

Evidencias de magmatismo precuyano (Pliensbachiano - Toarciano) en el norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: geoquímica, caracterización isotópica e implicancias tectónicas

Eduardo O. ZAPPETTINI¹, Silvia L. LAGORIO¹, Marcelo DALPONTE², Joao Orestes SANTOS³ y Elena BELOUSOVA⁴

¹ Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.

² Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Delegación Regional Viedma, Río Negro.

³ University of Western Australia, Perth, Australia.

⁴ ARC National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents (GEMOC), Macquarie University, Sydney, Australia.

Emails: eduardo.zappettini@segemar.gov.ar, silvia.lagorio@segemar.gov.ar, marcelo.dalponte@segemar.gov.ar, orestes.santos@bigpond.com, elena.belousova@mq.edu.au

Editor: Mónica López de Luchi

RESUMEN

El ciclo Precuyano en el norte de la Cordillera del Viento está representado por una secuencia volcanosedimentaria con edades U-Pb SHRIMP entre $187,9 \pm 1,8$ y $181,2 \pm 2,4$ Ma (Pliensbachiano a Toarciano inferior). La sección inferior es predominantemente básica a mesosilícica, posee escasos niveles clásticos y uno distintivo de jaspilitas, mientras que la superior es volcánica, esencialmente ácida. Representa un ciclo continental con registros de ambiente marino restringido, transición de la fase de sin-rift a la de post-rift. Dicha secuencia fue asignada a la Formación Colomichicó, y es correlacionable con las Formaciones La Primavera y Milla Michicó que afloran al sur de esta cordillera. Los circones comagmáticos indican una fuente con fuerte componente juvenil de edad neoproterozoica y una componente subordinada de corteza reciclada mesoproterozoica. Los circones heredados presentes mayormente en tobas, volcanitas ácidas y en una andesita, sugieren incorporación en el magma de rocas corticales con edades entre Paleozoico y Arqueano, con componente mixto juvenil y de reciclado cortical. Los diagramas multielementales, junto a relaciones $La/Nb > 1$, $Ba/Nb > 40$, $La/Ta > 25$, $Ba/La > 20$ y $Ta/Hf < 0,15$ predominantes para las rocas básicas a mesosilícicas caracterizan un magmatismo generado en un arco volcánico, registrándose una afinidad de intraplaca ($La/Ta < 25$, $Ta/Hf > 0,15$ y disminución de Ba/La) hacia la parte superior de la secuencia. No obstante, la interrupción de la subducción, que se habría producido a esta latitud entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Temprano alto de acuerdo a lo señalado por varios autores, llevaría a explicar este magmatismo a través de fusión por descompresión de un manto metasomatizado por una subducción previa.

Palabras clave: *volcanismo bimodal, Pliensbachiano - Toarciano, Cordillera del Viento, Neuquén*

ABSTRACT

Evidence of Precuyano (Pliensbachian–Toarcian) Magmatism in northern Cordillera del Viento, Neuquén Province: Geochemical, isotopic characterization and tectonic implications.

The Precuyano cycle in northern Cordillera del Viento corresponds to a volcano-sedimentary sequence with U-Pb zircon SHRIMP ages between $187,9 \pm 1,8$ and $181,2 \pm 2,4$ Ma (Pliensbachian to lower Toarcian). The lower section is predominantly basic to mesosilicic with few clastic and a distinctive jasper level. The upper section is volcanic, essentially of acidic nature. This sequence which is continental with records of restricted marine environment and represents the transition from sin-rift to post-rift stages, was assigned to the Colomichicó Formation and correlates with La Primavera and Milla Michicó Formations that crop out to the south of this mountain range. Magmatic zircons indicate a source with strong juvenile component of Neoproterozoic age and a subordinate component of recycled Mesoproterozoic crust. The inherited zircons suggest incorporation into the magma of crustal rocks with ages between Paleozoic and Archaean with mixed juvenile component and crustal recycling. Multi-elemental diagrams, together with $La/Nb > 1$, $Ba/Nb > 40$, $La/Ta > 25$, $Ba/La > 20$ and $Ta/Hf < 0,15$ ratios prevailing for the basic to mesosilicic rocks characterize a magmatism generated in a volcanic arc, showing intraplate affinity ($La/Ta < 25$, $Ta/Hf > 0,15$ and Ba/La decrease) towards the top of the sequence. However

the interruption of the subduction that must have occurred at this latitude from Late Permian to late Early Jurassic according with diverse authors leads to explain this magmatism through melting by decompression of a mantle affected by metasomatism related to a previous subduction process.

Keywords: *bimodal volcanism, Pliensbachian–Toarcian, Cordillera del Viento, Neuquén*

INTRODUCCIÓN

La identificación de una secuencia volcánico-sedimentaria asignada a la sección superior del ciclo Precuyano en el sector septentrional de la Cordillera del Viento, al norte de los 37° LS y entre los 70°30' y los 70°40' LO, tuvo lugar en el marco del hallazgo de niveles exhalíticos en facies de óxidos de ambiente subácido (Zappettini y Dalponte 2010). Edades modelo Pb-Pb en las exhalitas (jaspilitas) y datos preliminares U-Pb de las volcanitas, designadas Formación Colomichicó, indicaron una edad jurásica inferior para el conjunto (Zappettini *et al.* 2011).

En este trabajo se presenta el mapeo detallado del área junto a datos U-Pb SHRIMP de circones de la secuencia y la descripción de las litologías de la Formación Colomichicó, en particular de las rocas volcánicas y subvolcánicas. Se precisan sus áreas de afloramiento y su relación con las unidades equivalentes en el sector austral de la Cordillera del Viento. Esta información se sintetiza en la figura 1, preparada a partir del Mapa Geológico de la Provincia del Neuquén (Leanza *et al.* 2011), en el que se han actualizado los sectores con nueva información.

A través de datos geoquímicos e isotópicos se caracteriza la unidad desde el punto de vista petrogenético y su ambiente tectónico, proponiéndose un esquema de correlación con unidades equivalentes en el ámbito de la Cuenca Neuquina.

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

El inicio de la Cuenca Neuquina es consecuencia del colapso extensional del orógeno gondwánico y se relaciona con el inicio de la fragmentación de Gondwana. Durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el margen occidental de Gondwana se desarrolló un sistema de fallas transcurrentes que en el ámbito de la Cuenca Neuqui-

na generó condiciones extensionales con el desarrollo de una etapa de rift (Howell *et al.* 2005), dando origen a un conjunto de hemigrabens alargados inconexos. Éstos están rellenos con depósitos volcanoclásticos y clásticos subordinados, así como por potentes secuencias lávicas desarrolladas en ambiente continental que hacia el Pliensbachiano presentan evidencias de ingresiones marinas localizadas. Las rocas sedimentarias asociadas comprenden depósitos aluviales, fluviales, marinos someros, deltaicos y lacustres (Franzese y Spalletti 2001). Esta etapa de sinrift es designada ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984). Si bien éste fue definido en el sur de Neuquén (Formaciones Piedra del Águila y Sañicó) por Gulisano y Pando (1981), las rocas asignadas al mismo se localizan desde el sur de Neuquén hasta el sur de la provincia de Mendoza, con afloramientos en núcleos anticlinales, tales como los de Chachil y Cordillera del Viento, y presencia reconocida en subsuelo mediante perforaciones. Las evidencias de extensión del Triásico Tardío - Jurásico Temprano han sido también reconocidas en Chile, donde han sido documentadas en la Cordillera de la Costa entre Antofagasta y Concepción (Mpodozis y Ramos 2008). En el área de la Cordillera del Viento, las unidades asignadas al ciclo Precuyano fueron estudiadas en su sector austral por Llambías *et al.* (2007). Estos autores incluyen en él a las Formaciones Cordillera del Viento (Leanza *et al.* 2005) y Milla Michicó (Freytes 1969 en Digregorio 1972), es decir las unidades comprendidas entre las discordancias Huárpica y Rioatúelica. En este sector de la Cordillera del Viento la Formación Milla Michicó es cubierta por la Formación La Primavera, que consiste en una sucesión volcanoclástica con niveles fósiles marinos en base a lo cual fue asignada al Pliensbachiano-Toarciano inferior (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). En el sector norte de la Cordillera del Viento, en cambio, el basamento pre-Formación Los Molles

había sido asignado de modo genérico al Grupo Choiyoi (Zanettini 2001), con escasos afloramientos al sur del cerro Domuyo asignados a la Formación Lapa, nombre con el que se designa a secuencias del ciclo Precuyano en la sierra de Chacaico (Franzese *et al.* 2006).

RELACIONES DE CAMPO Y LITOLOGÍAS

La Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte 2009) aflora en la parte media y alta del sector norte de la Cordillera del Viento. Cubre en discordancia angular a las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento. En el área estudiada se han identificado tres centros volcánicos a partir de los cuales se produjo la dispersión del material volcánico y volcanoclástico. Se alinean en sentido N-S, relacionados con un fallamiento extensional propio de la evolución del rift, y se localizan en cercanías de las cabeceras del arroyo Atreuco (70° 33' LO; 36° 47' LS), en las cabeceras del arroyo Guaraco Norte (70° 33' 20" LO; 39° 49' 20" LS), originalmente interpretado como una estructura volcánica terciaria (*cf.* Zanettini 2001), y en las cabeceras del arroyo Colomichicó (70° 31' 15" LO; 36° 56' 15" LS) (Figs. 1 y 2).

Se observan variaciones significativas en el espesor de la unidad, con un valor máximo total en el sector central del área investigada estimado en 1000 m y escasos centenares de metros hacia el norte y sur. Comprende una sección inferior constituida por volcanitas composicionalmente bimodales con intercalaciones subordinadas de niveles piroclásticos y sedimentarios, y una sección superior en la que predominan volcanitas y piroclastitas que caracterizan un volcanismo ácido (explosivo), e intrusión de cuerpos subvolcánicos que constituyen filones capa y lacolitos (Fig. 3).

Las litofacies volcánicas, piroclásticas y volcanoclásticas predominan sobre las

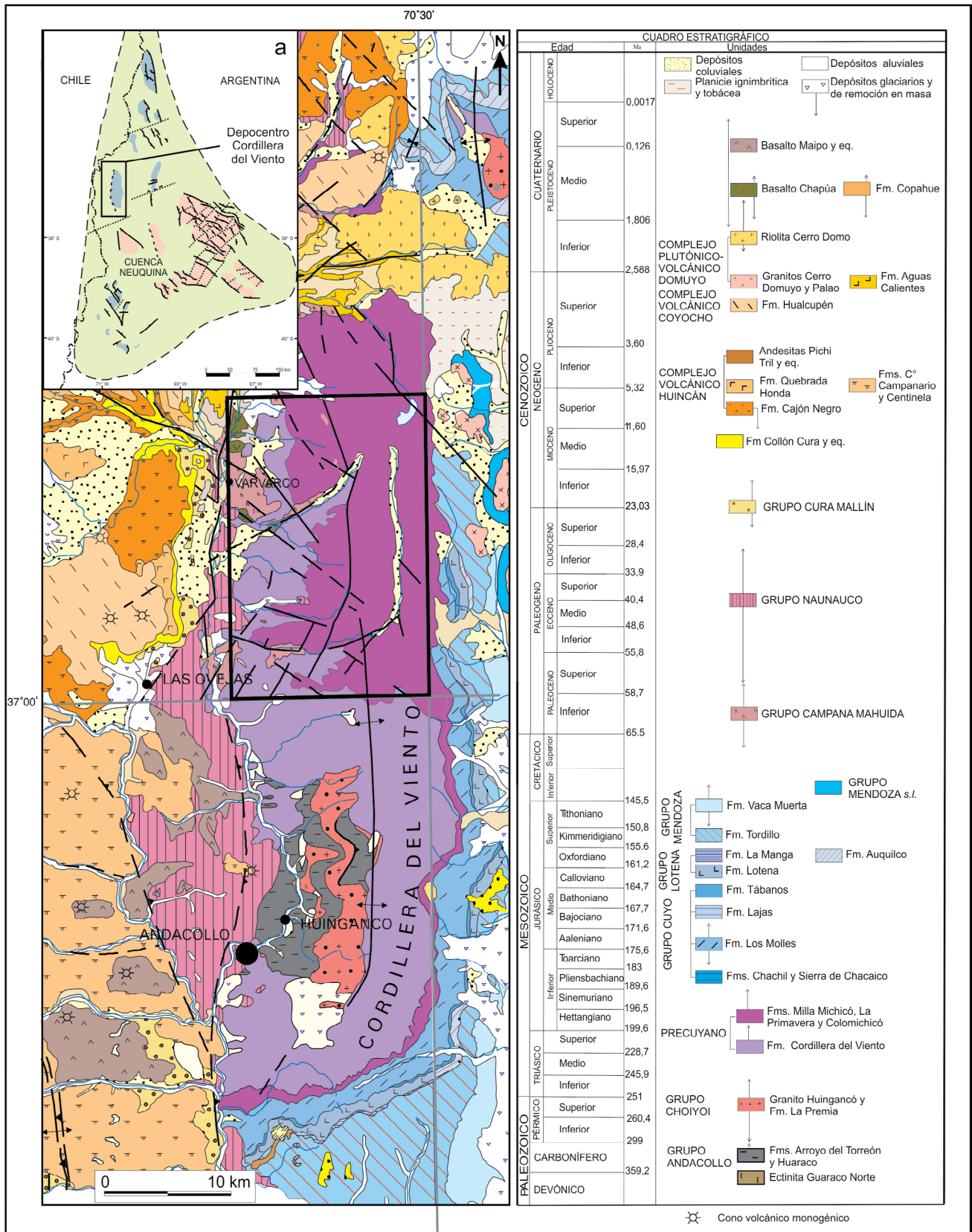


Figura 1. Geología de la Cordillera del Viento (modificado de Leanza *et al.* 2011). El área de estudio se indica mediante un recuadro y corresponde a la figura 2. a) distribución de cuencas de rift del ciclo Precuyano en el ámbito de la Cuenca Neuquina (modificado de Uliana *et al.* 1999, Franzese y Spaletti 2001, Carbone *et al.* 2011 y Leanza *et al.* 2013); celeste: depocentro aflorante, rosa: depocentro en subsuelo.

clásticas y están representadas por niveles de 2 a 50 m de potencia con coloraciones variables entre gris, castaño rojizo y negro.

La clasificación de las rocas volcánicas se realizó químicamente teniendo en cuenta el frecuente carácter hipocristalino que presentan y la dificultad para determinar con precisión la composición modal de los feldespatos de la pasta. Además, las muestras presentan una alteración en grado variable que se refleja en valores de pérdida por ignición algo elevados particularmente en las rocas básicas (Cuadro 1), así como silicificación intensa en algunas volcanitas ácidas. En efecto, en el área hay evidencias de una alteración epitermal de baja sulfuración cretácico-terciaria (e.g. Danieli *et al.* 2002) que oblitera parcialmente la mineralogía y quimismo original de algunas muestras. Por lo tanto, se consideró adecuado clasificar las rocas sobre la base de los cocientes de elementos traza inmóviles Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd 1977) (Fig. 4).

Sección inferior

Las rocas volcánicas de la sección inferior consisten, desde el punto de vista petrográfico, en andesitas, basaltos y riolitas, siendo netamente más abundantes las de composición básica a mesosilícica. No obstante, se registran asimismo, tobas y tobas lapillíticas ya sea correspondientes a depósitos de caída como de flujo, brechas volcánicas y niveles sedimentarios subordinados, tanto clásticos como de naturaleza química, estos últimos representados por jaspe, chert y hematita (Fig. 5). Las andesitas constituyen el litotipo volcánico más abundante (Fig. 5a); están constituidas por escasos (2-5%) fenocristales (< 2,2 mm) y microfenocristales (< 1mm) de plagioclasa y minerales máficos subordinados distribuidos en una pasta pilotácica, afieltrada o bien hialofítica. Los cristales de plagioclasa (80%) muestran evidencias de corrosión y parcial disolución con frecuente textura en *sieve*, fracturación y reemplazo parcial de sericita, carbonato, albita, titanita, clorita y esmectita. Los minerales máficos, en cambio, se encuentran completamente alterados a esmectitas, clorita, anfíbol tremolítico, epidoto, clinzoisita, titanita y minerales opacos. Se observan escasos xenocris-

tales de cuarzo con borde de reacción. La pasta presenta un grado de alteración variable, conformada por los minerales de reemplazo de los fenocristales. Se observan parches de prehnita así como material clorítico/esmectítico y carbonato rellenando pequeñas vesículas. Algunas muestras poseen una marcada silicificación asociada a la formación de cristales de adularia, como parte de la alteración epitermal terciaria.

