánico Diamante-Maipo, con la caldera del Diamante, de 20x16 km de diámetro, con una edad determinada por *fission track* en circones de 0,45 ± 0,07–0,06 Ma (Stern *et al.* 1984) y el estrato-volcán Maipo, desarrollado en su borde occidental, cuyas últimas erupciones son más jóvenes que 0,014Ma (Sruoga *et al.* 2005). El volcán Tupungato (33°21'S, 69°46'O), poco más al norte del Maipo, marca la finalización del arco volcánico cuaternario debido al cambio del ángulo inclinación de la placa subducida, que hacia el norte tiende a ser subhorizontal (Cahill e Isacks 1992).

La faja corrida y plegada de Malargüe es una importante estructura compresiva con intensa actividad en el Mioceno tardío (Silvestro y Kraemer 2005) que se encuentra al pie de los Andes. Se extiende desde el cinturón Cortaderas, en el extremo sur de Mendoza hasta la latitud del volcán Maipo (Kozłowski *et al.* 1993). En el río Salado (Giampaoli *et al.* 2002) y en La Pasarela la faja plegada ha sido afectada por el volcanismo de retroarco (véase Figs. 4 y 5). En ambas localidades los conos monogenéticos se alinean al NO,

aunque también lo hacen en sentido N-S, siguiendo las estructuras andinas.

El lineamiento Cortaderas y el cinturón volcánico Tromen-Domuyo

El lineamiento Cortaderas, originalmente propuesto por Ramos (1978) como el lineamiento Chillán-río Neuquén-Cortaderas, ha sido descrito para explicar las marcadas diferencias geológicas entre el sur de Mendoza y el norte del Neuquén (Ramos y Kay 2006, Kay *et al.* 2006). La mayor de ellas es la disminución hacia el sur de la deformación contraccional de la faja plegada y corrida de Malargüe, con un pico de actividad en el Mioceno tardío (Groeber 1946, Cobbold y Rosello 2003, Orts y Ramos 2006), coincidente con la interrupción hacia el norte de la faja plegada y corrida de Agrio, cuya fase principal fue en el Cretácico tardío, y se reactivó en el Mioceno tardío (Ramos 1998, Zamora Valcarce *et al.* 2006). A pesar que el lineamiento Cortaderas no tiene una clara definición en superficie, fue descrito con una traza casi lineal con rumbo noroeste, que pasaría por el extremo sur de la Cordillera del Viento, por Chos Malal, por el sur de Huantraico y al sur del escudo basáltico de Auca Mahuida.

La única evidencia del lineamiento Cortaderas fue descrita por Cobbold y Rosello (2003) en las proximidades del cerro Tormenta (37°35'S, 69°49'O). Aquí se trata de un corrimiento con vergencia al noroeste como parte de este lineamiento. De acuerdo con los estratos de crecimiento depositados en el bloque bajo, cubiertos por el plateau basáltico de Palaoco, la edad podría ser eocena (Ramos y Barbieri 1981) o miocena inferior (Kay y Copeland 2006). Sin embargo, es prematuro concluir que este corrimiento representa al lineamiento Cortaderas.

Justo al norte del lineamiento Cortaderas (véase Fig. 3) se encuentra un cinturón volcánico, que denominaremos Tromen-Domuyo, de orientación NO, con un ancho de 40 por 60 km, que contiene grandes volcanes: Tilhue (2.578 m s.n.m.), silícico; Tromen (4.114 m s.n.m.), andesítico; y Domuyo (4.702 m s.n.m.), riolítico, jun-

to con el lacolito de monzogranito Palao (3.583 m s.n.m.), todos ellos de edad pleistocena (Llambías *et al.* 1978). Estos grandes volcanes están acompañados por numerosos conos monogenéticos basálticos, de similar edad. La intensidad de la actividad magmática en este cinturón se infiere por la altura de los volcanes respecto a la superficie, la cual revela la energía disponible en la corteza superior para llevar el magma hasta esas alturas. La intensa actividad magmática en este cinturón sugiere alta permeabilidad de la corteza, indispensable para facilitar el ascenso de magmas viscosos. Esto significa que en el nivel superior o frágil de la corteza hubo importantes fracturas por las cuales se escurrió el magma. Lamentablemente muchas de ellas están ocultas por la actividad magmática cuaternaria, pero es posible que la estructuración oblicua al rumbo de los Andes represente una transferencia de esfuerzos durante la compresión. Localmente Cobbold y Rosello (2003) describieron fallas compresionales N-S, como la del flanco oriental de Tromen, las cuales según estos autores todavía podrían estar activas. Poco se conoce acerca de la relación de estas fallas con el rumbo noroeste del cinturón.

La faja andesítica paleógena, vinculada con la faja plegada de Agrio, aflora a lo largo del río Curileuvú hasta las proximidades del flanco sur del volcán Domuyo (Llambías *et al.* 1978, Franchini *et al.* 2003, Galland *et al.* 2007) y no se interrumpe en el lineamiento Cortaderas. Algo similar ocurre con la faja plegada de Malargüe, que se extiende hacia el sur hasta Huantraico. Por lo tanto, en el cinturón volcánico Tromen-Domuyo coexisten ambas fajas plegadas: la cretácica y la miocena (Zamora Valcarce 2006).

La edad pleistocena de los grandes centros volcánicos y de los conos monogenéticos de este cinturón volcánico sugiere para esta época un gradiente geotérmico elevado, el cual habría facilitado la fracturación. La coexistencia de cámaras magmáticas superficiales como las del Tilhue, Palao y Domuyo, conjuntamente

con fuentes magmáticas profundas, evidenciadas por los conos monogenéticos, implica que la fracturación fue profunda y habría afectado la totalidad de la corteza. De acuerdo con Ramos y Barbieri (1988), Cobbold y Rosello (2003) y Kay y Copeland (2006), la actividad magmática dentro del cinturón también fue intensa durante el Mioceno y Plioceno, por lo cual es posible inferir una larga permanencia de este cinturón volcánico en el tiempo.

LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL RETROARCO

La gran mayoría de las erupciones del retroarco de Payenia son monogenéticas, compuestas por un pequeño cono de bombas y escoria y una colada de dimensiones variables. La alineación de conos permite inferir que muchas de las erupciones son de tipo fisural, con un rumbo frecuente ONO oblicuo al eje de la cordillera. La composición dominante es basáltica olivínica, que a diferencia de los basaltos de Patagonia contiene nódulos lherzolíticos pequeños y escasos.

Volcanes cuaternarios poligenéticos, de gran tamaño y altura, son relativamente escasos. Se distribuyen en la faja deprimida central y en el antepaís y no se los ha reconocido en la faja plegada de Malmgüe. Los volcanes Diamante (2.300 m s.n.m.), Payún Matrú (3.680 m s.n.m.), Payún Liso (3.715 m s.n.m.) y Auca Mahuida (2.258 m s.n.m.) están distribuidos a lo largo de la depresión central, mientras que El Nevado (3.833 m s.n.m.) es el único que se encuentra en el antepaís. La ubicación del volcán Chachahuén es dudosa puesto que se han descrito asomos de la Formación Agrio (Padula 1948) en niveles topográficos muy altos, pudiendo estar relacionado a una fase compresiva como la descrita por Galland *et al.* (2007) para el volcán Tromen. Cada uno de estos volcanes revela la existencia de una cámara magmática superficial que alberga magmas con composiciones más diferenciadas que los basaltos y en consecuencia mucho más viscosas. A su vez, la existencia de estas cámaras magmáticas diferen-

ciadas presupone la localización puntual de gradientes térmicos elevados. La contemporaneidad de estas cámaras magmáticas con las erupciones basálticas, que provienen de niveles mucho más profundos, favorece la inyección de los magmas basálticos en ellas. Un claro ejemplo de esto ocurrió en el volcán Payún Matrú (Hernando *et al.* 2008), incrementando la energía interna de la cámara que desencadenó la erupción explosiva que produjo el colapso de la caldera.

A pesar de la altura de los volcanes poligenéticos ninguno de ellos muestra erosión glaciaria como ocurre a estas latitudes en volcanes de similar altura en la cordillera. En consecuencia, el clima semiárido actual podría extrapolarse hasta el Pleistoceno tardío.

Volcanismo en el antepaís

En el antepaís se desarrollaron durante el Mioceno superior los centros eruptivos del Plateado, Pelado, Pecoño, Chorreado y Sierra Chorreada, entre otros. Estos volcanes tuvieron actividad explosiva, generaron flujos piroclásticos, coladas de lava y cuerpos subvolcánicos. Las rocas son andesitas, traquiandesitas basálticas, traquitas dacitas y riolitas con afinidad calcoalcalina, las que fueron agrupadas por Delpino y Bermúdez (1985) en la Formación Cortaderas definida por Holmberg (1973). En el Plioceno, se formó el volcán compuesto El Nevado, constituido por coladas de lava, piroclastitas y cuerpos subvolcánicos. Las rocas son traquitas subalcalinas y alcalinas, traquiandesitas alcalinas y traquiandesitas basálticas alcalinas (Fig. 8), las que fueron agrupadas en la Formación Nevado por Bermúdez (1991). Además de este volcanismo explosivo ocurrieron algunas manifestaciones basálticas puntuales en el Mioceno inferior y medio como las del volcán La Parva (24 ± 4 Ma, Núñez 1976) y De la Laguna ($14,87 \pm 0,87$ Ma, Bertotto *et al.* 2006), de naturaleza alcalina. Durante el Plioceno-Pleistoceno la actividad volcánica basáltica se desarrolló en forma de pequeños conos piroclásticos tanto dentro del bloque de San Rafael en torno

a los centros mesosilícicos previos, como al sur del bloque sobre la cuenca Neuquina.

Para el Cuaternario de la zona de El Nevado, Bermúdez (1988) definió la Formación Mancha Jarilla, reconoció dentro de la misma a dos grupos de volcanes con distinto grado de erosión, y obtuvo para las rocas de un volcán del grupo más joven una edad de 1,8 Ma (K-Ar, roca total). Por su parte Muñoz *et al.* (1989) indicaron edades (K-Ar, roca total) de $1,7 \pm 0,4$ y $1,5 \pm 0,2$ Ma para un basalto alcalino y una traquiandesita pertenecientes al volcán El Nevado. Recientemente Quidelleur *et al.* (2009) dataron por el método K-Ar (técnica Cassignol-Gillot sobre concentrados de pasta) varios conos pertenecientes a la Formación Mancha Jarilla y obtuvieron siete edades de entre $0,944 \pm 0,016$ Ma y $1,878 \pm 0,028$ Ma. Asimismo, dentro del bloque de San Rafael al norte de El Nevado, Folguera *et al.* (2009) señalaron edades (K-Ar-unspiked) de $0,75 \pm 0,051$ Ma a $1,78 \pm 0,11$ Ma para seis centros eruptivos basálticos de esta misma unidad. En el sector sur del bloque de San Rafael y sobre la cuenca Neuquina, Bertotto *et al.* (2006a) estudiaron unos 40 conos piroclásticos basálticos de los cuales 14 fueron ubicados en el Pleistoceno superior, el resto pertenecerían al Plioceno. Las edades obtenidas para el Pleistoceno (K-Ar roca total) son de $0,6 \pm 0,1$ Ma (Bertotto 2000), $0,64 \pm 0,04$ Ma, $0,84 \pm 0,05$ Ma (Bertotto *et al.* 2009) y $0,95 \pm 0,5$ (Núñez *et al.* 1976). Las coladas de lava aflorantes en toda la región son del tipo pahoehoe, los espesores medidos en los sectores distales llegan a 6 m para cada unidad, poseen un sector masivo central (5-10% de microvesículas) de 2 m de espesor promedio y dos sectores vesiculares, uno superior y otro inferior. Si bien la mayoría de los conos están formados por piroclastos, en algunos volcanes las coladas forman parte principal del edificio volcánico, desarrollando una morfología en escudo (*e.g.* Loma Jagüel del Moro). La longitud de los flujos es variable, así se pueden apreciar flujos cortos que se desplazan 2 a 3

