

Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino

Leandro D'Elia¹, Martin Muravchik², Juan R. Franzese¹, Andrés Bilmes¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1 No. 644 B1900TAC, La Plata-CONICET, La Plata, Argentina.

ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar; franzese@cig.museo.unlp.edu.ar; abilmes@cig.museo.unlp.edu.ar

² Department of Earth Science, University of Bergen, Allégaten 41, N-5007, Bergen, Norway.
martin.muravchik@geo.uib.no

RESUMEN. La Cuenca Neuquina constituye uno de los rasgos más conspicuos desarrollados durante el Mesozoico en el margen Andino de Gondwana. El relleno de sin-rift inicial (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de esta cuenca extensional ensiálica estuvo caracterizado por una profusa actividad magmática. Los depocentros del sector austral de la cuenca (Chachil, Catán Lil, Chacaico, Sañicó y Piedra del Águila) muestran excelentes exposiciones para realizar el estudio de las rocas volcánicas representantes de este ciclo magmático. El presente análisis tuvo lugar mediante la caracterización estratigráfica, litológica y geoquímica de las rocas volcánicas que componen hasta el 70% del total del relleno inicial. Las principales unidades lávicas y piroclásticas son diques, domos, coladas, conductos emisores e ignimbritas. La distribución espacio-temporal de las diferentes unidades muestra una evolución desde términos efusivos de composiciones intermedias a términos piroclásticos ácidos, desarrollados hacia la parte superior de la secuencia. La caracterización litológica y petrográfica sugiere que el sistema volcánico estuvo asociado a reservorios magmáticos multinyectados, donde tuvieron lugar procesos típicos de cámaras magmáticas superficiales. El estudio de las facies de alteración de la secuencia reveló ocho tipos diferentes dentro del relleno de sin-rift, principalmente de carácter sin-volcánico y minoritariamente posvolcánico. El análisis geoquímico mostró el carácter cogenético de las rocas lávicas y piroclásticas, con un dominio composicional desde términos intermedios a ácidos. Las rocas pertenecen a la serie sub-alcalina, mayoritariamente calcoalcalinas y transicionales, con patrones de elementos traza típicos de series orogénicas. Sin embargo, muestran algunas diferencias evolutivas y composicionales (>50% de términos diferenciados ácidos) con las series clásicas de arco. Los modelos actuales para generación de magmas en sistemas convergentes fueron discutidos (i.e., modelos de generación intracorticales y extracorticales), habiéndose optado por el modelo de generación extracortical para justificar los atributos composicionales y la evolución estratigráfica del Ciclo Precuyano. Este modelo implica la fusión parcial de un subplacado conformado por una 'pluma silícica fría' (i.e., mezcla de corteza oceánica y sedimentos provenientes de la losa subductada). El subplacado permitiría comprender la gran distribución del volcanismo Precuyano en sentido transversal al margen, mientras que en función del grado de fusión de la 'pluma', se explicarían las composiciones dominantes del ciclo: andesíticas y dacíticas-riodacíticas. Durante el inicio de la extensión se habría favorecido el ascenso de materiales de composiciones intermedias, mientras que en el clímax del 'rifting' o en las zonas de mayor extensión se habría facilitado el ascenso de los materiales ácidos viscosos. Finalmente, un esquema de segmentación Andino a los 40°S explicaría el desarrollo de un segmento extensional hacia el norte, en donde se localizó la Cuenca Neuquina, y el desarrollo de un arco magmático hacia el sur, representado por el Batolito Subcordillerano.

Palabras clave: Cuenca Neuquina, Argentina, Sin-rift, Volcanismo, Margen Andino.

ABSTRACT. Syn-rift volcanism of the Neuquén Basin, Argentina: relationships with the Late Triassic-Early Jurassic evolution of the Andean margin. The Neuquén Basin constitutes one of the most conspicuous features of the Andean margin of Gondwana during Mesozoic times. The initial syn-rift infill (Late Triassic-Early Jurassic) of this ensialic extensional basin involved a profuse magmatic activity (Precuyano Cycle). Outcrops of the southern depocentres of the basin (Chachil, Catán Lil, Chacaico, Sañicó y Piedra del Águila) were studied in order to analyze the characteristics of this magmatic cycle. Shallow intrusive, lava flow and pyroclastic accumulation units of the syn-rift sequence conform up to 70% of the total infill. The syn-rift sequence shows a particular spatial-temporal evolution from mainly intermediate volcanic rocks at the base to mainly acidic pyroclastic rocks to the top. Volcanic feeding-systems were characterized by shallow and multiple-injection magmatic chambers. Eight main alteration facies related to syn- and post-volcanic stages were determined. Trace element data show that the lava and pyroclastic products share a co-magmatic trend, dominated by intermediate to acid products. Rocks belong to the sub-alkaline series, mostly calc-alkaline and transitional, and in a lesser extent tholeiitic, with orogenic signature. Nevertheless, the stratigraphical and compositional features (>50% of acid volcanic products) suggest some differences with typical arc-series. Recent models to explain the magmatic systems in complex convergent margins were discussed (*i.e.*, intra-crustal and extra-crustal models), being chosen an extra-crustal model to justify the compositional and stratigraphical features of the Precuyano Cycle. According to this model the partial melting of an underplating 'silicic cold plume' (metasediment-oceanic crust mélanges derived from subducted slab) would explain the wide distribution transversal to the margin of the Precuyano volcanism, whereas the degree of partial melting of the 'plume' would explain the prevailing composition of the cycle: andesitic and dacitic-rhyodacitic compositions. The onset of extension made possible the rising of the initial andesitic volcanism, whereas during either the rifting climax or along the sites with major crustal extension, the high viscosity acid magmas would have been preferentially risen. Finally, an Andean segmentation at 40°S would explain the development of an extensional segment towards the north, where the Neuquén basin was developed, and the magmatic arc towards the south, represented by the Subcordilleran Batholith.

Keywords: Neuquén basin, Argentina, Syn-rift, Volcanism, Andean margin.

1. Introducción

La evolución tectónica del sector andino norpatagónico durante el intervalo Pérmico-Jurásico Inferior ocurrió dentro de un escenario complejo en el que se registran varios procesos yuxtapuestos y relacionados entre sí. Diversos autores han propuesto diferentes historias evolutivas ligadas a procesos geodinámicos de primer orden. Entre ellos cabe incluir: **a.** el colapso gravitatorio del orógeno Gondwánico (Kay *et al.*, 1989) o **b.** el pasaje a un segmento de subducción de alto ángulo (Ramos y Folguera, 2005; Ramos, 2009), **c.** el desarrollo de una provincia ígnea gigante (Choiyoi+Chon Aike) que registra la transición de un ambiente orogénico a anorogénico (Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995), **d.** la formación de cuencas extensionales atribuidas a diferentes mecanismos de formación, desde rifts intracontinentales a cuencas marginales (Charrier, 1979; Gust *et al.*, 1985; Uliana y Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Tankard *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003; Mpodozis y Ramos, 2008; Ramos, 2009), y **e.** el desarrollo del arco magmático Andino a partir del Jurásico Inferior (Mpodozis y Ramos, 2008; Ramos, 2009). Uno de los fenómenos más relevantes ocurrido

en el área durante ese lapso es el inicio de la Cuenca Neuquina. Esta cuenca, desarrollada en el margen andino entre los 32°S y los 40°S, se generó como una cuenca extensional ensialica entre el Triásico Superior y el Jurásico basal, en íntima vinculación con una profusa actividad magmática (Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005). La etapa de sin-rift de la cuenca constituye el mayor registro estratigráfico derivado del marco tectónico asociado al margen occidental de Gondwana en tiempos mesozoicos. Los grábenes iniciales de la cuenca fueron rellenados en su mayor parte por secuencias volcánicas y volcanoclásticas asociadas a productos sedimentarios epiclásticos y en menor proporción carbonáticos, reunidas dentro de un ciclo estratigráfico (Ciclo Precuyano; Gulisano *et al.*, 1984). Resulta destacable el importante volumen de material lávico e ignimbítico presente en la megasecuencia de sin-rift. Estas acumulaciones magmáticas proveen valiosa información sobre la caracterización del marco tectónico activo al inicio de las acumulaciones. Si bien existen numerosas contribuciones sobre el tema (Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Franzese y Spalletti, 2001; Bermúdez *et al.*, 2002; Pángaro *et al.*, 2002a; Pángaro *et al.*, 2002b; Franzese *et al.*, 2006; Franzese *et al.*, 2007; Llambías *et al.*, 2007; Muravchik *et al.*,

2008; Schiuma y Llambías, 2008; Pángaro *et al.*, 2009; Muravchik *et al.*, 2011; D'Elia *et al.*, 2012), las características del volcanismo asociado a la etapa de sin-rift de la cuenca no han sido sometidas a un análisis integrado. El objetivo de este trabajo apunta a una caracterización estratigráfica, litológica y geoquímica del volcanismo de la etapa inicial de la Cuenca Neuquina a partir del estudio y muestreo de las secuencias aflorantes en los depocentros australes (*i.e.*, depocentros de Chachil, Catán Lil, Chacaico, Sañicó y Piedra del Águila; Fig. 1), en conjunto con el análisis de los controles sobre los sistemas de alteración, el sistema magmático y su vinculación con el ambiente geodinámico. El estudio de esta secuencia Triásico-Jurásica dentro de la cuenca adquiere un valor fundamental, ya que posibilita el análisis de un ciclo magmático desarrollado en un contexto extensional que abarca cientos de kilómetros en sentido paralelo y transversal al margen Andino de Gondwana.

2. Marco Geológico

La Cuenca Neuquina (Fig. 1) es una cuenca de diseño triangular localizada al este de la cadena andina (Digregorio *et al.*, 1984). Constituyó un área subsidente durante gran parte del mesozoico, registrándose una columna integrada de hasta 7.000 m de relleno (Vergani *et al.*, 1995). Durante la etapa inicial se registran al menos dos episodios de rift bien definidos (Vergani *et al.*, 1995). El relleno correspondiente a la primera etapa de rift (Retiano-Sinemuriano), incluido en el Ciclo Precuyano, se desarrolló como un conjunto de depocentros aislados entre sí, e involucra una serie de unidades litoestratigráficas depositadas en diferentes sectores de la cuenca (Formaciones Lapa, Piedra del Águila, Sañicó y Cordillera del Viento, entre otras; Riccardi y Gulisano, 1990; Gulisano, 1993; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001; Llambías *et al.*, 2007). Se trata de un ciclo eminentemente continental desarrollado sobre un sustrato ígneo-metamórfico del Paleozoico Superior o sobre una secuencia volcánica del Pérmico Superior-Triásico Inferior (Leanza, 1990; Franzese, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). El segundo episodio extensional (Pliensbachiano-Toarciano) consistió en el desarrollo de depocentros más integrados entre sí que registran depósitos de ambiente marino silicoclástico y marca la transición de la fase de sin-rift a la de post-rift (Vergani *et al.*, 1995).

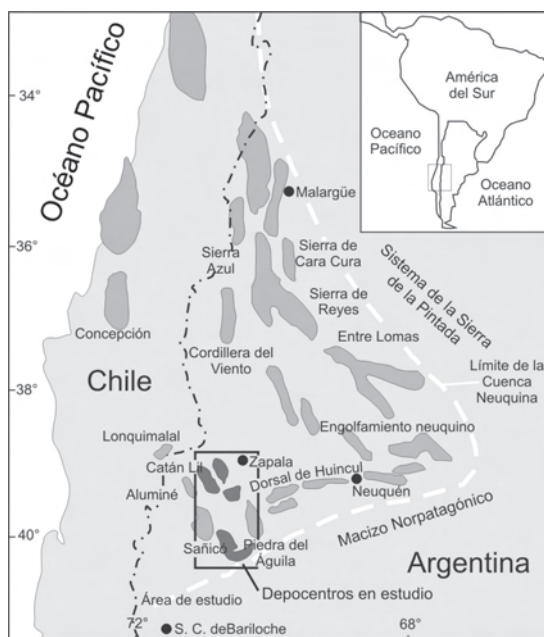


FIG. 1. Distribución de los depocentros iniciales de la Cuenca Neuquina (tomada de Franzese y Spalletti, 2001)

El rasgo más importante de la extensión del Ciclo Precuyano fue la generación de un conjunto de depocentros extensionales (grábenes y hemigrábenes) con magmatismo asociado. En los últimos años, estudios de superficie y subsuelo han caracterizado la distribución, estilo estructural y la estratigrafía de algunos de los depocentros iniciales (Manceda y Figueroa, 1995; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2006; Cristallini *et al.*, 2006; Franzese *et al.*, 2007; Llambías *et al.*, 2007; Giambiagi *et al.*, 2008a; Giambiagi *et al.*, 2008b; Giambiagi *et al.*, 2008c; Muravchik *et al.*, 2008; Pángaro *et al.*, 2009; Muravchik *et al.*, 2011; D'Elia *et al.*, 2012). El sector austral de la Cuenca Neuquina es el que cuenta con el mayor número y mejor calidad de exposición para los estudios de superficie. Los depocentros tomados como caso de estudio en este trabajo son: **a.** Chachil, **b.** Catán Lil, **c.** Chacaico, **d.** Sañicó y **e.** Piedra del Águila (Figs. 1 y 2). El depocentro de Chachil es un hemigraben parcialmente invertido de 17 km de ancho y un largo mínimo de 17 km, con espesores de entre 20 y 1.400 m. El relleno de sin-rift de este depocentro (Fig. 2) se constituye principalmente de rocas lávicas e ignimbritas, asociadas a facies de retrabajo (Franzese *et al.*, 2006; Muravchik *et al.*, 2008).

El depocentro de Catán Lil se presenta como un hemigraben invertido de 21 km de largo y 14 km de ancho y con espesores que rondan entre 60 m y 1.000 m (Franzese *et al.*, 2006; Muravchik, *et al.*, 2008). El relleno inicial de este depocentro (Fig. 2) se compone fundamentalmente por derrames lávicos (Leanza, 1990) sobre los cuales se desarrollan potentes secuencias volcanoclásticas aluviales (Muravchik, *et al.*, 2008). En el depocentro de Chacaico las acumulaciones del Ciclo Precuyano se distribuyen a lo largo de una gran estructura anticlinal producida por la inversión de las fallas normales vinculadas con el origen del depocentro (Franzese *et al.*, 2007;

Muravchik, *et al.*, 2008). El relleno aflora en un área de 25 km de largo por unos 5 km de ancho, con un espesor máximo de 600 m (Fig. 2). Se caracteriza por depósitos de lavas y potentes secuencias de ignimbritas (D'Elia y Franzese, 2005; Muravchik *et al.*, 2011). Además, asociados a los anteriores, aparecen depósitos volcanoclásticos producto de la redepositación y el retrabajo (Franzese *et al.*, 2007). El depocentro de Sañicó se muestra como un hemigraben invertido de ca. 25 km de ancho y 8,5 km de longitud mínima (Muravchik, *et al.*, 2008; D'Elia *et al.*, 2012). El relleno correspondiente al Ciclo Precuyano se presenta con espesores variables desde 50 a

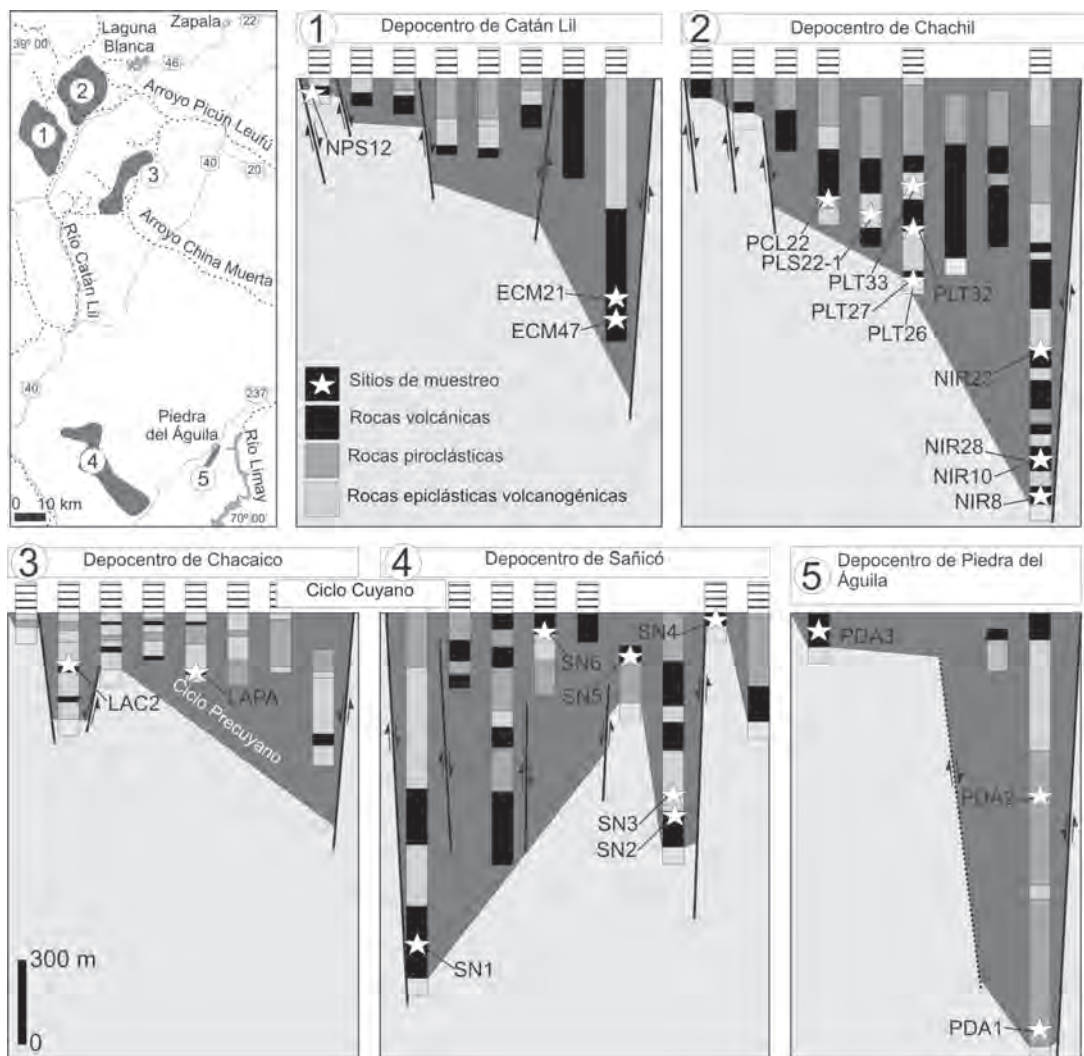


FIG. 2. Ubicación y columnas estratigráficas relevadas en los depocentros en estudio (modificada de Muravchik *et al.*, 2008). Se marca con estrellas los niveles estratigráficos donde se realizó el muestreo para el análisis geoquímico.