Los basaltos son escasos y están constituidos por fenocristales (< 1,7 mm) y microfenocristales (< 1 mm) de plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y minerales opacos, que conforman un 3-4% y se encuentran inmersos en una pasta intersertal. La plagioclasa (70%) se presenta en secciones subhedrales a euhedrales parcialmente reemplazadas en forma variable por esmectita, clorita, prehnita, albita, cuarzo, titanita, epidoto y zoisita. Los minerales máficos se registran en secciones subhedrales; la olivina se presenta fresca o bien con alteración parcial a bowlingita y/o iddingsita. Se observan ocasionales xenocristales de cuarzo con corona de reacción conformada por tablillas de clinopiroxeno. Los minerales de la pasta exhiben la misma alteración que los fenocristales. Se registran frecuentes parches de epidoto y/o clinzoisita, carbonato, esmectitas y titanita. Se observa cuarzo secundario de reemplazo en la pasta de algunas muestras, como también conformando finas venillas, en las que aparece en ocasiones asociado a pequeños cristales de adularia, como parte de la alteración epitermal de baja sulfuración antes mencionada.

Las riolitas poseen fenocristales (3-7%) de plagioclasa, feldespato potásico (< 2 mm) y sólo muy escasos microfenocristales de cuarzo (< 5%, < 0,8 mm), incluidos en pastas microgranosas a felsíticas, con texturas esferulíticas. Petrográficamente clasifican como riolitas fenolácicas. Los feldespatos pueden estar reemplazados por sílice, la plagioclasa también por feldespato alcalino. Son frecuentes los niveles con marcada fluidalidad, determinados por una notoria orientación subparalela de los fenocristales siguiendo líneas de flujo bien definidas. La pasta presenta evidencia de desvitrificación, exhibiendo textura esferulítica, con frecuente crecimiento a partir de núcleos cristalinos (plagioclasa o

feldespato alcalino) lo que confiere un aspecto brechoso a algunas muestras.

Los niveles piroclásticos corresponden mayormente a ignimbritas, que se clasifican esencialmente como tobas y tobas lapillíticas cristalinas y líticas. Se registran sólo algunos depósitos de caída correspondientes a chonitas. Las tobas y tobas lapillíticas cristalinas están constituidas por cristaloclastos (70%), vitroclastos (20%) y fragmentos líticos (10%), inmersos en una matriz fluidal con desvitrificación. Los cristaloclastos (< 2 mm) exhiben disposición subparalela, son de plagioclasa (65%) y feldespato potásico (35%) y se encuentran intensamente reemplazados por pequeños parches de cuarzo y feldespato alcalino junto a esmectita ocasional. Petrográficamente clasifican como ignimbritas lácticas (Fig. 5b). Los vitroclastos (< 2,3 mm) corresponden a *fiammes* con desvitrificación según un arreglo axiolítico. Los litoclastos (< 1,4 mm) son escasos y corresponden a pastas felsíticas de volcanitas ácidas. La matriz presenta relictos de trizas vítreas, alto grado de soldamiento y desvitrificación. En algunas muestras se sobrepone silicificación inherente al hidrotermalismo cretácico-terciario. Las tobas y tobas lapillíticas líticas están constituidas por fragmentos líticos (35-50%), vitroclastos (30-40%) y cristaloclastos (15-20%), inmersos en una matriz desvitrificada (Fig. 5c). Los litoclastos (< 1,5 cm) son mayormente de volcanitas ácidas con pasta felsítica (55-70%), de andesitas (30-40%) y de jaspe (0-15%). Los vitroclastos (< 4 mm) en algunos casos son pómez de formas irregulares en los que reconocen estructuras tubulares de escape de gases, en otros se observa desvitrificación a material cuarzo-feldespático fino y marcada oxidación. Los cristaloclastos (< 1,6 mm) son de plagioclasa (90%) y cuarzo. La matriz está conformada por ceniza fina, desvitrificada en grado variable a material cuarzo-feldespático fino, en ocasiones junto a trizas vítreas muy aplastadas, marcadamente reemplazadas por sericita y/o esmectita, y una silicificación moderada a intensa. Se observan niveles de chonitas, en las que la ceniza fina está fuertemente reemplazada por material esmectítico-clorítico, y chonitas tobáceas. Estas últimas poseen material más grueso subordinado (5-25%) esencialmente conformado por

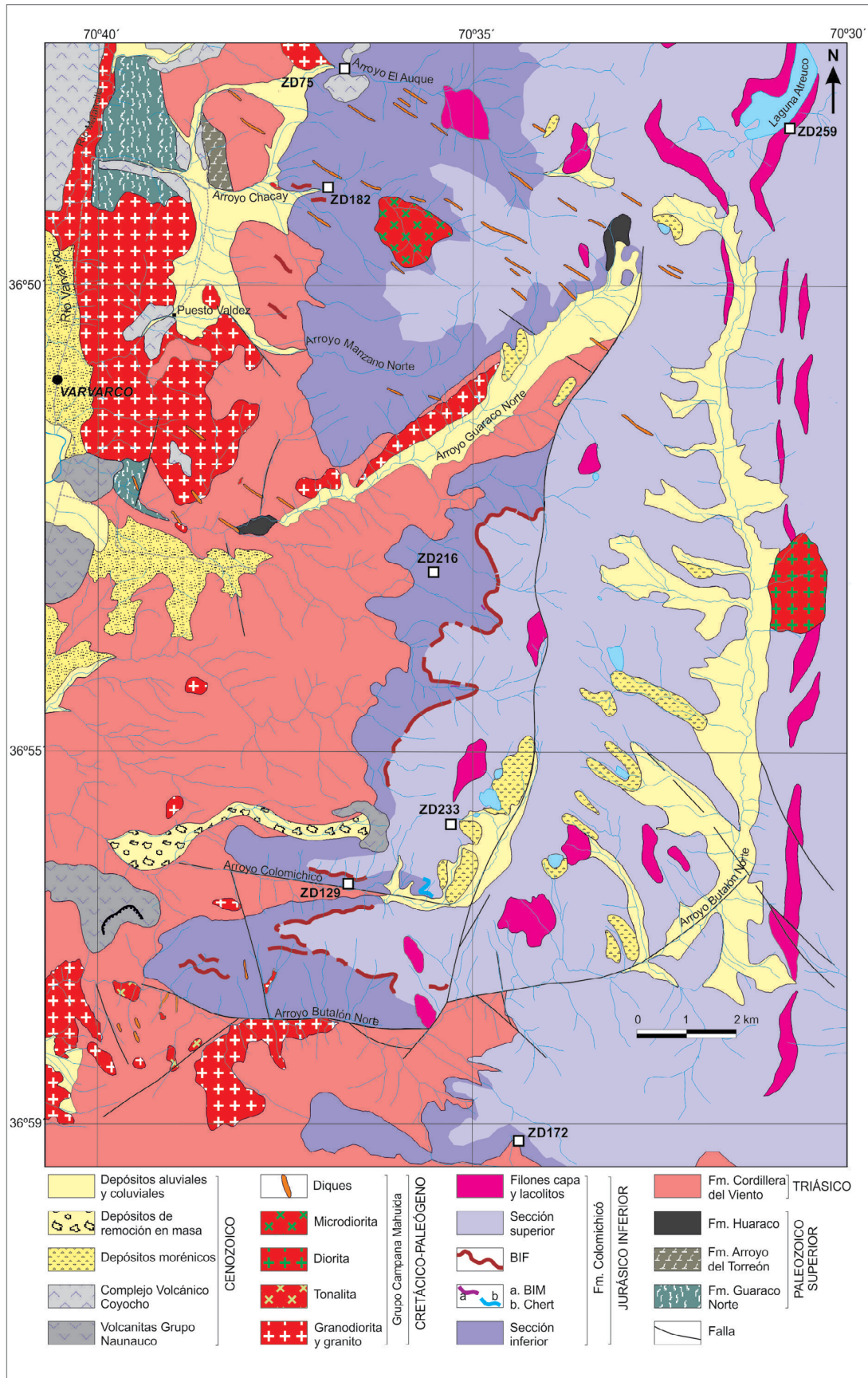


Figura 2. Geología del sector norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén, con indicación de muestras con dataciones U-Pb SHRIMP.



Figura 3. a) Centro volcánico arrasado en la Formación Colomichicó; en la parte central se destaca el aspecto macizo de las volcanitas y hacia la derecha la disposición en capas, cabeceras del arroyo Atrueco, vista hacia el Norte; b) Brecha volcánica de la sección inferior de la Formación Colomichicó, ladera sur del arroyo Butalón Norte; c) Afloramientos subhorizontales de brechas volcánicas y lavas andesíticas, y dacíticas subordinadas de la sección inferior de la Formación Colomichicó en la sección media del arroyo homónimo; d) Bancos de jaspilita y chert con plegamiento local, sección inferior, margen norte del arroyo Butalón Norte; e) Vista de las secciones inferior y superior de la Formación Colomichicó, en línea roja punteada se indica el nivel de hierro bandeado localizado en el contacto entre ambas secciones; nótese los niveles volcánicos y piroclásticos bien distinguibles de la sección superior que contrastan con el aspecto macizo de la sección inferior; f) Sección superior conformada por niveles ignimbríficos con intercalaciones de lavas básicas subordinadas, destacándose un filón capa riolítico en la parte superior; g) Lacolito riolítico en la sección superior, margen izquierda de las cabeceras del arroyo Butalón Norte.

litoclastos (pastas felsíticas) y cristaloclastos (plagioclasa y muy escaso cuarzo). Las brechas andesíticas están conformadas esencialmente por fragmentos subredondeados a subangulosos de andesitas y cristales de plagioclasa contenidos en una

base lávica fina de igual composición. En otros casos los fragmentos están ligados por hematita (Fig. 5d). Asimismo, se observan algunos niveles con los fragmentos inmersos en una base de chert, indicando fragmentación de la lava al incorporarse

en geles síliceos coloidales subyacentes, generando texturas de tipo peperítico (Fig. 5e). Ocasionalmente se registran fragmentos de volcanitas ácidas incorporados como material accesorio.

Las intercalaciones sedimentarias clásicas son restringidas y comprenden mayormente niveles de grauvacas y brechas, depositadas en períodos inter-eruptivos. Al microscopio se determina que son grauvacas líticas o bien feldespáticas (>15% de matriz, según la clasificación de Dott 1964 con modificaciones de Pettijohn *et al.* 1972, 1987 en Scasso y Limarino 1997), desde muy finas a gruesas, en parte brechosas. La fracción clástica mayor (30-85%) está integrada por clastos de rocas andesíticas y riolíticas, de plagioclasa, cuarzo, minerales opacos y ocasional vidrio, en proporciones variables. Algunas muestras presentan participación subordinada de clastos tamaño grava (10-15%), de fina a gruesa. En todos los casos, el grado de selección es pobre y los clastos son subangulosos, sin denotar efecto de transporte. La matriz es limo-arcillosa, en ocasiones se observa material clorítico-esmectítico como ligante, producto de la recristalización diagenética. En algunos casos se observa cemento hematítico. El material de aporte es esencialmente de origen volcánico o bien piroclástico. Por lo tanto, parte de las grauvacas y brechas son tobáceas, ya que involucran retrabajo de material piroclástico previo. Se interpreta a estos depósitos como el producto de acumulación de flujos gravitatorios (e.g., flujos de detritos), o sea de fenómenos de remoción en masa, ya sea en un ambiente subaéreo como subácuelo.

En cuanto a los sedimentos de origen químico, esta sección comprende, en su tope, un nivel de jaspilita de hasta 30 m de potencia, que se resuelve localmente en una sucesión de bancos con potencias individuales inferiores a los 13 m y separación entre bancos de hasta 25 metros. Este banco se puede considerar un nivel guía correspondiente al techo de la sección inferior dada su continuidad lateral. Grada lateralmente a jaspes o chert hematíticos rojos y localmente se asocian niveles de jaspes manganesíferos y de chert blanco en parte recristalizado a cuarzo. A nivel microscópico, se observan finas intercalaciones de chert, jaspe y hematita

(Fig. 5f). Asimismo, se registran frecuentes intercalaciones clásticas de orden milimétrico. Estos niveles clásticos se interpretan como producto de removilización de material volcánico por fenómenos de remoción en masa, sobre los geles silíceos. De todos modos, algunos niveles con características semejantes son interpretados como depósitos de caída de material piroclástico en los niveles de sílice coloidal, particularmente aquellos que presentan cristales de cuarzo marcadamente euhedrales y presencia de litoclastos de volcanitas ácidas con frecuentes interpenetraciones del material silíceo denotando que la incorporación de los mismos tuvo lugar en estado aún plástico. Si bien el jaspe suele tener grano muy fino, en algunos casos, es ligeramente más grueso, probablemente vinculado a procesos diagenéticos. También se registran algunos niveles de jaspilitas oolíticas. En ocasiones se observan espículas de radiolarios.

Sección superior

La sección superior está constituida por tobas (mayormente ignimbritas), lavas ácidas, pórfiros y aglomerados volcánicos de distribución inhomogénea que predominan en la parte sur, donde traslapan a la sección inferior o bien apoyan directamente en discordancia sobre volcanitas de la unidad subyacente. En forma subordinada se registran niveles volcánicos básicos a mesosilíceos. Las lavas ácidas clasifican químicamente como riolodacitas/dacitas y riolitas (Fig. 4). Petrográficamente poseen fenocristales (5-10%) de plagioclasa y feldespatos potásico, de hasta 1,7 mm, contenidos en pastas microgranosas, granofricas y felsíticas, por lo que clasifican como riolitas fenolacíticas. Los fenocristales de sanidina presentan en algunas rocas crecimientos en continuidad óptica, rasgo relacionado con las texturas de sobreenfriamiento que caracterizan a las riolitas. La pasta se encuentra en gran medida desvitrificada y con evidencias de silicificación. Los niveles ignimbriticos están constituidos por cristaloclastos de plagioclasa, feldespatos potásico (relación 60/40) junto a *fiames*, en ocasiones con textura axiolítica, y litoclastos de rocas ácidas y andesíticas, contenidos en una matriz fluidal. Ésta suele incluir trizas, observándose marcadamente desvitrificada a material

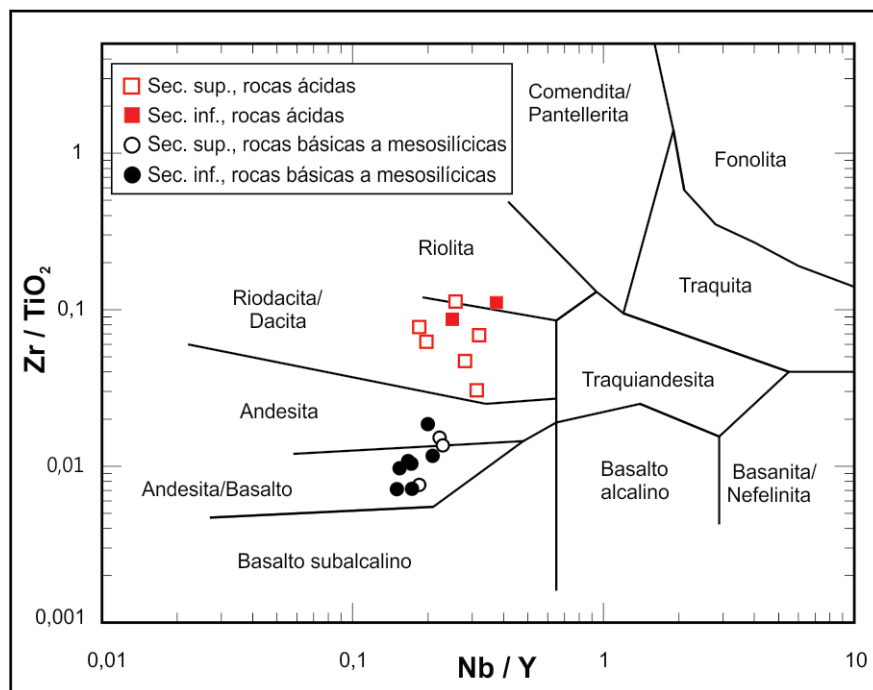


Figura 4. Clasificación de las rocas de la Formación Colomichicó según el diagrama Zr/TiO_2 vs. Nb/Y de Winchester y Floyd (1977).

cuarzo-feldespatico, en ocasiones con profusión de microesferulitas (Fig. 5g). Algunas muestras presentan pequeñas litofisas selladas, generalmente localizadas en las zonas de soldamiento denso de las ignimbritas. Se registran niveles correspondientes a vitrófirios, también como parte de las zonas de soldamiento denso de las unidades de enfriamiento. Son tobas cristalinas, vítreas y líticas que si bien desde el punto de vista químico las composiciones son dacíticas/riodacíticas, de acuerdo a la mineralogía de los cristaloclastos, caracterizan como tobas lacíticas. Los depósitos de caída están conformados por cristaloclastos (45%), litoclastos (35%) y vitroclastos desvitrificados (20%), que oscilan entre 0,075 mm y 1,5 mm, ligados por una escasa matriz muy fina. Los cristaloclastos son de plagioclasa (60%), feldespatos potásico (30%), cuarzo (7%) y minerales opacos (3%); los litoclastos corresponden a rocas ácidas (dominan en la fracción de mayor tamaño). La matriz está constituida por ceniza fina parcialmente desvitrificada a material cuarzo-feldespatico fino. Tipifican como tobas cristalinas lacíticas.