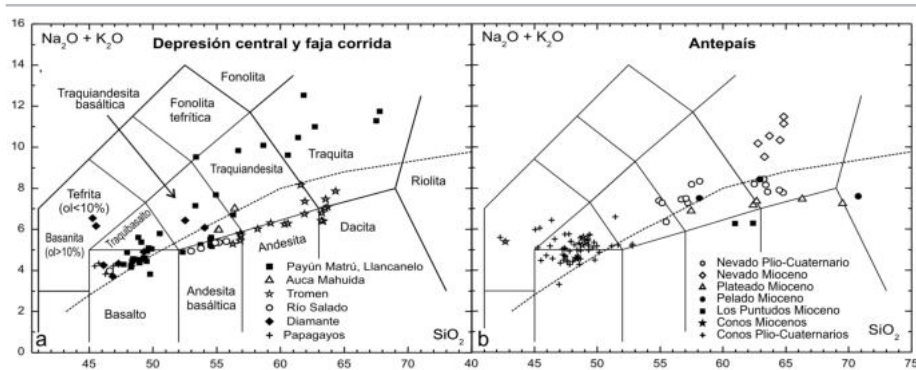


Figura 8: Diagramas álcalis total versus sílice (TAS), en base anhidra, de rocas volcánicas del antepaís (b) y de la depresión central y de la faja plegada Malargüe (a). Los nombres de las rocas son según Le Maitre (2002). Basados en datos de: Llamblás (1966); Llamblás *et al.* (1982); Bermúdez (1988); Bermúdez y Delpino (1989); Bertotto (2003); Kay *et al.* (2004; 2006a) y Folguera *et al.* (2009). La línea cortada separa el campo subalcalino del alcalino según Irvine y Baragar (1971).

km desde su salida, hasta otros de 34 km (volcán Morado), 65 km (volcán Huanul) y de 181 km (colada Pampas Onduladas, Pasquarè *et al.* 2008). En torno a El Nevado las coladas fluyeron sobre rocas del Paleozoico y Terciario (Bermúdez *et al.* 1993). En el extremo sur del bloque de San Rafael y este de la cuenca Neuquina, son profusos los afloramientos de las coladas de lava, las que se disponen con una dirección general noroeste-sureste. En proximidades de Agua Escondida, estas coladas se apoyan en rocas ígneas del Pérmico-Triásico, más al sur fluyeron sobre unidades sedimentarias del Mioceno-Plioceno (Formación Cerro Azul) y, en la zona cercana al Río Colorado cubren rocas del Grupo Neuquén (Cretácico superior) y de la Formación El Sauzal (Plioceno superior).

Existen pocas edades absolutas de los flujos de lava, en dos unidades próximas a la localidad de Puelén, Cortezzi y Dirac (1969) obtuvieron edades de entre $2,2 \pm 0,3$ y $5,1 \pm 0,9$ Ma, teniendo en cuenta el error del método las incluyeron en el Plioceno. Al norte de Puelén, Melchor y Casadío (1999) obtuvieron una edad (K-Ar, roca total) de $0,4 \pm 0,1$ Ma para la colada Pampa de los Carrizales definida por Pasquarè *et al.* (2008).

Los centros eruptivos cuaternarios son conos piroclásticos de 20 a 200 m de altura relativa, muestran pocos signos de erosión (escasa destrucción y erosión en sombra) y tienen los cráteres perfecta-

mente reconocibles. Están formados principalmente por aglomerados y brechas volcánicas con grados de soldamiento variable. Los mecanismos eruptivos actuales fueron el estromboliano y el hawaiano, el mecanismo estromboliano predominó en los conos formados por piroclastos con bajo grado de soldamiento y el hawaiano en los casos donde la efusividad fue más marcada generándose flujos de lava. De todos modos, como se ha observado en volcanes activos, las erupciones basálticas pueden variar entre estos dos estilos eruptivos en un mismo volcán, originándose erupciones transicionales (Parfitt y Wilson 1995, Parfitt 2004). La transición entre el estilo hawaiano y el estromboliano depende principalmente de la velocidad de ascenso del magma (Parfitt y Wilson 1995).

El gran desarrollo de pequeños volcanes monogenéticos sugiere para esta región, un aporte de magma dominado por esfuerzos tensionales durante el Plioceno-Pleistoceno. Las fracturas son notables al oeste de El Nevado donde se hallan alineaciones de conos piroclásticos de dirección noroeste que alcanzan los 60 km de longitud (Delpino 1987). En otros sectores hacia el sur y oeste, aunque la mayoría de los conos están aislados, se pueden distinguir algunos lineamientos de los mismos. En el caso de los centros eruptivos Lomas Chicas, De Díaz, Los Corrales, Lindero, Peludo y Del Chivo, próximos a la zona de Agua Escondida, los li-

neamientos tienen un rumbo general NO (de N53°O a N77°O), estos corresponderían a reactivación de antiguas fallas paleozoicas tal como lo sugirieran para los volcanes basálticos en general González Díaz (1972c) y Narciso *et al.* (2001). En el sector sur, Holmberg (1962) identificó dos lineamientos de conos a lo largo de la margen norte del Río Colorado, los que incluyen a los volcanes El Pozo, La Yegua, La Blanca, con dirección N70°O y El Águila, Rial y Carrizo, con una dirección N65°O. Estos dos patrones coinciden con la dirección del valle del río Colorado en esta área, lo cual sugiere una relación entre el fallamiento que originó la disposición alineada de los volcanes y el valle del río Colorado.

Las rocas que forman los conos cuaternarios del antepaís tienen un porcentaje en sílice variable entre 42 y 53% en peso. Se trata de traquibasaltos (hawaítas), basaltos, basanitas y traquiandesitas basálticas en orden de abundancia, casi en su totalidad alcalinas (Fig. 8b). Bertotto *et al.* (2009) indicaron que las rocas tienen una concentración de elementos incompatibles variable de acuerdo a la posición geográfica y edad. Se observa un enriquecimiento de estos elementos en las rocas próximas a los centros eruptivos con características de arco (volcanes El Nevado, Plateado, Pelado). Además se observó en los volcanes basálticos de la zona de Agua Escondida que el comportamiento varía con la edad de las rocas: las relaciones de elementos incompatibles en las rocas del Plioceno-Pleistoceno muestran características de arco, mientras que las rocas miocenas del cerro De la Laguna tienen afinidad de intraplaca. Bertotto *et al.* (2009) propusieron que esto es evidencia de que el manto origen de los basaltos fue modificado por fluidos relacionados a subducción luego del Mioceno. Estos fluidos podrían estar vinculados a un episodio de subducción sub-horizontal ocurrido en el Mioceno tardío, es decir luego de la generación de las rocas que formaron el cerro de la Laguna. Cabe mencionar que una reducción en el ángulo de subducción de la placa de Naz-



Figura 9: El volcán Diamante visto desde el sureste. Se encuentra en el límite del antepaís con la depresión de Los Huarpes. Es un volcán con estilo eruptivo estromboliano, con coladas moderadamente viscosas, que no alcanzaron a fluir en la planicie circundante. El domo, situado en la ladera nororiental, tiene la misma composición traquiandesítica basáltica que las lavas.

ca para el Mioceno en el sur de Mendoza, fue propuesta por varios autores (Ostera *et al.* 2000, Kay *et al.* 2006a). Para la zona de El Nevado, Saal *et al.* (1995) detectaron una variación temporal en los basaltos alcalinos del Plioceno-Pleistoceno, los más antiguos presentan ortopiroxeno en la norma, baja concentración de elementos incompatibles, altas relaciones isotópicas de Sr, Pb y bajas de Nd y fuerte afinidad geoquímica de arco, mientras que los magmas más modernos tienen nefelina en la norma, concentración de elementos incompatibles más alta, bajas relaciones de isótopos de Sr, Pb y más altas de Nd y débil afinidad de arco. Saal *et al.* (1995) relacionaron estos cambios a un decrecimiento en la proporción de fluidos derivados de la placa oceánica y a un menor grado de fusión resultante, a su vez propusieron que este menor aporte de fluidos se correlaciona con un incremento en el ángulo y/o velocidad de subducción de la placa de Nazca. Posteriormente Kay *et al.* (2006a) atribuyeron la formación de los magmas del Pleistoceno-Holoceno (< 2,5 Ma) en el retroarco, a fusión de aproximadamente 4 a 10 % de un manto hidratado durante un episodio de subducción subhorizontal previo.

Volcanismo en la faja deprimida central

La actividad volcánica durante el Cuaternario en la faja deprimida central es mayormente basáltica monogenética. Los vol-

canes poligenéticos, alimentados por cámaras magmáticas superficiales son solamente tres: Diamante, con 800 m sobre superficie, Payún Matrú y Payún Liso, ambos 1700 m sobre la superficie. El volcán Chachahuén también es poligenético pero no se lo incluye en esta descripción por ser Mioceno-Plioceno (Kay *et al.* 2006 b). La gran altura de los tres primeros revela la existencia de cámaras magmáticas con elevada energía interna, capaz de llevar el magma hasta 2000 m por encima de la superficie. El único que desarrolló una caldera es el Payún Matrú y es el que muestra mayor variedad litológica, desde basalto hasta traquita, por diferenciación magmática (Llambías 1966) y por mezcla de magmas (Hernando *et al.* 2008). En el extremo sur de la faja central se encuentra el escudo basáltico Auca Mahuida, que consiste en una alta densidad de conos monogenéticos.

Las rocas pliocenas y cuaternarias tienen tendencia alcalina, aunque muy raramente se observan feldespatoides entre los minerales. En el diagrama TAS (Fig. 8) todas las rocas de esta edad en la depresión central muestran tendencia alcalina, y la mayor parte de ellas, provenientes de erupciones monogenéticas, son basaltos olivínicos, algunos de ellos ricos en aluminio (Araña Saavedra *et al.* 1984). En centros volcánicos poligenéticos, *e.g.* Payún Matrú, se encuentran rocas más diferenciadas como traquitoides, o rocas híbridas por mezcla de magmas, como traqui-

basaltos y andesitas traquibasálticas.

El volcán Diamante (34°38'S, 69°05'O) es un cono poligenético escasamente erodado, compuesto por lavas de bloques de aspecto basáltico-andesíticas con anfíbol. De acuerdo con los datos químicos proporcionados por Folguera *et al.* (2009) las rocas se clasifican como basanitas, basaltos y andesitas traquibasálticas. Se encuentra justo en el límite entre el antepaís y la depresión central. El diámetro en la base es de 5 km y se estima un volumen de 6,5 km³. Debido a la moderada viscosidad, las últimas lavas solamente se encuentran en el entorno del cono, con lóbulos frontales de hasta 30 m de espesor (Fig. 9). En los sectores erodados se observan delgados depósitos de lapilli y escoria que evidencian una débil fase explosiva. El volcán Diamante se asienta sobre coladas de basalto subhorizontales, que a su vez se apoyan sobre la ignimbrita relacionada con el colapso de la caldera del volcán Diamante, situado en el límite con Chile, cuya edad es de 450 ka (Stern *et al.* 1984). Folguera *et al.* (2009) obtuvieron edades entre 505 ± 31 ka y 54,0 ± 5,9 ka, correspondiendo las edades más jóvenes a las últimas coladas. El volcán Diamante debido a la abundancia de lavas moderadamente viscosas y en menor proporción a depósitos de caída gruesos y finos, puede ser comparable con una secuencia de erupciones estrombolianas.

El escudo basáltico Patahuilloso (35°50'S, 69°21'O) es una concentración de once conos que junto con sus coladas, pahoe-hoe, forman un escudo de 14 x 10 km y 330 m de altura máxima sobre la superficie. La composición es basalto olivínico y su volumen se estima en 15 km³.