1.850 m, compuesto por depósitos de flujos lávicos y depósitos de ignimbritas y minoritariamente por depósitos volcanoclásticos (Fig. 2). Por último, el depocentro de Piedra del Águila se presenta fuertemente invertido, con 10 km de largo y 2,5 km de ancho y espesores máximos cercanos a 1.600 m (Fig. 2). Los depósitos del Ciclo Precuyano en este depocentro están conformados principalmente por depósitos de ignimbritas y secundariamente por flujos de lavas de composición andesítica y depósitos de rocas volcanoclásticas (D'Elia, 2008; Muravchik, *et al.*, 2008; D'Elia, 2010; D'Elia *et al.*, 2012).

3. Metodología

El análisis estratigráfico, litológico y geoquímico de las rocas lávicas y piroclásticas del sin-rift, se realizó a través de la recopilación de información procedente de trabajos previos (Franzese y Spalletti, 2001; D'Elia y Franzese, 2005; Muravchik y Franzese, 2005; Franzese *et al.*, 2006; Franzese *et al.*, 2007; Muravchik *et al.*, 2008) y de nuevas tareas de campo desarrolladas en los depocentros de Catán Lil, Chachil, Sañicó y Piedra del Águila. La recolección de datos involucró el mapeo geológico detallado y el levantamiento de más de 18.000 m de columnas estratigráficas en los depocentros aflorantes en el sector austral de la cuenca Neuquina (Fig. 2). La información geológica y cartográfica fue almacenada mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG) con ArcGIS 9.2®. El análisis petrográfico se realizó mediante la examinación de más de 250 secciones delgadas, efectuándose también pulidos calcográficos. La determinación de la mineralogía primaria y secundaria fue apoyada con alrededor de 100 análisis de difracción de RX en roca total y fracción pelítica (natural, glicolada y calcinada), desarrollados en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG; CONICET-UNLP) con un difractómetro Phillips® PW. Una vez obtenido el marco estratigráfico preciso y determinado la calidad de los depósitos, se efectuó el muestreo con fines geoquímicos dentro de los depocentros (Fig. 2), recolectándose entre 3 kg y 5 kg de roca. Para el muestreo de unidades piroclásticas se tomaron pómez o se adquirió la matriz de ignimbritas vítreas con menos del 3% de materiales líticos presentes. Se procesaron un total de 24 muestras (Tabla 1), las cuales fueron trituradas, cuarteadas y molidas en los laboratorios del CIG y posteriormente analizadas en

Activations Laboratories Ltd. (Actlabs) en Ontario, Canadá -mediante el método 4Lithos-Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion-ICP and ICP/MS- (www.actlabs.com). Con fines comparativos se sumaron al análisis 18 muestras provenientes de estudios recientes (Llambías *et al.*, 2007; Schiuma y Llambías, 2008) de las áreas de la Cordillera del Viento y la Dorsal de Huincul (Fig. 1; Tabla 2).

4. Análisis litológico de las rocas lávicas y piroclásticas del sin-rift Precuyano aflorantes en los depocentros australes de la Cuenca Neuquina

La megasecuencia de sin-rift está formada por litofacies lávicas y piroclásticas y litofacies sedimentarias constituidas mayoritariamente por rocas volcanoclásticas inmaduras originadas a partir de la resedimentación y retrabajo de las primarias. Las litofacies lávicas y piroclásticas constituyen alrededor del 70% del relleno (36% rocas lávicas y 34% rocas piroclásticas). La distribución de las rocas primarias dentro y entre los depocentros muestra un arreglo lateral y vertical complejo con fuertes variaciones de facies (Fig. 2). Se han reconocido diversos cuerpos volcánicos y depósitos piroclásticos con un amplio rango composicional. Las rocas dominantes dentro de la sucesión de sin-rift son las andesitas y las rocas piroclásticas de composiciones ácidas, acompañadas lavas dacíticas, riódacíticas y riolíticas y, muy aisladamente, basálticas.

4.1. Petrografía

La litofacies de lavas andesíticas se compone de tres variantes: andesitas basálticas con pseudomorfos de olivinas, andesitas de piroxenos (ortopiroxenos y clinopiroxenos) y andesitas hornblendíferas. Representan volumétricamente unas de las facies más importantes del sin-rift, participando en la conformación de diferentes tipos de cuerpos volcánicos: lavas, domos, criptodomas y diques (Figs. 3 y 4B, C y D). Los más característicos son los cuerpos de lavas que conforman sucesiones desde algunos metros hasta decenas de metros de espesor (Fig. 4B). Esta litofacies se presenta como lavas coherentes, autobrechadas y pseudobrechadas (Fig. 4D), que en ocasiones pueden presentar fragmentos líticos de rocas ígneas graníticas y metamórficas, con o sin reabsorción. Se exhiben con texturas seriadas, microporfíricas a porfíricas y/o glomeroporfíricas, con fenocristales

	Litofacies volcánicas				Litofacies piroclásticas
Composición	Basaltos	Andesitas y andesitas basálticas	Dacitas	Riolitas y riolacitas	Riolitas y riolacitas
Principal ocurrencia	Flujos de lavas	Flujos de lavas, diques y domos	Domos y conductos emisores	Domos	Depósitos de corrientes piroclásticas
Texturas mesoscópicas	Afanítica, microporfírica	Afanítica, microporfírica, porfírica	Porfírica, seriada	Microporfírica	Toba lapillita, eutáxica
Fenocristales / cristaloclastos	± Plagioclasa ± olivina (< 3%)	Plagioclasa, hornblenda, piroxenos ± olivino (3 - 35%)	Cuarzo, plagioclasa + hornblenda (3 - 40%)	Cuarzo, feldespatos K, plagioclasa, biotita (< 10%)	Cuarzo, feldespatos K, plagioclasa, biotita (3 - 25 %)
Pasta / matriz	(97 - 100 %)	(97-65%)	(97 - 60%)	(> 90%)	Vitrica (90 - 60%)
Fragmentos líticos / litoclastos	—	Traza	Traza	Traza	< 20 %
Estructuras	Coherente, autobrechada, amigdaloides, disyunción columnar	Coherente, autobrechada, disyunción columnar, raramente bandeada amigdaloides	Coherente, autobrechada, raramente disyunción columnar	Coherente, autobrechada, bandeamiento por flujo	Maciza, estratificada, estructuras de escape de gases, raramente estratificación entrecruzada

FIG. 3. Características mesoscópicas y petrográficas más sobresalientes de las litofacies lávicas y piroclásticas discriminadas para el Ciclo Precuyano.

(entre el 3% y 35% en volumen) inmersos en pastas con texturas pilotáxicas y traquíticas (Figs. 3 y 5A). Los fenocristales de plagioclasa son límpidos o zonados y en ocasiones con textura cribada gruesa o fina (Figs. 5A, C y D). Es muy común la presencia de enclaves que comparten la misma composición mineralógica que la pasta que los rodea (Fig. 5A). Las litofacies de rocas lávicas dacíticas, riolíticas y riolíticas se encuentran poco expresadas en el registro del sin-rift del Ciclo Precuyano. Constituyen domos, criptodomo, conductos emisores y coladas de escaso volumen asociados generalmente a zonas de falla (Fig. 4). Se presentan como facies coherentes o autobrechadas, macizas o con foliación por flujo, con texturas porfíricas y minoritariamente seriadas, que muestran pasta felsítica micro a criptocristalina (Figs. 5F, G y H). Las dacitas poseen fenocristales (3% a 40% en volumen) de plagioclasa, cuarzo y biotita o fenocristales de plagioclasa y hornblenda (Fig. 5F). Las riolacitas y riolitas se presentan con fenocristales poco abundantes (<10% en volumen) de cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 5G). En ocasiones, las últimas se encuentran con textura micropoikilitica, esferulitas y litofisas (Figs. 4G y 5H) relacionadas con desvitrificación a alta temperatura (Mc Phie *et al.*, 1993). Es importante

destacar que, tanto en las volcanitas mesosilíceas como en las ácidas, las especies de minerales hidratados se pueden encontrar con texturas coroníticas de minerales opacos. La litofacies de rocas volcánicas basálticas constituye el litotipo más restringido dentro de los depocentros en estudio. Se trata de cuerpos tabulares de escaso espesor, generalmente coherentes y menormente autobrechados (Fig. 4A). Se componen de lavas afánicas o microporfíricas que presentan fenocristales de olivinas o plagioclasas en una pasta microcristalina mayormente intergranular y/o traquítica y, en menor proporción, intersertal.

La litofacies de rocas piroclásticas constituye el segundo litotipo más abundante dentro del sin-rift del Ciclo Precuyano de los depocentros en estudio. Se compone de ignimbritas de escasa o amplia distribución y volumen, de composiciones dacíticas, riolíticas y riolíticas (Fig. 3). Las ignimbritas están constituidas por tobas lapillíticas, generalmente con textura vitroclástica, masivas o estratificadas (Fig. 4H). En determinados niveles se pueden encontrar brechas líticas clasto o matriz sostén, macizas o con estratificación y en ocasiones pueden exhibir una profusa estructura de escape de gases (Figs. 4I y 6E). Los vitroclastos pumíceos y las trizas vítreas generalmente se presentan dispuestos

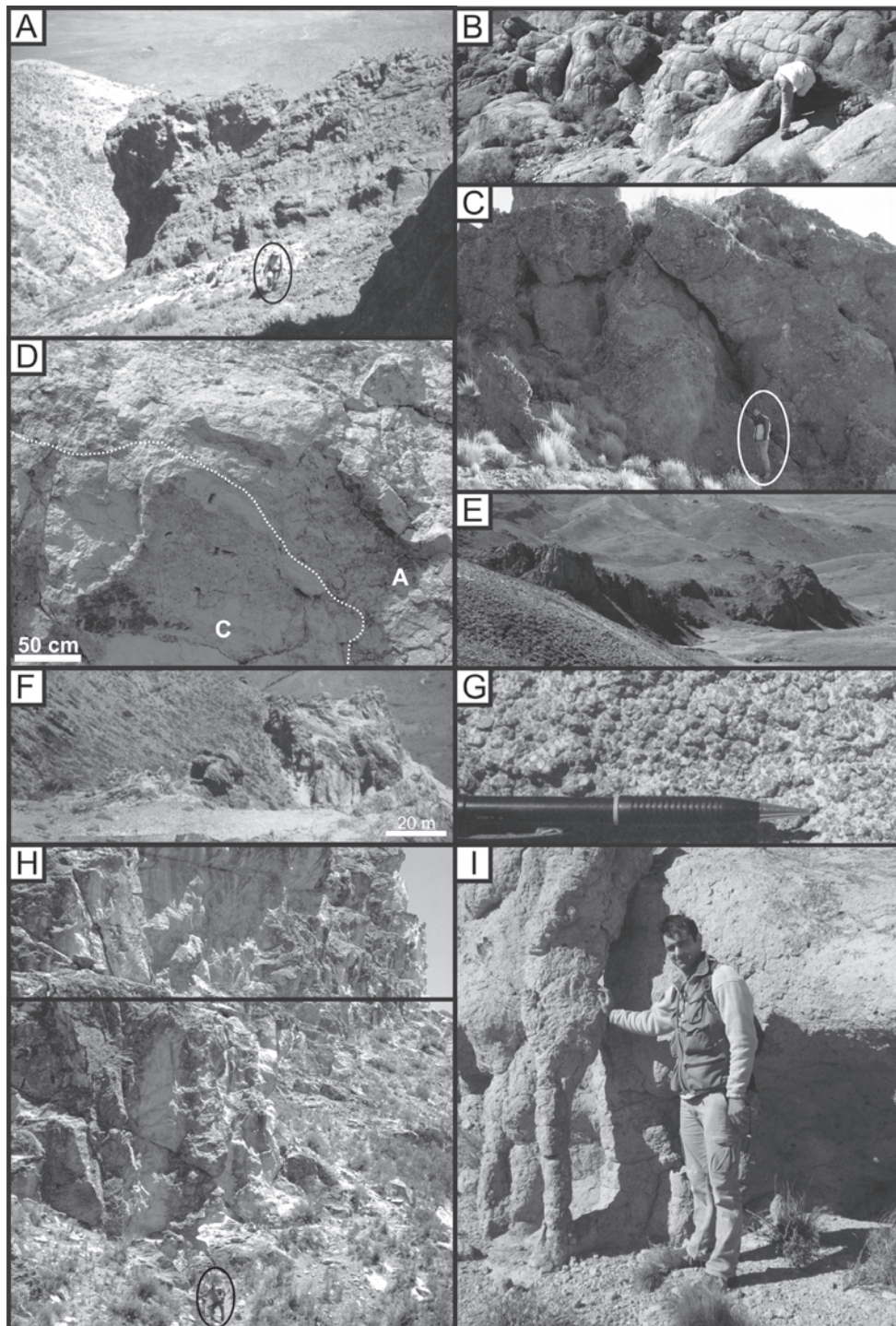


FIG. 4. Litofacies lávicas y piroclásticas identificadas en el presente trabajo. **A.** Sucesiones de lavas de composición basáltica; **B.** Cuerpos de flujos de lavas andesíticas; **C.** Domo andesítico; **D.** Detalle de flujo de lava andesítico con facies coherentes (C) y de autobrechas (A); **E.** Conductos emisores constituidos por facies de lavas dacíticas; **F.** Domo de composición riodacítica; **G.** Detalle de facies riolíticas con textura litofísica; **H.** Ignimbritas de composición riolítica; **I.** Detalle de ignimbritas con cristalización en fase vapor que desarrollan conductos de escape de gases.

de manera aislada o en contacto, con ausencia de deformación o con deformación parcial (Figs. 6A y B). Los cristaloclastos (3 a 25% en volumen) están constituidos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, mientras que los litoclastos (3 a 15% en volumen) se presentan con diferentes composiciones (Figs. 3 y 6B). Las ignimbritas con escaso volumen y espesor se han preservado con bajo grado de soldamiento (Smith, 1960; Quane y Russell, 2005) y con alteración a minerales de arcillas o silicificación (cristalización en fase vapor; Fig. 7B). Las ignimbritas con gran volumen y espesor están incipiente o parcialmente soldadas (*sensu* Smith, 1960), y generalmente afectadas por silicificación (cristalización en fase vapor/alteración deutérica; Figs. 6B, D y F). Aunque de manera minoritaria, la presencia de textura micropoikilitica con esferulitas y litofisas aisladas (Figs. 6G y H) indica que el espesor fue fundamental para retener el calor, generando desvitrificación a alta temperatura. En estos casos, se observan sectores que muestran un fuerte grado de soldamiento (Smith, 1960; Quane y Russell, 2005).