Los niveles volcánicos de naturaleza básica a mesosilíceas clasifican químicamente en los campos andesita/basalto y andesi-

ta. Al microscopio presentan fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (90%) junto a escasos microfenocristales de minerales opacos, inmersos en una pasta afieltrada o bien hialofítica. La plagioclasa exhibe albitización y parches constituidos por epidoto, clinzoisita, cuarzo y titanita. La pasta registra albitización de los microlitos de plagioclasa, presencia de grumos de titanita y sectores con un marcado aporte de sílice y carbonato. Los niveles lávicos están parcialmente brechados. Asimismo, se registran brechas andesíticas con pasta lávica, que incluyen fragmentos de riolitas como material accesorio. Por otro lado, en uno de los niveles superiores de la secuencia se observan fragmentos de carbonato inmersos en la lava, distribuidos irregularmente. Se interpretan como consecuencia del avance de flujos lávicos sobre material carbonático no consolidado.

Intrusiones subvolcánicas de la sección superior

Los filones capa y lacolitos (Fig. 3f y g) que se localizan mayoritariamente en la sección superior de la Formación Colomichicó afloran en las paredes del valle superior del río Butalón Norte y en las cumbres de la Cordillera del Viento (Fig. 2) y pre-

sentan espesores variables de hasta 40 metros. Desde el punto de vista químico clasifican como riolacitas/riolitas y riolitas, mientras que petrográficamente tipifican como pórfiros riolíticos (Fig. 5h). Presentan fenocristales (20-30%) de plagioclasa (30-65%, <3,7 mm), sanidina (30-35%, <2 mm), cuarzo (3-30%, <2,3 mm) y ocasionales minerales máficos reemplazados a material esmectítico, en pastas microgranosas, granofíricas y felsíticas con un variable grado de oxidación y alteración a carbonatos, arcillas, titanita, epidoto y sílice. Estos cuerpos hipabisales son los únicos litotipos que presentan fenocristales de cuarzo.

GEOQUÍMICA

La composición de los elementos mayoritarios y traza de dieciocho muestras de la Formación Colomichicó fue analizada en el laboratorio ACTLABS (Canadá) y se reporta en el Cuadro 1. Las rocas fueron previamente sometidas a fusión y luego analizadas a través de inducción por plasma de argón (ICP) para los elementos mayoritarios, Ba, Sr, Zr e Y, mientras que el resto de las trazas, incluidas las tierras raras, fue medido en un espectrómetro de masas (MS).

Nueve análisis pertenecen a muestras de la sección inferior de la secuencia jurásica, mientras que las otras nueve a las de la superior. Los valores de pérdida por

ignición (LOI) son asimismo consignados en dicha tabla, reflejando para algunas muestras valores elevados (mayores al 5%), consistente con la alteración que poseen dichas rocas, particularmente los términos más básicos de la secuencia. Por otro lado, algunas de las rocas ácidas muestran silicificación en grado variable. Las rocas de ambas secciones clasifican en los campos andesita/basalto, andesita, riolacita/dacita y riolita, (Fig. 4). Las

muestras denotan una naturaleza subalcalina, convalidada por las relaciones Nb/Y (<0,4) y contenidos de Zr inferiores a 311 ppm. Asimismo, la suite volcánica aquí estudiada caracteriza como de bajo Nb (6-11 ppm) y presenta contenidos moderados de Y (24-56 ppm). En el diagrama de clasificación se corrobora que la sección inferior está esencialmente conformada por andesitas y basaltos, con términos ácidos subordinados; la superior, por el

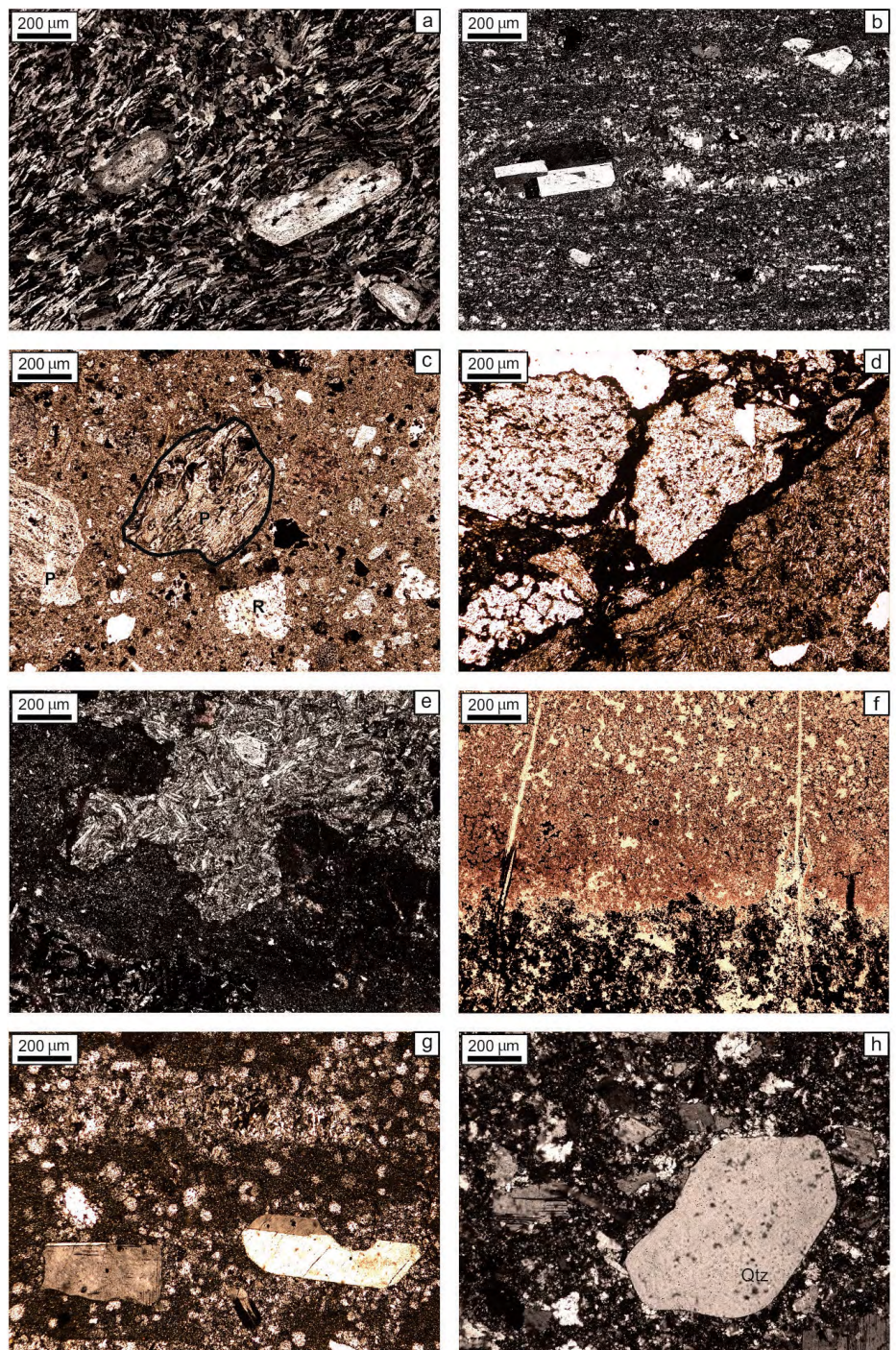


Figura 5. Microfotografías de rocas de la Formación Colomichicó: a) Andesita de la sección inferior con fenocristales de plagioclasa exhibiendo zonalidad, corrosión y reemplazos albiticos en pasta pilotáxica (con analizador, 4X); b) Ignimbrita fenolacítica de la sección inferior con cristaloclastos de plagioclasa y delgados *fiammes* desvitrificados según un arreglo axiolítico (con analizador, 4X); c) Toba de la sección inferior integrada por vitroclastos pumíceos (P), litoclastos de riolitas (R) y cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y minerales opacos en matriz conformada por ceniza fina, (sin analizador, 4X); d) Brecha volcánica de la sección inferior constituida por fragmentos andesíticos ligados por hematita (con analizador, 4X); e) Lava andesítica que fluye en geles silíceos inconsolidados (transformados en chert) de la sección inferior (con analizador, 4X); f) Niveles de hematita y jaspe en la sección inferior (sin analizador, 4X); g) Ignimbrita fenolacítica de la sección superior, conformada por cristaloclastos de plagioclasa y *fiammes* en matriz desvitrificada con profusión de esferulitas (con analizador, 4X); h) Pórfiro riolítico de la sección superior, exhibiendo fenocristal de cuarzo (Qtz) en pasta microgranosa gruesa (con analizador, 4X).

contrario, posee una composición ácida, con escasos niveles básicos.

Se registra incremento en el contenido de algunos elementos traza en función del aumento del Zr (e.g. Nb, Th, Y, Hf) y una tendencia no clara para otros (e.g. La, Ce, Nd) en parte debido a los bajos valores de La, Ce y Nd de las rocas ácidas de la sección inferior, menores a los de las rocas básicas (Cuadro 1).

Se realizaron diagramas multielementales normalizados al manto primordial (Sun y McDonough 1989), distinguiendo las rocas básicas y ácidas de las dos secciones (Fig. 6a y b). Las muestras de ambas composiciones presentan diseños semejantes, caracterizados por anomalías negativas de Ba, Th-U, Nb, La-Ce, Sr, P y Ti, así como positivas para Rb, K y Pb. Se observa que los picos negativos para Sr, P y Ti son más pronunciados en las rocas ácidas. La anomalía negativa en Th-U resulta más pronunciada en las rocas básicas, particularmente las de la sección inferior. La anomalía negativa para La-Ce está conferida esencialmente por las muestras ácidas, particularmente las provenientes de la sección inferior.

Del mismo modo, se realizaron diagramas de tierras raras normalizados a condrito (Boynton 1984), discriminando los dos grandes grupos composicionales (Fig. 7a y b). Tanto las rocas básicas como ácidas muestran un diseño con una pendiente baja, lo que sugiere un bajo fraccionamiento ETRL/ETRP. Las relaciones La/Yb de las rocas básicas oscilan entre 4,47 y 16,02, mientras que las de las rocas ácidas entre 2,4 y 17,5 (Cuadro 1). Las relaciones La/Sm y Sm/Yb en las rocas básicas fluctúan entre 2,6 - 5,7 y 1,6 - 3,0, respectivamente; en cambio, en las muestras ácidas varían entre 2,0 - 6,6 y 1,2 - 3,0, como se observa en dicho cuadro.

Resulta bien notoria la anomalía negativa de Eu para las rocas ácidas (Fig. 7b), particularmente de la sección inferior (Eu/Eu* = 0,46-0,53, Cuadro 1), siendo ésta la diferencia más significativa entre los dos tipos composicionales. Además, las rocas ácidas están caracterizadas por una mayor variación en los contenidos de tierras raras livianas (Fig. 7a y b). Las muestras básicas de la sección superior llegan a presentar mayores valores de La que las de la inferior y una anomalía negativa en

Tb (Fig. 7a). Las rocas ácidas de la sección inferior se distinguen claramente por poseer menores contenidos de tierras raras livianas que las de la sección superior (Fig. 7b) y que todas las rocas de esta suite (Cuadro 1), como fue mencionado previamente; del mismo modo, también exhiben menores tenores de algunas tierras raras medianas (Sm, Eu y Gd) con respecto a la sección superior y al conjunto, particularmente para el Eu (Fig. 7a, b). Se realizó la comparación respecto a rocas de similar edad en la región (Figs. 6 y 7). En primer término, se coteja con muestras provenientes de otro sector de la Cordillera del Viento (región meridional), correspondientes a las Formaciones Milla Michicó y La Primavera, analizadas por Llambías *et al.* (2007). Las muestras de la Formación Milla Michicó y parte de las de La Primavera clasifican en el campo andesita/basalto, mientras que una muestra de La Primavera tipifica como dacita con un elevado contenido de sílice (74%). Por lo tanto, queda caracterizado también un evento volcánico bimodal para el Triásico Tardío-Jurásico en el sector sur de la Cordillera del Viento.

Los diagramas multielementales normalizados al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) ponen de manifiesto que las rocas andesítico-basálticas de las Formaciones Milla Michicó y La Primavera presentan diseños semejantes (Fig. 6a). Al comparar con las rocas de la Formación Colomichicó, se observa que éstas poseen contenidos superiores para casi todos los elementos traza respecto a los de aquellas; de todos modos, la mayor semejanza en términos generales se da con respecto a las muestras de la sección inferior. Las rocas básicas de La Primavera se distinguen, no obstante, esencialmente por la anomalía positiva para el Sr. Los diseños de las rocas ácidas de la Formación Colomichicó y La Primavera son coincidentes; particularmente los contenidos quedan comprendidos mayormente dentro del campo correspondiente a la sección superior (Fig. 6b).

La comparación de los diagramas de tierras raras normalizados a condrito (Boynton 1984) de las rocas aquí estudiadas y aquellas analizadas por Llambías *et al.* (2007) indica que las muestras básicas de las Formaciones Milla Michicó y La Prima-

vera presentan pendientes semejantes a las de las muestras de Colomichicó, pero muestran contenidos menores de tierras raras livianas, particularmente más próximas a los de la sección inferior (Fig. 7a). La dacita de La Primavera posee contenidos que quedan comprendidos en el campo correspondiente a las muestras de la sección superior de la Formación Colomichicó (Fig. 7b).

También se efectuó la comparación con el volcanismo del Jurásico Temprano, cuyas rocas yacen en el subsuelo de las cercanías de la Dorsal de Huincul, estudiado por Schiuma y Llambías (2008). Las rocas básicas presentadas en dicho trabajo también poseen patrones semejantes a los de las rocas de las Formaciones Milla Michicó, La Primavera y Colomichicó. Se caracterizan por presentar valores elevados en Th, U, Zr, Hf, La, Ce y Nd, llegando a superar incluso a los de las rocas de Colomichicó (Figs. 6c y 7c), respecto a la cual parece tener, consecuentemente, mayor similitud. Respecto a la muestra ácida reportada por dichos autores, exhibe un patrón semejante al de la muestra de La Primavera y, por lo tanto, mayor analogía con las rocas de la sección superior de la Formación Colomichicó (Fig. 6b y d; Fig. 7b y d), si bien con un contenido ligeramente menor en las tierras raras medianas entre el Gd y el Ho que las distingue (Fig. 7d).