El volcán Payún Matrú es mayormente traquítico, con una caldera bien desarrollada en su cúspide, la cual presenta al E y O dos campos basálticos contemporáneos distribuidos en una franja de rumbo E. Al SO de dicho volcán, se encuentra el Payún Liso, un típico estratovolcán cuyo desarrollo fue contemporáneo con las primeras lavas precaldera del Payún Matrú (Llambías 1966, González Díaz 1972b).

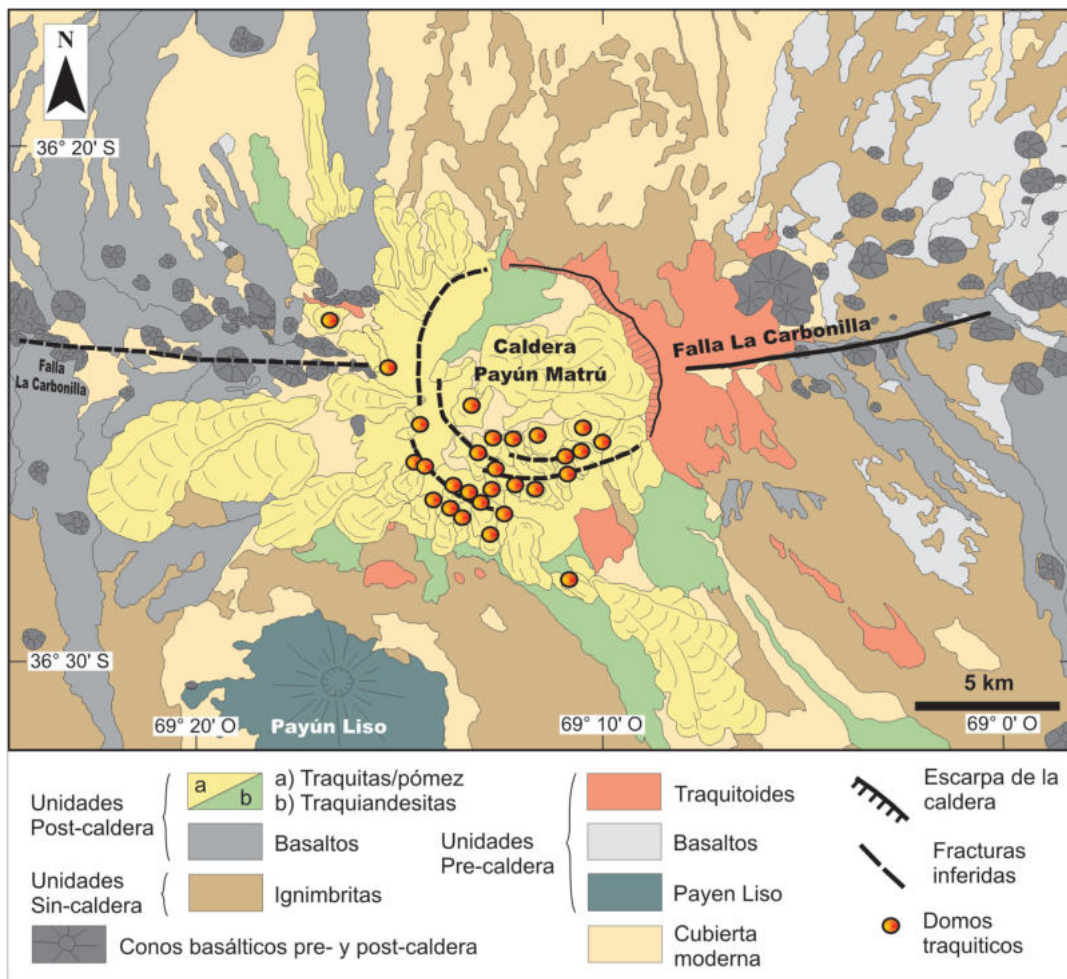


Figura 10: Esquema geológico del volcán Payún Matrú.

La caldera del Payún Matrú es de dimensiones moderadas (Fig. 10), aproximadamente circular y de 8 km de diámetro. Esta se formó como consecuencia de una única erupción explosiva de importancia que arrojó alrededor de 33 km³ de tefra conservados como ignimbritas, cuya edad se estima en 100 ka, de acuerdo con las dataciones efectuadas por Germa *et al.* (2010) de lavas anteriores y posteriores a la misma. Las ignimbritas cubren un área de 3200 km² y sus partes distales se encuentran a 32 km del centro de la caldera por lo cual es un buen horizonte guía para la estratigrafía del volcán. Así, se pueden separar tres etapas: pre-caldera; sin-caldera y post-caldera, que son aplicables tanto al volcanismo basáltico fisural como al central traquítico.

Los dos campos basálticos de erupciones fisurales están constituidos por alrededor de 200 conos de escoria, que se distribu-

yen en una faja E-O de 14 km de ancho a ambos lados del Payún Matrú. En el flanco oriental la mayor agrupación de conos basálticos está relacionada con la falla E-O La Carbonilla, cuya expresión morfológica está intacta. La mayor parte de los conos más recientes se encuentra al oeste del Payún Matrú, mientras que en el lado este prevalecen los más antiguos, pre-caldera. Las estructuras que controlan a este volcanismo basáltico son pre- y post-caldera, evidenciando la importancia de las mismas durante la evolución del volcán Payún Matrú. Las últimas coladas holocenas, son contemporáneas con las últimas coladas del volcanismo central traquítico.

En cuanto al volcanismo central, la etapa pre-caldera está representada por afloramientos en la pared expuesta de la caldera, y al NE y E de la misma, donde se observan diques de traquita, con disposición

radial, lavas, domos y brechas de similar composición. Una de estas lavas en la escarpa N de la caldera fue datada por Germa *et al.* (2010) en 168 ± 4 ka. Al S y O las rocas pre-caldera están mayormente cubiertas por el volcanismo post-caldera y corresponden a lavas traquíticas. La composición petrográfica y química de esta etapa es la que mayor variación presenta en comparación con la etapa post-caldera, con un rango de sílice entre 56 y 68 %.

La etapa sin-caldera está representada por ignimbritas traquíticas y por el colapso de la caldera. Las ignimbritas cubren los volcanes monogenéticos basálticos pre-caldera y el flanco noreste del Payún Liso, alcanzando unas altura de 300 m sobre la base de este volcán. La caldera presenta una escarpa definida en su borde N a SE, con un colapso de más de 400 m en su parte más alta. El borde restante

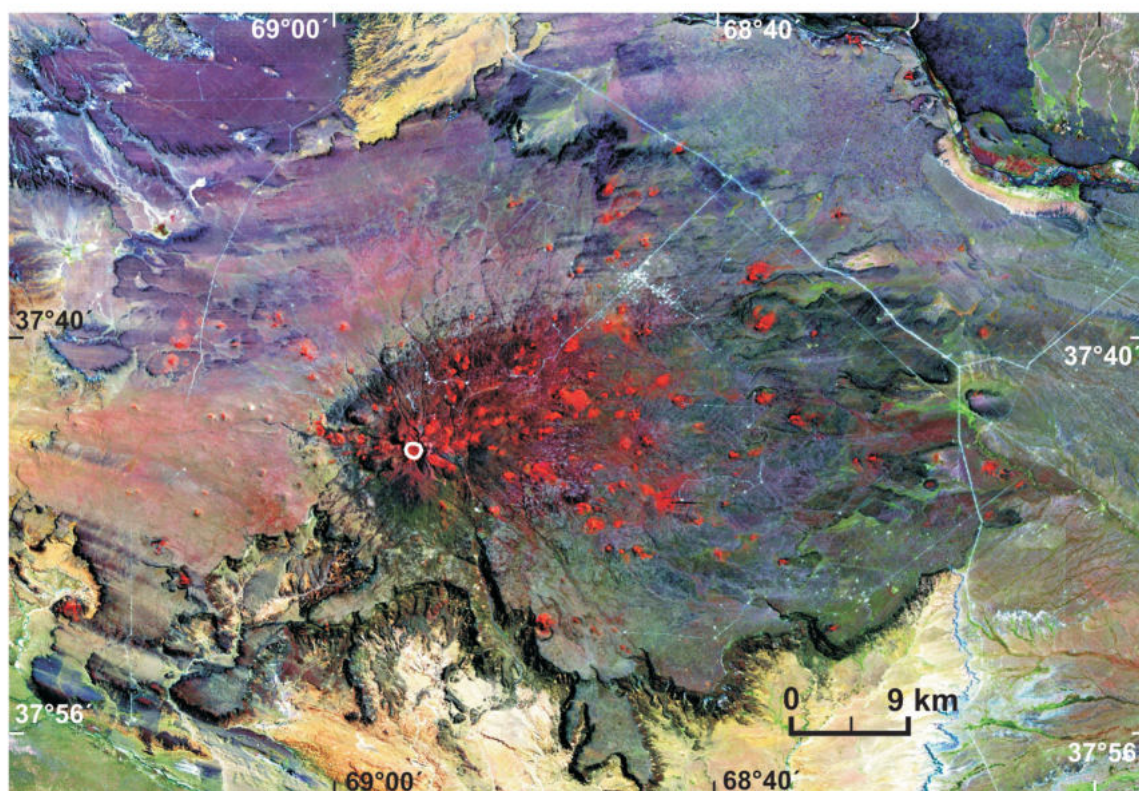


Figura 11: Escudo volcánico Auca Mahuida. En negro coladas basálticas, en rojo conos monogenéticos basálticos. Con un círculo blanco se delimita la pequeña caldera de 1,7 km de diámetro del volcán Auca Mahuida (37°44'S; 68°55'O), la cual está rodeada de domos y coladas dómicas traquiandesíticas. La mayor erosión del borde sur del escudo sugiere la existencia de una estructura posiblemente de rumbo NO, que lo limita hacia el sur. Imagen Landsat ETM provista por la CONAE

se reconoce por la distribución de domos, coladas dómicas y conos pumíceos que aprovecharon para su emisión las estructuras anulares que delimitan la caldera.

Por último, la etapa post-caldera comienza con la emisión de lavas de composición traquiandesítica a traquiandesítica basáltica, que por sus características químicas y petrográficas se suponen que son el producto de la mezcla entre los magmas basálticos que evolucionaron a lo largo de la fractura E-O y los traquíticos de la cámara magmática del volcanismo central (Hernando *et al.* 2008). Una de las primeras coladas que relleno la caldera, de composición traquiandesítica-basáltica, fue datada por Germa *et al.* (2010) en 82 ± 2 ka. A estas lavas le sucedió un volcanismo traquítico con escasa variación composicional, con un rango de sílice entre 66 y 69 %, a pesar de estar representado por lavas de diversa morfología y conos de pómez y bombas. Estas últimas traquitas no presentan evidencias de la interacción con magmas más básicos (Hernando *et al.* 2008). La edad más reciente para estas lavas es de 7 ± 1 ka, para

una colada de traquita intracaldera (Germa *et al.* 2010).

Con respecto a sus características geoquímicas, las rocas del Payún Matrú y campos basálticos adyacentes tienen asignatura alcalina, con un tren evolutivo desde los basaltos olivínicos hasta traquitas, siendo los términos más básicos (basaltos y traquibasaltos) de erupciones fisurales y los más evolucionados (traquiandesitas basálticas a traquitas) del volcanismo central del Payún Matrú (Llambías 1966). Hernando *et al.* (2008) atribuyeron la erupción explosiva que originó la caldera a una posible inyección de magmas basálticos en la cámara traquítica del Payún Matrú, evidenciado por la ausencia de basaltos fisurales en la caldera y su presencia en los flancos del volcán.