Desde el punto de vista de la composición magmática, las litofacies lávicas y piroclásticas se extienden desde los términos menos evolucionados del sistema, constituidos por basaltos y andesitas basálticas, hasta los términos más evolucionados, las riolitas. La presencia de minerales hidratados primarios (hornblenda y biotita) en las diferentes litofacies evolucionadas es indicativa de magmas originarios con concentraciones de agua iguales o superiores al 5% (Best y Christiansen, 2001). La participación de materiales piroclásticos en grandes proporciones y las variedades texturales registradas (texturas seriada, porfirica, glomeroporfirica, afirica y vitrofirica) demuestran un sistema de cristalización a bajas presiones (Cas y Wright, 1987; Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001). Las diferentes unidades piroclásticas y cuerpos volcánicos discriminados, desde intrusiones someras hasta coladas de lavas, y las texturas de desequilibrio (*e.g.*, cribadas gruesa en plagioclasa, bordes reabsorbidos de cristales y texturas manteadas de opacos en hornblenda y biotita) asociadas a diferentes grados de descompresión (Stephen y Montana, 1992; Rutherford y Gardner, 2000; Best y Christiansen, 2001), indican un sistema de ascenso complejo con variaciones en el mecanismo eruptivo, en el volumen y en la tasa de ascenso de los magmas originarios.

4.2. Facies de alteración de las rocas lávicas y piroclásticas Precuyanas

Una de las características más conspicuas de las rocas lávicas y piroclásticas de la secuencia del Ciclo Precuiano reside en el diferente grado de alteración composicional que presentan. Esta cuestión adquiere especial significación al considerar hasta qué punto los procesos inherentes al volcanismo modificaron las características litológicas y la composición geoquímica original del volcanismo asociado a los procesos extensionales de la Cuenca Neuquina. El estudio de la distribución lateral y vertical de las unidades del relleno de sin-rift, conjuntamente con el control petrográfico y los análisis de difracción de RX, permitieron establecer la existencia de 8 facies de alteración (*sensu* Gifkins y Allen, 2001; Gifkins *et al.*, 2005b): I) Alteración Magnetita-Illmenita, II) Alteración Clorítica, III) Alteración Sericita-Clorita, IV) Silicificación, V) Alteración Sericita-Cuarzo, VI) Alteración Cuarzo-Feldespato potásico, VII) Alteración Sílice-Calcita, VIII) Alteración Esmectita-Illita-Clorita-Calcita (Fig. 7).

La alteración Magnetita-Illmenita (Figs. 7 y 5B) se encuentra afectando lavas autobrechadas y minoritariamente lavas coherentes de composiciones mesosilíceas. Las características texturales y mineralógicas (Fig. 7) sugieren temperaturas de entre 400 y 600°C, asociadas a movilización sin-volcánica (Hagel, 1979; Ramdohr, 1980). La alteración Clorítica (Fig. 7) se encuentra espacial y composicionalmente asociada a las facies de lavas andesíticas autobrechadas y es indicativa de soluciones sin-volcánicas de restringida circulación con características neutras a alcalinas (Pirajno, 2009). La alteración Sericita-Clorita (Fig. 7) se desarrolla de manera local-estratoligada, particularmente en los sectores basales de las unidades de flujos piroclásticos de gran espesor y distribución. Se caracteriza por texturas de reemplazo de materiales vítreos, la alteración parcial de cristaloclastos y, en menor proporción, la disolución (Figs. 6B y C). Los materiales vítreos de la matriz y pómez son reemplazados principalmente por sericita, clorita y sílice criptocristalina (Fig. 6B). La distribución y las características texturales y mineralógicas sugieren una alteración de tipo deutérica por parte de soluciones neutras a alcalinas (Pirajno, 2009). La Silicificación (Fig. 7) se manifiesta de manera local-estratoligada (Figs. 4I y 6E) en ignimbritas.

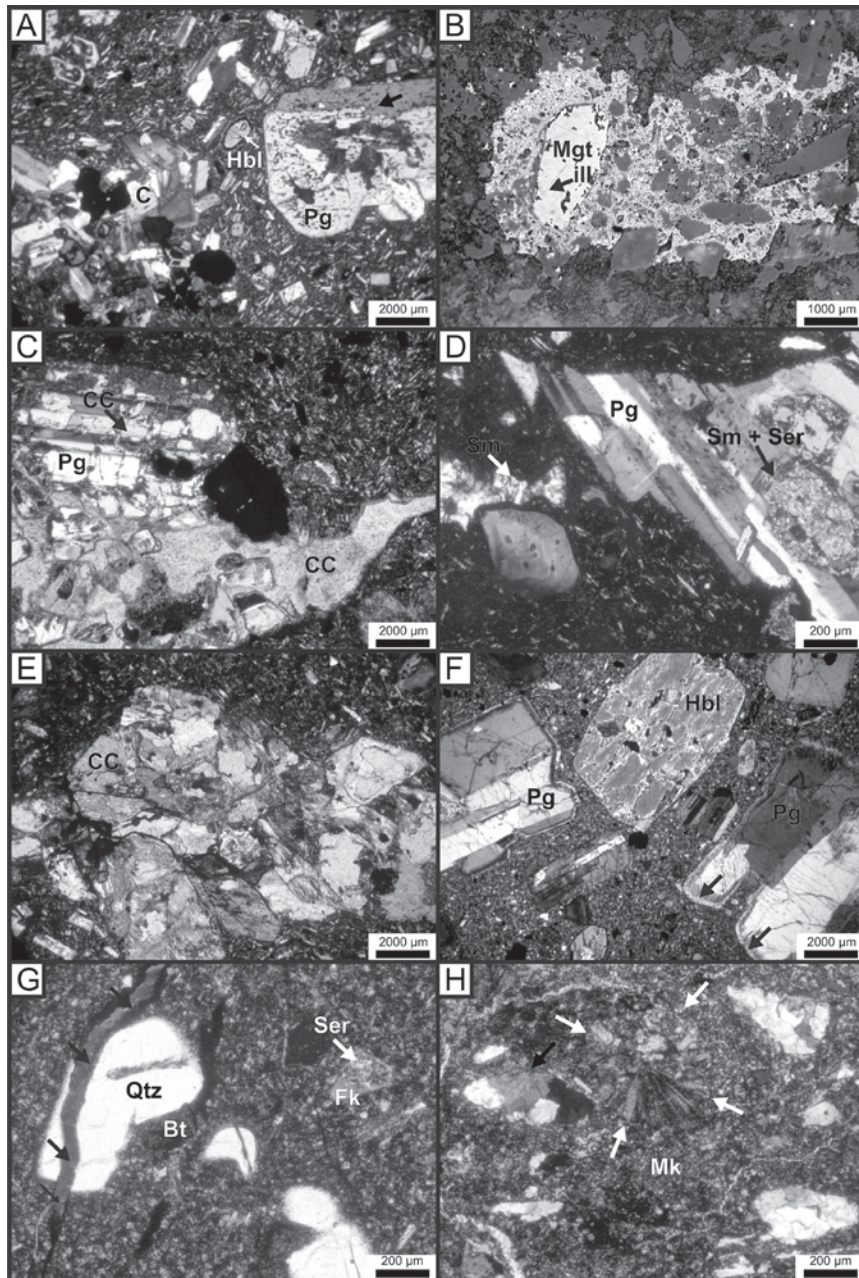


FIG. 5. Características petrográficas de las facies lávicas. **A:** Facies de andesita hornblendífera con textura porfírica y pasta pilotáxica (**C:** cumulato, **Pg:** plagioclasa, **Hbl:** hornblenda). Flecha negra muestra textura cribada gruesa en plagioclasa. Flecha blanca muestra textura coronítica en anfibol; **B:** Facies de andesita autobrechada bajo microscopio calcográfico (**Mgt:** magnetita, **Il:** Ilmenita). Estructura de relleno y disolución y relleno de magnetita con desmezcla de ilmenita; **C:** Fracturas hidráulicas rellenas de calcita (**CC**) y fenocristales de plagioclasa parcialmente alterados a calcita; **D:** Fenocristales de plagioclasa alterados a esmectita y sericita en facies de andesita. También se puede observar estructuras de disolución y relleno por esmectita; **E:** Plagioclases parcialmente alteradas a calcita en facies de andesita; **F:** Facies de dacita con fenocristales de plagioclasa con textura cribada fina (flechas negras) y hornblenda. La pasta se encuentra constituida por textura felsítica; **G:** Facies de riodacita constituida de microfenocristales de cuarzo (**Qtz**), biotita (**Bt**) y feldespato potásico (**Fk**) parcialmente alterado a sericita (**Ser**)-flecha blanca- inmersos en una pasta felsítica silicificada. Además, se pueden observar venas rellenas de sílice (flechas negras); **H:** Facies de riolitas con texturas esferulítica (flecha blanca), granofírica (flecha negra) y micropoikilitica (**Mk**).

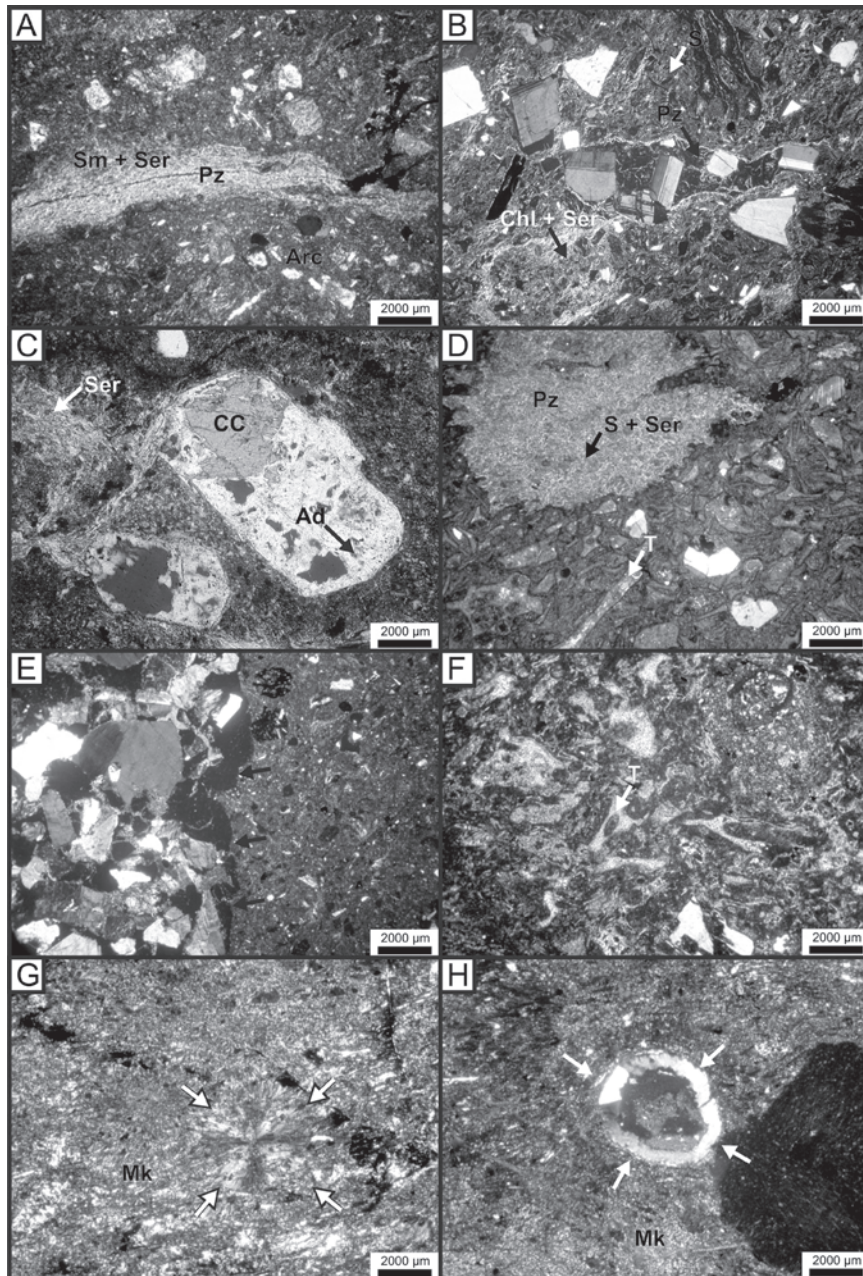


FIG. 6. Características petrográficas de las facies piroclásticas. **A.** Pómez (**Pz**) reemplazado por agregados de esmectita (**Sm**) y sericita (**Ser**). Las características primarias de la matriz fueron obliteradas por reemplazo de arcillas (**Arc**), óxidos de hierro y sílice. **B y C.** Ignimbritas con alteración sericita (**Ser**)-clorita (**Chl**); **B.** Cristaloclastos de plagioclasa limpios, matriz obliterada por **Chl**, **Ser** y sílice microcristalino (**S**); **C.** Cristaloclastos alterados a calcita (**CC**) y adularia esquelética (**Ad**) en una matriz compuesta de sericita y arcillas; **D.** Facies de ignimbrita con cristalización en fase vapor. Las trizas (**T**) fueron reemplazadas por agregados de sílice criptocristalino y los pómez (**Pz**) fueron reemplazados por sílice y sericita; **E.** Corte transversal de una estructura de escape de gases. Las flechas negras delimitan el conducto. Se puede apreciar la concentración de gruesos dentro del conducto (izquierda) y la alteración en fase vapor fuera (derecha); **F, G y H.** Desvitrificación a alta temperatura. **F.** Trizas (**T**) desvitrificadas a agregados de cuarzo microcristalino; **G.** Matriz de ignimbrita con textura micropoikilitica (**Mk**) y esferulitas aisladas (flechas blancas); **H.** Estructura litofísica (flechas blancas) y textura micropoikilitica (**Mk**).

Facies de alteración	Asociación	Texturas	Intensidad	Distribución	Principales litofacies afectadas	Interpretación
Magnetita-Ilmenita	Mgt + IL + Hem + Y	Disolución y relleno	Moderada	Local	Domos y flujos de lavas de composiciones intermedias	Deutérica sin-volcánica
Clorita	Chl + Hem + Cc	Disolución y relleno	Débil a sutil	Local	Domos y flujos de lavas de composiciones intermedias	Deutérica sin-volcánica
Sericita-Clorita	Ser + Chl + Qtz + Hem ± Fk ± K	Reemplazo, disolución y relleno, materiales vítreos revestidos	Avanzada	Local-estratoligada	Sectores basales de ignimbritas de gran distribución y espesor	Deutérica sin-volcánica
Sericita-Cuarzo	Ser + Qtz + Chl + Sm + K	Reemplazo parcial de fenocristales y venas de cuarzo	Débil a moderada	Local	Domos y flujos de lavas de composiciones ácidas	Deutérica sin-volcánica / diagenética
Silicificación (sílice cripto/microcristalino)	Qtz ± Chl ± Ser ± Hem	Reemplazo, materiales vítreos revestidos	Avanzada	Local-estratoligada	Preferentemente en ignimbritas de gran distribución	Cristalización en fase vapor
Cuarzo-Feldespatos K	Qtz + Fk + Ser + Cc ± Arc ± Cli ± Hem	Reemplazo, esferulítica, litofísica, micropoikilitica	Débil a sutil	Local - estratoligada	Domos e ignimbritas ácidas de gran distribución areal y espesor	Desvitrificación a alta temperatura
Sílice/Calcita	Qtz o Cc	Fracturas y relleno	Débil a sutil	Local - relacionada con fracturas	Cualquier litofacies dentro del sin-rift	Fracturación por soluciones a altas presiones
Esmeralda-Ilmenita-Clorita-Calcita	Sm + ill + Chl + Cc + Hem ± Ep ± Ser ± Ab ± Py ± Cli ± Serp ± Lau ± Ph	Reemplazo, disolución y relleno. Reemplazo parcial o total de feldespatos y mafitos	Débil a moderada	Regional	Preferentemente en las facies lávicas básicas, intermedias e ignimbritas de bajo grado	Diagenética - anqui-metamorfismo ?

FIG. 7. Facies de alteración discriminadas para las rocas primarias del sin-rift. **Qtz**: cuarzo; **Arc**: arcillas; **Ser**: sericita; **Sm**: esmeralda; **K**: caolinita; **Chl**: clorita; **Cli**: clinoptilolita; **Ep**: epidoto; **Ab**: albita; **Cc**: calcita; **Fk**: feldespato potásico; **Hem**: hematita; **IL**: ilmenita; **Mgt**: magnetita; **Py**: pirita; **Y**: yeso; **Serp**: serpentina; **Lau**: laumontita; **Ph**: pirofilita.