Se cotejó asimismo con rocas volcánicas provenientes de los diversos depocentros jurásicos de la Cuenca Neuquina, estudiadas por D'Elia *et al.* (2012). Las muestras presentan analogías con las jurásicas arriba mencionadas, como se refleja en los diagramas multielementales y de tierras raras, ya sea considerando las rocas básicas como ácidas (Fig. 6e y f; Fig. 7e y f). Las rocas ácidas de la sección inferior de la Formación Colomichicó se distinguen por presentar bajos valores en tierras raras livianas; por otro lado, las rocas ácidas de la Cuenca Neuquina llegan a exhibir elevados valores de dichos elementos, superando incluso a los de la sección superior de la Formación Colomichicó (Fig. 7b y f), con la cual surge por lo tanto mayor similitud.

Finalmente se comparó con muestras mesosilícicas de la Formación Lonco Trapial, provenientes de las proximidades de Gastre (Chubut), de naturaleza esencial-

mente andesítica, con edades radimétricas correspondientes también al Jurásico Temprano (Zaffarana y Somoza 2012). Se compara asimismo con rocas ácidas de la misma edad que afloran en Río Negro, correspondientes a las Formaciones Garamilla (Benedini y Gregori 2013) y Marifil (Pankhurst y Rapela 1995). Los diagramas multielementales normalizados y de tierras raras también muestran diseños semejantes. No obstante, las muestras de la Formación Lonco Trapial no exhiben anomalías de Sr ni P (Fig. 6g) y llegan a presentar menores valores de tierras raras pesadas (Fig. 7g). Las rocas ácidas de la Formación Garamilla también parecen tener más completa analogía respecto a las ácidas de la sección superior de Colomichicó (Fig. 6b y h), particularmente para las tierras raras livianas (Fig. 7b y h). De todos modos, se observa que las volcánitas de Garamilla llegan a exhibir menores valores de las tierras raras medianas. Las rocas ácidas de la Formación Marifil, en cambio, poseen los mayores tenores de tierras raras livianas, lo que constituye otro rasgo distintivo (Fig. 7b y h).

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Dataciones U-Pb SHRIMP

Metodología: Los estudios geocronológicos U-Pb fueron efectuados en la Curtin University of Technology, Perth, y los de isótopos de Hf en la Macquarie University, Sydney. Las muestras fueron trituradas, molidas y tamizadas. Luego de su lavado para remover partículas muy finas se trató la fracción 60-250 con líquidos pesados y separadores magnéticos. Los cristales de circón fueron separados manualmente, y organizados y montados en epoxy, siendo posteriormente pulidos y metalizados con Carbono para su estudio mediante microscopía electrónica de barrido. Se obtuvieron imágenes retrorreflejadas (BSE) con un equipo JEOL6400 SEM de la Universidad de Western Australia. Las imágenes de circón son críticas para identificar características internas tales como núcleos y anillos de crecimiento, así como para evitar zonas con alto contenido de plomo común (inclusiones, fracturas y áreas

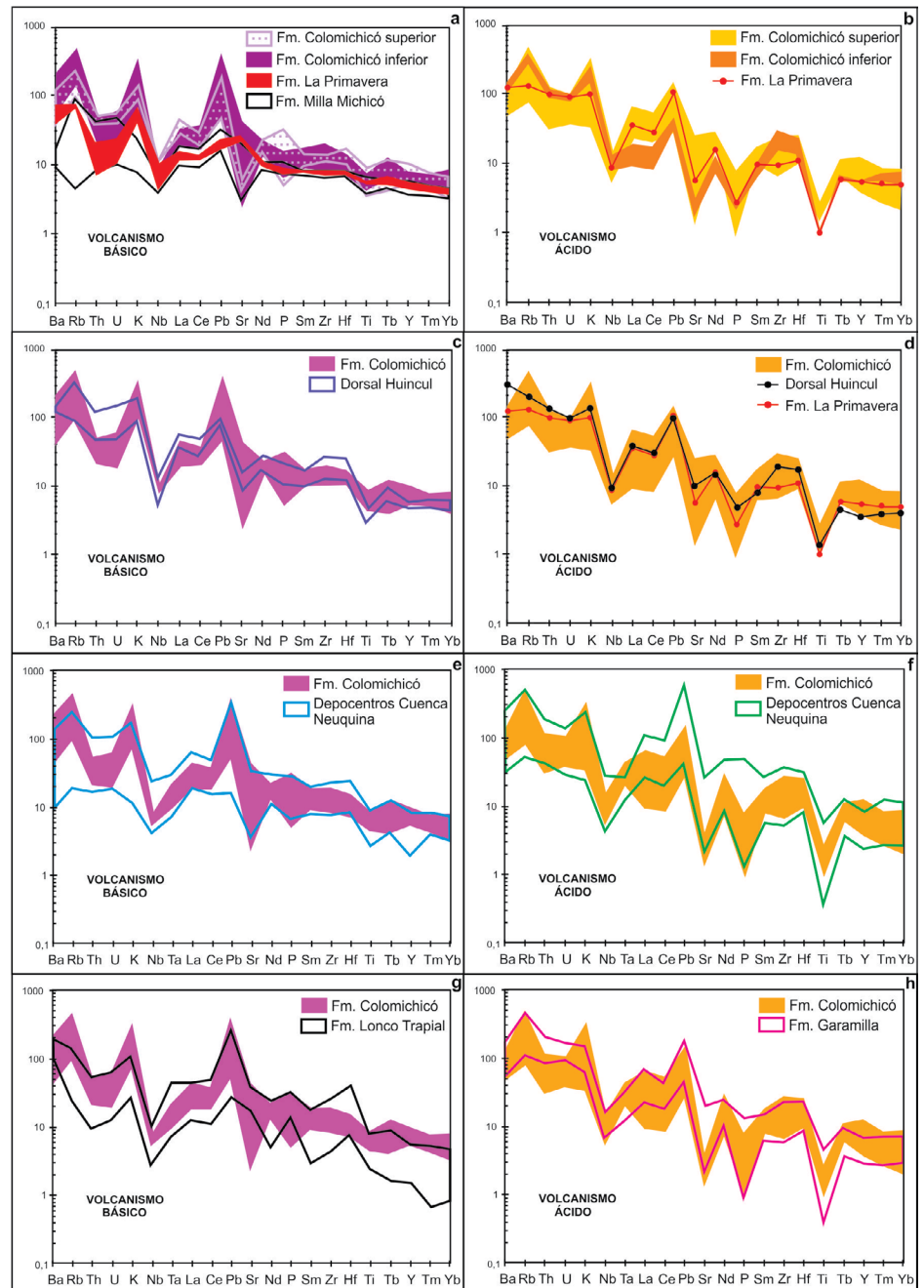


Figura 6. Diagramas multielementales normalizados al Manto Primordial (Sun y McDonough 1989) de rocas de la Formación Colomichicó (básicas y ácidas) comparados con los de rocas equivalentes: a-b) Comparación con muestras de las Formaciones Milla Michicó y La Primavera (Llambías *et al.* 2007); c-d) Rocas de la Dorsal de Huincul (Schiurma y Llambías 2008); e-f) Muestras de los depocentros de Cuenca Neuquina (D'Elia *et al.* 2012); g) Rocas de la Formación Lonco Trapial (Zaffarana *et al.* en preparación); h) Muestras de la Formación Garamilla (Benedini y Gregori 2013).

metamórficas) (Fig. 8). Para el análisis SHRIMP los circones montados en epoxy fueron metalizados con oro. El spot analítico SHRIMP fue de 25 μm de diámetro y en cada análisis se realizaron cuatro a cinco escaneos LA. Las incertidumbres de edades individuales se indican a 1σ en tanto las edades finales y las utilizadas en los diagramas se calcularon a 2σ (con un

nivel de certidumbre del orden del 95%). Los datos SHRIMP fueron procesados mediante el software SQUID (Ludwig 2001) y los diagramas se prepararon utilizando el software ISOPLOT/Ex (Ludwig 2003). Los análisis de isótopos de Hf se realizaron *in situ* utilizando una microsonda de ablación láser New Wave Research LUV213, acoplada a un multicolector NU Plasma

CUADRO 1. Análisis químicos de muestras de la Formación Colomichicó.

Muestra Comp.	SECCIÓN INFERIOR													SECCIÓN SUPERIOR												
	ZD217	ZD218	ZD31	ZD34	ZD106	ZD107	ZD123	ZD124	ZD129	ZD228	ZD232	ZD233	ZD234	ZD235	ZD256	ZD257	ZD258	ZD259								
Lat. S	36°53'33"	36°53'33"	36°53'44"	36°53'33"	36°56'17"	36°56'58"	36°56'13"	36°56'15"	36°56'22"	36°48'39"	36°55'48"	36°55'48"	36°55'25"	36°56'32"	36°48'12"	36°48'12"	36°48'4"	36°47'55"								
Long. O	70°37'18"	70°37'18"	70°37'29"	70°37'21"	70°38'3"	70°37'50"	70°36'51"	70°36'56"	70°37'4"	70°37'59"	70°35'19"	70°35'19"	70°34'59"	70°30'21"	70°30'28"	70°30'24"	70°30'17"	70°30'27"								
SiO ₂	54,57	49,84	51,40	54,39	74,50	56,02	62,00	58,68	77,26	62,80	72,70	79,24	58,59	74,24	52,59	75,58	68,73	75,27								
TiO ₂	1,54	1,57	1,42	1,54	0,28	1,10	0,98	1,17	0,21	0,80	0,27	0,33	0,95	0,35	1,86	0,24	0,55	0,24								
Al ₂ O ₃	17,46	18,91	17,19	15,12	12,11	16,74	14,41	17,05	12,45	16,23	13,57	10,15	17,26	13,41	13,50	12,17	14,51	13,06								
Fe ₂ O ₃ tot	11,40	12,42	12,82	12,42	3,24	8,30	8,39	7,75	1,26	6,42	3,51	2,78	7,72	3,59	9,15	3,10	5,38	2,06								
MnO	0,60	0,69	0,73	0,48	0,04	0,21	0,22	0,27	0,02	0,29	0,03	0,04	0,23	0,04	0,02	0,03	0,07	0,04								
MgO	3,28	3,02	3,82	2,29	0,13	5,98	2,42	5,75	0,09	0,89	0,09	0,82	3,40	0,20	0,19	0,11	2,09	0,37								
CaO	1,99	3,11	3,85	4,51	0,12	5,62	0,53	0,94	0,14	3,01	0,14	0,22	2,40	0,20	13,77	0,30	2,72	0,97								
Na ₂ O	2,40	2,54	2,07	2,21	2,47	3,58	1,42	4,12	3,62	5,66	0,14	3,45	4,93	5,46	5,51	4,07	4,76	3,96								
K ₂ O	6,47	7,57	6,39	6,74	7,06	2,25	9,48	4,04	4,89	3,76	9,52	2,90	4,33	2,44	2,73	4,35	1,02	3,98								
P ₂ O ₅	0,28	0,33	0,31	0,30	0,05	0,21	0,15	0,23	0,05	0,11	0,02	0,07	0,21	0,06	0,68	0,05	0,17	0,05								
suma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00								
mg#	0,40	0,36	0,41	0,30	0,09	0,62	0,40	0,63	0,15	0,24	0,06	0,40	0,50	0,12	0,05	0,08	0,47	0,29								
LOI	4,00	3,6	5,41	5,31	0,49	1,76	1,90	4,15	0,87	0,90	1,40	1,40	3,10	0,70	9,66	1,00	4,31	1,23								
Ba	608,9	685	741	850	997	405	1463	834	811	509	854	359	850	430	273	579	415	902								
Co	31,9	27,1	32	24	39	33	27	25	38	32	22	24	28	31	11	39	17	34								
Cr	89	88	60	70	<20	90	150	60	<20	23	<10	14	156	<5	<20	<20	<20	<20								
Cs	1,4	1,5	1,4	1,77	2,0	9,6	3,6	4,9	3,8	0,5	4,3	6,5	2,2	1,8	1,0	1,3	8,0	1,2								
Hf	4,0	4,0	3,5	3,7	7,2	3,0	2,3	4,9	4,4	4,0	7,0	3,0	5,0	8,0	3,2	6,2	5,8	4,5								
Nb	6	6	6	6	9	5	4	7	6	7	7	4	6	11	7	9	9	8								
Ni	25	28	30	30	<20	50	50	30	<20	11	<5	<5	43	<5	<20	<20	<20	<20								
Pb	67	16	18	9	8	12	15	21	6	13	16	26	34	6	9	<5	29	15								
Rb	209,7	239,6	210	234	231	98	287	135	184	92	295	125	142	79	62	106	51	90								
Sr	217,6	240,6	117	57	38	929	65	133	65	114	30	78	89	43	122	55	560	128								
Ta	0,47	0,47	0,4	0,5	1,3	0,5	0,5	0,6	1,1	0,92	1,7	0,83	0,5	0,8	0,6	1,2	0,9	1,1								
Th	2	1,9	2,5	2,6	7,7	3,9	3,3	4,3	9,5	4,5	6,8	2,6	3,5	4,9	3,7	9,1	7,9	10,6								
Y	32	36	36	35	24	24	26	35	24	45	38	17	26	56	38	35	32	25								
U	0,4	0,42	0,4	0,5	1,8	0,9	0,6	1,2	2,2	0,89	1,34	1,31	0,89	0,9	1,2	1,9	0,8	2,2								
Zr	120	123	153	160	311	128	94	220	183	123	209	74	129	218	141	271	259	165								
La	14,2	14	13,4	16,8	12,1	15,6	18,4	22	6,3	30,6	17,1	17,1	14,5	19,3	19,2	44,8	15,6	35,2								
Ce	34,1	34,8	32,3	38,8	30,6	34,8	40,9	47,4	14,8	57,2	39,7	47,4	31,7	60,8	50,5	93,5	38,5	69,5								