El escudo basáltico Auca Mahuida (Fig. 11) está en el extremo meridional de la provincia basáltica de retroarco de Payenia y se encuentra alineado tanto con la faja N-S correspondiente a la depresión central (Fig. 3) como con el cinturón Tromen-Domuyo. Los basaltos se apoyan directamente sobre las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén y en el sec-

tor suroriental sobre los depósitos marinos del Grupo Malargüe, ambos del Cretácico Superior (Zencich y Calegari 2002). Esta característica lo diferencia de los escudos basálticos situados al norte del Payún Matrú, que se asientan sobre Cenozoico indiferenciado (véase Fig. 7). El escudo de Auca Mahuida también está alineado con el cinturón Tromen-Domuyo (véase Fig. 3) por lo cual no se puede precisar si forma parte de este cinturón, oblicuo a los Andes, o del cinturón N-S, propio del retroarco.

El escudo está recortado por la erosión y el remanente tiene 40 km (E-O) por 33 km (N-S) de longitud. Se estima un volumen de 145 km^3 . La densidad de conos en el escudo varía de $4 \times \text{km}^2$ en el centro a $2,8 \times \text{km}^2$ en la periferia. El espesor varía desde 300 a 400 m en la zona central a 6-20 m en las zonas distales (Zencich y Calegari 2002). En la zona central del escudo se reconoce en las imágenes satelitales una pequeña caldera de 1500 m de diámetro rodeada por domos, de 100 a 300 m de diámetro, los cuales probablemente corresponden a un domo de mayor tamaño, no aflorante, cuyo diámetro

excedería al de la caldera. Dos de estos domos, situados a 1400 m al este de la caldera, emitieron sendas coladas dómicas de 300 y 700 m de longitud.

De acuerdo con Bermúdez *et al.* (2000) las rocas son traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas compuestas mayormente por plagioclasa y olivina, que definen una serie alcalina.

La edad del escudo fue asignada al Pleistoceno por Holmberg (1964), la cual fue confirmada por las edades entre $1,52 \pm 0,21$ y $1,16 \pm 0,07$ Ma obtenidas por Bermúdez *et al.* (2000) y las once edades (Ar-Ar) obtenidas por Rosello *et al.* (2002) que abarcan el período comprendido entre 1,7 y 0,88 Ma.

La ausencia de depósitos terciarios y cuaternarios marca una diferencia tectónica con los centros volcánicos relacionados con la depresión de Los Huarpes y como se verá más adelante, el escudo basáltico de Auca Mahuida también se puede alinear con los centros volcánicos del cinturón Tromen-Domuyo (véase Fig. 3).

Volcanismo tipo retroarco en la faja plegada de Malargüe

La actividad volcánica cuaternaria tipo retroarco también se desarrolla al pie de los Andes, en la faja plegada y corrida de Malargüe. Las localidades más importantes son las del río Grande, al sur de Bardas Blancas y la del arroyo Salado. En ambos lugares hay numerosos conos monogenéticos bien preservados, muchos de ellos con efusión de lavas. Tanto en el arroyo Salado como en el área de La Pasarela, al sur de la sierra de Palao Co, algunos conos está alineados NO y también N-S (véanse Figs. 4 y 5). Las estructuras NO son comunes en la subcuenca de Llanquanelo y su evidencia proviene del alineamiento de volcanes. Las estructuras N-S están relacionadas con las estructuras de los corrimientos aunque algunas de ellas son distensivas, como la falla Infiernillo (Giampaoli *et al.* 2002).

Las lavas del arroyo Salado han sido estimadas como Pleistoceno superior por Marchetti *et al.* (2006). No tienen erosión y las coladas fluyeron por una superficie

igual a la actual. Se han reconocido dos grupos de volcanes, el de la Niña Encantada, con 6 conos monogenéticos y el de Infiernillo, con tres conos y otros dos volcanes aislados. En ambos grupos la composición y la morfología volcánica son similares, sugiriendo que puede provenir de una fuente magmática común. La morfología de las lavas es la de bloques, con espesores de más de 30 m, evidenciando mayor viscosidad que la de las lavas aa y pahoehoe de la depresión central. Esta mayor viscosidad está relacionada con una composición más diferenciada, de andesitas basálticas. Están compuestas por olivina de menos de 1 mm de diámetro, clinopiroxeno y cristales tabulares de anfíbol de hasta 3 mm de longitud. Los microfenocristales de plagioclasa son tabulares. El vidrio de la pasta está fresco. Otra característica distintiva de las lavas del río Salado, además del anfíbol, es la abundancia de xenolitos parcialmente fundidos y recristalizados. Posiblemente provienen de las sedimentitas de la cuenca mesozoica. En el diagrama TAS (Fig. 8a) las rocas del río Salado son subalcalinas como las del Tromen, aunque se diferencian de este volcán por ser menos silícicas.

En el distrito de La Pasarela y Los Volcanes la composición de las lavas es basáltica olivínica, similar a las de la subcuenca de Llanquanelo y las lavas son mayormente pahoehoe. La edad de las lavas que endicaron el río Grande ha sido datada por isótopos cosmogénicos en 41 ± 1 ka (promedio de tres muestras) por Marchetti *et al.* (2006). Los conos al oeste del río Grande no han emitido lavas, y por su perfecta conservación no se descarta una edad equivalente.

Las inclusiones peridotíticas en los basaltos

Xenolitos del manto asociados al volcanismo de retroarco andino son abundantes al sur de los 40°S, desde Río Negro (Gelós y Hayase 1979, Bjerg *et al.* 1995) hasta Tierra del Fuego (54°S) (Acevedo y Quartino 2004) y desde la zona andina de Chile (Chile Chico, 72°O) (Niemeyer 1978)

hasta la zona muy alejada de la subducción Cerro Tortuga (Chubut, 68°O) (Villar 1975). Estos xenolitos son mayormente peridotitas en facies de espinela (Rivalenti *et al.* 2004, Bjerg *et al.* 2005, Conceição *et al.* 2005), excepto en las localidades de Pali Aike (Santa Cruz) y Prahuaniyue (Río Negro), donde se presentan asociaciones de peridotitas portadoras de granate y espinela (Stern *et al.* 1989, Bjerg *et al.* 2009).

Al norte del río Colorado, han sido halladas inclusiones ultramáficas sólo en tres localidades, De la Laguna (Bertotto 2002a) y Huanul (Bertotto 2002b) en Mendoza y Agua Poca en La Pampa (Bertotto 2000). Estos xenolitos tienen mineralogía y texturas propias del manto con bandas de deformación (*kink bands*) en olivinos. Son peridotitas en facies de espinela compuestas por olivino (forsterita), ortopiroxeno (enstatita), clinopiroxeno (diópsido) y espinela. En Agua Poca (37°01'S, 68°07'O) la roca dominante es lherzolita espinelífera seguido por harzburgita espinelífera con texturas principalmente porfiroclásticas y en menor medida proto-granulares. Los xenolitos de Huanul (37°17'S, 68°32'O) son lherzolititas espinelíferas seguidas por harzburgitas espinelíferas. Las texturas identificadas son porfiroclástica y equigranular, en orden de abundancia relativa. Por su parte, en el cerro De la Laguna (36°13'S, 68°26'O), el tipo de roca es mayormente lherzolita espinelífera seguido por wehrlita y dunita. Las texturas identificadas son porfiroclástica y porfiroclástica a equigranular. En este caso, el diámetro máximo de las peridotitas es de 6 cm y exhiben reacción frecuente con el basalto portador.

Las inclusiones de Agua Poca presentan temperaturas de equilibrio variables entre 960 y 1.100 °C y las del volcán Huanul varían de 963 a 1.218 °C (Bertotto 2003). Las presiones de equilibrio de estas inclusiones permiten inferir una profundidad de entrapamiento de entre 45 y 70 km y por lo tanto la profundidad mínima de formación de los basaltos que los portaron hacia superficie. De todos modos, cabe acotar que según los patrones de

elementos traza, los basaltos se formaron en un manto en facies de granate, por lo cual la generación de estos magmas fue a profundidades mayores que las calculadas y de esta manera no estarían relacionados a las inclusiones peridotíticas.

El empobrecimiento por fusión es en general bajo. A partir de los valores del número de cromo ($\#Cr=100Cr/Cr+Al$), obtenidos con microsonda electrónica, en las espinelas de Huanul y Agua Poca, Bertotto (2003) indicó que el grado de fusión que han sufrido estos minerales varía entre 2,7 y 10 % para Huanul. Por su parte las espinelas de Agua Poca se dividen en dos grupos; el primero (15 muestras) con valores de 2 a 5,6 % y el segundo (tres muestras) presenta valores de 12,2 a 12,3 % de extracción de fundidos. Los análisis de los elementos de tierras raras (microsonda de ablación láser ICP-MS) en núcleos de clinopiroxenos también permiten distinguir dos grupos de muestras. Los clinopiroxenos del primer grupo tienen patrones que se corresponden con un 1 a 5% de extracción de fundido por fusión fraccionada no modal. Los clinopiroxenos del segundo grupo exhiben un patrón de elementos de tierras raras medias y pesadas correspondiente a aproximadamente un 13% de fusión. Sin embargo, los elementos de tierras raras livianas presentan enriquecimientos respecto del patrón de fusión, evidenciando metasomatismo. Este metasomatismo probablemente lo produjo un fluido o fundido enriquecido en tierras raras livianas y medias ya que el empobrecimiento por fusión manifestado por las tierras raras pesadas es también visto en las espinelas. Éstas registran un 12,3% de extracción de fundidos para las muestras del segundo grupo en contraste con los valores de 2 a 5,6% de las muestras del primer grupo. La acción del agente metasomático podría haber sido coetánea a la extracción de fundidos sufrida por la peridotita, favoreciendo la misma (fusión asistida), o sino posterior, afectando a las peridotitas más empobrecidas por fusión y con mayor porosidad. La fusión asistida explicaría el mayor grado de fusión regis-

trado (13%) respecto al de los otros clinopiroxenos (1 a 5%) (Bertotto 2008).

Los volcanes hidromagmáticos

Los términos freatomagmático, hidrovolcánico, o hidromagmático han sido utilizados en la bibliografía y no siempre han quedado en claro las diferencias de matices entre ellos. Por eso en este trabajo usaremos el término hidromagmatismo para describir aquellas situaciones donde el magma intrusivo interacciona con agua externa o rocas profundas empapadas en agua según lo definiera Wohletz (1993). Las primeras menciones de actividad hidromagmática como potencial mecanismo eruptivo en los alrededores de Malarгүйe se deben a Dessanti (1978), quien mencionó “depósitos piroclásticos color amarillo, probablemente de erupciones interglaciales”, refiriéndose a los depósitos del volcán Malacara. Ninci (1993) también mencionó depósitos amarillo-naranjados en los volcanes Piedras Blancas, Jarilloso y Malacara y Delpino (1993) se refirió al volcán Carapacho donde describió algunas características morfológicas, litológicas y estructurales derivadas de erupciones hidromagmáticas e introdujo el término anillo de tobas (*tuff ring*) para el volcán Carapacho.

Los campos volcánicos monogenéticos de Payenia y Llacanelo están dominados por numerosos conos de escorias (879 según Mazzarini *et al.* 2008) y extensos campos de lavas aa y pahoehoe. De entre ellos se han identificado al momento 27 conos con mayor o menor evidencias de hidromagmatismo, descritos algunos como anillos de tobas y otros como conos de cenizas (Fig. 12).

Prácticamente todos los conos con evidencias de hidromagmatismo se encuentran en la zona baja de los alrededores de la laguna Llacanelo, salvo algunas excepciones que se tratarán aparte. La laguna Llacanelo es un lago salino de altura (1.376 m s.n.m.) situado en un ambiente desértico y que cubre un área de unos 370 km². El lago evolucionó como un gran depocentro regional durante el Plioceno-Cuaternario (Violante *et al.* 2010).

En todos los volcanes con hidromagmatismo de la zona, se observó una disminución progresiva de la cantidad de agua a medida que avanzó la erupción.

Este de la laguna Llacanelo

Los volcanes de este sector como Colorado, Las Yeguas, Las Vacas, Mancha Jarilla, Perro Atado, Chingolo, Toscoso, Andradino y Fiero están asociados a los lineamientos principales NO descritos por Bermúdez *et al.* (1993) como N 40°O y posteriormente por Cortés (2000) y Folguera *et al.* (2009) entre otros.