Se caracteriza por el reemplazo por parte de sílice cripto-microcristalina de materiales vitroclásticos (Figs. 6D y F), en ocasiones vinculada con estructuras de escape de gases. Se encuentra espacial y temporalmente vinculada con los tramos superiores de las unidades ignimbriticas en estadios post-depositacionales como resultado de cristalización en fase vapor (Cas y Wright, 1987; Streck y Gruner, 1995) o asociada a gran parte del perfil de los depósitos por alteración deutérica (Cas y Wright, 1987; Wilson, 1993). La alteración Sericita-Cuarzo (Fig. 7) se caracteriza principalmente por la alteración parcial de feldespatos a sericita, la silicificación por agregados criptocristalinos y el desarrollo de venas de cuarzo (Figs. 5G, 7 y 9C). Esta facies de alteración se encuentra composicionalmente asociada a domos y coladas ácidas. Se interpreta como producto de soluciones sin-volcánicas hidrotermales acuosas neutras (Pirajno, 2009) de circulación local. Este tipo de alteración es típica en estadios sin-volcánicos de cuerpos ácidos y de escaso volumen (Gifkins *et al.*, 2005b), aunque el grado de conservación de las

texturas primarias y su intensidad podrían sugerir, a su vez, una alteración de tipo diagenética. La alteración Cuarzo-Feldespatos potásico (Figs. 7 y 8E) se muestra como una alteración de tipo local, penetrativa, afectando cuerpos volcánicos y unidades piroclásticas de composiciones ácidas. Se manifiesta con texturas micropoikilitica-granofírica (Fig. 5H) y esferulitas y litofisas (Figs. 6G y H). El arreglo textural y las asociaciones minerales presentes son típicos de desvitrificación a alta temperatura asociada a productos volcánicos ácidos (Lofgren, 1970; Mc Phie *et al.*, 1993; Mc Artur *et al.*, 1998; Gifkins *et al.*, 2005b). En los domos y coladas el arreglo puede ser simple o complejo. Desde el exterior al interior se observa una caparazón de brechas hialoclásticas cementadas por sílice, seguida por niveles de esferulitas y litofisas ordenadas de acuerdo a la foliación (Fig. 4G) y, finalmente, una menor proporción de litofisas y esferulitas, con dominio de litofacies foliadas coherentes. Este arreglo es común en cuerpos de composiciones ácidas vinculados a la participación de agua del

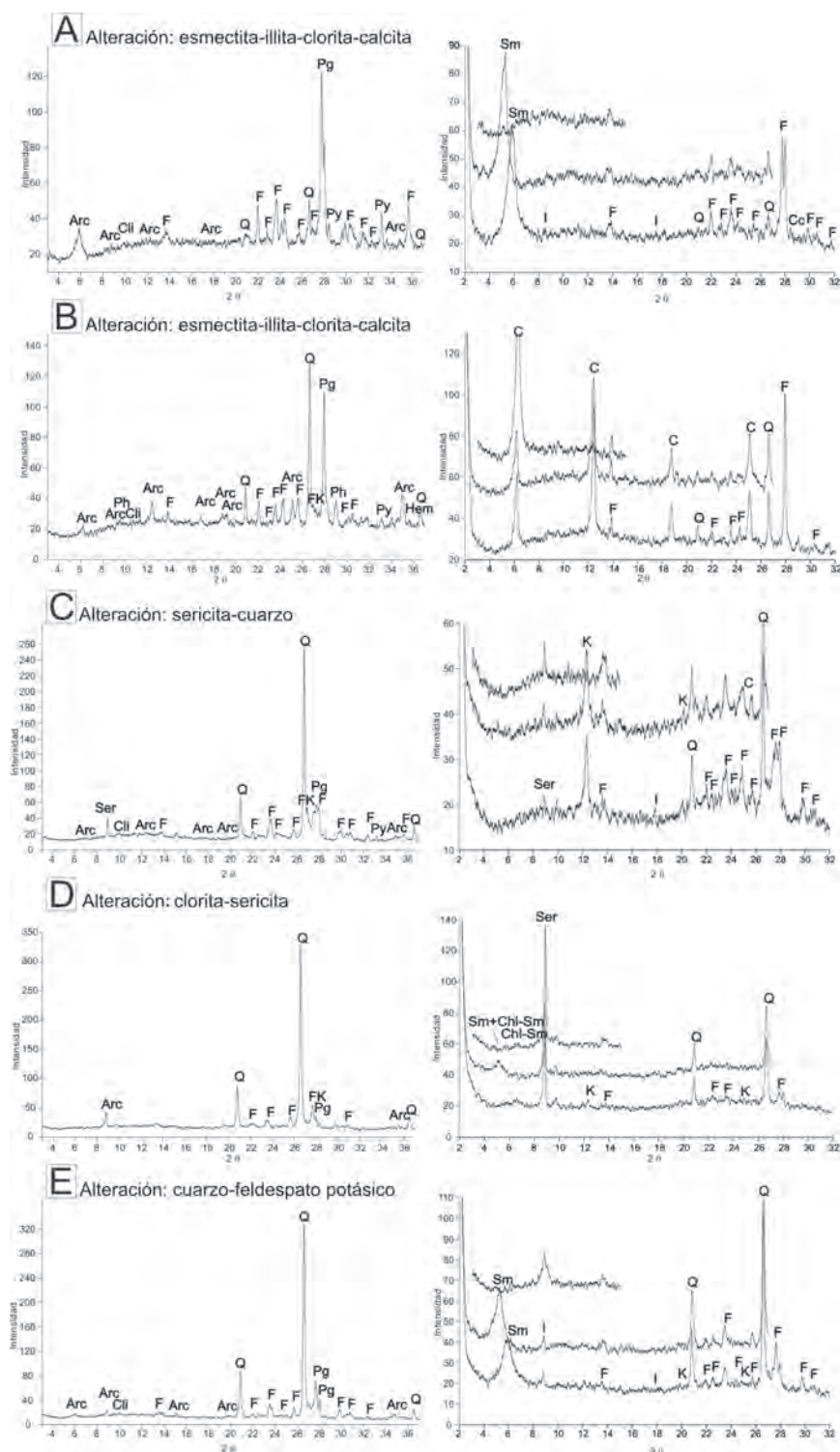


FIG. 8. Difractogramas roca total y fracción pelítica (natural, glicolada y calcinada) típicos para las facies de alteración más importantes del relleno. (Q: cuarzo; F: Feldspatos; Fk: feldespato potásico; Pg: plagioclasa; Arc: arcillas; Ser: sericita; Sm: esmectita; I: illita; K: caolinita; Chl: clorita; Cli: clinoptilolita; Cc: calcita; Hem: hematita; Py: pirita; Ph: pirofilita).

sustrato o de la roca hospedante (Mc Phie *et al.*, 1993; Stewart y Mc Phie, 2006). Para las unidades de ignimbritas esta alteración se presenta asociada sólo a sectores medios o cuspidales de las unidades de gran distribución y espesor (>250 m). La desvitrificación, en estos casos, se presenta con pómez y trizas deformadas recrystalizadas y grados variables de agregados de cuarzo y feldespato, en ocasiones obliterando las texturas primarias, con textura micropoikilitica, esferulitas y litofisas aisladas (Figs. 6G y H). Estos atributos indican una temperatura de emplazamiento mayor o cercana a la temperatura de transición del vidrio y una tasa de enfriamiento lo suficientemente lenta como para permitir el desarrollo de esferulitas y textura micropoikilitica (Mc Arthur *et al.*, 1998) -estado esferulítico en transición al estado vítreo (Lofgren, 1971a y b)- y un alto contenido de volátiles que permita el desarrollo de litofisas (Mc Phie *et al.*, 1993). La alteración Sílice-Calcita (Fig. 7) se caracteriza por el relleno de venas y fracturas hidráulicas y puede afectar a cualquier tipo litológico dentro del sin-rift (Fig. 5C). Exceptuando el fuerte proceso de brechamiento y relleno, la intensidad de alteración de esta facies es nula o sutil. Los fenocristales y las texturas primarias generalmente se presentan sin grandes modificaciones. Este tipo de alteración es generada por la circulación de fluidos a altas presiones (Mc Phie *et al.*, 1993) relacionados con zonas de fracturas. La alteración Esmeclita-Illita-Clorita-Calcita (Fig. 7) se muestra de manera regional y penetrativa afectando las rocas volcánicas (Figs. 5D y E) e ignimbritas de bajo grado de soldamiento (Fig. 6A). En el último caso, la alteración oblitera todas las características primarias de la matriz y los vitroclastos pumíceos son desdibujados por estilolitas y agregados de seicita y argilominerales que conforman estructuras de tipo 'bow tie' (Fig. 6A; Gifkins *et al.*, 2005a). La asociación mineral de esta facies de alteración (Figs. 7, 8A y 8B), en conjunto con la distribución y los arreglos texturales, sugiere una alteración por parte de soluciones alcalinas a neutras (Pirajno, 2009) relacionada con estadios diagenéticos (Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005b). Es importante destacar que en la base de los depocentros del norte del área de estudio (depocentros de Catán Lil y Chachil) se detectaron asociaciones minerales de clorita, laumontita, pirofilita (Fig. 7B) que podrían indicar una diagénesis avanzada en el límite con el metamorfismo (Gifkins *et al.*, 2005b).

5. Análisis geoquímico y petrogenético del volcanismo de sin-rift

Las 24 muestras (Tabla 1) provenientes de los depocentros estudiados del sector austral de la Cuenca Neuquina (depocentros de Chachil, Catán Lil, Chacaico, Sañicó y Piedra del Águila) fueron analizadas y comparadas con 18 muestras provenientes de las áreas de la Cordillera del Viento y la Dorsal de Huincul (Fig. 1; Tabla 2). El análisis litológico reveló la gran participación de rocas intermedias y ácidas y el intrincado escenario de alteración que presentan las rocas lávicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano. En general, el resultado del análisis geoquímico arrojó valores de LOI (Loss on Ignition) mayores a 2 wt%. Los diagramas de Fe/Mg *versus* SiO₂ y K/Na *versus* SiO₂ muestran una gran dispersión de los elementos mayores (Figs. 9A y B), confirmando que estos fueron móviles durante la alteración. El diagrama de LOI *versus* SiO₂ muestra que hay una disminución de los valores de LOI con el aumento del contenido de sílice (Fig. 9C), manifestando que para rocas alteradas el LOI es controlado por el tipo de alteración, relacionada con el tipo de composición (*e.g.*, silicificación-alteración anhidra). Estos resultados sugieren evitar el uso de los elementos mayores para la caracterización geoquímica de las rocas del sin-rift.

El uso de los elementos traza como discriminadores petrogenéticos se encuentra avalado por los resultados obtenidos a partir de la comparación entre rocas con nula o baja alteración y muy alteradas (Gifkins y Allen, 2001; Gifkins *et al.*, 2005b). Las diferencias composicionales registradas imponen que la comparación se deba hacer para los principales grupos dentro del relleno (rocas intermedias y ácidas), comparando grupos de rocas de similar composición (Barret y MacLean, 1994; Gifkins *et al.*, 2005b). Los diagramas multielemento y de tierra raras comparativos muestran una variación constante en el eje de las ordenadas, sin modificarse sustancialmente los patrones de distribución de elementos (Fig. 9D y E).

El diagrama de discriminación Zr/TiO₂ *versus* Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) corrobora el resultado del análisis petrográfico. Se observa una variación composicional desde basaltos a rolitas, estando bien representados los campos de las andesitas, dacitas, riódacitas (Fig. 10A). En este diagrama se puede apreciar la continuidad composicional dentro de las rocas que integran el sin-rift. Los basaltos presentan

TABLA 1. ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCAS VOLCÁNICAS Y PIROCLÁSTICAS ALOJADAS EN LOS DEPOCENTROS DEL SECTOR AUSTRAL DE LA CUENCA NEUQUINA.