SECCIÓN INFERIOR										SECCIÓN SUPERIOR									
Muestra	ZD217	ZD218	ZD31	ZD34	ZD106	ZD107	ZD123	ZD124	ZD129	ZD228	ZD232	ZD233	ZD234	ZD235	ZD256	ZD257	ZD258	ZD259	
Comp.	A/B	A/B	A/B	A/B	R	A/B	A/B	A	RD/D	A	RD/D	RD/D	A/B	RD/D	A/B	R	RD/D	RD/D	
Lat. S	36°53'33"	36°53'33"	36°53'44"	36°53'33"	36°56'17"	36°56'17"	36°56'13"	36°56'15"	36°56'22"	36°48'39"	36°55'48"	36°55'48"	36°55'25"	36°56'32"	36°48'12"	36°48'12"	36°48'4"	36°47'55"	
Long. O	70°37'18"	70°37'18"	70°37'29"	70°37'21"	70°38'3"	70°37'50"	70°36'51"	70°36'56"	70°37'4"	70°37'59"	70°35'19"	70°35'19"	70°34'59"	70°30'21"	70°30'28"	70°30'24"	70°30'17"	70°30'27"	
Pr	5,43	5,35	4,57	5,11	3,95	4,24	4,73	5,73	2,19	9,27	6,33	5,84	4,91	7,61	6,73	10,30	5,25	7,68	
Nd	22,2	21,5	20,6	22,1	16,8	17,6	19,7	23,8	10,1	37,9	23	17,7	18,7	31,7	29,1	38,9	21,7	27,7	
Sm	5,4	5,3	4,4	5,5	4,3	4,2	2,7	5,8	3,1	5,4	5,3	3,3	4,5	3,3	6,8	8,1	4,8	5,3	
Eu	2,01	2	1,61	1,69	0,75	1,16	0,96	1,3	0,48	2,01	2	1,15	1,43	1,15	1,99	1,64	1,04	0,86	
Gd	6,71	6,75	5,94	6	4,3	4,2	3,69	5,9	3,3	6,7	6,75	3,77	6,39	3,77	7,1	7,0	4,9	4,5	
Tb	0,93	0,95	0,89	1	0,7	0,7	0,57	1	0,6	0,93	0,95	0,59	0,45	0,59	1,1	1,1	0,8	0,8	
Dy	6,13	6,45	5,68	6	4,2	4	3,22	6,3	3,8	6,13	6,45	3,75	6,94	3,75	6,4	6,4	5,1	4,6	
Ho	1,24	1,3	0,97	1,3	0,9	0,9	0,61	1,3	0,8	1,24	1,3	0,64	1,43	0,64	1,3	1,3	1,1	0,9	
Er	3,39	3,43	2,79	3,5	2,9	2,3	1,88	3,7	2,5	3,39	3,43	1,72	3,9	1,72	3,5	3,8	3,2	2,7	
Tm	0,37	0,37	0,34	0,52	0,51	0,37	0,25	0,58	0,41	0,37	0,37	0,20	0,46	0,20	0,53	0,62	0,52	0,43	
Yb	1,9	2,0	2,4	3,3	3,6	2,3	1,4	3,6	2,6	1,9	2,0	1,1	1,8	1,1	3,3	4,0	3,3	2,9	
Lu	0,28	0,27	0,33	0,53	0,64	0,38	0,26	0,58	0,43	0,28	0,27	0,15	0,25	0,15	0,53	0,68	0,52	0,48	
Ba/La	42,9	48,9	55,3	50,6	82,4	26	79,5	37,9	128,7	16,6	49,9	21,0	58,6	22,3	14,2	12,9	26,6	25,6	
La/Ta	30,2	29,8	33,5	33,6	9,3	31,2	36,8	36,7	5,7	33,3	10,1	20,6	29,0	24,1	32,0	37,3	17,3	32,0	
Ba/Ta	1295	1457	1852	1700	767	810	2926	1390	737	553	502	433	1700	537	455	482	461	820	
Ta/Hf	0,12	0,12	0,11	0,14	0,18	0,17	0,22	0,12	0,25	0,23	0,24	0,28	0,1	0,1	0,19	0,19	0,16	0,24	
Th/Hf	0,5	0,47	0,71	0,70	1,07	1,3	1,43	0,88	2,16	1,12	0,97	0,87	0,7	0,61	1,16	1,47	1,36	2,36	
La/Sm	2,6	2,6	3	3,1	2,8	3,7	6,8	3,8	2	5,7	3,2	5,2	3,22	5,8	2,8	5,5	3,2	6,6	
Sm/Yb	2,8	2,6	1,8	1,7	1,2	1,8	1,9	1,6	1,2	2,8	2,6	3,0	2,5	3,0	2,1	2,0	1,5	1,8	
La/Yb	7,5	7,0	5,6	5,1	3,4	6,8	13,1	6,1	2,4	16,1	8,6	15,5	8,1	17,5	5,8	11,2	4,7	12,1	
Dy/Yb	3,2	3,2	2,4	1,8	1,2	1,7	2,3	1,7	1,5	3,2	3,2	3,4	3,9	3,4	1,9	1,6	1,5	1,6	
Eu/Eu*	0,61	0,95	0,96	0,90	0,53	0,84	0,93	0,68	0,46	1,02	1,02	0,97	0,82	1,00	0,88	0,67	0,66	0,54	
Th/La	0,14	0,14	0,19	0,15	0,64	0,25	0,18	0,20	1,51	0,15	0,40	0,15	0,24	0,25	0,19	0,20	0,51	0,30	
La/Nb	2,4	2,3	2,2	2,8	1,3	3,1	4,6	3,1	1,0	4,4	2,4	4,3	2,4	1,8	2,7	5,0	1,7	4,4	
Ba/Nb	101	114	123	142	111	81	366	119	135	73	122	90	142	39	39	64	46	113	
Nb*/U	20,0	19,0	17,0	17,0	12,3	9,4	14,2	8,5	8,5	17,6	21,6	10,8	9,6	15,1	8,5	10,7	19,1	8,5	
Ba/Cs	435	457	529	480	498	42	406	170	213	1018	199	55	386	239	273	445	52	752	
K/Cs	38358	41887	37884	31606	29299	1945	21857	6843	10681	62416	18376	3704	16336	11251	22659	27773	1058	27528	
Th/U	5,0	4,5	6,2	5,2	4,3	4,3	5,5	3,6	4,3	5,1	5,1	2,0	3,9	5,4	3,1	4,8	9,9	4,8	
Ce/Pb	0,5	2,2	1,8	4,3	3,8	2,9	2,7	2,2	2,5	4,4	2,5	1,8	0,9	10,1	5,6	31,2	1,3	4,6	

Contenido de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm). Elementos mayores recalculados a 100% en base anhidra. A, andesita; B, basalto; R, rilita; RD, riódacita; D, dacita. mg# considerando $Fe_2O_3/FeO = 0,15$.

ICPMS en el GEMOC Key Centre, Macquarie University, Sydney. La mayoría de los análisis se realizaron con un diámetro de haz de aproximadamente 40 μm , con un rango de repetición de 10 Hz, y energías de 0,6-1,3 mJ/pulso. Los tiempos de ablación fueron de 30 a 120 segundos, que originaron hoyos de 20-40 μm de profundidad. Los spots analíticos de isótopos de Hf fueron localizados en los mismos sitios donde se habían efectuado los análisis SHRIMP U-Pb. La constante de decaimiento de ^{176}Lu utilizada para calcular la relación inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, los valores ϵHf y la edad modelo, es $1,983 \times 10^{-11}$ (Bizzarro *et al.* 2003). Las incertidumbres típicas en análisis individuales de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ son del orden de una unidad epsilon (± 0.001 - 0.002%). Los valores ϵHf se calcularon para cada grano asumiendo su edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (T). Para granos más antiguos que 1Ga el ϵHf se calculó sobre la base de la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Resultados: La Formación Colomichicó apoya en discordancia angular de aproximadamente 20° sobre volcánitas de la Formación Cordillera del Viento. Es cubierta en discordancia por tobas asignadas a la Formación Los Molles, unidad basal del Grupo Cuyo. Está intruida por la Granodiorita Varvarco y por cuerpos dioríticos y diques asociados a ella, conjunto asignado al Cretácico superior - Paleoceno. Se dataron circones de muestras de rocas volcánicas y piroclásticas de la base y del techo de la Formación, así como de niveles cercanos al de las exhalitas ferríferas (Fig. 2).

En el cuadro 2 se presentan los resultados analíticos completos de las muestras analizadas. La muestra ZD172, correspondiente a una colada riolítica obtenida en el extremo sur del área estudiada (Fig. 2), en la base de la secuencia, cercana al contacto con las volcánitas de la Formación Cordillera del Viento, arrojó una edad U-Pb SHRIMP en circones magmáticos de $187,9 \pm 1,8$ Ma (Fig. 9a, Cuadro 2); esta muestra es estratigráficamente equivalente a ZD106 (Cuadro 1). La muestra ZD216, contiene una población de circones de $185,1 \pm 1,8$ Ma (Fig. 9c). En estas rocas son frecuentes los xenocristales de circón que indican herencias arqueanas, paleoproterozoicas y mesoproterozoicas (Fig. 10a). En el sector norte de la Cordillera del Viento hay una sección de tobas

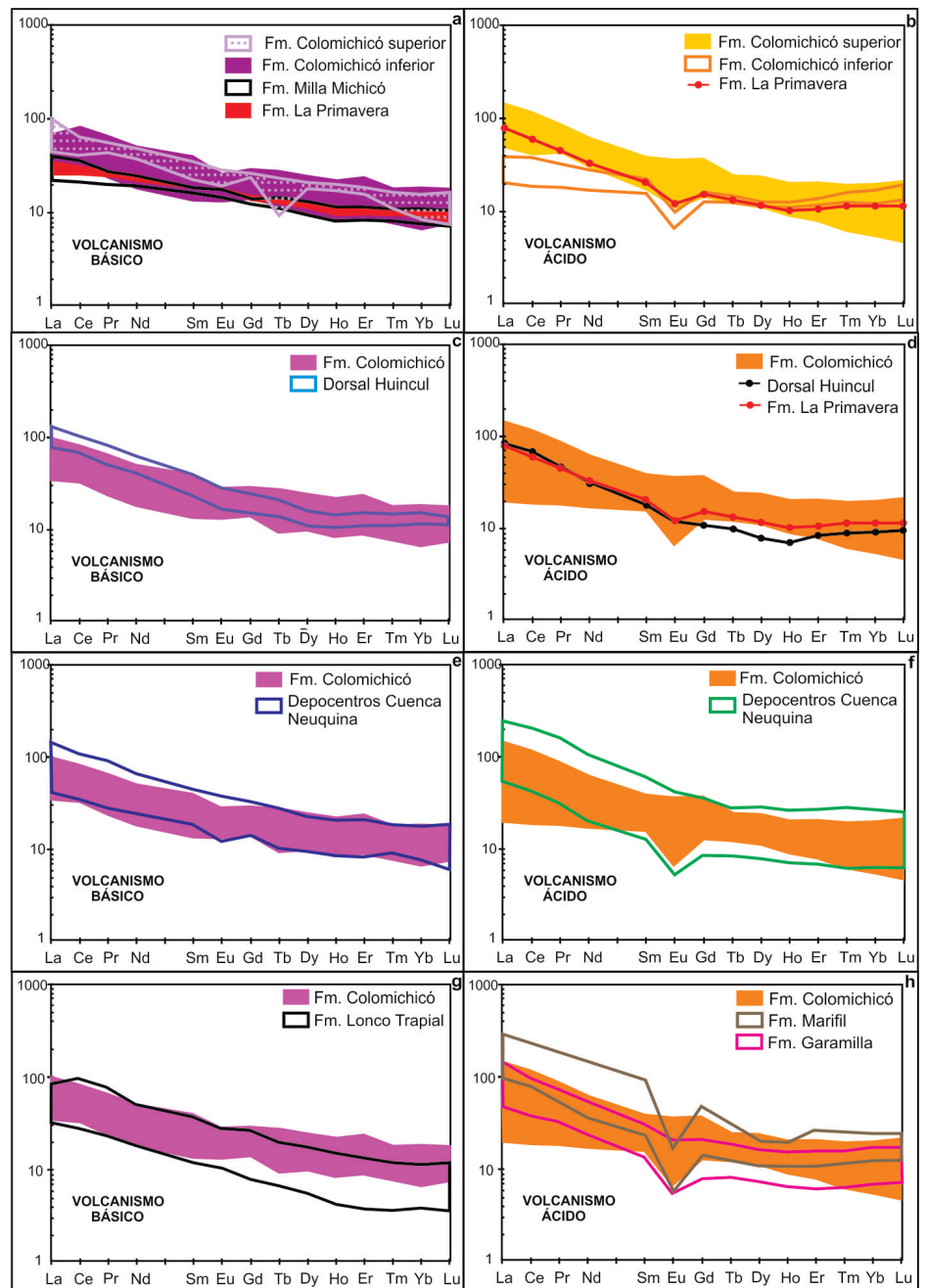


Figura 7. Diagramas de tierras raras normalizadas a condrito (Boynton 1984) de rocas de la Formación Colomichicó (básicas y ácidas) comparados con los de rocas equivalentes. a-b) Comparación con muestras de las Formaciones Milla Michicó y La Primavera (Llambías *et al.* 2007); c-d) Rocas de la Dorsal de Huincul (Schiuma y Llambías 2008); e-f) Muestras de los depocentros de Cuenca Neuquina (D'Elia *et al.* 2012); g) Rocas de la Formación Lonco Trapial (Zaffarana *et al.* en preparación); h) Muestras de la Formación Garamilla (Benedini y Gregori 2013).

de la unidad que ha sido afectada por metamorfismo de contacto con circulación de fluidos, vinculados con la intrusión de la Granodiorita Varvarco, que ha originado una intensa pirofilitización. En esta sección, correspondiente a la muestra ZD75, hay una importante población de circones heredados de edades paleoproterozoica, mesoproterozoica, carbonífera y triásica

de la unidad que ha sido afectada por metamorfismo de contacto con circulación de fluidos, vinculados con la intrusión de la Granodiorita Varvarco, que ha originado una intensa pirofilitización. En esta sección, correspondiente a la muestra ZD75, hay una importante población de circones heredados de edades paleoproterozoica, mesoproterozoica, carbonífera y triásica

(Fig. 10b) y una población subordinada de circones magmáticos con una edad de $185,2 \pm 1,9$ Ma (Fig. 10c).

Una muestra de toba del tope de la sección superior (muestra ZD233) arrojó una edad de $181,2 \pm 2,4$ Ma (Fig. 10d) y una población de circones heredados de $192,8 \pm 6,1$ Ma. Se considera la primera edad como la de deposición, en tanto la segunda evidencia posiblemente un pulso inicial y posterior incorporación a la misma cámara magmática. La edad de dicho nivel es la más joven obtenida en la sección superior y resulta prácticamente coetánea de la de los lacolitos riolíticos emplazados en dicha sección, cercanos al contacto con el Grupo Molle, uno de los cuales (pórfiro riolítico, muestra ZD259) arrojó una edad de $182,5 \pm 0,89$ Ma (Fig. 9d). La muestra ZD182, perteneciente a un nivel andesítico de la sección inferior, no presentó circones comagmáticos, sino una población constituida por xenocristales de circon y titanita que arrojan una edad promedio de 1178 ± 10 Ma (sobre 6 titanitas y 3 circones, Fig. 10e). Si bien usualmente se considera que no hay titanita heredada en rocas magmáticas, el nivel en el que se tomó la muestra es sin lugar a dudas parte de la secuencia jurásica estudiada (ver figura 1), por lo que se asume el carácter heredado de la titanita, como ya ha sido observado en otros cuerpos magmáticos (e.g. Pidgeon *et al.* 1996). La edad promedio calculada sugiere la presencia en el subsuelo de la Cordillera del Viento de un basamento magmático mesoproterozoico.

Los datos obtenidos permiten acotar con precisión las secciones de la Formación Colomichicó, estimándose una edad pliensbachiana (188-183 Ma) para la sección inferior y una edad toarciense inferior (183-181 Ma) para la sección superior y los cuerpos subvolcánicos asociados. La presencia de poblaciones de circones heredados con edades entre Paleozoico y Arqueano, se interpreta que reflejan contaminación del magma con una corteza heterogénea constituida por rocas de esas edades o, en el caso de sedimentitas, evidencias de aporte a partir de fuentes de esas edades.