De todos ellos se distingue el volcán Perro Atado (cono de cenizas) que tuvo al menos tres grandes episodios explosivos que generaron oleadas piroclásticas húmedas color amarillo-parduzco con abundante lapilli acrecional y bancos de caída con gradación inversa muy palagonitizados e indurados. La actividad eruptiva culminó como en tantos otros volcanes de la zona con un evento lávico. Una datación radimétrica (Quidelleur *et al.* 2009) indica una edad de $1,022 \pm 0,015$ Ma para el volcán Perro Atado.

Oeste de la laguna Llacanelo

Los conos de este sector están orientados en cambio según lineamientos menores E-O que según Mazzarini *et al.* (2008) se corresponden con fracturas extensionales consistentes con el campo de esfuerzos de la zona y de las mismas características que las fisuras que controlaron las erupciones más jóvenes en los alrededores de la caldera del Payún Matrú. En algunos casos, se ha observado en la intersección entre los lineamientos E-O y los NO la formación de conos hidromagmáticos, *e.g.* Piedras Blancas, Jarilloso y dos conos sin nombre en las cercanías del volcán Piedras Blancas.

El volcán Malacara es una combinación compleja de un cono de escorias tipo estromboliano desarrollado sobre un cono de cenizas. Tiene 180 m de altura y está formado por tres conos anidados relacionados por lo menos a tres flujos de lava. En la ladera este del volcán están expuestos 96 m de depósitos piroclásticos, prin-

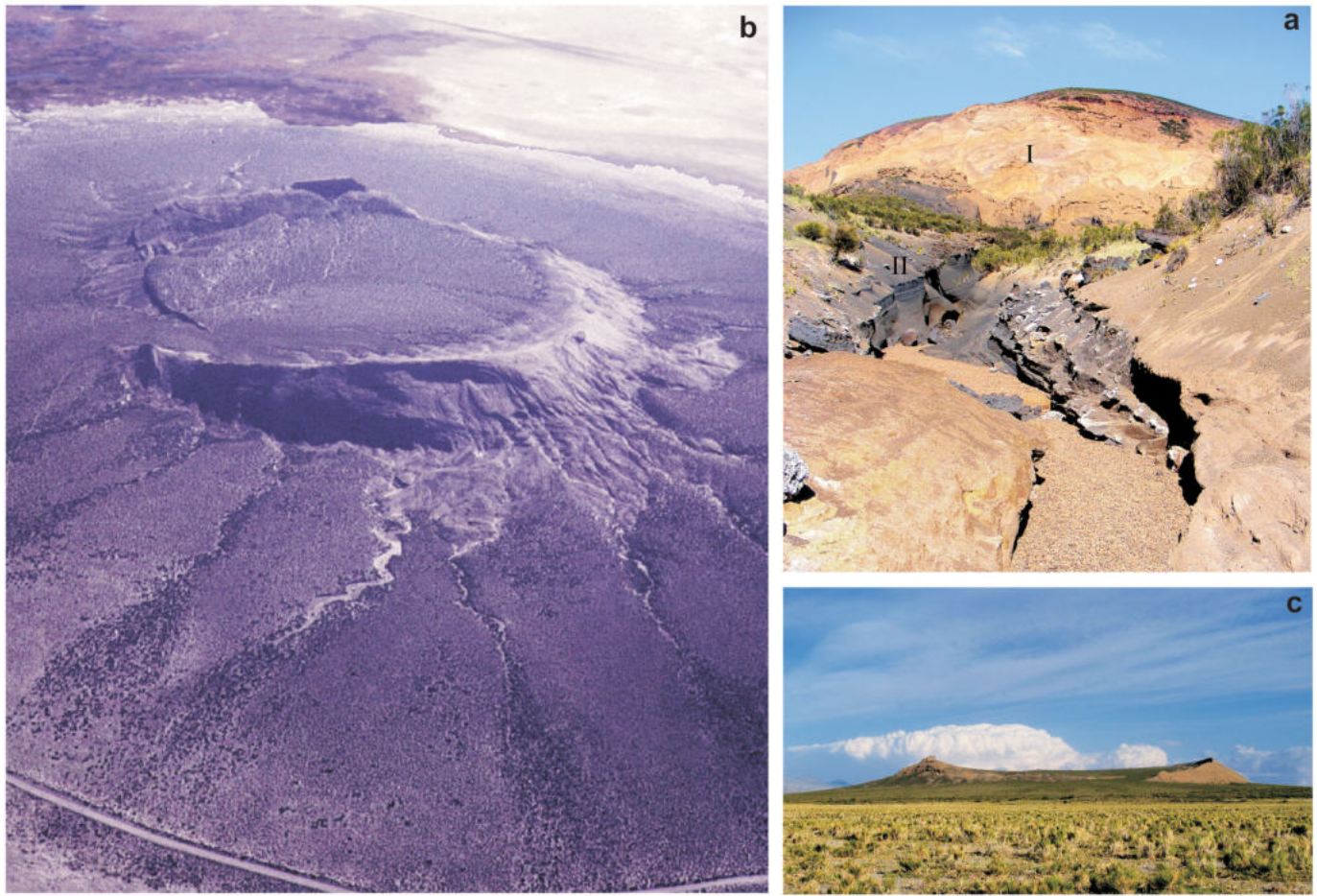


Figura 12: Erupciones hidromagmáticas. a) Volcán Malacara. La sección principal del cono está formada por depósitos piroclásticos palagonitizados amarillos (I), originados en erupciones hidromagmáticas con exceso de agua. Hacia el final de la erupción, la falta de agua genera depósitos de caída negros (II) con finos depósitos de oleadas piroclásticas secas intercaladas indicando ingresos pulsátiles de agua al conducto; b) Vista aérea del anillo de tobas del Carapacho, aportillado hacia el oeste, al fondo depósitos salinos de la laguna Llancanelo; c) Volcán Carapacho visto desde el oeste con su amplio cráter y típico perfil suave.

principalmente lapilli, que inclinan radialmente 30-32°, coronados por un flujo de lava. La sección principal del cono está formado por depósitos piroclásticos muy palagonitizados, color amarillo fuerte (sección I, Fig. 12a) que exhiben características sedimentológicas indicativas de erupciones hidromagmáticas con exceso de agua, formadoras de depósitos de caída mojados, con intercalaciones de depósitos de oleadas piroclásticas secas. En la sección II (Fig. 12a) de la foto se produce un cambio gradual hacia erupciones del tipo sub-plinianiano generadoras de explosiones más violentas y depósitos de lapillis máficos de caída, intercalados con depósitos de oleadas piroclásticas secas. Estos depósitos de caída han sido erosionados y forman fantásticas cárcavas verticales de más de 30 metros de altura.

Otro de los volcanes ubicados en las inmediaciones de la laguna de Llancanelo es el anillo de tobas del Carapacho. El volcán Carapacho tiene una altura de 90 m y un amplio cráter de 1.200 m aportillado hacia el oeste, además del perfil suave y típico de un anillo de tobas (Fig. 12b y c).

El Carapacho es el único de los conos hidromagmáticos de la zona que posee una brecha matriz soportada de explosión inicial, rica en líticos accidentales de hasta 2 m de basaltos, andesitas y riolitas rojas. La sección principal del cono está formada por depósitos de oleadas piroclásticas húmedas formados por espesos bancos matriz soportados de ceniza gruesa a lapilli grueso con estratificación pobre, lapillis acrecionales y estructuras de formacionales que indican exceso de agua

en el conducto. Hacia el fin de la erupción se encontraron bancos finos de cenizas con ondulitas asimétricas, interpretadas como depósitos de oleadas piroclásticas secas, mucho más energéticas. En este sector del campo volcánico Llancanelo no se han realizado dataciones radiométricas por lo cual su edad es ambigua. Sin embargo las edades de los volcanes Malacara y Carapacho podrían considerarse alrededor de los 450 ka (Bermúdez *et al.* 1993) o entre 0,5 y 1 Ma (Inbar y Risso 2001) o sea desarrollados durante el Pleistoceno medio-superior.

Otras localidades

En la depresión de Los Huarpes y los alrededores del volcán Diamante, se encuentran numerosos conos piroclásticos, algunos de ellos con evidencias de activi-

dad hidromagmática como por ejemplo el pequeño anillo de tobas ubicado al NO del volcán Arroyo Hondo y cuya edad es de $0,449 \pm 0,028$ Ma (Folguera *et al.* 2009) o los volcanes Morado y Chico, conos adventicios del volcán Diamante y descritos por Cortés y Sruoga (1998) como anillos de tobas con edades de $0,484 \pm 0,030$ Ma (Folguera *et al.* 2009). Más hacia el norte el cerro El Pozo, descrito por Polanski (1964) como una “caldera de explosión” fue interpretado por Cortés y Sruoga (1998) como dos mares coalescentes con una edad entre $0,092 \pm 0,011$ y $0,257 \pm 0,017$ Ma (Folguera *et al.* 2009).

Hacia el sur de la provincia de Mendoza, y sobre los depósitos de la terraza del río Colorado, próximo a Pata Mora se encuentra el volcán Los Loros que por sus parámetros morfológicos y geométricos podría considerárselo un típico anillo de tobas, con amplio cráter de 1,1 km de diámetro y perfil bajo. No obstante, un detallado estudio de sus componentes indica mayor complejidad en su formación, con múltiples fases eruptivas producidas por procesos magmáticos y en menor grado hidromagmáticos que formaron consecuentemente un tipo de volcán más propio de un gran volcán silíceo con importantes períodos inter-eruptivos (Németh *et al.* 2010).

La secuencia eruptiva preservada de la erosión en el volcán Los Loros indica una historia eruptiva con una etapa inicial formada por un depósito de lapillis pumíceos de composición dacítica-riodacítica y depósitos de alta concentración tales como oleadas piroclásticas basales (*base surge*). Todos estos depósitos formaron el original anillo pumíceo datado en $2,23 \pm 1,56$ Ma por Németh *et al.* (2009). La sucesión volcanoclástica inicial fue cubierta por un espeso e inmaduro suelo que nos indica un significativo período inter-eruptivo. La actividad póstuma generó ignimbritas de pequeño volumen con texturas de soldadura con *flammas* y flujos lávicos traquíticos, que son los que coronan actualmente al volcán y tienen una edad de $1,16 \pm 0,22$ Ma (Németh *et*

al. 2009).

DISCUSIÓN

La provincia volcánica de Payenia comenzó su desarrollo en el Mioceno, cuando tuvo un pico de actividad importante que dio lugar a la formación del plateau volcánico de Palaoco (Groeber 1946), cuyos afloramientos se esparcen en un área de más de 24.000 km² extendiéndose desde la actual cordillera andina hasta el bloque de San Rafael y desde el norte del Neuquén hasta el sur de Mendoza ($35^\circ - 38^\circ$ S). Sus afloramientos en la depresión central son escasos porque están cubiertos por el volcanismo plioceno-cuaternario, pero al pie de los Andes son excelentes y puede apreciarse una moderada deformación causada por la tectónica compresiva miocena. Como ejemplo, se pueden citar la sierra de Palao Co (Groeber 1947, Bettini 1982), en la faja plegada de Malargüe y la sierra de Huantraico, localizada en el extremo sur de la continuación sur de la depresión central. En el valle del río Grande y en la sierra de Palao Co el Mioceno sedimentario, mayormente volcanoclástico, está bien representado y en conjunto alcanza 2.600 m de espesor (Bettini 1982, Schiuma 1994), lo cual revela la intensidad de los procesos tectónicos. En la región de Huantraico Ramos y Barbieri (1988) caracterizaron a este volcanismo como de retroarco, mientras que Kay *et al.* (2006b) lo describieron junto con los basaltos miocenos de Chachahuén y La Matancilla del sur de Mendoza, como un ambiente de *back arc*. Cabe recordar aquí las diferencias entre cuencas de retroarco (*retroarc basins*, *compressional basins*), formadas por la flexión de la litósfera en tectónica contraccional, y cuencas de tras arco (*back arc basins*), formadas entre el arco y el antepaís en un régimen de elevado gradiente geotérmico y expansión (Condie 1989: 168-171, Keary *et al.* 2009: 302). Kay *et al.* (2006) reconocieron una etapa de expansión entre 24 y 20 Ma a la cual le sucedió una etapa contractiva, a partir de los 20 Ma, que relacionan con la aceleración del desplaza-

miento hacia el oeste de Sudamérica sobre la placa de Nazca.