Muestras	NIR 8	NIR 10	NIR 23	NIR 28	PLT 26	PLT 27	PLT 32	PLT 33	PLS 22-1	PCL 22	ECM 21	ECM 47	NPS 12	LAPA	LAC 2	PDA 2	PDA 1	PDA 3	SN 1	SN 6	SN 2	SN 4	SN 7	SN 5
Ocurrencia	domo	lava	lava	lava	lava	lava	lava	ign	domo	lava	domo	lava	lava	lava	lava	ign	ign	lava	lava	domo	lava	lava	lava	ign
Clasificación*	riolita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	riodacita	riodacita	andesita	riodacita	andesita	riodacita	basalto	basalto	riolita	riodacita	dacita	andesita	riodacita	andesita	riodacita	andesita	riodacita
Elementos may. (% wt)																								
SiO ₂	73.36	56.82	65.37	66.29	62.58	72.92	61.12	81.84	81.78	62.04	65.77	56.17	78.27	49.32	49.85	79.44	70.33	52.78	54.29	73.24	59.10	69.35	61.94	67.75
Al ₂ O ₃	12.53	15.52	13.95	14.25	14.79	11.00	16.49	9.58	10.16	16.58	14.24	17.88	11.05	15.11	15.23	10.49	13.86	16.81	17.47	12.61	17.43	14.20	15.56	14.12
Fe ₂ O ₃ (T)	3.23	6.92	4.64	4.65	5.32	3.61	6.14	1.29	0.61	5.68	4.55	7.07	2.97	8.69	8.95	1.19	3.03	9.17	4.92	2.64	5.87	1.95	7.31	1.70
MnO	0.06	0.10	0.08	0.13	0.09	0.04	0.07	0.02	0.00	0.11	0.14	0.56	0.04	0.19	0.16	0.02	0.02	0.15	0.12	0.03	0.18	0.04	0.08	0.05
MgO	0.24	3.54	0.80	2.28	0.58	0.91	1.10	0.08	0.03	0.98	1.17	3.33	0.37	0.66	8.23	0.21	0.36	2.59	0.37	0.17	2.68	0.33	1.08	0.58
CaO	1.16	8.26	3.05	1.14	2.52	0.88	1.85	0.16	0.07	3.36	1.08	1.09	0.68	8.15	9.69	0.48	0.62	4.82	8.30	0.54	5.12	2.56	5.46	1.43
Na ₂ O	4.34	3.47	6.92	5.43	3.22	2.63	3.26	2.39	1.99	4.23	2.69	5.78	5.24	6.38	2.63	1.34	3.13	4.08	4.02	2.58	3.86	2.73	3.29	1.14
K ₂ O	1.46	0.44	0.34	1.32	4.81	3.92	3.80	3.78	4.78	3.18	6.53	3.25	0.72	0.98	0.63	5.30	3.91	2.27	3.46	4.71	1.06	3.39	0.93	4.46
TiO ₂	0.13	0.94	0.63	0.59	0.73	0.58	0.78	0.23	0.10	0.77	0.48	0.66	0.27	1.77	0.96	0.08	0.41	1.18	0.65	0.30	0.62	0.44	0.94	0.21
P ₂ O ₅	0.03	0.16	0.18	0.15	0.21	0.19	0.20	0.03	0.03	0.21	0.07	0.15	0.06	0.54	0.23	0.03	0.12	1.01	0.27	0.08	0.25	0.11	0.26	0.04
LOI	2.17	3.34	2.62	2.44	3.52	2.27	3.76	0.69	0.59	1.94	2.12	2.55	1.08	6.61	2.47	2.39	2.97	4.40	5.65	1.40	3.04	3.76	2.49	7.07
Total	98.70	99.51	98.57	98.66	98.37	98.94	98.57	100.10	100.10	99.07	98.84	98.50	100.70	98.40	99.03	101.00	98.77	99.25	99.51	98.30	99.19	98.84	99.35	98.55
Elementos trazas (ppm)																								
Sc	7.0	23.0	13.0	11.0	13.0	11.0	17.0	5.0	2.0	17.0	12.0	13.0	5.0	22.0	29.0	3.0	6.0	15.0	11.0	7.0	7.0	8.0	17.0	3.0
Be	2.0	2.0	1.0	2.0	3.0	2.0	2.0	1.0	1.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	2.0	1.0	3.0	2.0	1.0	1.0	2.0	1.0	2.0
V	< 5	167.0	37.0	80.0	63.0	67.0	54.0	13.0	< 5	54.0	65.0	72.0	44.0	190.0	222.0	13.0	43.0	90.0	106.0	36.0	70.0	59.0	97.0	31.0
Ba	222.0	95.0	71.0	279.0	558.0	493.0	693.0	864.0	1544.0	424.0	1674.0	639.0	397.0	394.0	159.0	686.0	979.0	955.0	683.0	277.0	908.0	400.0	1242.0	
Sr	81.0	77.0	94.0	154.0	101.0	120.0	254.0	129.0	123.0	359.0	91.0	243.0	401.0	370.0	715.0	47.0	92.0	553.0	553.0	83.0	530.0	154.0	427.0	583.0
Y	37.0	19.0	25.0	19.0	25.0	19.0	28.0	15.0	20.0	29.0	27.0	19.0	19.0	28.0	15.0	24.0	24.0	32.0	9.0	14.0	19.0	17.0	23.0	11.0
Zr	248.0	129.0	158.0	140.0	169.0	136.0	198.0	117.0	106.0	206.0	214.0	126.0	129.0	256.0	86.0	58.0	263.0	408.0	192.0	79.0	142.0	169.0	152.0	113.0
Cr	< 20	130.0	< 20	50.0	< 20	20.0	< 20	90.0	< 20	< 20	30.0	< 20	70.0	220.0	410.0	30.0	< 20	40.0	30.0	< 20	< 20	< 20	30.0	< 20
Co	< 1	28.0	7.0	17.0	8.0	5.0	11.0	2.0	< 1	13.0	12.0	21.0	5.0	22.0	47.0	1.0	6.0	28.0	10.0	4.0	9.0	4.0	15.0	213.0
Ni	< 20	40.0	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	60.0	160.0	< 20	50.0	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	300.0
Cu	10.0	60.0	< 10	30.0	10.0	< 10	10.0	10.0	< 10	< 10	< 10	10.0	30.0	10.0	80.0	< 10	< 10	60.0	30.0	10.0	< 10	< 10	20.0	20.0
Zn	110.0	60.0	70.0	220.0	80.0	60.0	80.0	50.0	< 30	140.0	100.0	230.0	110.0	100.0	120.0	< 30	60.0	150.0	110.0	40.0	70.0	80.0	70.0	50.0
Ga	20.0	17.0	10.0	13.0	19.0	11.0	21.0	6.0	7.0	21.0	21.0	20.0	8.0	14.0	19.0	13.0	17.0	24.0	22.0	14.0	19.0	19.0	18.0	15.0
Ge	2.0	3.0	3.0	1.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	3.0	2.0	2.0	2.0	5.0	3.0	2.0	2.0	3.0	3.0	2.0	3.0	2.0	2.0	2.0
As	7.0	29.0	22.0	7.0	8.0	8.0	10.0	< 5	< 5	14.0	24.0	13.0	8.0	150.0	< 5	19.0	6.0	< 5	6.0	9.0	< 5	10.0	9.0	11.0
Rb	91.0	12.0	18.0	45.0	163.0	179.0	156.0	79.0	145.0	164.0	314.0	160.0	34.0	35.0	16.0	186.0	165.0	48.0	90.0	97.0	24.0	164.0	20.0	122.0
Nb	12.0	3.0	7.0	7.0	7.0	5.0	8.0	3.0	4.0	8.0	8.0	5.0	7.0	17.0	5.0	8.0	8.0	20.0	5.0	8.0	6.0	8.0	5.0	9.0
Mo	< 2	< 2	< 2	4.0	< 2	2.0	< 2	8.0	< 2	< 2	< 2	< 2	10.0	< 2	< 2	9.0	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2.0	16.0
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	4.9	< 0.5	< 0.5	1.0	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	3.0	2.0	4.0	3.0	4.0	3.0	3.0	2.0	4.0	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	1.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	< 1	3.0	1.0	1.0
Sb	7.9	7.4	11.1	7.0	6.0	6.9	6.0	6.0	4.1	4.6	10.0	1.8	20.2	12.7	9.2	5.3	9.3	2.4	5.3	7.6	4.0	9.1	4.0	5.3
Cs	4.9	1.2	1.5	6.8	5.0	3.5	8.2	1.9	1.3	7.0	11.3	10.9	4.7	13.2	7.5	2.7	2.0	0.9	1.8	0.8	< 0.5	4.7	0.6	1.9
La	32.9	13.0	16.0	14.0	18.6	13.2	23.8	19.1	18.9	27.0	26.4	20.0	20.9	44.2	14.5	17.7	36.7	73.9	33.3	22.2	18.6	33.9	16.8	32.9
Ce	67.4	29.8	39.7	27.7	40.4	30.8	53.1	34.4	35.7	59.6	48.0	39.8	41.4	86.5	34.3	37.3	73.9	163.0	66.4	46.3	42.6	67.5	38.2	62.8
Pr	9.1	4.1	5.7	3.5	5.4	4.1	6.8	3.7	4.8	7.7	6.6	5.1	4.5	11.2	4.9	3.9	8.9	19.6	8.2	5.4	5.8	7.9	5.4	7.2
Nd	34.9	16.5	21.8	14.8	21.4	16.3	27.1	12.0	15.5	28.1	23.5	17.8	16.5	40.9	18.7	14.9	28.8	62.8	25.9	17.1	21.5	25.6	20.9	20.6
Sm	7.9	4.0	5.0	3.6	5.1	4.0	5.9	2.5	3.2	6.2	5.1	3.8	3.8	8.7	4.3	3.5	5.6	11.7	4.9	3.5	4.7	5.1	4.9	3.6
Eu	1.5	1.2	1.2	0.9	1.3	1.0	1.3	0.6	0.5	1.5	1.2	1.2	0.8	2.8	1.4	0.4	1.0	3.0	1.5	0.7	1.5	1.0	1.5	0.7
Gd	7.7	3.9	4.8	3.6	5.0	4.0	5.7	2.2	3.0	6.4	5.2	4.0	3.4	8.5	4.3	3.5	5.0	9.2	3.9	3.2	4.4	4.4	5.0	2.7
Tb	1.4	0.7	0.9	0.7	0.9	0.7	1.0	0.4	0.5	1.0	0.8	0.6	0.6	1.3	0.7	0.6	0.8	1.3	0.5	0.5	0.7	0.7	0.8	0.4
Dy	9.1	4.1	5.2	4.3	5.4	4.3	6.3	2.5	3.4	6.2	5.1	3.9	3.5	7.3	3.9	4.0	4.9	6.9	3.0	3.4	4.0	3.9	4.6	2.5
Ho	1.9	0.8	1.0	0.8	1.1	0.9	1.2	0.5	0.8	1.3	1.1	0.8	0.7	1.5	0.8	0.9	1.0	1.3	0.6	0.7	0.8	0.8	1.0	0.5
Er	5.5	2.3	3.2	2.5	3.2	2.6	3.5	1.8	2.4	4.0	3.4	2.5	2.2	4.4	2.3	2.7	3.2	4.0	1.7	2.3	2.6	2.3	3.0	1.4
Tm	0.9	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.3	0.4	0.6	0.5	0.4	0.4	0.6	0.3	0.4	0.5	0.6	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.2
Yb	5.5	2.2	3.0	2.3	3.0	2.5	3.3	1.9	2.4	3.5	3.4	2.5	2.3	3.8	2.1	2.7	3.3	3.5	1.6	2.4	2.6	2.1	2.8	1.3
Lu	0.8	0.3	0.5	0.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6	0.3	0.4	0.5	0.5	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2
Hf	8.9	3.5	4.6	4.0	4.8	3.8	5.6	3.3	3.4	6.0	6.0	3.7	4.1	7.4	2.7	2.5	7.9	9.4	5.5	3.1	4.1	5.0	4.3	3.4
Ta	1.0	0.3	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6	0.8</														

TABLA 2. ANÁLISIS QUÍMICOS REALIZADOS POR LLAMBÍAS ET AL. (2007) Y SCHIUMA Y LLAMBÍAS (2008).

Muestras	CLL 39	CLL 14	CLL 15	PI 1	CLL 37	CLL 38	CLL 33	CLL 34	CLL 12	CLL 10	CLL 13	CLL 9	CLL 35	Ñ 1	Ñ 2	YK 103	YK 104	YK 145
Clasificación*	andesita b.	andesita b.	andesita b.	andesita b.	andesita b.	andesita b.	andesita b.	andesita b.	dacita	riolita	riolita	andesita	dacita	andesita	dacita	andesita	dacita	andesita
Elementos may. (Wt %)																		
SiO ₂	53,50	51,45	47,69	49,56	46,16	48,69	50,19	48,58	70,31	74,53	74,62	60,09	74,03	51,97	70,66	53,13	69,10	49,90
TiO ₂	1,08	1,49	1,36	0,78	1,32	1,33	1,14	1,24	0,68	0,16	0,14	0,96	0,21	1,47	0,29	0,67	0,31	1,17
Al ₂ O ₃	16,83	15,78	16,70	17,84	14,54	16,64	16,62	16,56	13,00	12,45	11,91	16,49	12,21	16,21	13,90	15,16	15,54	17,15
Fe ₂ O ₃	10,39	9,31	10,64	7,95	10,01	10,80	8,66	9,48	3,46	2,12	1,97	7,51	1,85	8,96	3,36	5,53	2,14	8,21
MnO	0,13	0,13	0,19	0,12	0,12	0,20	0,14	0,11	0,06	0,03	0,03	0,19	0,03	0,25	0,06	0,10	0,03	0,11
MgO	5,40	3,89	6,95	6,18	6,14	6,77	6,17	6,41	0,94	1,11	0,41	1,44	0,73	4,23	0,53	1,82	0,99	3,04
CaO	2,33	4,01	9,10	10,93	7,01	9,39	7,16	7,70	1,64	0,18	0,67	4,65	1,50	3,53	1,33	8,29	0,92	3,95
Na ₂ O	1,85	4,62	2,97	1,93	5,05	3,02	3,95	3,53	6,88	3,55	4,57	5,39	3,46	5,01	4,93	3,66	4,77	2,80
K ₂ O	0,57	3,86	0,82	0,22	0,58	0,74	1,24	1,91	0,64	4,63	3,54	0,59	2,93	2,73	3,46	2,90	4,13	5,80
P ₂ O ₅	0,10	0,30	0,18	0,16	0,21	0,16	0,16	0,20	0,16	0,03	0,04	0,25	0,06	0,51	0,07	0,24	0,10	0,49
LOI	6,94	4,41	2,71	3,27	7,95	1,48	3,40	4,08	1,58	1,36	1,49	1,77	2,73	3,98	0,71	8,55	2,07	7,40
Total	99,11	99,26	99,31	98,93	99,09	99,22	98,83	99,79	99,34	100,15	99,36	99,32	99,72	98,86	99,29	100,03	100,08	100,03
Elementos trazas (ppm)																		
Cs	13,5	4,4	6,6	7,7	9,0	3,4	7,6	6,1	0,6	3,2	1,8	1,4	7,4	12,9	1,2	1,2	3,5	5,2
Rb	38,0	137,4	32,9	3,3	35,0	51,0	44,0	46,0	13,7	135,6	95,7	27,5	85,0	114,0	122,7	58,8	130,6	198,3
Ba	187,0	742,7	108,4	97,5	68,0	112,0	289,0	539,0	72,9	533,6	368,6	114,6	877,0	2640,0	534,4	1040,0	2190,0	1060,0
Th	1,3	3,0	0,8	3,4	0,9	0,7	1,8	0,7	5,3	13,8	13,2	1,4	8,5	3,3	11,3	4,2	12,4	10,6
U	0,4	0,9	0,2	1,0	0,2	0,2	0,5	0,2	1,5	3,1	3,0	0,4	2,0	1,0	2,8	1,0	2,2	3,2
Nb	3,7	4,8	3,1	3,3	3,9	3,0	3,3	3,7	10,0	7,5	7,2	4,0	6,8	14,2	9,8	4,0	6,8	9,0
Sr	129,0	118,5	324,2	447,9	66,0	292,0	572,0	455,0	61,0	37,6	29,2	406,2	121,0	745,3	118,7	334,8	212,6	196,9
Hf	3,0	4,1	2,3	2,2	2,5	2,2	2,3	2,6	8,7	5,5	5,5	4,1	3,5	6,7	6,9	3,9	5,3	7,8
Zr	104,0	155,0	84,0	77,5	91,0	80,0	80,0	101,0	337,6	189,3	182,2	150,4	110,0	301,5	253,9	145,0	209,3	305,8
Y	22,0	27,0	19,0	17,0	23,2	25,8	21,5	25,4	44,0	27,0	16,0	26,0	24,1	35,3	42,2	21,9	16,4	28,8
V	128,0	171,6	252,6	169,9	219,0	284,0	212,0	241,0	26,5	< 5	< 5	83,2	18,0	181,2	7,0	106,9	20,3	170,6
Cr	< 20	28,1	104,5	48,2	160,0	110,0	120,0	110,0	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	186,6	27,3	< 20	35,3	26,1
Co	23,0	19,0	34,8	29,1	57,0	36,0	31,0	38,0	14,7	18,4	14,2	23,3	11,0	27,6	1,6	16,5	3,1	18,0
Ni	30,0	< 20	30,9	44,8	80,0	40,0	50,0	80,0	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	104,9	< 20	7,8	1,3	34,6
Ga	17,0	15,3	17,6	16,9	17,0	19,0	18,0	16,0	15,0	13,3	12,1	19,3	13,0	18,5	18,2	18,2	16,4	22,0
Tl	0,2	1,6	0,3	< 0,05	0,2	0,4	0,3	0,4	0,2	1,4	0,9	0,2	0,6	1,1	0,4	1,0	1,0	3,1
Pb	< 5	12,1	< 5	6,5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	19,4	8,1	29,0	19,0	18,1	< 5	19,1	18,2	16,9
Sc	20,0	28,0	38,0	27,0	33,0	41,0	31,0	29,0	11,0	6,0	5,0	17,0	7,0	23,0	11,0	14,0	4,0	15,0
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,5	0,4
La	9,2	9,7	6,9	12,6	8,7	6,9	11,0	8,0	23,3	18,6	12,3	12,1	24,8	32,5	32,9	25,1	27,5	39,9
Ce	22,7	27,3	17,8	29,1	21,1	17,4	25,7	20,9	59,9	38,5	28,5	30,0	49,9	72,2	69,3	54,4	57,5	86,9
Pr	3,2	3,7	2,3	3,3	2,9	2,5	3,5	3,0	7,2	4,4	3,2	3,9	5,6	8,8	8,3	6,2	5,9	10,1
Nd	14,4	18,1	11,2	14,7	12,8	11,7	15,3	13,4	31,3	18,5	13,2	18,5	20,1	35,2	31,5	23,8	20,2	39,2
Sm	3,6	5,1	3,2	3,5	3,3	3,4	3,7	3,6	7,8	4,6	3,1	4,9	4,1	7,2	6,8	4,5	3,6	7,9
Eu	1,3	1,6	1,2	1,1	1,1	1,3	1,4	1,4	2,0	0,7	0,5	1,4	0,9	2,1	1,5	1,2	0,9	2,1
Gd	3,7	5,4	3,6	3,3	3,6	3,7	3,8	4,1	7,4	4,3	2,9	4,9	4,0	7,2	7,1	4,0	2,9	6,5
Tb	0,6	0,9	0,6	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	1,4	0,8	0,5	0,8	0,6	1,1	1,2	0,7	0,5	1,0
Dy	3,7	5,4	3,9	3,1	3,9	4,2	3,7	4,2	8,0	4,8	2,8	4,7	3,8	5,8	6,6	3,5	2,6	5,2
Ho	0,7	1,1	0,8	0,6	0,8	0,8	0,7	0,8	1,6	1,0	0,6	1,0	0,7	1,2	1,3	0,7	0,5	1,0
Er	2,1	3,2	2,5	1,8	2,3	2,4	2,0	2,5	5,3	3,0	2,0	2,9	2,3	3,4	4,2	2,3	1,7	3,3
Tm	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,8	0,5	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,4	0,3	0,5
Yb	1,9	2,9	2,2	1,6	2,2	2,3	1,9	2,3	5,1	2,9	2,2	2,6	2,4	3,0	4,0	2,4	2,0	3,1
Lu	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,8	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,4	0,3	0,4

En el ámbito de la Dorsal de Huincul y en el depocentro de Cordillera del Viento (véase figura 2). (*) Clasificación a partir del diagrama de discriminación Zr/TiO₂ versus Nb/Y—véase figura 10A-(Winchester y Floyd, 1977).