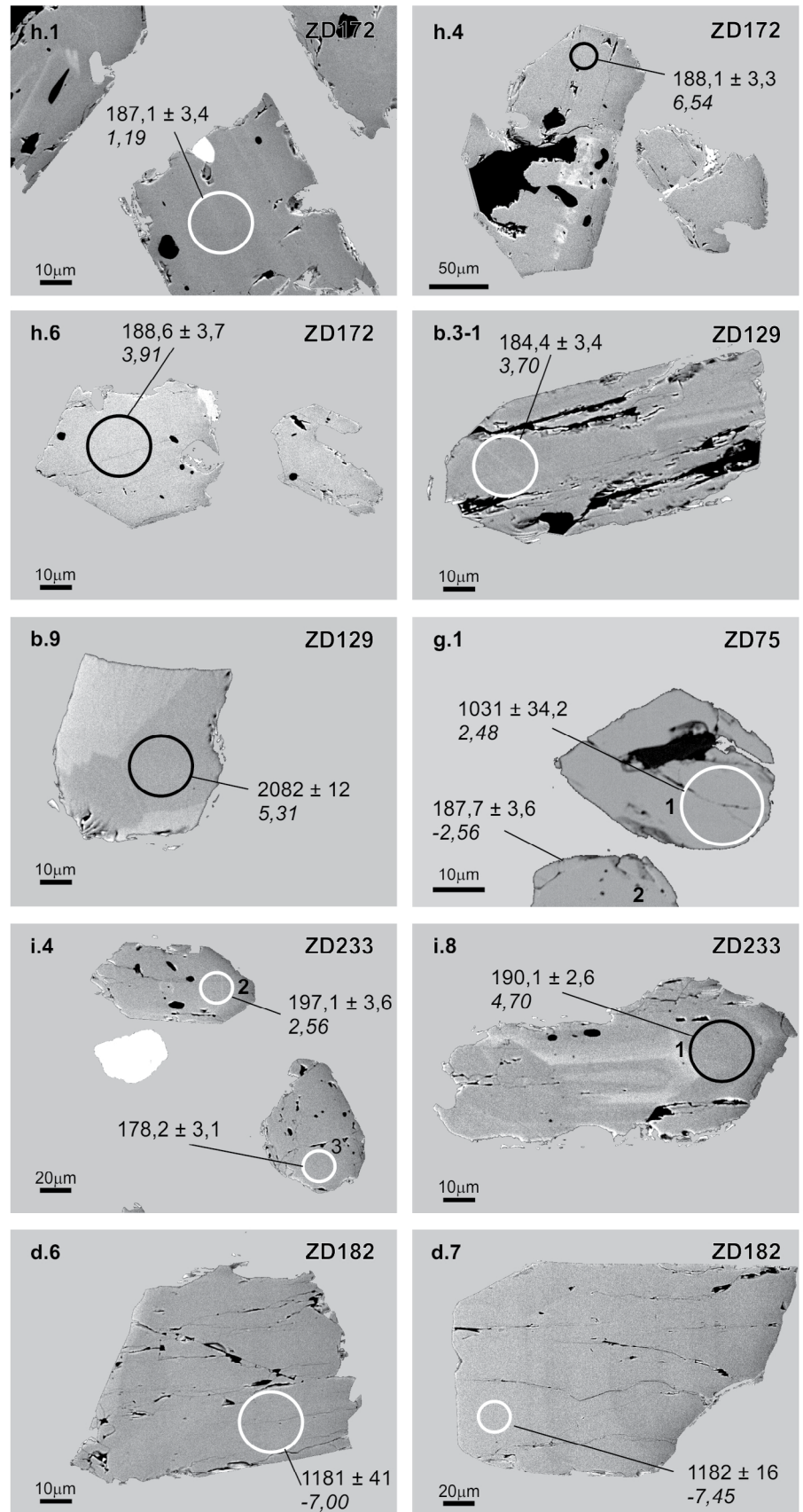


Figura 8. Imágenes de electrones retrodifundidos de circones de las muestras estudiadas. Los círculos blancos indican la posición de los análisis isotópicos. Se indica el número de *spot*, la edad (Ma) así como el valor ϵ_{Hf} en *itálica*.

DATOS ISOTÓPICOS DE Lu-Hf, Sm-Nd y Pb

Se presentan los resultados de análisis isotópicos de Lu-Hf como aporte principal para la presente contribución, siendo complementado por datos de isótopos de Sm-Nd y Pb. La metodología utilizada para la medición isotópica del Hf se detalló precedentemente. Para obtener los datos isotópicos de Nd y Pb las muestras fueron medidas en un espectrómetro de masas (TIMS) en el laboratorio ACTLABS. Es importante tener en cuenta que mientras que las dataciones U-Pb en circones representan la edad de cristalización magmática, los isótopos de Hf permiten distinguir corteza juvenil de una determinada edad, esencialmente derivada del manto, con valores $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos, de corteza derivada de la fusión de corteza más antigua, caracterizada por valores $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos. Los magmas juveniles se definen entonces como aquellos generados a partir de un manto deprimido o por fusión de un material recientemente extraído de él (Belousova *et al.* 2010).

La edad modelo Hf (T_{DM}) en un modelo de etapa simple puede ser utilizado en circones con $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos, con el fin de obtener una edad máxima de extracción del magma a partir de un manto deprimido. Por otra parte, en el modelo de dos etapas la edad modelo Hf ($T_{\text{DM}(c)}$) permite aproximar la edad de la fuente del magma en el cual los circones con $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos cristalizaron. La edad modelo Hf (T_{DM}) basada en una fuente de manto deprimido se calcula utilizando $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0,279718$ para 4,56 Ga y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$, dando un valor presente de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ (Griffin *et al.* 2004). La edad modelo Hf ($T_{\text{DM}(c)}$) se calcula a partir de la composición isotópica inicial de Hf utilizando una relación cortical promedio Lu/Hf = 0,015 (Griffin *et al.* 2004). La composición inicial de Hf en los circones representa el valor $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ calculado al momento de la cristalización del circón utilizando la edad U-Pb previamente obtenida en el mismo sitio del mismo cristal. Estas edades modelo indican el tiempo de residencia cortical para las rocas que alojaron el circón. Cabe tenerse en cuenta que valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos pero bajos han sido interpretados como indicadores de contamina-

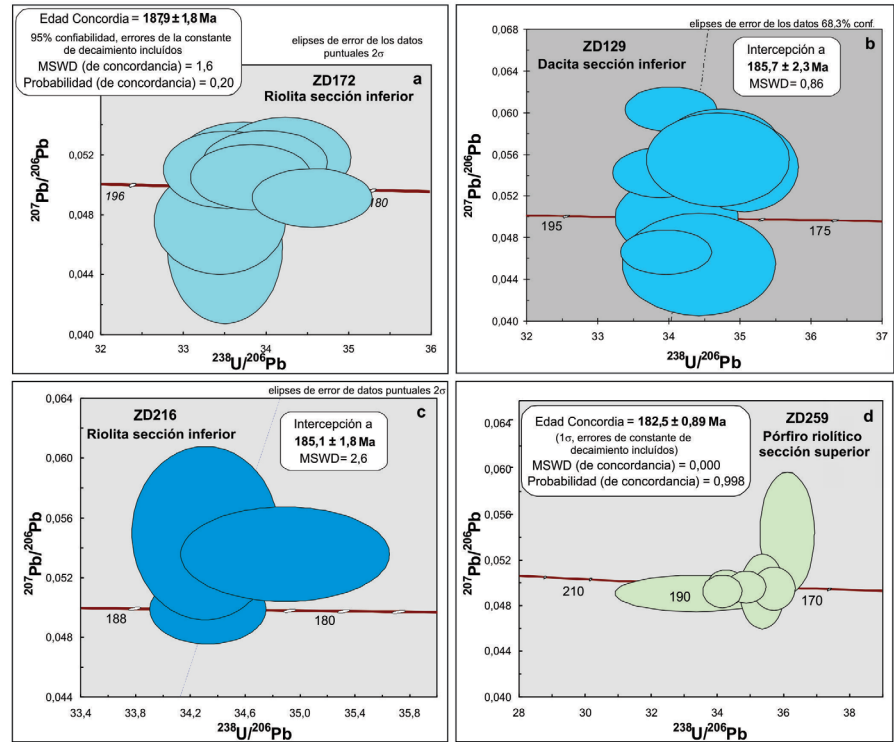


Figura 9. Diagramas concordia de circones magmáticos de muestras seleccionadas.

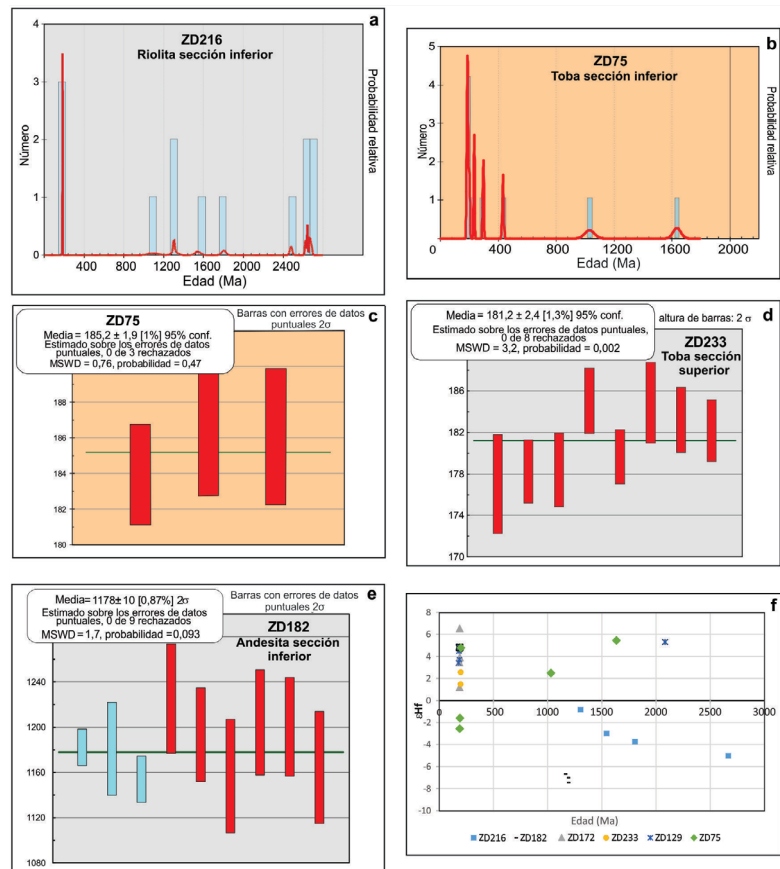


Figura 10. a-b) Diagramas probabilísticos acumulativos de edades isotópicas ^{206}Pb - ^{238}U de circones heredados en muestras ZD216 y ZD75; c-e) Diagramas de edad promedio de circones magmáticos en las muestras ZD75, ZD233 y ZD182; f) Relación $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ y edad U-Pb en circones de muestras de la Formación Colomichicó.

CUADRO 2. Datos analíticos de las mediciones U-Pb SHRIMP sobre circones y esfena.

spot	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb ppm	com. ^{206}Pb %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	err. %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err. %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err. %	err. corr	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ edad	1s err.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ edad	1s err.	Disc. %	
ZD172 - 36°59'29.6"LS, 70°34'7.4"LO - riolita sección inferior (Figura 9a) equivalente a ZD106																						
h.1-1	163	114	0.72	4.1	0.00	33,9521	1.83	0.05147	3.34	0.2090	3.81	0.0295	1.83	0.482	0.0087	2.99	187,1	3.4	262	77	29	
h.2-1	137	75	0.57	3.5	0.00	33,3518	1.64	0.04854	4.23	0.2007	4.54	0.0300	1.64	0.361	0.0092	3.57	190,4	3.1	126	100	-51	
h.3-1	205	126	0.64	5.1	0.00	34,5254	1.72	0.04911	3.24	0.1961	3.67	0.0290	1.72	0.468	0.0089	2.90	184,1	3.1	153	76	-20	
h.4-1	142	79	0.58	3.6	0.00	33,7795	1.78	0.05048	3.53	0.2060	3.95	0.0296	1.78	0.450	0.0095	3.30	188,1	3.3	217	82	13	
h.6-1	120	62	0.53	3.1	0.00	33,6892	1.99	0.05137	4.44	0.2102	4.86	0.0297	1.99	0.409	0.0084	4.02	188,6	3.7	257	102	27	
h.11-1	175	109	0.64	4.5	0.26	33,4050	1.95	0.04758	6.11	0.1964	6.42	0.0299	1.95	0.304	0.0091	4.49	190,1	3.66	78	145	-143	
h.12-1	99	46	0.49	2.5	0.00	34,2002	1.90	0.05173	4.27	0.2086	4.67	0.0292	1.90	0.407	0.0093	4.02	185,8	3.5	273	98	32	
h.14-1	99	57	0.60	2.5	0.00	33,4875	1.88	0.05097	4.12	0.2098	4.53	0.0299	1.88	0.416	0.0095	3.61	189,7	3.5	239	95	21	
ZD129 - 36°56'22"LS, 70°37'4"LO - dacita sección inferior (Figura 9b)																						
b.1-1	94	40	0.44	2.3	0.74	34,5951	1.80	0.04736	9.87	0.1888	10.03	0.0289	1.80	0.179	0.0084	10,19	183,7	3.3	67	235	-172	
b.2-1	403	494	1.27	10.1	0.07	34,4414	1.27	0.04918	4.19	0.1969	4.38	0.0290	1.27	0.290	0.0087	2,24	184,5	2.3	157	98	-18	
b.3-1	157	83	0.54	4.0	1.45	34,4697	1.90	0.04233	18.00	0.1693	18.10	0.0290	1.90	0.105	0.0082	12,84	184,4	3.4	-207	452	189	
b.3-2	336	232	0.71	8.5	0.17	34,0390	1.32	0.05016	3.85	0.2032	4.07	0.0294	1.32	0.324	0.0089	2,86	186,7	2.4	202	89	8	
b.5-1	61	23	0.39	1.5	0.00	34,2996	2.07	0.04893	6.59	0.1967	6.91	0.0292	2.07	0.300	0.0088	5,94	185,3	3.8	145	155	-28	
b.7-1	238	173	0.75	5.6	0.00	36,5387	1.44	0.04957	3.76	0.1871	4.03	0.0274	1.44	0.358	0.0082	3,44	174,1	2.5	175	88	1	
b.9-1	278	248	0.92	88,6	0.06	2,6975	1.18	0.12886	0.70	6,5864	1.37	0.3707	1.18	0.859	0.1010	1,44	2032,8	20,5	2082	12	2	
b.10-1	188	128	0.71	4.7	0.89	35,0183	1.63	0.05064	8.07	0.1994	8.23	0.0286	1.63	0.198	0.0084	5,43	181,5	2.9	225	186	19	
b.11-1	223	152	0.70	5.5	1.55	35,3494	1.59	0.04951	12.60	0.1931	12.70	0.0283	1.59	0.125	0.0083	7,69	179,8	2.8	172	294	-5	
ZD216 - 36°53'21"LS, 70°37'51"LO - riolita sección inferior (Figuras 9c y 10a)																						
a.1-1	165	113	0.71	70,3	0.13	2,0160	1.51	0.18143	0.89	12,4050	1.75	0.4958	1.51	0.862	0.1230	2,17	2595,8	32,3	2666	15	3	
a.1-2	48	39	0.84	13,3	0.32	3,0868	2.29	0.11025	2.43	4,9244	3.34	0.3238	2.29	0.687	0.0916	3,28	1808,1	36,2	1805	44	0	
a.1-3	150	127	0.88	61,5	0.48	2,1051	1.56	0.18300	1.22	11,9732	1.97	0.4743	1.56	0.793	0.1116	2,85	2502,2	32,3	2681	20	7	
a.2-1	175	138	0.82	4,4	-0,26	34,3253	1.01	0.04980	3.84	0.2000	3.97	0.0291	1.01	0.254	0.0096	2,69	185,1	1,8	186	89	0	
a.2-2	297	31	0.11	129,8	-0,01	1,9639	0.70	0.17894	0.40	12,5626	0.81	0.5092	0.70	0.867	0.1390	2,09	2653,1	15,2	2643	7	0	
a.2-3	122	14	0.12	52,5	0.01	1,9874	1.51	0.17700	0.79	12,2797	1.71	0.5032	1.51	0.886	0.1343	3,34	2627,4	32,7	2625	13	0	
a.2-4	89	30	0.34	17,2	0.63	4,4682	0.99	0.08485	3.33	2,6182	3.47	0.2238	0.99	0.285	0.0573	6,89	1301,9	11,7	1312	65	1	
a.4-1	28	10	0.35	4,6	0.14	5,2878	1.94	0.07609	5.44	1,9841	5.77	0.1891	1.94	0.336	0.0549	9,77	1116,6	19,9	1098	109	-2	
a.5-1	113	97	0.89	26,2	0.34	3,7183	3.23	0.09576	3.18	3,5509	4.53	0.2689	3.23	0.712	0.0646	3,73	1535,4	44,1	1543	60	0	
a.5-2	414	8	0.02	79,9	0.02	4,4554	1.21	0.08445	0.86	2,6136	1.49	0.2244	1.21	0.815	0.0642	10,04	1305,3	14,3	1303	17	0	
a.6-1	96	59	0.63	2,4	0.31	34,3070	1.28	0.05495	8.68	0,2208	8,78	0.0291	1.28	0.145	0.0099	6,35	185,2	2,3	410	194	55	
a.8-1	127	103	0.84	3,1	0.00	34,8886	1.78	0.05354	4.88	0,2116	5,19	0.0287	1.78	0.343	0.0093	3,62	182,2	3,2	352	110	48	
a.9-1	142	57	0.41	74,3	0.44	1,6554	1.60	0.16219	1.38	13,4987	2,10	0.6033	1.60	0.761	0.1678	3,92	3043,1	38,8	2480	23	-23	