El relleno volcanoclástico cenozoico de la cuenca de Los Huarpes ronda los 1000 m de espesor (Polanski 1964, Kozłowski *et al.* 1993, C. Colo y R. Calegari *com. pers.*, YPF 2010), pero lamentablemente no se lo ha agrupado por edades, por lo cual es difícil establecer correlaciones con los afloramientos de la faja plegada. Posiblemente gran parte de ellos sea miocena, como ocurre en el extremo sur de la Precordillera (33° S, Irigoyen *et al.* 2000) y por lo tanto podría formar parte de las cuencas de retroarco miocenas. No obstante, son necesarios estudios estratigráficos más detallados para agrupar en unidades temporales el Cenozoico a fin de elaborar el modelo tectónico evolutivo de la cuenca sedimentaria cenozoica de Los Huarpes. Entre el Payún Matru y Auca Mahuida esta cuenca desaparece y este cambio podría explicarse porque este segmento de la depresión central comparte algunos de los atributos del cinturón Tromen-Domuyo, como el nucleamiento de grandes centros volcánicos Plioceno tardío-Cuaternarios y el desarrollo del *plateau* de Palaoco. Por este motivo no se descarta que pudiera tener un régimen tectónico diferente al que modeló la cuenca de Los Huarpes.

El cinturón Tromen-Domuyo es oblicuo al rumbo de las estructuras andinas. En este aspecto comparte, con excepción de la magnitud, los lineamientos NO por los cuales el volcanismo basáltico tipo retroarco afectó la faja plegada de Malargüe, como ocurre en el río Salado y en La Pasarela (véase Figs. 4 y 5). Posiblemente las estructuras de este cinturón controlen la orientación de los ríos Barrancas y Colorado hasta su entrada en la provincia de La Pampa. Muchas de estas estructuras oblicuas responden a fallas de rumbo relacionadas con el esfuerzo máximo normal a los Andes. La intensa actividad magmática en el cinturón Tromen-Domuyo y su ancho, *ca.* 60 km, indica que se trata de una estructura de primer orden que provoca significativos cambios en la estructura regional. La faja plegada del Agrio,

con un pico de actividad importante en el Cretácico Tardío, no continúa al norte del cinturón, mientras que la faja plegada Malargüe, con fuerte desarrollo durante el Mioceno, no continúa hacia el sur con la misma intensidad que muestra al norte de este cinturón. Otro cambio brusco es la desaparición abrupta al sur de Auca Mahuida del volcanismo de retroarco, ya sea para el Mioceno como para el Plioceno-Cuaternario. El grado de erosión del escudo Auca Mahuida es máximo en el borde sur (véase Fig. 11), lo cual podría indicar una estructura tectónicamente deprimida al sur del mismo con rumbo similar a la del cinturón Tromen-Domuyo. El escudo de Auca Mahuida por la posición que ocupa podría estar alineado tanto con los centros de Tromen-Tilhue, Palao y Domuyo como con los centros volcánicos de la depresión central. Para resolver esta cuestión son necesarios estudios más detallados que permitan relacionar Auca Mahuida con los otros centros volcánicos.

El volcanismo basáltico tipo retroarco eruptado a través del sistema de fracturas oblicuas a la cordillera permitió la coexistencia al pie de los Andes de suites orogénicas calcoalcalinas con suites híbridas entre alcalinas y calcoalcalinas. Los diagramas TAS (véase Fig. 8) de las rocas plioceno tardío y cuaternarias de la depresión central y del antepaís muestran tendencia alcalina, mientras que las del río Salado y Tromen son subalcalinas, aunque sus estilos eruptivos, predominantemente efusivos, son similares a los de la depresión central.

La altura de la cordillera se reduce de norte a sur a partir de 33°21'S, latitud del volcán Tupungato, que representa el lugar donde está la transición de subducción subhorizontal a subducción empinada (Fig. 13). La disminución de la altura de la cordillera es acompañada por la expresión morfológica de la depresión de Los Huarpes (Polanski 1954). Muchas de las cuencas de retroarco miocenas, relacionadas con la faja plegada Malargüe, podrían estar relacionadas con la flexión de la litósfera, como consecuencia del exce-

so de carga producida por tectónica de contracción (Jordan 1981, Catuneanu 2004). Esta flexión es posible si la litósfera se encuentra debilitada térmicamente y por lo tanto adquiere un comportamiento mayormente dúctil, con la excepción de una delgada lámina frágil en su interior (Zhou *et al.* 2003, Willet y Pope 2004). De este modo, durante el Mioceno la litósfera se habría comportado como un cuerpo visco-elástico y se habría establecido una clara dependencia entre flexión y gradiente térmico. No hay información respecto a la altitud alcanzada por la cordillera durante la etapa contractiva miocena, pero el alto gradiente térmico está reflejado en la intensa actividad volcánica asociada con el plateau volcánico Palaoco y los numerosos intrusivos miocenos tardíos de la cordillera. Los modestos espesores de las sedimentitas miocenas de la cuenca de Los Huarpes podrían relacionarse con una altura también modesta, bastante menor que la del tramo de subducción plana pampeana (Ramos 2009), que estaría relacionado con una litósfera más fría, esto es, con un mayor espesor de la capa frágil y una menor magnitud del elemento viscoso respecto al elástico. Desde un punto de vista tectónico Ramos *et al.* (2004) concluyeron que la variación de altura de la cordillera se debe a la magnitud de la contracción orogénica, cuyo máximo ocurrió en el Mioceno tardío. Estos autores determinaron que al sur de 33°S la disminución de altura se debe a una contracción menor que al norte de esta latitud. Asimismo, determinaron que hacia el sur de 33°S la disminución gradual de altura de la cordillera se relaciona con la disminución progresiva de la contracción hacia el sur.

El volcanismo monogenético basáltico pleistoceno proviene desde grandes profundidades, posiblemente desde el límite astenósfera-litósfera o desde una subplaca máfica en la base de la corteza. La presencia de xenolitos del manto sugiere la primera alternativa y también elevadas velocidades de ascenso desde las profundidades de entrapamiento, por lo cual la corteza inferior, dúctil para tasas de de-

formación lentas, se comporta frágilmente para tasas de deformación rápidas. Es posible que la velocidad de ascenso del magma haya sido igual a la de la propagación de las fracturas originadas en el reservorio magmático. En la corteza superior, frágil, el magma pudo haberse canalizado a través de las fracturas de origen tectónico. Varios autores, entre ellos Folguera *et al.* (2007, 2008) Ramos y Folguera (2010) han propuesto que la abertura de estas fracturas es la consecuencia de un colapso orogénico asociado al aumento del ángulo de la placa subducida. Esto podría significar que el derrumbe de las montañas formadas durante la etapa de contracción tectónica afectó expansivamente la corteza superior frágil, creando nuevas fracturas debido a la disminución de la rigidez por el debilitamiento térmico (Ramos y Folguera 2010). Debido al alineamiento NO de varios conos es probable que este colapso estuviese controlado por un esfuerzo máximo subhorizontal normal a los Andes, que permitió la formación de cizallas sinistral oblicuas, generando a lo largo de ellas espacios transtensionales que facilitaron el ascenso del magma por la corteza superior hasta la superficie (véase Figs. 4 y 13c). Como ya se ha descrito anteriormente, la provincia volcánica de Payenia se caracteriza por la frecuencia de erupciones hidromagmáticas. El volcanismo monogenético hidromagmático del campo volcánico Llancanelo estaría asociado con niveles de agua subterránea que percolaban hacia el depocentro regional ocupado hoy por la laguna Llancanelo y que interactuaron con el magma ascendente a través de las fracturas principales de la zona de rumbo NO y/o E-O. Bajo estas circunstancias, existiera o no la laguna de Llancanelo al momento de las erupciones, sus aguas no se involucraron en el hidrovulcanismo, ya que el nivel de fragmentación del magma era mucho más profundo, como es el caso del volcán Carapacho con un explosión locus de aproximadamente 600 m por debajo de la superficie sin-eruptiva (Risso *et al.* 2008). De esta forma se podría explicar por qué

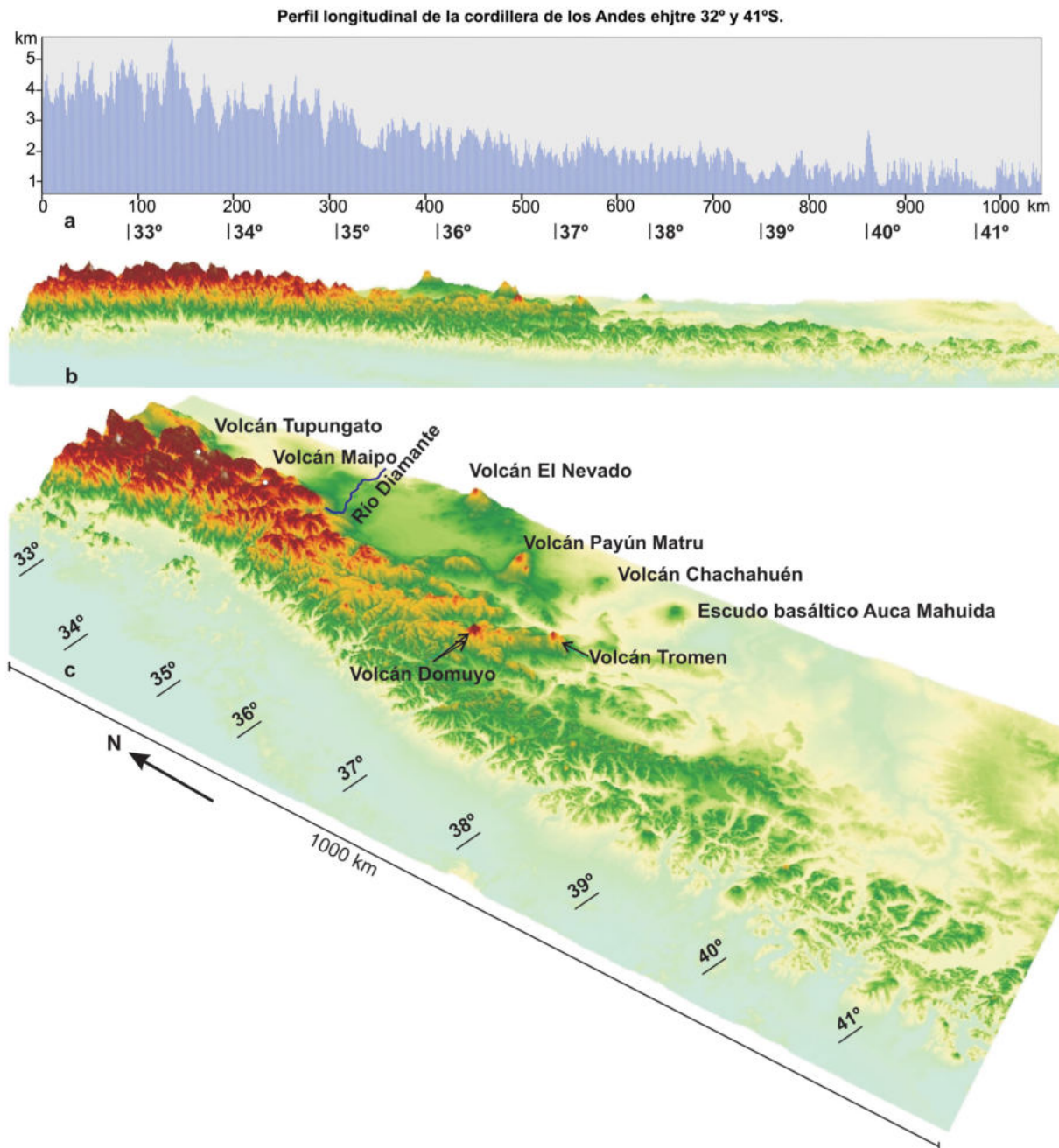


Figura 13: Perfil topográfico longitudinal realizado sobre un mosaico integrado de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), descargados del sitio web ftp.glcf.umd.edu perteneciente a Global Land Cover Facility (GLCF) de NASA. (Procesamiento digital realizado por el Geólogo Alfredo Benialgo del Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-UNLP). a) Se muestra la altimetría; b) Se observa el perfil de la cordillera. A partir de aproximadamente 33°S, esto es a partir del cambio de subducción plana a subducción empinada, la altura de la cordillera disminuye. La actividad volcánica cuaternaria de la provincia basáltica Payenia acompaña esta disminución de altura (ver explicación en el texto); c) En la vista inclinada se observan los lineamientos NO oblicuos a la cordillera, entre los cuales se destaca el cinturón Tromen-Domuyo.