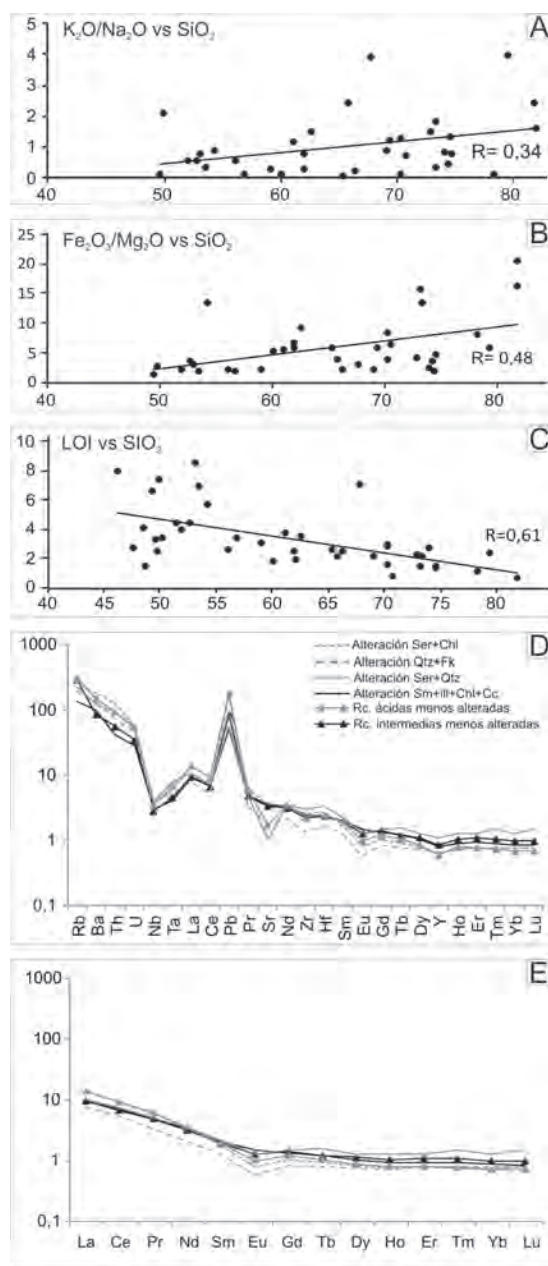


FIG. 9. **A.** Diagrama K_2O/Na_2O versus SiO_2 ; **B.** Diagrama Fe_2O_3/MgO versus SiO_2 ; **C.** Diagrama LOI versus SiO_2 ; **D** y **E.** Diagramas multielementos y tierras raras comparando las rocas menos alteradas con las rocas afectadas por los principales mecanismos de alteración discriminados para la secuencia de sin-rift.

valores de SiO_2 bajos (46-51 wt%), de Al_2O_3 moderados (15-17 wt%), de TiO_2 altos (0,5-2 wt%), de Nb bajos (3-5 ppm) y una relación Ti/Zr alta (69-170)-Tabla 1

y 2-. Las andesitas y andesitas basálticas presentan valores de SiO_2 moderados a altos (54-65 wt%), de Al_2O_3 moderados (11-17 wt%), de TiO_2 moderados (0,5-1 wt%), de Nb bajos a moderados (5-8 ppm) y una relación Ti/Zr moderada a alta (33-62) -Tabla 1 y 2-. Por último, las rocas ácidas constituidas por dacitas, riolitas y riolitas, presentan valores de SiO_2 altos (> 65 wt%), de Al_2O_3 bajos a moderados (9-14 wt%), de TiO_2 bajos (0,01-0,4 wt%), de Nb moderados (3-12 ppm) y relación Ti/Zr baja a moderada (5-37) -Tabla 1 y 2-. Los diagramas bivariados para el Zr, Nb y Y (Figs. 10B y C) muestran buena correlación, corroborando su comportamiento relativamente inmóvil frente a la alteración y señalando una relación cogenética para las rocas que componen el sin-rift. En el diagrama Zr versus Y (MacLean y Barrett, 1993) se aprecia una clara tendencia subcalina para las rocas volcánicas y piroclásticas (Fig. 12A). El 62% corresponde a series subcalinas transicionales, el 26% corresponde a series subcalinas calcoalcalinas y sólo el 12% corresponde a series subcalinas toleíticas que se ubican en el límite con las series transicionales (Fig. 12A). En los diagramas multielemento normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) se aprecia un patrón de enriquecimiento en elementos LIL (large-ion lithophile) respecto a los elementos HFS (high field strength), con valores de Nb y Ta próximo a la unidad (Fig. 11). El diagrama de elementos de tierras raras (REE) muestra un enriquecimiento (Fig. 11) de tierras raras livianas (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Los patrones de tierras raras en conjunto, no solo indican un carácter cogenético de los productos, sino también su similitud en la pendiente, y las variaciones de concentraciones pueden ser explicadas en la mayoría de los casos como resultado de procesos de cristalización fraccionada. Sin embargo, el aumento considerable de la concentración y el cambio de la pendiente registrado en algunos casos, podrían estar relacionados con la refusión de productos cogenéticos.

Los altos valores de elementos no conservativos (LIL y LREE) y bajos valores (próximos a la unidad) de elementos conservativos tales como Ta, Nb, Zr y Y (HFS y HREE), serían consistentes con una fuente asociada a la participación de fluidos en una cuña mantélica metasomatizada (Pearce y Peate, 1995) o una 'Pluma mantélica fría' (Castro y Gerya, 2008; Castro *et al.*, 2010). Los patrones de los diagramas de rocas evolucionadas indican la acción de procesos magmáticos complejos (asimilación, diferenciación,

mezcla, entre otros; Pearce, 1982; Pearce *et al.*, 1984). En algunos casos, patrones similares fueron mencionados como producto de una fuerte asimilación cortical (Xia *et al.*, 2004), aunque para este caso los términos menos diferenciados del sin-rift (Cr entre 200-400 ppm y Ni entre 60-100 ppm; Tabla 1 y 2), típicos de este tipo de series (Wilson, 1989), presentan los mismos patrones que las andesitas, dacitas, riolacitas y riolitas. Todas las evidencias presentes relacionan con las rocas este ciclo magmático con un ambiente geodinámico orogénico (Pearce, 1982; 1983; 1984; Rollinson, 1993; Gorton y Schandl, 2000). Esto también puede ser apreciado en los diagramas de discriminación y relaciones de elementos (Figs. 12B y C). Las relaciones promedio Th/Yb 12, La/Nb 3,3 ($<6,28 - >2$) y Th/Nb 5,24. ($<15,2 - >1,6$) son típicas de series orogénicas (Wilson, 1989; Gorton y Schandl, 2000). Solo el 0,07% de las muestras analizadas correspondería a un ambiente de intraplaca en el límite con un ambiente orogénico (Figs. 12B y C), aunque los bajos valores de TiO_2 (0,72 promedio), Nb (7 promedio), Ta (1,46 promedio) y Zr (165 promedio) descartan un magmatismo con características de intraplaca (Pearce, 1982; Pearce *et al.*, 1984; Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001). Es importante destacar que este patrón se puede observar tanto entre muestras de diferentes depocentros como entre muestras de los tramos inferiores y superiores del sin-rift (Fig. 10 y 11), indicando que las condiciones del sistema magmático se mantuvieron en el espacio y en el tiempo.

6. Discusión

El análisis sobre la secuencia de sin-rift precuyana reveló la importante participación de unidades lávicas y piroclásticas, alcanzando alrededor del 70% del relleno con un arreglo lateral y vertical complejo. Los materiales primarios de diferente composición y origen dentro del sin-rift inicial están, a pequeña escala, distribuidos en todo el relleno de los diferentes depocentros analizados. Contrariamente, a gran escala se presenta una evolución temporal donde los términos lávicos de composiciones intermedias dominan la parte inferior y los términos piroclásticos ácidos se desarrollan hacia la parte superior del Ciclo Precuyano. Este patrón evolutivo fue también reconocido, tanto en subsuelo como en superficie, para diferentes depocentros de la cuenca (Pángaro *et al.*, 2002a; Franzese *et al.*, 2006; Franzese *et al.*,

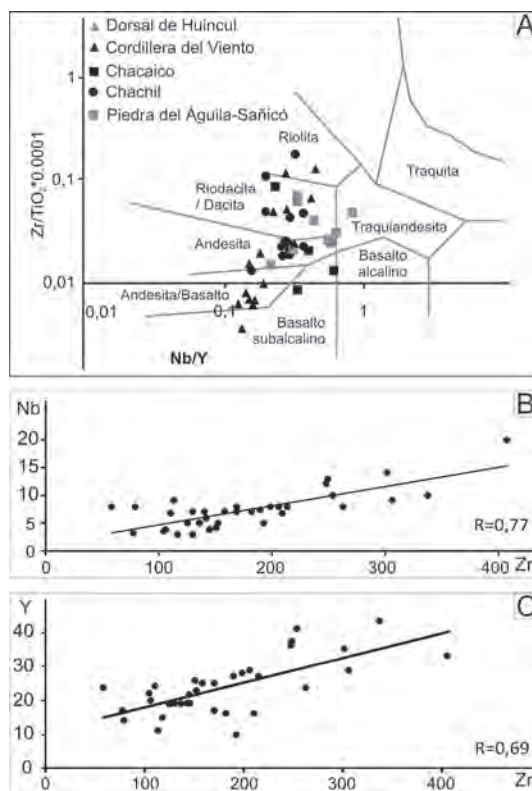


FIG. 10. Diagramas bivalentes para elementos trazas. A. Diagrama Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977); B. Diagrama Nb versus Zr; C. Diagrama Y versus Zr.

2007; Llambías *et al.*, 2007). Es importante destacar que en algunos casos (e.g., depocentro de Piedra del Águila y Chacaico; Figs. 1 y 2) los términos efusivos se hacen presentes escasamente, estando el relleno dominado por materiales piroclásticos ácidos.

El análisis de los principales parámetros de alteración de las rocas volcánicas y piroclásticas permite discriminar la existencia de procesos tanto sin-volcánicos como posvolcánicos. Alteraciones de carácter sin-volcánico pueden definirse como sistemas preferentemente locales vinculados con procesos de desvitrificación a alta temperatura (Lofgren, 1971a y b; McArthur *et al.*, 1998) o procesos deutéricos o hidrotermales de pequeña escala (Cas y Wright, 1987; Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005b), donde las facies de alteración y su distribución estuvieron controladas por la naturaleza, composición y tipo de emplazamiento de los materiales primarios (Fisher y Schmincke, 1984; Gifkins *et al.*, 2005b). La mayor parte de las facies de alteración reconocidas en la

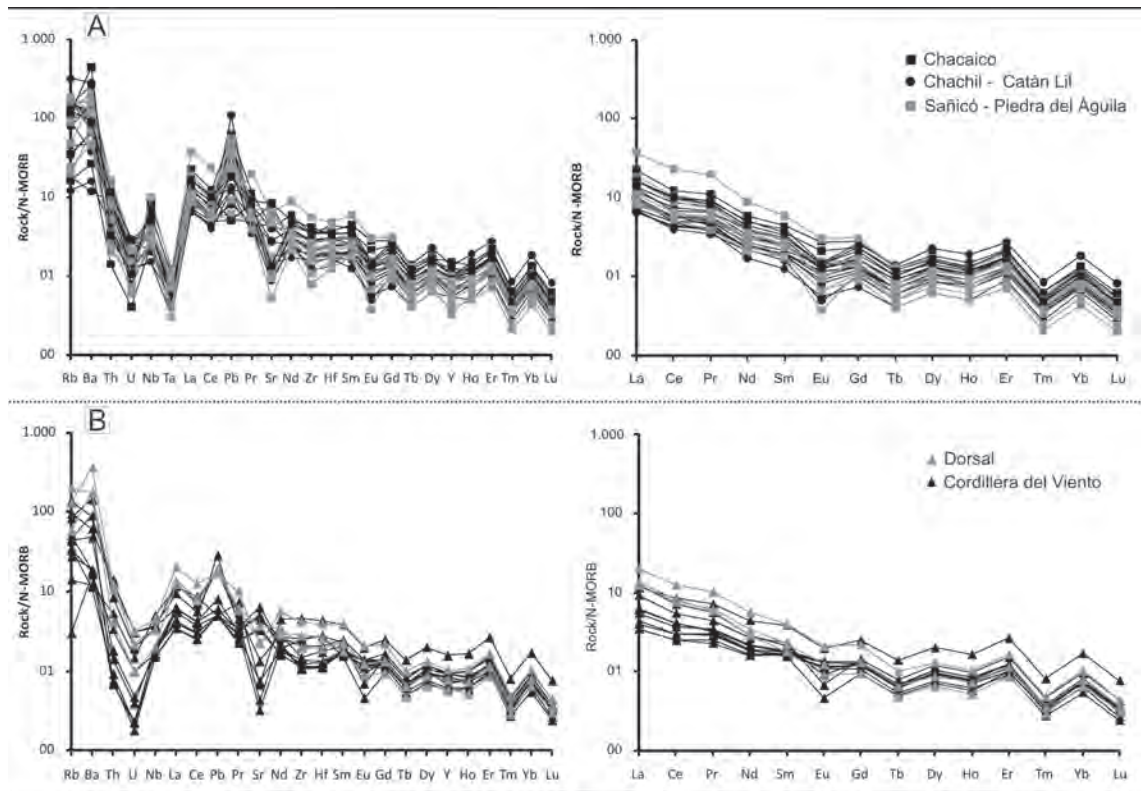


FIG. 11. Diagramas multielementos y de tierras raras (REE) normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas magmáticas del Ciclo Precuyano. **A.** Depocentros del sector austral de la cuenca analizados en este estudio; **B.** Zona de Cordillera del Viento y Dorsal de Huincul (Llambías et al., 2007; Schiuma y Llambías, 2008).

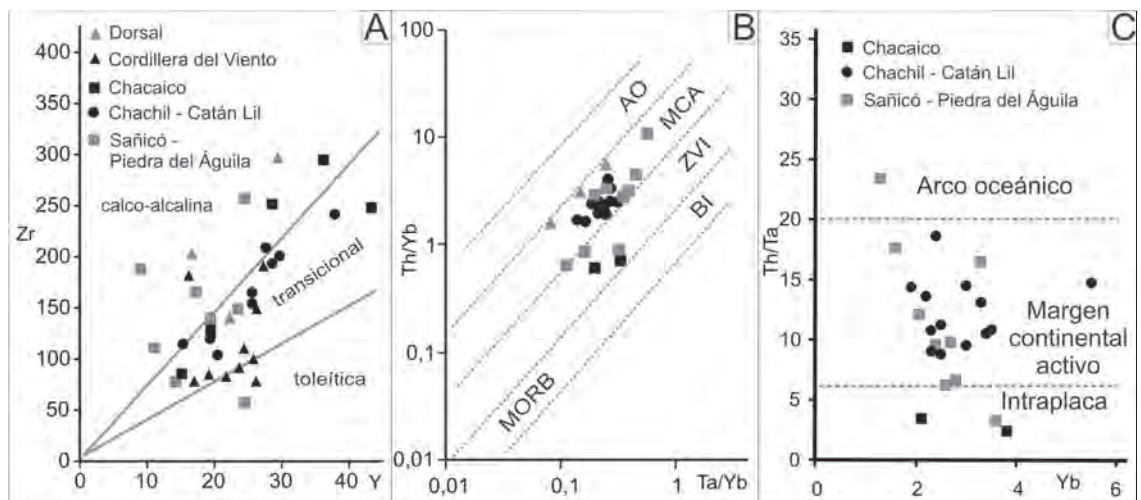


FIG. 12. **A.** Diagrama Zr versus Y (MacLean y Barrett, 1993); **B.** Diagrama de discriminación de ambientes geodinámicos de Pearce (1983) (AO: arcos oceánicos; MCA: márgenes continentales activos; ZVI: zonas volcánicas de intraplaca; BI: basaltos de intraplaca; MORB: basaltos de dorsales medio-oceánicas); **C.** Diagrama de discriminación de ambientes geodinámicos para las rocas volcánicas intermedias y ácidas (Gorton y Schandl, 2000).