CUADRO 2. Cont. Datos analíticos de las mediciones U-Pb SHRIMP sobre circones y esfena.

spot	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb ppm	com. ²⁰⁸ Pb / ²⁰⁶ Pb %	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	err. %	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	err. %	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	err. %	²⁰⁶ Pb / ²³² Th	err. %	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	err. %	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	1s / ²⁰⁶ Pb edad	1s err.	Disc. %		
ZD75 - 36°47'41"LS, 70°36'42"LO - toba sección inferior (Figuras 10b y 10c)																					
h.1-1	180	116	0.67	4.5	0.00	34,4179	1.53	0.05155	3.57	0.20655	3.89	0.0291	1.53	0.395	0.0090	184.6	2.8	266	82	31	
h.2-1	506	238	0.49	16.1	0.14	27,0788	1.13	0.05224	2.80	0.2660	3.02	0.0369	1.13	0.376	0.0113	233.8	2.6	296	64	21	
h.5-1	440	225	0.53	17.8	0.43	21,2755	1.24	0.06692	3.74	0.4337	3.94	0.0470	1.24	0.316	0.0086	296.1	3.6	835	78	65	
h.5-2	817	499	0.63	48.9	0.14	14,3897	1.04	0.05485	1.31	0.5256	1.67	0.0695	1.04	0.620	0.0211	433.1	4.3	406	29	-7	
g.1-1	199	102	0.53	30.8	0.20	5,5750	1.62	0.07275	2.05	1.7991	2.61	0.1794	1.62	0.619	0.0543	1063.5	15.9	1007	42	-6	
g.1-2	175	111	0.66	4.4	0.84	34,1496	2.09	0.04408	12.49	0.1780	12.66	0.0293	2.09	0.165	0.0092	186.1	3.8	-106	307	275	
g.2-1	116	102	0.90	3.2	1.81	32,2499	2.30	0.04366	16.96	0.1867	16.96	0.0310	2.30	0.136	0.0087	196.9	4.5	-130	415	252	
g.3-1	107	74	0.71	27.6	0.17	3,3300	1.83	0.09964	1.66	4.1255	2.47	0.3003	1.83	0.741	0.0860	2.54	1692.8	27.2	1617	31	-5
g.4-1	223	216	1.00	5.8	2.69	34,0530	2.09	0.03288	27.59	0.1331	27.67	0.0294	2.09	0.076	0.0077	186.6	3.8	-886	797	121	
ZD233 - 36°55'48"LS, 70°35'19"LO - toba sección superior (Figura 10d)																					
i.1-2	55	50	0.94	1.4	0.34	33,4094	2.28	0.05291	9.64	0.2184	9.91	0.0299	2.28	0.230	0.0095	190.1	4.3	325	219	42	
i.1-3	55	48	0.90	1.3	0.28	35,9204	2.76	0.04982	25.82	0.1912	25.96	0.0278	2.76	0.106	0.0086	12.59	177.0	4.8	187	601	5
i.4-2	147	101	0.71	3.9	0.41	32,2144	1.84	0.04889	6.12	0.2092	6.39	0.0310	1.84	0.287	0.0095	4.22	197.1	3.6	142	144	-38
i.4-3	182	132	0.75	4.4	0.28	35,6689	1.74	0.05191	4.96	0.2007	5.26	0.0280	1.74	0.332	0.0083	3.72	178.2	3.1	282	113	37
i.5-2	143	191	1.39	3.8	0.26	32,3102	2.11	0.05128	6.01	0.2188	6.37	0.0310	2.11	0.332	0.0096	3.43	196.5	4.1	254	138	22
i.5-3	127	174	1.41	3.1	0.00	35,6380	2.02	0.04647	5.83	0.1798	6.17	0.0281	2.02	0.328	0.0088	3.49	178.4	3.6	22	140	-709
i.6-2	511	738	1.49	12.8	0.00	34,3334	1.73	0.04961	2.21	0.1992	2.81	0.0291	1.73	0.615	0.0091	2.05	185.1	3.1	177	52	-5
i.6-3	529	787	1.54	12.8	0.07	35,3851	1.48	0.05011	2.76	0.1953	3.13	0.0283	1.48	0.472	0.0086	1.95	179.7	2.6	200	64	10
i.7-1	116	75	0.67	2.9	0.82	34,3677	2.14	0.05044	9.36	0.2024	9.61	0.0291	2.14	0.223	0.0093	6.21	184.9	3.9	215	217	14
i.8-1	317	317	1.03	8.2	0.25	33,4106	1.38	0.05008	3.94	0.2067	4.18	0.0299	1.38	0.331	0.0093	2.42	190.1	2.6	199	92	4
i.8-2	409	423	1.07	10.1	0.00	34,6884	1.75	0.05120	2.97	0.2035	3.45	0.0288	1.75	0.507	0.0092	2.24	183.2	3.2	250	68	27
i.8-3	458	480	1.08	11.3	0.00	34,8871	1.65	0.04734	2.65	0.1871	3.12	0.0287	1.65	0.530	0.0086	2.23	182.2	3.0	66	63	-175
ZD259 - 36°47'55"LS, 70°30'27"LO - pórfiro riolítico, lacolito en sección superior (Figura 9d)																					
f.1-1	649	313	0.50	16.4	0.00	34,0401	1.14	0.04951	1.89	0.2005	2.21	0.0294	1.14	0.517	0.0088	1.94	186.6	2.1	172	44	-9
f.2-1	933	410	0.45	23.1	0.04	34,7739	1.14	0.04989	1.85	0.1978	2.17	0.0288	1.14	0.525	0.0084	1.85	182.8	2.0	190	43	4
f.3-1	150	74	0.51	3.6	0.63	36,0126	1.52	0.05461	6.47	0.2091	6.65	0.0278	1.52	0.229	0.0081	5.74	176.6	2.7	396	145	55
f.4-1	462	222	0.50	11.2	0.09	35,6080	1.20	0.04975	2.51	0.1926	2.78	0.0281	1.20	0.431	0.0083	2.41	178.5	2.1	183	58	3
f.8-1	314	121	0.40	7.7	0.14	35,2569	1.28	0.04950	4.39	0.1936	4.58	0.0284	1.28	0.279	0.0081	4.77	180.3	2.3	172	103	-5
f.8-2	674	372	0.57	17.0	0.07	34,1403	1.14	0.04982	2.08	0.2012	2.37	0.0293	1.14	0.482	0.0091	1.95	186.1	2.1	187	48	0
f.9-1	1621	2750	1.75	42.0	0.22	33,2487	4.91	0.04934	2.15	0.2046	5.36	0.0301	4.91	0.916	0.0089	5.00	191.0	9.2	164	50	-16
ZD182 - 36°49'01"LS, 70°37'23"LO - andesita sección inferior (Figura 10e)																					
d.1-1	237	212	0.92	43.5	1.67	4,7616	1.34	0.07839	2.52	2,2699	2.86	0.2100	1.34	0.468	0.1723	1.58	1228.9	15.0	1157	50	-6
d.1-2	239	218	0.94	45.0	1.56	4,6433	1.34	0.08030	2.36	2,3844	2.72	0.2154	1.34	0.493	0.1591	1.63	1257.3	15.3	1204	47	-4
d.1-3	275	261	0.98	53.3	1.68	4,5125	1.38	0.07915	2.77	2,4184	3.09	0.2216	1.38	0.445	0.1590	1.72	1290.4	16.1	1176	55	-10
d.2-1	263	233	0.91	48.3	1.79	4,7700	1.32	0.08116	2.46	2,3460	2.79	0.2096	1.32	0.472	0.1812	1.53	1226.9	14.7	1225	48	0
d.2-2	250	221	0.92	45.6	1.52	4,7805	1.33	0.07985	2.10	2,3031	2.48	0.2092	1.33	0.535	0.1615	1.55	1224.5	14.8	1193	41	-3
d.2-3	273	252	0.95	49.8	1.61	4,7883	1.33	0.08013	2.21	2,3075	2.58	0.2088	1.33	0.517	0.1557	1.58	1222.7	14.9	1200	44	-2
d.6-1	71	75	1.09	11.5	0.18	5,3085	1.60	0.07936	2.08	2,0612	2.63	0.1884	1.60	0.609	0.0559	2.26	1112.6	16.4	1181	41	6
d.7-1	213	128	0.62	37.3	0.03	4,9180	1.28	0.07940	0.82	2,2261	1.52	0.2033	1.28	0.843	0.0602	1.57	1193.2	13.9	1182	16	-1
d.7-2	190	109	0.60	33.2	0.03	4,9129	1.36	0.07827	1.03	2,1968	1.71	0.2035	1.36	0.797	0.0587	1.80	1194.3	14.9	1154	20	-4

Las relaciones isotópicas son todas radiométricas, con remoción de plomo común basado en el contenido de ²⁰⁴Pb. Disc. es el grado de discordancia donde = 100[(²⁰⁶Pb/²³⁸U) / (²⁰⁷Pb/²³⁵U)] f206 = (²⁰⁶Pb común) / (total medido ²⁰⁶Pb) basado en ²⁰⁴Pb medido. Errores son 1σ.

ción cortical y/o presencia de xenocristales de circón (e.g., Kinny y Maas 2003). Por lo pronto Corfu y Stott (1993) consideran a los valores < 5 como indicadores de participación cortical.

Con el fin de investigar entonces el origen del magmatismo que dio origen a las volcanitas y rocas volcánicas asociadas de la Formación Colomichicó, se realizaron determinaciones isotópicas de Hf sobre los circones de las muestras previamente datadas por U-Pb. Se analizan primero los resultados obtenidos sobre los circones magmáticos plensbachiano-hettangianos y en segundo término se evalúan los resultados de los circones heredados, reportándose los valores analíticos en el cuadro 3.

Los circones de la muestra ZD172, riolita correspondiente a la base de la unidad,

con una edad U-Pb de 187,9 Ma arrojaron valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ positivos (+1,19 a +6,54). Debido al predominio de una fuente juvenil las edades modelo fueron calculadas con el modelo de una etapa, lo que da edades T_{DM} entre 0,56 y 0,78 Ga. Los circones de la dacita ZD129 también dieron valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ positivos (+3,41 a +4,81) obteniéndose edades modelo de Hf entre 0,63 y 0,68 Ga. Tres circones de la toba ZD75 dieron dos valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ negativos (-2,56 y -1,60) y un valor positivo (+4,78), lo que indica edades modelo $T_{\text{DM(c)}}$ 1,27-1,32 Ga y una edad modelo T_{DM} de 0,64 Ga. La toba ZD233 presenta una población de circones, probablemente comagmáticos, de $192,8 \pm 6,1$ Ma sobre los que se obtuvieron valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ positivos (+1,47 a +4,70) con edades modelo T_{DM} entre 0,64 y 0,75 Ga.

En general, en cuanto a los circones heredados, el análisis de un circón paleoproterozoico de la dacita ZD129 dio un valor $\epsilon\text{Hf}(t)$ positivo de +5,31 y una edad modelo T_{DM} de 2,22 Ga. Dos circones heredados de la toba ZD75, de 1,03 Ga y 1,63 Ga, también arrojaron valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ positivos de +2,48 y +5,44 y edades modelo T_{DM} de 1,42 y 1,83 Ga respectivamente. La riolita ZD216 posee una población de circones mesoproterozoicos, paleoproterozoicos y arqueanos (entre 1,3 y 2,66 Ga; Fig. 10a) con valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ negativos entre -5,02 y -0,84 de los que se obtuvieron edades $T_{\text{DM(c)}}$ entre 2,0 y 3,39 Ga. Finalmente, para la andesita ZD182, en la que sólo participan titanita y circones mesoproterozoicos (1,18 y 1,15 Ga) se obtuvieron valores $\epsilon\text{Hf}(t)$ negativos entre -6,68 y -7,00 y edades $T_{\text{DM(c)}}$ entre 2,32 y 2,39 Ga, lo que sugiere la pre-

CUADRO 3. Datos analíticos Lu-Hf sobre circones.

spot	Edad Ma	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	error 1 σ %	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial	ϵHf	error 1 σ %	T_{DM} (Ga)	$T_{\text{DM(c)}}$ cortical	Hf Chur t	Hf DM t
ZD172 - riolita sección inferior (equivalente a ZD106)												
h.1-1	187,1	0,282693	0,0092	0,002870	0,07669	0,282682	1,19	0,91	0,78	1,10	0,282649	0,283108
h.4-1	188,1	0,282839	0,0163	0,001679	0,04648	0,282833	6,54	1,61	0,56	0,78	0,282648	0,283107
h.6-1	188,6	0,282763	0,0067	0,001286	0,03364	0,282758	3,91	0,67	0,66	0,94	0,282648	0,283107
h.12-1	185,8	0,282752	0,0064	0,001332	0,03321	0,282747	3,45	0,63	0,67	0,96	0,282649	0,283109
h.14-1	189,7	0,282763	0,0248	0,001331	0,03998	0,282758	3,93	2,45	0,66	0,93	0,282647	0,283106
ZD129 - dacita sección inferior												
b.1-1	181,9	0,281618	0,0029	0,000812	0,03918	0,282779	4,48	0,39	0,63	0,90	0,282652	0,283112
b.3-1	186,0	0,281546	0,0032	0,001370	0,06119	0,282754	3,70	0,30	0,67	0,95	0,282649	0,283109
b.3-2	186,7	0,281664	0,0028	0,000996	0,04522	0,282785	4,81	0,27	0,63	0,88	0,282649	0,283109
b.7-2	174,1	0,281309	0,0039	0,000936	0,04407	0,282754	3,42	0,42	0,68	0,95	0,282657	0,283118
b.9-1	2082	0,281434	0,0043	0,001374	0,06749	0,281522	5,31	0,49	2,22	2,32	0,281372	0,281632
b.11-1	179,8	0,281412	0,0028	0,000998	0,04969	0,282750	3,41	0,56	0,68	0,96	0,282653	0,283114
ZD216 - riolita sección inferior												
a.1-1	2666	0,280872	0,0114	0,000802	0,03259	0,280828	-5,02	1,12	3,09	3,39	0,280970	0,281166
a.1-2	1805	0,281477	0,0462	0,000544	0,01457	0,281457	-3,73	4,55	2,31	2,65	0,281562	0,281852
a.5-1	1543	0,281664	0,0178	0,000254	0,00898	0,281656	-2,99	1,75	2,05	2,40	0,281740	0,282058
a.5-2	1303	0,281888	0,0252	0,000331	0,01652	0,281879	-0,84	2,49	1,77	2,09	0,281903	0,282246
ZD75 - toba sección inferior												
g.1-1	1031	0,282174	0,0035	0,000841	0,03616	0,282157	2,48	0,35	1,42	1,68	0,282087	0,282458
g.1-2	187,7	0,282590	0,0127	0,003772	0,12579	0,282576	-2,56	1,26	0,95	1,32	0,282648	0,283108
g.2-1	199,0	0,282783	0,0067	0,001840	0,07237	0,282776	4,78	0,67	0,64	0,89	0,282641	0,283099
g.3-1	1634	0,281871	0,0053	0,001184	0,04863	0,281832	5,44	0,53	1,83	1,97	0,281679	0,281987
g.4-1	190,3	0,282618	0,0110	0,004437	0,14756	0,282601	-1,60	1,09	0,93	1,27	0,282646	0,283106
ZD182 - andesita sección inferior												
d.6-1	1181	0,281807	0,0106	0,000804	0,02630	0,281788	-7,00	1,05	1,90	2,36	0,281985	0,282341
d.7-1	1182	0,281785	0,0064	0,000445	0,01389	0,281774	-7,45	0,63	1,91	2,39	0,281985	0,282340
d.7-2	1154	0,281826	0,0064	0,000476	0,01448	0,281815	-6,68	0,63	1,86	2,32	0,282003	0,282362
ZD233 - toba sección superior												
i.5-2	196,5	0,282688	0,0067	0,001029	0,02898	0,282684	1,47	0,67	0,75	1,09	0,282642	0,283101
i.4-2	197,1	0,282719	0,0067	0,001217	0,03791	0,282714	2,56	0,67	0,72	1,02	0,282642	0,283101
i.8-1	190,1	0,282788	0,0131	0,002258	0,06682	0,282779	4,70	1,30	0,64	0,89	0,282647	0,283106

Edades modelo (T_{DM}) y valores de ϵHf calculados utilizando la constante de decaimiento de $^{176}\text{Lu} = 1,983 \times 10^{-11}$ (Bizzarro *et al.* 2003).

sencia de magmatismo mesoproterozoico originado por reciclado cortical.