conos ubicados en las inmediaciones o en el mismo espejo de agua son puramente magmáticos o con poquísimo hidrovulcanismo (volcanes Coral y Trapal) y por qué conos alejados de la subcuenca de Llanquanelo (cerca del volcán Diamante) poseen el mismo tipo de depósi-

tos piroclásticos hidromagmáticos. En el histograma con 128 edades neógenas y cuaternarias de Payenia (Fig. 14) se observa un pulso de actividad volcánica en el Plioceno tardío y Cuaternario, y otro en el Mioceno, representado por el extenso plateau basáltico de Palaoco, con

un período sin registro entre 8 y 5 Ma. La ausencia de actividad volcánica entre el Mioceno más tardío y el Plioceno temprano fue observada por Kay *et al.* (2006) quienes, junto a datos químicos e isotópicos, propusieron para este lapso un período de subducción transitoria subhori-

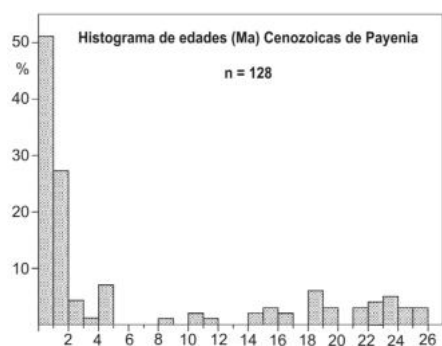


Figura 14: Histograma de edades neógenas y cuaternarias de la provincia volcánica Payenia. Se observa ausencia de edades en el período comprendido entre 5 y 11 Ma, que de acuerdo a Ramos (2009) corresponde al período de subducción plana de Payenia. Compilado según datos de Cortezzi y Dirac (1969); Núñez (1976); González Díaz (1979); Ramos y Barbieri (1988); Muñoz *et al.* (1989); Melchor y Casadío (1999); Bermúdez *et al.* (2000); Bertotto (2000); Rosello y Cobbold (2002); Cobbold y Rosello (2003); Kay y Copeland (2006); Bertotto *et al.* (2006); Kay *et al.* (2006a y b); Miranda *et al.* (2006); Galland *et al.* (2007); Folguera *et al.* (2008; 2009); Pasquarè *et al.* (2008); Bertotto *et al.* (2006); Quidelleur *et al.* (2009); Silvestro y Atencio (2009); Germa *et al.* (2010).

zontal y al cual Ramos (2009) denominó subducción plana de Payenia.

El volcanismo pleistoceno tardío y holoceno del retroarco se encuentra solamente en la región del Payún Matrú, en el valle del río Salado y en el Tromen. Sobre la base de las edades de Germa *et al.* (2010) se infiere que la caldera del Payún Matrú se habría formado hace aproximadamente 100 ka y que las últimas lavas de traquita son holocenas, igual que los basaltos fisurales a ambos lados de este volcán. Por la juventud de las últimas erupciones traquíticas no se puede descartar que la cámara magmática del Payún Matrú aun no se ha homogenizado térmicamente, aunque no se observan en superficie indicios de actividad post-eruptiva.

El gradiente térmico anómalo en el área del Payún Matrú puede estar relacionado con la segmentación de la depresión central, que separa la cuenca cenozoica de Los Huarpes, al norte, del segmento sur sin acumulación sedimentaria de esta edad. El único signo visible de esta segmentación es la falla E-O a ambos lados del volcán Payún Matrú y a la que González Díaz (1972b) denominó fisura La Carbo-



Figura 15: Falla La Carbonilla ($36^{\circ}23'S$, $69^{\circ}03'O$) situada al este del Payún Matrú. A través de ella se han derramado basaltos olivínicos del Pleistoceno tardío y Holoceno y por encontrarse en una ladera no ha sido cubierta por sus propias coladas, como ocurre al oeste del Payún Matrú. Con un círculo blanco se indica a una persona como referencia.

nilla en el sector oriental, la cual por su actividad holocena preserva intacta su morfología (Fig. 15). En el faldeo occidental esta falla está cubierta por coladas y conos basálticos, formando el campo de Los Volcanes.

Los últimos basaltos eruptados a través de la falla La Carbonilla, con edades de <7 ka (Germa *et al.* 2010) fueron contemporáneos con las traquitas vítreas que salieron por la fractura anular de la caldera. La ausencia de esta fractura en la caldera fue explicada por Hernando *et al.* (2008) por la existencia de una cámara magmática traquítica parcialmente fundida. Por esto, no se puede descartar un plutón sienítico en profundidad.

Ramos y Folguera (2010) han explicado la anomalía geotérmica debajo del Payún Matrú como un proceso de adelgazamiento y estiramiento cortical en conjunción con inyección de astenósfera caliente (Kay *et al.* 2006a).

Los diagramas TAS muestran que las rocas pliocenas y cuaternarias tienen tendencia alcalina, con excepción del volcán Tromen y los conos monogenéticos del

río Salado, estos dos últimos insertos en fajas apiladas tectónicamente al pie de la cordillera. En el río Salado la composición es andesítica-basáltica, y, además de los conos de escoria monogenéticos, la presencia de diminutos cristales de plagioclasa y olivina junto a clinopiroxeno y anfíbol relaciona a estas rocas con las del retroarco de la depresión central.

Según la litología dominante (Iherzolitas) y la geoquímica, el manto muestreado por los basaltos está poco empobrecido por fusión y con rastros de metasomatismo.

La región donde afloran basaltos portadores de xenolitos se encuentra en posición de retroarco respecto del arco activo actual. Los xenolitos ultramáficos provienen de la cuña del manto situada sobre una zona de subducción activa, por lo cual los fluidos/fundidos metasomatizantes de los mismos podrían provenir de la deshidratación de la placa subducida. La edad del metasomatismo no es posible conocerla con los datos actuales, se puede postular una edad mínima en cada caso correspondiente a la edad de la erupción. Esta edad es mínima debido a que el me-

tasomatismo podría haberlo producido algún episodio de subducción previo.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a Carlos Colo y Ricardo Calegari, ambos de YPF, por los datos proporcionados sobre el Terciario de la subcuenca Llancanelo. A Mario Sigismondi, Petrolbras Argentina, por los comentarios sobre la estructura de la cuenca neuquina y a Mario Schiuma (YPF) por sus comentarios sobre los depósitos terciarios del valle del río Grande, Mendoza. Nuestro especial agradecimiento a Víctor Ramos por su invitación a presentar este artículo en la Revista de la Asociación Geológica Argentina y por sus valiosos comentarios sobre el manuscrito. También han contribuido a mejorar la calidad del mismo los comentarios proporcionados por Andrés Folguera. Este trabajo fue financiado por los Proyectos de Investigación 620 (UNLP) y 0119 (CONICET).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R.D., Quartino, B. J. 2004. Basalto alcalino portador de xenolitos ultramáficos en Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 411-415.
- Aparicio, E.P. 1950. Hallazgo de sedimentos paleozoicos en la cabeceras del río Salado, Malargüe (Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(3): 127-135.
- Araña Saavedra, V., Aparicio, A., Bellido, F., García Cacho, L., Viramonte, J. C. 1984. El volcanismo reciente de la vertiente oriental de los Andes entre los 34° y 37° de Lat. Sur (Mendoza). 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 492-503.
- Bermúdez, A., 1991. Sierra del Nevado. El límite oriental del arco volcánico del Neógeno entre los 35°30' y 36° L.S. Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 318 - 322, Santiago.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37°L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 35-55.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V.A., (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Relatorio: 161-172.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Zencich, S. y Bolatti, N. 2000. Evolución volcanológica y petrológica del sector sur del campo volcánico Auca Mahuida, provincia del Neuquén, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1-5, Puerto Varas.
- Bertotto, G.W. 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (1-2): 59-71.
- Bertotto, G.W. 2002a. Xenolitos ultramáficos en el cerro De la Laguna, volcanismo basáltico de retroarco en el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 445-450.
- Bertotto, G.W. 2002b. Cerro Huanul (37°17'S; 68°32'O), nueva localidad con xenolitos ultramáficos en basanitas cenozoicas del sur de Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 66-70, El Calafate.
- Bertotto G.W. 2003. Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito) 186p., La Plata.
- Bertotto, G.W. 2008. Procesos de fusión y metasomatismo registrados en xenolitos del manto de la provincia de La Pampa. 17° Congreso Geológico Argentino y 9° Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas Minmet: 181-184, Jujuy.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A., Cingolani, C.A. 2006. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 430-444.
- Bertotto, G.W., Orihashi, Y., Nagao, K., Motoki, A. 2006. New K-Ar ages on retroarc basalts of Mendoza-La Pampa. Segundo encuentro científico del ICES, Actas CD, Buenos Aires.
- Bertotto, G.W., Cingolani, C.A. y Bjerg, E.A. 2009. Geochemical variations in Cenozoic back-arc basalts at the border of La Pampa and Mendoza provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 360-373.
- Bettini, F. H. 1982. Complejos efusivos Terciarios presentes en las Hojas 30c y 32b (Puntilla de Huincán y Chos Malal) del sur de Mendoza y norte del Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas 5: 79-114.
- Bjerg, E.A., Labudía, C.H., Varela M. A. y Cesaletti, N. 1995. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somuncura Massif. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 257-261.
- Bjerg, E. A., Ntaflou, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C.H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 125-145.
- Bjerg, E. A., Ntaflou, T., Thöni, M., Aliani, P., y Labudía, C. H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50: 1267-1298.
- Cahill, T., y Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En Turner, J.C.M. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Volumen 1:397-453, Córdoba.
- Caminos, R. 1993. El basamento metamórfico proterozoico-paleozoico inferior. En Ramos, V. A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 11-19, Mendoza.
- Catuneanu, O. 2004. Retroarc foreland systems— evolution through time. *Journal of African Earth Sciences* 38: 225-242.
- Cingolani, C., Llambías, E., Tickyj, H., Manasseiro, M. y Abre, P. 2001. El Pre-Carbonífero del Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): Evolución y correlaciones en el margen proto-andino de Gondwana. 11° Congreso Latinoamericano de Geología 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas edición electrónica, trabajo 250: 7 p.
- Cobbold, P. R. y Rosello, E. A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20 (5): 429-443.
- Conceição, R. V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G. W. y Rodríguez-Vargas, A. 2005. Andean subduction-related

- mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* 82 (3-4): 273-287.
- Condie, K. C., 1989. *Plate Tectonic & Crustal Evolution*. Pergamon Press, 476 p.
- Cortezzi, C. R. y Dirac, M. 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 95-100. Mendoza.
- Cortés, C. H. y Sruoga, P. 1998. Zonas de fracturas cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30'LS), Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 116-121, Buenos Aires.
- Delpino, D. 1993. Fue el sur mendocino similar a Hawai? Evidencias del pasado para entender el presente. 1^{ra} Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Protección Civil, Malargüe, Mendoza.
- Delpino D., Bermúdez, A. 1985. Volcán Plateado. Vulcanismo andesítico de retroarco en el sector extrandino de la Provincia de Mendoza 35° 42' Lat. Sur. Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno. Actas 3: 108-119, Antofagasta.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b Malargüe, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 149, 50 p., Buenos Aires.
- Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I.B.A. y Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-421.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V.A., 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tremen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). *Tectonophysics* 459: 140-160.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y, Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V. A., 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R. y Buffet, G., 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tremen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26 TC4010, 24 p., doi:10.1029/2006TC002011.
- Gelós, E.M. y Hayase, K., 1979. Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la región de Comallo y de otras localidades de las provincias de Río Negro y Chubut. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 69-82, Buenos Aires.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. y Tchilinguirian, P. 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru Volcanic Field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29: 717-730.
- Giampaoli, P., Dajczewand, D.M. y Dzelalija, F. 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, cuenca neuquina surmendocina, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 168-173, El Calafate.
- González Díaz, E.F. 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 27d, San Rafael. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, 79 p., Buenos Aires
- González Díaz, E.F. 1972b. Descripción Geológica de la Hoja 30d, Payún Matrú. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 130, 92 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1972c. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, Buenos Aires, 79 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1979. Descripción geológica de la hoja 31d, La Matancilla, Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 173, 96 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1 (3): 177-208.
- Groeber, P. 1947. Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (4): 347-433.
- Hernando, I., Llamblás, E. J. y González, P.D. 2008. Historia eruptiva y formación de la caldera del volcán Payún Matrú, retroarco andino del sureste de Mendoza. 17° Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas: 1361-1362.
- Holmberg, E. 1964. Descripción geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 94, 88 p., Buenos Aires.
- Holmberg, E. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 144, 71 p. Buenos Aires.
- Inbar, M. y Risso, C. 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field - Payún Matrú, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 45(3): 321-343.
- Irigoyen, M.V., Buchan, K. L. y Brown, K. L. 2000. Magnetostatigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, Lat. 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 112: 803-816.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jordan, T. E. 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous Western United States. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 65: 2506-2520.
- Kay, S.M. y Copeland, P.C. 2006. Early to Middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of the slab shallowing and the westward drift of South America. 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 lat)*. Geological Society of America Special Paper 407: 215-246.
- Kay, S.M., Gorrington, M. y Ramos, V.A. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(4): 556-568.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P.C. y Mancilla, O. 2006a. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient miocene shallowing of the andean subduction zone under the northern Neuquén basin. 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 lat)*. Geological Society of America Special Paper 407: 19-60.
- Kay, S. M., Mancilla, O. y Copeland, P., 2006b. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. 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 lat). Geological Society of America Special Paper 407: 215-246.
- Keary, P., Klepeis, K.A. y Vine, F.J., 2009. *Global Tectonic*. Tercera edición. Wiley-Blackwell, 482 p.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En: Ramos, V. A. (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256, Mendoza.
- Le Maitre, R. E. (ed.) 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. 2ª edición, Cambridge University Press, p.236.
- Llambías, E.J., 1966. *Geología y petrología del volcán Payún Matrú*, Mendoza. *Acta Geológica Lilloana* 7: 265-310, San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E.J., Danderfer, J., Palacios, M. y Brogioni, N. 1978. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 569-584, Neuquén.
- Llambías, E.J., Palacios M. y Danderfer, J.C. 1982. Las erupciones holocenas del volcán Tromen (provincia del Neuquén) y su significado en un perfil transversal E O a la latitud de 37°S. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 537-545, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A., 1993. El magmatismo Gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64, Mendoza.
- Manacorda, L., Reinante, S.M.E., Cazau, L. y Penna, E. 2002. Los reservorios del Grupo Neuquén. En Schiuma, M., Hinterwimer, G. y Vergani, G. (eds.) *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina*, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 529-550, Mar del Plata.
- Marchetti, D.W., Cerling, T.E., Evenson, E.B., Gosse, J.C., Martínez, O. 2006. Cosmogenic exposures ages of lava flows that temporarily dammed the Río Grande and Río Salado, Mendoza province, Geological Society of America Meeting Backbone of the Americas, Paper 5-39: 66, Mendoza.
- Mazzarini, F, Fornaciai, A., Bistacchi A., y Pasquarè, F. 2008. Fissural volcanism, polygenetic volcanic fields, and crustal thickness in the Payen Volcanic Complex on the central Andes foreland (Mendoza, Argentina). G3, 9(9) doi: 10.1029/2008GC002037.
- Melchor, R. y Casadío, S. 1999. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 295, 63 p., Buenos Aires.
- Miranda, F., Folguera, A., Leal, P.R., Naranjo, J.A. y Pesce, A., 2006. Upper Pliocene to Lower Pleistocene volcanic complexes and late Neogene deformation in the south-central Andes (36°30'-38°S). 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 lat)*: Geological Society of America Special Paper 407: 287-298.
- Narciso V., Mallimacci, H. Santamaría, G. Sepulveda, E. y Zanettini, J.M., 2001. Hoja Geológica 3769-II, Agua Escondida. Provincias de de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 300, 39p., Buenos Aires.
- Németh, K., Risso, C., Nullo, F. y Smith, I., 2009. Silicic pumiceous Tuff Ring of Los Loros in Mendoza, Argentina. 3IMC, Abstracts. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Resúmenes y Eventos Serie D N° 12: 85-86, Malargüe.
- Németh, K., Risso, C. y Nullo, F. 2010. Volcaniclastic facies architecture of a long-lived, nested silicic tuff ring: the Los Loros volcano, Mendoza, Argentina. *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-13252-1.
- Niemeyer, H. 1978. Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (1): 63-75.
- Ninci, C. 1993. Fotointerpretación geológica del área volcánica sudoriental de Malargüe (Provincia de Mendoza). Gerencia de Exploración Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe Interno, 1-45.
- Núñez, E. 1976. Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, (inédito), Buenos Aires.
- Orts, S. y Ramos, V.A. 2006. Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. *Backbone of the Americas*. Abstract with Programs 5: 65, Mendoza.
- Ostera, H. y Dapeña, C. 2003. Environmental isotopes and geochemistry of Bañado Cari-lauquen, Mendoza, Argentina. 4° South American Symposium on Isotope, Geology, Short Papers: 461-464, Salvador.
- Ostera, H. A., Haller, M.J., Linares, E. y Joensen, V. 2000. Geochemical evidences and implications on contrasting magma sources at Paramillos Altos Intrusive belt, Southern Mendoza, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 669-673, Puerto Varas.
- Padula, E.L. 1948. Sobre la presencia del Hauteriviano marino en la Sierra de Chachahuén (provincia de Mendoza). *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 25 (287): 49-53, Buenos Aires.
- Parfitt, E. A. 2004. A discussion of the mechanism of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134: 77-107.
- Parfitt, E. A. y Wilson, L. 1995. Explosive volcanic eruptions: IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International* 121: 226-232.
- Pasquarè, G., Bistacchi, A., Francalanci, L., Bertotto, G.W., Boari, E., Massironi, M. y Rossetti, A. 2008. Very long pahoehoe basaltic lava flows in the Payenia volcanic province (Mendoza and La Pampa), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 131-149.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas, Cuadernos de Investigaciones y Estudios 4, 4-10, Mendoza.
- Polanski J. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 26c – La Tosca. Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín 101, 86 p., Buenos Aires.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. y Gillot, P.Y. 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contribution to time averaged field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172: 199-209.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrío, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 105-

- 110, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.) Backbone of Americas: Shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Geological Society of America Memoir 204: 31-65. doi: 10.1130/2009.1204(02).
- Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1988. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43 (2): 210-223.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S lat). 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 lat). Geological Society of America Special Paper 407: 1-17.
- Ramos, V.A. y Basei, M. 1997. The basement of Chileña: An exotic continental to Gondwana during the Early Paleozoic. *Terrane Dynamics-97*, International Conference on Terrane Geology, Conference Abstracts 140-143.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2010. Payenia volcanic province (Southern Andes): An exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E. y Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system—Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, AAPG Memoir 82: 30–50.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, S., Zanetti, A., Vannucci, R. y Cingolani, C.A., 2004. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 121–152.
- Risso, C., Nemeth, K., Combina, A.M., Nullo, F. y Drosina, M. 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llancanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169 (1-2): 61-86.
- Rossello, E.A., Cobbold, P.R., Diraison, M. y Arnaud, N. 2002. Auca Mahuida (Neuquén Basin, Argentina): A Quaternary shield volcano on a hydrocarbon-producing substrate. 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 549-552, Toulouse.
- Saal, A.E., Frey, F.A., Delpino, D., Bermúdez, A. 1995. Temporal geochemical variation in alkaline basalts erupted behind the Andean volcanic front (35°–37°S): Evidence for changing the angle and/or rate of subduction. IUGG 21 General Assembly, Abstract VA 2, 2A–09, Boulder.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, K. 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 587-610.
- Schiama, M.F. 1994. Intrusivos del valle del Río Grande, provincia de Mendoza, su importancia como productores de hidrocarburos. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, tesis 0638, La Plata.
- Silvestro, J. y Kraemer, P. 2005. Evolución tectosedimentaria de la Cordillera Principal en el sector surmendocino a los 35° 30'S. Faja plegada de Malargüe. Republica Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, 18 p., Mar del Plata.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca Cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, Faja plegada de Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 154-160.
- Sruoga, P., Llambías, E.J., Fauqué, L., Schonwandt, D. y Repol, D.G. 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera–Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34°10'S). *Journal of South American Earth Sciences* 19: 399-414.
- Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F. y Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the río Maipo and río Cachapoal (Chile) and the río Yaucha and río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39–52.
- Stern, C.R., Saul, S., Skewes, M.A. y Futa, K. 1989. Garnet peridotite xenoliths from the Pali-Aike basalts of southernmost South America. Kimberlites and related rocks. Geological Society of Australia, Special Publication 14, 2: 735-744, Carlton.
- Tickyj, H., Rodríguez Raisin M., Cingolani, C.A., Alfaro, M. y Uriz, N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 295-302.
- Villar, L.M. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 3: 135-156, Buenos Aires.
- Violante R., Osella, A., de la Vega, M., Rovere, E. y Osterrieth, M. 2010. Paleoenvironmental reconstruction in the western lacustrine plain of Llancanelo Lake, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 650–664
- Willet, S. D. y Pope, D. C. 2004. Thermo-Mechanical Models of Convergent Orogenesis: Thermal and Rheologic Dependence of Crustal Deformation. En Karner, G.D., Taylor, B., Driscoll, N.W. y Kohlstedt, D.L. (eds.) *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margin*, Columbia University Press: 179-222.
- Wohletz, K. 1993. Hidrovolcanismo. En Martí, J. y Araña, V. (eds.) *La Volcanología actual: Nuevas Tendencias*, Volumen 21, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Zamora Valcarce, G. 2006. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédito) 302 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.R. 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 lat.)*. Geological Society of America Special Paper 497: 125-145.
- Zencich, S. y Calegari, R. 2002. Técnicas exploratorias aplicadas en áreas con cobertura basáltica. Región Auca Mahuida. Cuenca Neuquina. Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, 14 p., Mar del Plata.
- Zhou, D., Yub, H. S., Xua, H. H., Shi, X. B. y Chou, Y. W. 2003. Modeling of thermo-rheological structure of lithosphere under the foreland basin and mountain belt of Taiwan. *Tectonophysics* 374: 115–134.

Recibido: 30 de agosto, 2010.

Aceptado: 24 de septiembre, 2010.