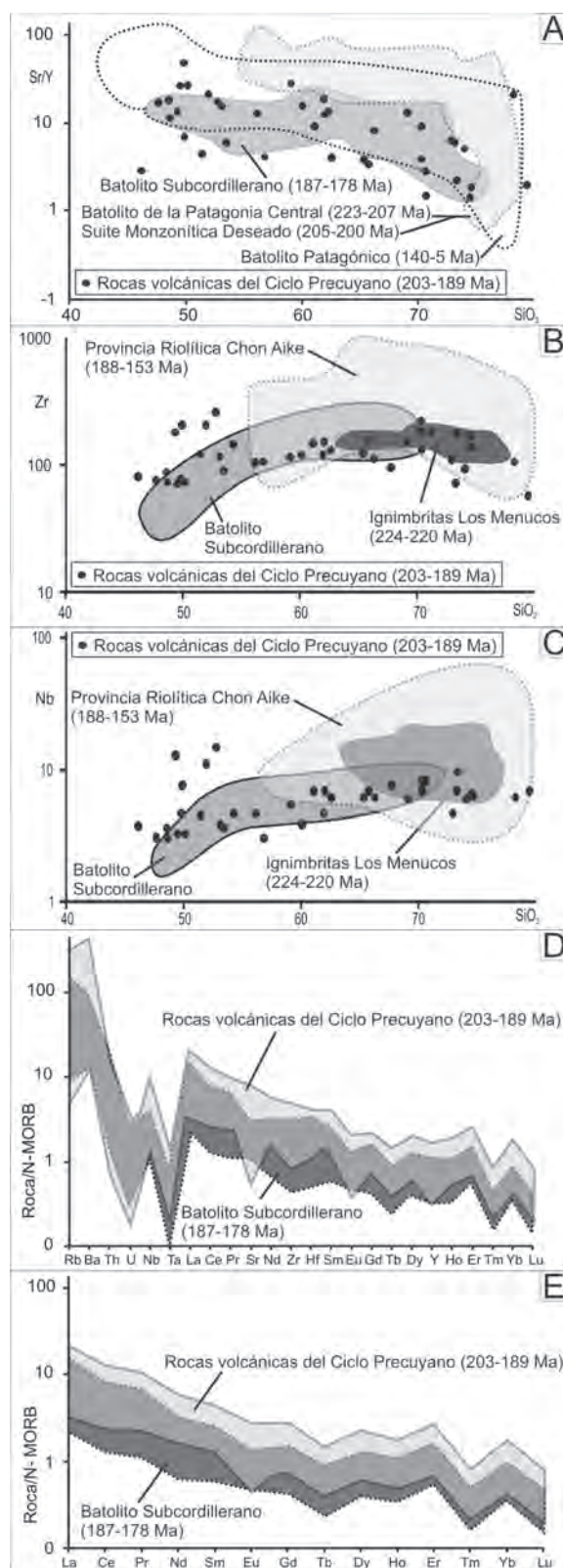
megasecuencia del Ciclo Precuyano serían, por lo tanto, de carácter sin-volcánico (Facies de alteración Magnetita-Illmenita, Clorítica, Sericita-Clorita, Silicificación, Sericita-Cuarzo, Cuarzo-Feldespato potásico, Sílice-Calcita; Fig. 7). La facies de alteración Esmeclita-Illita-Clorita-Calcita (Fig. 7), en cambio, se relaciona con procesos posvolcánicos de carácter diagenético. De acuerdo a las evidencias mineralógicas, en los depocentros septentrionales estudiados se encontrarían indicios de metamorfismo de bajo grado, rasgo que fuera también observado en estudios de subsuelo por otros autores (Rubinstein *et al.*, 2005, 2007).

El análisis geoquímico ha permitido establecer que el Ciclo Precuyano está constituido por productos multicomposicionales cogenéticos de afinidad subalcalina (mayoritariamente transicional y calcoalcalina; Figs. 10, 11 y 12). Las rocas muestran una variedad de arreglos texturales que indican cristalización fraccionada a bajas presiones (Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001) y que sugieren una historia compleja de los magmas (Price *et al.*, 2005; Cameron *et al.*, 2010). Estas observaciones concuerdan con la presencia de aparatos volcánicos complejos-poligenéticos (*e.g.*, estratovolcanes y depresiones volcano-tectónicas) mencionados para la secuencia de sin-rift inicial de la Cuenca Neuquina (D'Elia, 2008, 2010; Muravchik *et al.*, 2008; Muravchik y D'Elia, 2010). Este modelo magmático contrasta con lo propuesto para muchas cuencas de rift, donde debido a su naturaleza extensional y al fuerte adelgazamiento cortical, se registran materiales magmáticos de diferentes fuentes provenientes de las zonas de generación, sin presentar prácticamente residencia en la corteza (Best y Christiansen, 2001; Ziegler, y Cloething, 2004; Buck, 2004). El análisis mediante diagramas multielemento y de tierras raras normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y diagramas de discriminación y relaciones de elementos, permite relacionar este ciclo magmático con un ambiente geodinámico orogénico (Figs. 11 y 12). Este patrón se puede observar entre los diferentes depocentros estudiados y desde los términos estratigráficos más bajos hasta los más altos. Otros autores han reconocido un carácter similar en diferentes sitios de la cuenca (Bermúdez *et al.*, 2002; Llambías *et al.*, 2007; Schiuma y Llambías, 2008; Bermúdez y Delpino, 2010). Este escenario demuestra que las condiciones del sistema magmático se mantuvieron en el espacio y en el tiempo sobre una vasta región

que ocupó alrededor de 700 km y hasta 350 km en sentido paralelo y perpendicular, respectivamente, al margen de Gondwana. Tal amplitud y características genéticas deben ser evaluadas en relación con los procesos tecto-magmáticos de primer orden que controlaron el lapso Triásico Superior-Jurásico Inferior, como así también los estadios previos que controlaron la estructura térmica, mecánica y composicional de la litósfera. En la actualidad, dos modelos contrapuestos han sido utilizados para explicar la extensión y el relleno inicial que dio origen a la Cuenca Neuquina: **A.** extensión asociada a un margen convergente en zona de intraarco y cuenca de 'back-arc' (Digregorio *et al.*, 1984; Llambías *et al.*, 2007; Bermúdez y Delpino, 2010) y **B.** extensión intracontinental vinculada al desmembramiento del supercontinente de Gondwana (Gust *et al.*, 1985; Uliana y Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Tankard *et al.*, 1995; Mpodozis y Ramos, 2008) o al colapso gravitatorio del orógeno gondwánico desarrollado hacia fines del Paleozoico (Gust *et al.*, 1985; Uliana *et al.*, 1989; Tankard *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003). Si sólo se tiene en cuenta la afinidad geoquímica, el volcanismo del relleno inicial de la cuenca puede ser asociado a series orogénicas, como fuera propuesto por otros autores (Bermúdez *et al.*, 2002; Llambías *et al.*, 2007; Bermúdez y Delpino, 2010). Este esquema se ve favorecido por las nuevas edades geocronológicas que posicionan el inicio del magmatismo del Ciclo Precuyano durante el Triásico Superior alto-Hetangiano ($203,75 \pm 0,26$ Ma - $191,7 \pm 2,8$ Ma; Schiuma y Llambías, 2008; Spalletti *et al.*, 2010). Durante este lapso el registro de complejos de acreción al sur de los 38°S (Thomson y Hervé 2002), indicios de una tectónica transcurrente (Kato *et al.*, 1997, Martin *et al.*, 1999) y el desarrollo de batolitos oblicuos al margen atribuidos a ambiente de subducción (Pankhurst *et al.*, 1992; Rapela y Pankhurst, 1992; Rapela *et al.*, 2005), sugerirían el funcionamiento de un margen de tipo convergente para ese lapso. Sin embargo, este esquema se ve comprometido si se tienen en cuenta las características geoquímicas de las unidades ígneas contemporáneas o *cuasi* contemporáneas con el Ciclo Precuyano, desarrolladas en el ámbito patagónico (*e.g.*, unidades del Complejo Volcánico Los Menucos y de la Provincia Riolítica Chon Aike), atribuidas a volcanismo de intraplaca (Pankhurst y Rapela, 1995; Rapela *et al.*, 2005). A grandes rasgos, estas unidades muestran carac-

terísticas geoquímicas muy similares a las rocas del Ciclo Precuyano. Entre las más peculiares se pueden mencionar su naturaleza calcoalcalina y discriminadores geotectónicos que indican arco continental activo (véase Pankhurst y Rapela, 1995; Lema *et al.*, 2008; Rapela *et al.*, 2005; Páez *et al.*, 2010). Este panorama pone en evidencia la compleja interdigitación de productos asociados a ambientes orogénicos y de intraplaca, desarrollados en el lapso Triásico Superior-Jurásico Inferior, con características muy similares, donde a diferencia de otros casos de estudio este último se desarrolla sin la existencia de un conspicuo volcanismo toleítico (véase Brueseke y William, 2009). Estas consideraciones plantean nuevamente el interrogante sobre qué tipo de magmatismo representa el Ciclo Precuyano. En la figura 13 se compara a las rocas del Ciclo Precuyano con las unidades ígneas más relevantes desarrolladas en el ámbito Patagónico para el lapso de estudio: Batolito de la Patagonia Central, Suite Monzonítica Deseado, Batolito Subcordillerano, Complejo Volcánico Los Menucos y unidades de la Provincia Riolítica Chon Aike (Pankhurst y Rapela, 1995; Rapela *et al.*, 2005). En la figura 13A, B y C claramente se aprecia cómo las rocas del Ciclo Precuyano se asocian con el patrón de distribución del Batolito Subcordillerano y se diferencian de las otras unidades con las que se las compara, tanto plutónicas (Fig. 13A) como volcánicas (Fig. 13B y C). La correlación que existe entre el magmatismo del Ciclo Precuyano y el Batolito Subcordillerano queda constatada por la fuerte similitud que se aprecia al comparar los patrones multielementos y de tierras raras (Fig. 13D y E). De este modo, la afinidad orogénica del Ciclo Precuyano no solo queda constatada por sus atributos geoquímicos y su relación espacial y temporal con elementos que indican un margen subductivo, sino también, por la fuerte semejanza con el Batolito subcordillerano, considerado como la primera evidencia de un arco magmático activo en el margen occidental de América del Sur (Rapela *et al.*, 2005; Mpodozis y Ramos, 2008; Ramos, 2009).

FIG. 13. Diagramas de discriminación utilizados para comparar las rocas del Ciclo Precuyano analizadas con las unidades contemporáneas o *cuasi* contemporáneas desarrolladas en el ámbito Patagónico (datos tomados de Pankhurst y Rapela, 1995; Rapela *et al.*, 2005).



A pesar de la afinidad geoquímica y espacio-temporal manifiesta, la relación del Ciclo Precuyano con series orogénicas merece ser discutida. En el esquema clásico de las series orogénicas los litotipos dominantes corresponden a productos intermedios (Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001), mientras que los porcentajes obtenidos en el presente trabajo indican que los términos más evolucionados del sistema superan el 50% dentro de las rocas primarias. Otro rasgo a tener en cuenta es la evolución temporal del relleno de sin-rift, desde términos efusivos de composiciones intermedias que dominan la parte inferior, a términos piroclásticos ácidos que dominan hacia la parte superior del ciclo. Este patrón ha sido reconocido en ambientes orogénicos continentales muy particulares sometidos a extensión en un marco tectónico complejo (e.g., Zona Volcánica del Taupo; Price *et al.*, 2005; Rowland *et al.*, 2010). Tales características pueden ser explicadas por modelos magmáticos recientes (Castro *et al.*, 2010) desarrollados para sistemas convergentes, los cuales en función de la zona de origen pueden ser clasificados en: intracorticales (véase Annen *et al.*, 2006, Annen, 2010) y extracorticales (véase Castro y Gerya, 2008; Castro *et al.*, 2010). En el primer modelo, en los sitios de mayor extensión o durante el clímax del 'rifting', el adelgazamiento de la litosfera y el aumento del flujo calórico produce la refusión y reciclamiento del subplacado orogénico y de la corteza inferior, generándose productos magmáticos con una impronta orogénica, con términos ácidos más abundantes (e.g., Zona Volcánica del Taupo; Price *et al.*, 2005; Annen *et al.*, 2006, Annen, 2010). En el modelo extracortical, la fusión parcial del subplacado constituido por una 'pluma silícica fría' (i.e., mezcla de corteza oceánica y sedimentos provenientes de la losa subductada; Gerya *et al.*, 2004; Castro y Gerya, 2008; Castro *et al.*, 2010) produciría, en función del grado de fusión, magmas de composiciones andesíticas o dacíticas-riodacíticas, materiales que constituyen casi la totalidad del magmatismo del Ciclo Precuyano. En el presente trabajo, se prefiere el modelo petrogenético extracortical (Fig. 14C) debido a que éste permite explicar la gran distribución del Ciclo Precuyano en sentido transversal al margen y la relación espacio-temporal, litológica y geoquímica con los procesos desarrollados en Gondwana para este lapso, sin la necesidad de involucrar la fusión cortical, proceso geológico que demanda una energía calórica no evidenciada para este tipo de ambiente (Castro *et*

al., 2010). En este modelo los autores sugieren que la extracción de la zona de origen de los materiales de diferentes composiciones estaría controlada por el cambio en el estado tectónico de la corteza. De esta manera, durante el inicio de la extensión se habría favorecido el ascenso de materiales de composiciones intermedias, mientras que en el clímax del 'rifting' o, en las zonas de mayor extensión, se habría facilitado el ascenso de los materiales ácidos viscosos.

Por último, la distribución de las unidades ígneas contemporáneas o cuasi contemporáneas con el inicio de la Cuenca Neuquina y el desarrollo del Ciclo Precuyano merecen una particular atención al momento de evaluar cómo engranan sistemas magmáticos correspondientes a diferentes ambientes o tipos de yacencias. En particular, el Batolito Subcordillerano, que está situado inmediatamente al límite sur de la Cuenca Neuquina (Lineamiento Río Limay; Ramos, 1978) en donde no hay registro de las potentes secuencias mesozoicas que caracterizan a la misma. Tales elementos pueden ser asociados mediante el modelo propuesto por Franzese y Spalletti (2001), en el cual se sugiere un margen de tipo convergente con una segmentación de primer orden a la latitud del Lineamiento Río Limay (40°S), con desarrollo de un margen convergente al sur y un margen transcurrente al norte (Fig. 14 A y B). Según este modelo, la partición de la deformación en el segmento transcurrente habría generado la extensión y adelgazamiento cortical de una vasta región del margen que dio origen a la Cuenca Neuquina. En el presente trabajo se sugiere que la interacción de productos orogénicos simultáneamente con el atenuamiento litosférico, rasgo singular de las zonas extensionales, se habrían conjugado para generar el magmatismo del Ciclo Precuyano (Fig. 14A, B y C).

7. Conclusiones

El análisis integrado de las rocas que constituyen el relleno eminentemente volcánico de sin-rift de los depocentros australes de la Cuenca Neuquina condujo a la caracterización estratigráfica y litológica, la discriminación de modelos de alteración y a establecer la características geoquímicas y petrogenéticas de éste ciclo magmático. Las principales unidades de emplazamiento o acumulación para las rocas volcánicas y piroclásticas que constituyen hasta el 70% del relleno fueron definidas (diques, domos, coladas, conductos emisores, depósitos piroclásticos).

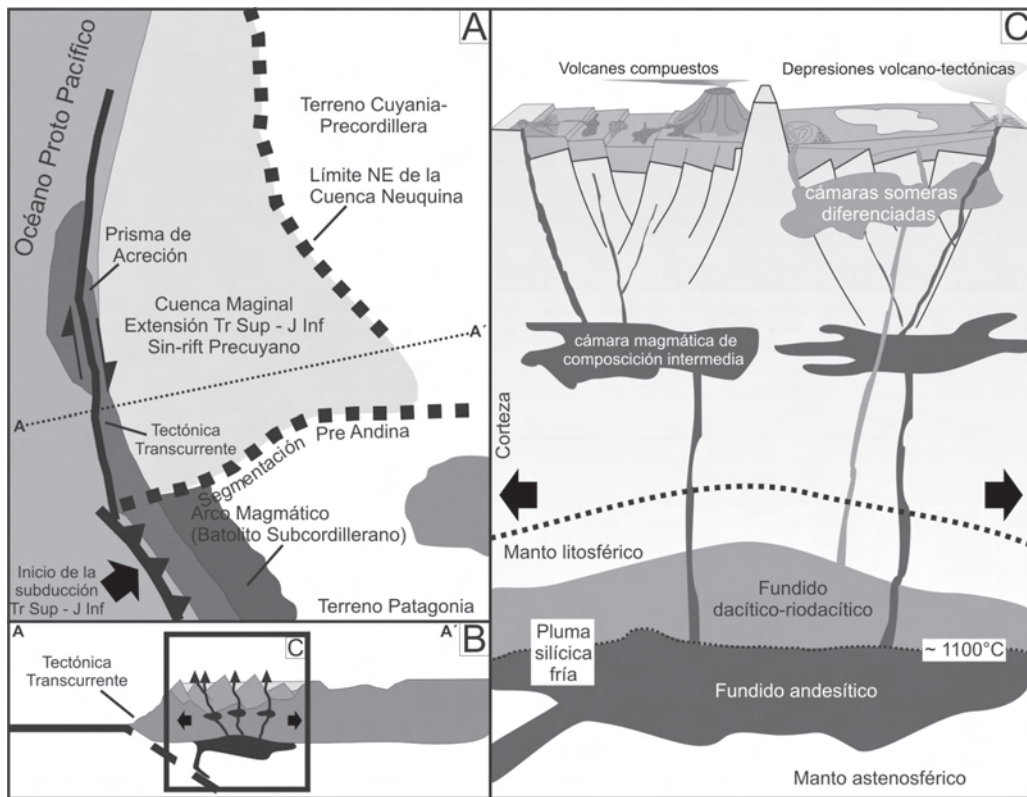


FIG. 14. **A.** Mapa esquemático que muestra el escenario tectónico pre-Andino durante el lapso Triásico Tardío-Jurásico Temprano (modificado de Franzese y Spalletti, 2001); **B.** Perfil esquemático del margen (modificado de Franzese y Spalletti, 2001); **C.** Esquema petrogénico para el sin-rift Precuycano elegido en este trabajo (modificado de Castro *et al.*, 2010).

La distribución de las diferentes unidades fue determinada a pequeña y gran escala, detectándose una evolución temporal donde los términos efusivos de composiciones intermedias dominan la parte inferior y los términos piroclásticos ácidos se desarrollan hacia la parte superior de la secuencia. Las características petrográficas, el arreglo de las unidades y los tipos de aparatos volcánicos mencionados para el ciclo, indican el desarrollo de reservorios magmáticos multinyectados, donde se consolidaron una variedad de procesos típicos de cámaras magmáticas superficiales. El estudio de las alteraciones reveló ocho tipos de alteraciones dominantes dentro del relleno de sin-rift que responden a estadios sin- y posvolcánicos. El análisis geoquímico realizado para las rocas lávicas y piroclásticas determinó una tendencia cogenética, desde basaltos a riolitas, con dominio de los términos intermedio-ácido. Se estableció la afinidad geoquímica de las rocas que componen el relleno de sin-rift con las series orogénicas, aunque en función del

control estratigráfico y litotipos dominantes (>50% de términos diferenciados ácidos) se manifestaron diferencias sustanciales con los productos típicos de arcos magmáticos. Teniendo en cuenta los diferentes contextos geodinámicos establecidos por diferentes autores para el margen Andino de Gondwana desde el Neopaleozoico al Jurásico Inferior (véase apartado previo) se prefiere un modelo en donde el sistema magmático, durante el lapso Triásico Superior alto-Jurásico Inferior, estuvo generado a partir de la liberación, en un contexto extensional, de un subplacado orogénico conformado por una 'pluma silícea' proveniente de la losa subductada, lo cual explicaría la amplia distribución del Ciclo Precuycano en sentido transversal al margen. Una evolución desde términos intermedios a ácidos habría estado controlada por la tasa de extensión, favoreciéndose durante el clímax del 'rifting' la extracción de los materiales ácidos viscosos. Finalmente, un esquema de segmentación Andino propuesto por otros autores a

los 40°S (Lineamiento Río Limay) fue utilizado para explicar la tectónica extensional que dio origen a la cuenca y al sin-rift Precuyano, asociada a la partición de la deformación con un segmento transcuriente al norte, y un margen convergente al sur, caracterizado por un arco magmático representado por el Batolito Subcordillerano.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por fondos provenientes de los proyectos PICT 07-8451, BID 1728/OC-AR PICT 25304 de la Agencia Nacional de promoción Científica y Tecnológica (ANPCYT; Argentina) y el proyecto 11/N385 de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP; Argentina) e YPF S.A. Los autores desean agradecer al Dr. E.J. Llambías (UNLP-CONICET; Argentina) por el permiso para el uso de datos geoquímicos y las valiosas sugerencias. Los autores también expresan su agradecimiento a los revisores del trabajo, los Drs. F. Espinoza G. y A. Demant, por las valiosas críticas y sugerencias que mejoraron sustancialmente la calidad del manuscrito final.

Referencias

- Annen, C. 2010. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. *Tectonophysics* 500 (1-4): 3-10.
- Annen, C.; Blundy, J.D.; Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47 (3): 505-539.
- Barrett, T.J.; MacLean, W.H. 1994. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology* 3: 131-60.
- Bermúdez, A.; Delpino, D. 2010. Palaeotectonic setting of Precuyano Group. Upper Triassic-Lower Jurassic volcanic deposits of the Neuquén Basin (37°- 39°30'LS). Argentina. In *International Geological Congress on the Southern Hemisphere. Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 51: 133-136. Mar del Plata.
- Bermúdez, A.; Delpino, D.; Pángaro F. 2002. Volcanismo de arco asociado a procesos de subducción-extensión durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior (Precuyano). Area Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. In *Congreso de Exploración y Desarrollo en Hidrocarburos*, No. 5, Actas en CD-ROM. Mar del Plata.
- Best, M.G.; Christiansen, E.H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Inc.: 460 p.
- Brueseke, M.E.; William K.H. 2009. Intermediate composition magma production in an intracontinental setting: Unusual andesites and dacites of the mid-Miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188: 197-213.
- Buck, W.R. 2004. Consequences of asthenospheric variability on continental rifting. In *Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins* (Karner, G.D.; Taylor, B.; Driscoll, N.W.; Kohlstedt, D.L.; editors). *MARGINS Theoretical and Experimental Earth Science Series*. Columbia University Press: 1-30.
- Cameron, E.; Gamble, J.; Price, R.; Smith, I.; McIntosh, W.; Gardner, M. 2010. The petrology, geochronology and geochemistry of Hauhungatahi volcano, S.W. Taupo Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 190: 179-191.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.W. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Chapman and Hall: 528 p. Londres.
- Castro, A.; Gerya, T.V. 2008. Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study. *Lithos* 103: 138-148.
- Castro, A.; Gerya, T.V.; García-Casco, A.; Fernández, C.; Díaz-Alvarado, J.; Moreno-Ventas, I.; Löw, I. 2010. Melting Relations of MORB-Sediment Mélanges in Underplated MantleWedge Plumes; Implications for the Origin of Cordilleran-type Batholiths. *Journal of Petrology* 51 (6): 1267-1295.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones* 26: 1-37.
- Cristallini, E.; Bottesi, G.; Gavarrino, A.; Rodríguez, L.; Tomezzoli, R.; Comerón, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. In *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)* (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; editors). *Geological Society of America, Special Paper* 407: 147-161.
- D'Elia, L. 2008. Estratovolcanes en el Precuyano del sur de la Cuenca Neuquina: asociaciones de facies y unidades de acumulación en la Formación Sañicó. In *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 12, Actas: p. 65. Buenos Aires.
- D'Elia, L. 2010. Application of the allostratigraphic approach to the study of volcano-sedimentary rift sequences: an example from the Jurassic of the Neuquén Basin, Argentina. In *International Sedimentological Congress*, No. 18, Actas en CD-ROM. Mendoza.

- D'Elia, L.; Franzese, J.R. 2005. Caracterización litológica y estructural de ignimbritas precuyanas en la sierra de Chacaico, Neuquén, con énfasis en su potencial petrolero. *In* Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 6, Trabajos técnicos, Reservorios y desarrollo, Actas en CD-ROM. Mar del Plata.
- D'Elia, L.; Muravchik, M.; Franzese, J.R.; López, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology* 39 (1): 133-157.
- Digregorio, R.E.; Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Minniti, S.A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 2: 147-162. San Carlos de Bariloche.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H-U. 1984. *Pyroclastic rocks*: New York, USA. Springer-Verlag: 472 p.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico de edad neopaleozoica del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 193-202.
- Franzese, J.R.; Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R.; Spalletti, L.A.; Gómez Pérez, I.; Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Science* 16: 81-90.
- Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E.; Gómez-Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 707-721.
- Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Muravchik, M.; Ancheta, D.; D'Elia, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34 (1): 49-62.
- Gerya, T.V.; Yuen, D.A.; Sevre, E.O.D. 2004. Dynamical causes for incipient magma chambers above slabs. *Geology* 32 (1): 89-92.
- Giambiagi, L.; Bechis, F.; Barredo, S.; Tunik, M. 2008a. Cinemática de la apertura de los depocentros Atuel y Cara Cura-Reyes, Cuenca Neuquina: Rift con múltiples sets de fallas. *In* Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, No. 7, Trabajos Técnicos: 431-442. Mar del Plata.
- Giambiagi, L.; Bechis, F.; Tunik, M.; Barredo, S. 2008b. Cuencas de rift con múltiples sets de fallas: Caso de estudio del sector septentrional de la Cuenca Neuquina. *In* Congreso Geológico Argentino, No.17, Actas 2: 767-768. San Salvador de Jujuy.
- Giambiagi, L.; Bechis, F.; Lanés, S.; Tunik, M.; García, V.; Suriano, J.; Mescua, J. 2008c. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 520-533.
- Gifkins, C.C.; Allen, R.L. 2001. Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks-examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania. *Economic Geology* 96: 973-1002.
- Gifkins, C.C.; Allen, R.L.; McPhie, J. 2005a. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142 (1-2): 29-47.
- Gifkins, C.; Herrmann, W.; Large, R. 2005b. *Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation*. CODES - Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania: 286 p.
- Gorton, M.P.; Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Gulisano, C.A. 1993. Ciclo Precuiano. *In* *Léxico Estratigráfico de la Argentina* (Riccardi, A.C.; Damborenea, S. E.; editors). Asociación Geológica Argentina, Vol. 9 Jurásico, Serie B (21): 334-335.
- Gulisano, C.A.; Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas 3: 553-577. San Luis.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas I: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Gust, D.A.; Biddle, K.T.; Phelps, D.W.; Uliana, M.A. 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* 116: 223-253.
- Hagel, E. 1979. *Microscopia de menas*. Instituto de Geología y Economía Aplicada. Universidad de Concepción, Serie monográfica y textos: 205 p. Chile.
- Howell, J.A.; Schwarz, E.; Spalletti, L.A.; Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *In* *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy*

- phy and Basin Dynamics (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, London, Special Publications 252: 1-14.
- Kato, T.; Godoy, E.; McDonough, M.; Duhart, P.; Martin, M.; Sharp, W. 1997. Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la serie occidental, complejo acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1:98-102. Antofagasta.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology* 17: 324-328.
- Leanza, H.A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Legarreta, L.; Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 120: 303-330.
- Lema, H.; Busteros, A.; Giacosa, R.; Cucchi, R. 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo-Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 3-13.
- Llambías, E.J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria No. 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica* 15: 222 p. Buenos Aires.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: Transición entre orogénesis y anorogénesis: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 111-131.
- Llambías, E.J.; Leanza, H.A.; Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- Lofgren, G. 1970. Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin* 81: 553-60.
- Lofgren, G. 1971a. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin* 82: 111-24.
- Lofgren, G. 1971b. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research* 76: 5635-5648.
- MacLean, W.H.; Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109-133.
- Maceda, R.; Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. *In* Petroleum basins of South America (Tankard, A.J.; Suárez, S.R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Martin, M.W.; Kato, T.T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc magmatic arc, south central Chile (38°-41°S): constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics* 18 (4): 582-605.
- McArthur, A.N.; Cas, R.A.E.; Orton, G.J. 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology* 60: 260-85.
- McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmanian Government Printing Office: 198 p. Tasmania.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28°-31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *In* Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources (Erickson, G.E.; Cañas Pinochet, M.T.; Reinemund, J.A.; editors). Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series 11: 59-90.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481-497.
- Muravchik, M.; Franzese, J.R. 2005. Carbonatos lacustres someros en las facies volcánicas del Precuyano de la sierra de Chacaico, Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 16, Actas 3: 111-116. La Plata.
- Muravchik, M.; D'Elia, L. 2010. Sedimentary environments in volcanic rift depocentres, Neuquén Basin, Argentina. *In* International Sedimentological Congress, No. 18, Actas en CD-ROM. Mendoza.
- Muravchik, M.; D'Elia, L.; Bilmes, A.; Franzese, J.R. 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *In* Congreso de

- Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, No. 7, Trabajos Técnicos: 457-470. Mar del Plata.
- Muravchik, M.; D'Elia, L.; Bilmes, A.; Franzese, J.R. 2011. Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 238 (1-2): 132-144.
- Páez, G.N.; Ruiz, R.; Guido, D.M.; Jovic, S.M.; Schalamuk, I.B. 2010. The effects of K- metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology* 273: 300-313.
- Pángaro, F.; Corbera, R.; Carbone, O.; Hinterwimmer, G. 2002a. Los reservorios del Precuyano. In *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas* (Schiuma, M.; Hinterwimmer, G.; Vergani, G.D.; editors). Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 229-254. Buenos Aires
- Pángaro, F.; Pereira, D.M.; Micucci, E. 2009. El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 265-277.
- Pángaro, F.; Veiga, R.; Vergani, G.D. 2002b. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. In *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, No. 5, Actas en CD-ROM. Mar del Plata.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Caminos, R.; Llambías, E.; Párica, C. 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Science* 5: 321-326.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Orogenic Andesites and Related Rocks* (Thorpe, R.S.; editor). Wiley, J. and Sons: 230-249. Chischester.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Hawkesworth, C.J.; Norry, M.J.; editors). Shiva Publications: 230-249.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of the granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J.A.; Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews and Earth and Planetary Science* 23: 251-285.
- Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science+Business Media B.V.: 1250 p.
- Price, R.C.; Gamble, J.A.; Smith, I.E.M.; Stewart, R.B.; Eggins, S.; Wright, I.C. 2005. An integrated model for the temporal evolution of andesites and rhyolites and crustal development in New Zealand's North Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140: 1-24.
- Quane, S.L.; Russell, J.K. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 67: 129-143.
- Ramdohr, P. 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. 2nd. Edition (International Series in Earth Sciences). Pergamon Press: 1174 p. Oxford.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Dickinson, W.R.; editors). Geological Society of America Memoir 204: 31-65.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 7, Relatorio: 99-118. Neuquén.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, Special Publications 252: 15-35. London.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern of Patagonia and the Gastre fault systems in the relation to the break-up of Gondwana. In *Magmatism and the causes of continental break-up* (Alister, B.; Pankhurst, R.; editors). Geological Society of London, Special Publication 68: 209-200.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M.; Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of north-western Patagonia. In *Terrane Accretion Processes at the Pacific Margin of Gondwana* (Vaughan, A.P.M.; Leat, P.T.; Pankhurst, R.J.; editors). The Geological Society, Special Publication 246: 217-239. London.
- Riccardi, A.C.; Gulisano C.A. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 346-364.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data - evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical: 352 p. Harlow.

- Rowland, J.V.; Wilson, C.J.N.; Gravley, D.M. 2010. Spatial and temporal variations in magma-assisted rifting, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 190: 89-108.
- Rubinstein, N.; Sruoga, P.; Pángaro, F. 2005. Volcanismo basáltico alcalino del ciclo Precuyano (Triásico superior-Jurásico inferior), rifting inicial de Cuenca Neuquina, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 16, Actas 1: 50-56. La Plata.
- Rubinstein, N.; Bevens, R.; Robinson, D.; Sruoga, P. 2007. Very low grade metamorphism in the Precuyano Unit, Neuquén Basin, Argentina. *In Colloquium on Latin American Geosciences*, No. 20, Actas: 70. Germany.
- Rutherford, M.J.; Gardner, J.E. 2000. Rates of magma ascent. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editors). Academic press: 207-218.
- Schiuma, M.; Llambías, E.J. 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 644-652.
- Smith, R.L. 1960. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin* 71: 795-842.
- Spalletti, L.A.; Franzese, J.R.; Morel, E.; D'Elia, L.; Zúñiga, A.; Fanning C.M. 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 305-313.
- Stephen, T.; Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Stewart, A.L.; McPhie, J. 2006. Facies architecture and Late Pliocene-Pleistocene evolution of felsic volcanic island, Milos, Greece. *Bulletin of Volcanology* 68: 703-726.
- Stewart, A.L.; McPhie, J. 2003. Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124: 129-148.
- Streck, M.J.; Grunder, A.L. 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bulletin of Volcanology* 57: 151-169.
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In Magmatism in the Ocean Basin* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; Editors). Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Tankard, A.J.; Uliana, M.A.; Welsink, H.J.; Ramos, V.A.; Turic, M.; França, A.B.; Milani, E.J.; de Brito Neves, B.B.; Eyles, N.; Skarmeta, J.; Santa Ana, H.; Wiens, F.; Cirbián, M.; López P., O.; Germs, G.J.B.; De Wit, M.J.; Machacha, T.; McG. Miller, R. 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. *In Petroleum basins of South America* (Tankard, A.J.; Suárez S., R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52.
- Thomson, S.N.; Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile* 29 (2): 255-271.
- Uliana, M.A.; Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18 (2): 172-190.
- Uliana, M.; Biddle, K.T.; Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. *In Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists (Tankard, A.J.; Balkwill, H.R.; editors). Memoir 46: 599-613. Tulsa.
- Vergani, G.D.; Tankard, A.J.; Belotti, H.J.; Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. *In Petroleum basins of South America* (Tankard, A.J.; Suárez S.R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Wilson, C.J.N. 1993. Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros. *In La volcanología actual* (Martí, J.; Araña, V.; editors). Consejo de investigaciones científicas: 197-275. Madrid.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall: 446 p. Londres.
- Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Xia, L.; Xu, X.; Xia, Z.; Li, X.; Ma, Z.; Wang, L. 2004. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China. *Geological Society of America Bulletin* 116 (3/4): 419-433.
- Ziegler, P. A.; Cloething, S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews* 64: 1-50.