En su conjunto, los resultados indican una fuente compleja para el magmatismo de la Formación Colomichicó (Fig. 10f). Los circones comagmáticos indican una fuente con fuerte componente juvenil de edad neoproterozoica (criogeniana a ediacariana) y una componente subordinada de corteza reciclada mesoproterozoica. Los circones heredados, con edades entre Paleozoico y Arqueano, sugieren incorporación en el magma de rocas de la corteza con circones de esas edades con componente mixto juvenil y de reciclado cortical. Respecto a los isótopos de Nd, fueron medidos en dos muestras de andesitas (ZD12, equivalente de ZD123, BIF-5, equivalente de ZD107) y en la dacita ZD129, pertenecientes a la sección inferior, como se muestra en el Cuadro 4. Para las andesitas los valores de ϵ_{Nd} oscilan entre 1,76 y 2,23, mientras que para la dacita es de 1,65, en los tres casos son valores positivos, consistentes con un origen mantélico para los magmas que generaron dichas rocas.

En cuanto a los isótopos de Pb, se midieron en tres andesitas (ZD12, equivalente de ZD123, BIF-5, equivalente de ZD107 y ZD-37, equivalente de ZD31), en la dacita ZD129 y en una ignimbrita riolítica (ZD38), todas provenientes de la sección inferior (Cuadro 5).

ASPECTOS PETROGENÉTICOS

Los valores relativamente bajos de Ni (11-50 ppm) y Cr (23-156 ppm) que presentan las rocas basálticas y andesíticas estudiadas junto a valores de mg# (0,30-0,63) como se reporta en el Cuadro 1 - si bien los elevados valores de LOI llevan a considerar con reservas este último parámetro - señalan que las rocas más básicas de la suite no representan magmas de tipo primario.

Las tendencias obtenidas en los diagramas de variación en función del Zr para algunos elementos traza (e.g., Ti, Nb, Th, Hf) son consistentes con una evolución de los magmas silíceos a partir de los más primitivos por cristalización fraccionada (Cuadro 1); no obstante, esto no es con-

CUADRO 4. Resultados analíticos de isótopos de Sm-Nd.

Muestra	Composición	Sección	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/-2s	ϵ_{Nd}
ZD12 (equiv. ZD123)	andesita	inferior	2,30	9,53	0,1459	0,512667	7	+1,76
ZD129	dacita	inferior	4,61	17,90	0,1557	0,512673	4	+1,65
BIF5 (equiv. ZD107)	andesita	inferior	7,38	29,89	0,1492	0,512695	2	+2,23

CUADRO 5. Resultados analíticos de isótopos de Pb.

Muestra	Composición	Sección	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
ZD12 (equiv. ZD123)	andesita	inferior	18,489	15,629	39,936
ZD129	dacita	inferior	18,532	15,652	38,310
BIF5 (equiv. ZD107)	andesita	inferior	18,494	15,607	38,350
ZD37 (equiv. ZD31)	andesita	inferior	18,646	15,613	38,583
ZD38	riolita	inferior	18,501	15,599	38,407

validado respecto a otras trazas (e.g., La, Ce, Nd), observándose que las rocas ácidas de la sección inferior muestran valores de tierras raras livianas inferiores a los de las rocas básicas (Cuadro 1). Si bien esto puede deberse al fraccionamiento de minerales accesorios como monacita y allanita, puede por otro lado ser indicador de otra fuente y/o participación de otros procesos en la petrogenesis, como por ejemplo asimilación con cristalización fraccionada (AFC) o bien mezcla de magmas.

Si bien valores de Nb^*/U ($\text{Nb}^* = \text{Ta} \times 17$) < 20 como los aquí reportados (Cuadro 1) se registran en la corteza continental y pueden ser utilizados para inferir contaminación cortical acorde a lo señalado por Kay y Copeland (2006) de acuerdo con los valores de Klein y Karsten (1995), relaciones K/Cs mayoritariamente > 10.000 indicarían que no es muy significativa (e.g. Kay *et al.* 2006a).

Un origen por fusión cortical para las rocas ácidas no se sustenta sobre la base de los valores de ϵ_{Nd} y ϵ_{Hf} . Los datos de ϵ_{Nd} de tres muestras analizadas de la sección inferior, dos andesitas (equivalentes de ZD123 y ZD107) y una dacita (ZD129), presentan valores positivos (entre +1,65 y + 2,25; Cuadro 4), por lo que se infiere un origen mantélico.

Respecto a los valores de ϵ_{Hf} , las muestras ZD129 (dacita sección inferior) y ZD233 (toba sección superior) dan ϵ_{Hf} positivos. Del mismo modo la muestra

ZD172 (riolita de la sección inferior equivalente a la ZD106) también da valores positivos. En virtud de esto surge un origen mantélico para los fundidos que generaron las rocas ácidas de la suite estudiada, si bien es de tener en consideración que valores de ϵ_{Hf} positivos bajos han sido considerados indicadores de origen cortical (e.g., Corfu y Stott 1993, Kinny y Maas 2003), especialmente si en las rocas hay presentes circones heredados, situación que se registra en varias de las muestras estudiadas, fundamentalmente en la andesita ZD182 y la riolita ZD216, así como en la toba ZD75 y la dacita ZD129. Es de notar asimismo que la toba ZD75 presenta dos mediciones en circón comagmático con ϵ_{Hf} negativo, además de los circones heredados.

La modelización realizada a través del cálculo de Ersoy y Elvaci (2010) respecto a Th vs. Th/Nb (Fig. 11) a partir de la muestra más primitiva de la secuencia (ZD218) pone de manifiesto que ni la cristalización fraccionada, ni la asimilación con cristalización fraccionada (AFC) permiten alcanzar satisfactoriamente las composiciones de las rocas más evolucionadas que integran esta suite. Surge de esta modelización que el proceso que mejor ajusta es el de mezcla con respecto a un fundido de composición ácida. En principio se consideró la composición de la muestra sección inferior (ZD129) que posee origen mantélico ($\epsilon_{Hf} > 0$) y, como se mencionó precedentemente, su contenido de tierras

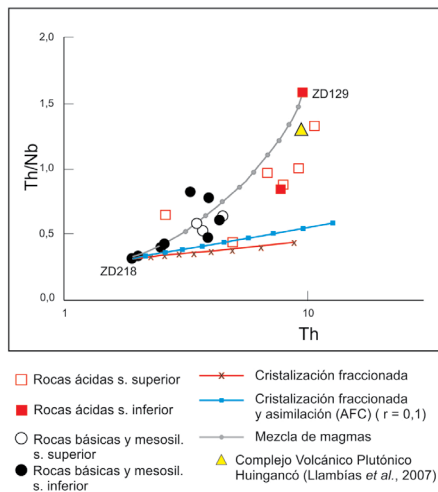


Figura 11. Modelado petrogenético según Th vs. Th/Nb para el conjunto de muestras de la Formación Colomichicó.

raras livianas permite inferir que proviene de una fuente distinta. De todos modos, dicha composición es próxima a la del granito Huingancó, que se puede considerar representativo de la corteza en la región; como se manifestó anteriormente, teniendo en cuenta los valores ϵ_{Hf} positivos bajos y la presencia de circones heredades en varias de las muestras estudiadas se considera también la participación de material cortical en la petrogénesis.

La variación de las relaciones isotópicas de Nd y Pb entre las rocas básicas y ácidas, que no permanecen constantes en toda la suite volcánica (Cuadros 4 y 5) es consistente con una evolución en un sistema abierto. La participación cortical y un proceso de mezcla también resultan sustentados por los datos isotópicos del Pb. Las muestras analizadas presentan elevadas relaciones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,310-39,936, 15,599-15,652; Cuadro 5), que quedan graficadas por encima de la curva NHRL y fuera del grupo Dupal (si bien próximos al mismo, no mostrado), en el campo OIB, siguiendo la curva orogénica definida por Stacey y Kramer (1975), que representa un reservorio de “mezcla” de Pb (manto + corteza).

Las anomalías negativas de Eu y Sr que presentan los magmas ácidos son consistentes con fraccionamiento de plagioclasa (Figs. 6 y 7). La ausencia de claras anomalías negativas de Eu en los magmas básicos estaría revelando una elevada fugacidad de oxígeno con formación de Eu^{3+} que no entra en la estructura de la

plagioclasa, o bien señalando condiciones de mayor profundidad e hidratación de los magmas que determinan fraccionamiento de anfíbol y piroxeno con retardo hasta inhibición en la cristalización de la plagioclasa. El fraccionamiento de anfíbol y/o piroxeno está sustentado por la disminución del cociente Dy/Yb con el aumento de la sílice (Cuadro 1), acorde a lo señalado por Davidson *et al.* (2007). Las anomalías negativas de Sr avalan, no obstante, el fraccionamiento de plagioclasa, por lo que las tres fases habrían cristalizado bajo condiciones magmáticas oxidantes y someras en la corteza (<3 kb).

Respecto a la fuente, como es sabido, tanto las relaciones La/Yb y Sm/Yb como el contenido de tierras raras pesadas aportan valiosa información sobre la asociación mineral residual en equilibrio con los magmas luego de la fusión. Las rocas básicas de la sección inferior muestran diseños bastante planos, La/Yb entre 4,47 y 9,68 (Fig. 7a, Cuadro 1), empobrecimiento en ETRP poco pronunciado ($\text{Sm}/\text{Yb} < 3$, Fig. 12a), y la mayoría de las concentraciones de ETRP normalizadas >10. Las tendencias para las rocas básicas de la sección superior son bastante similares,

tienden a presentar mayores relaciones La/Yb (5,8 - 16,1, Cuadro 1, Fig. 7a), poseen asimismo un empobrecimiento en ETRP poco marcado ($\text{Sm}/\text{Yb} \leq 3$, Fig. 12a) y concentraciones normalizadas de ETRP semejantes. Por lo tanto, en ambos casos queda caracterizado un residuo sólido en la fuente libre de granate, conformado por piroxeno y anfíbol, teniendo en cuenta las relaciones Sm/Yb utilizadas por Kay *et al.* (2006b) (Fig. 12a), denotando una profundidad moderada. Las rocas ácidas de la sección inferior muestran distintivamente diseños notablemente planos (determinado tanto por bajos contenidos de ETRL como por elevados de ETRP, Fig. 7b, Cuadro 1), registrando las relaciones La/Yb (2,4 - 3,6) y Sm/Yb (1,2) más bajas, y los contenidos de ETRP normalizados >10. El bajo contenido de ETRL de las rocas ácidas de la sección inferior podría señalar una evolución a partir de una fuente mantélica ligeramente diversa, empobrecida en dichos elementos incompatibles, como se mencionó anteriormente. Las rocas ácidas de la sección superior, en cambio, llegan a presentar una pendiente ligeramente empinada, en concordancia con mayores relaciones La/Yb (4,73 - 17,55)

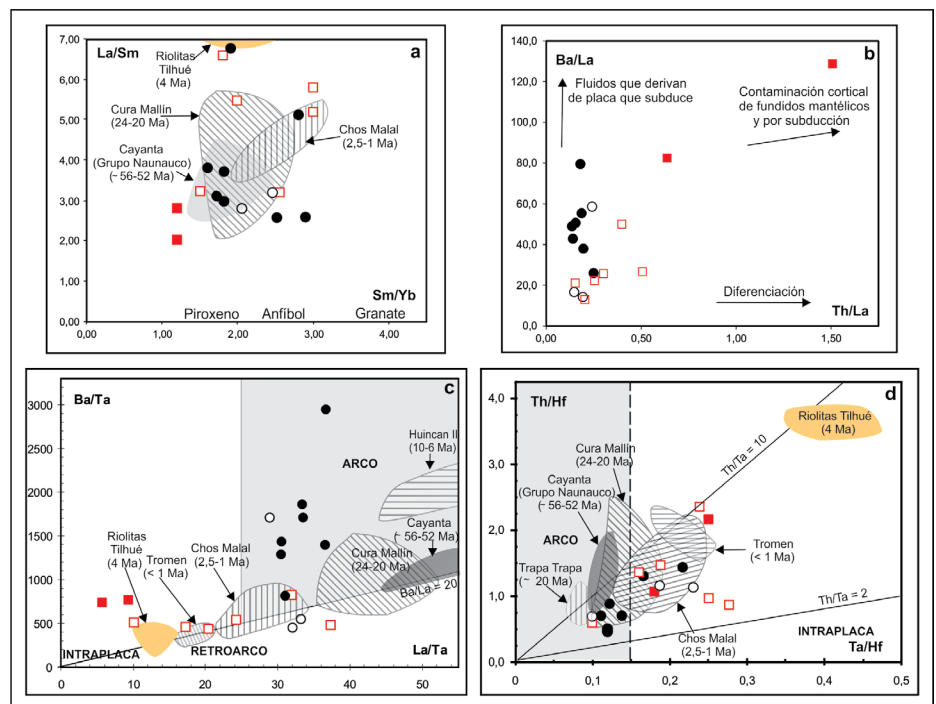


Figura 12. Diagramas de elementos traza para rocas de la Formación Colomichicó: a) Diagrama Sm/Yb vs. La/Sm , con indicación de las fases estables en la fuente de acuerdo con Kay *et al.* (2006b); b) Diagrama Th/La vs. Ba/La ; c) Diagrama tectónico La/Ta vs. Ba/Ta ; d) Diagrama tectónico Ta/Hf vs. Th/Hf . Campos correspondientes al volcanismo desde el Paleoceno a la actualidad en la Cuenca Neuquina tomados de Kay *et al.* (2006b), Utgé *et al.* (2009) e Iannelli *et al.* (2017).

y Sm/Yb (1,45 - 2,50), siendo la mayoría de las concentraciones normalizadas de ETRP superiores a 10. Como se mencionó previamente, el origen de las rocas ácidas de la sección superior es también mayormente mantélico, implicando mezclas con los fundidos ácidos de la sección inferior, y una participación subordinada de fundidos corticales; la fuente también debió estar libre de granate, sobre la base de las relaciones Sm/Yb mencionadas (Fig. 12a).

CORRELACIONES

El carácter bimodal de secuencias volcánicas del basamento de la Cuenca Neuquina ha sido reconocido en diversas unidades tales como la Formación Lapa (Franzese *et al.* 2006) y las Formaciones Cordillera del Viento, Milla Michicó y La Primavera (Llambías *et al.* 2007). La edad pliensbachiana a toarciana temprana obtenida para la Formación Colomichicó permite correlacionarla con la Formación La Primavera, constituida en su parte inferior y media por conglomerados con intercalaciones de lavas basálticas, y en su parte superior por dacitas y riolitas vinculadas a un volcanismo explosivo; las intercalaciones fosilíferas de esta última unidad permitieron asignarla al Pliensbachiano y Toarciano inferior (Llambías *et al.* 2007). La sección inferior de la Formación Colomichicó puede, a su vez, correlacionarse con la Formación Milla Michicó (Freytes 1969 en Digregorio 1972). Esto se infiere teniendo en cuenta que la sección basal de la Formación Colomichicó alcanza el Sinemuriano alto a partir de los datos de la población de circones comagmáticos de 192,8 Ma (Cuadro 2), que faltan dataciones que permitan precisar la edad de la Formación Milla Michicó, que esta última se apoya en discordancia sobre la Formación Cordillera del Viento y comprobando que geoquímicamente ambas presentan características similares. Si bien la Formación La Primavera fue originalmente asignada a la base del Grupo Cuyo por Llambías *et al.* (2007), posteriormente Leanza (2009) la asigna al ciclo Precuyano, criterio que aquí se comparte. Por otra parte, 250 km al sur del área investigada, en el cerro Atravesada, al N de la Sierra de Chachil, hay niveles de jaspes manga-

nesíferos y ferríferos asignados al mismo episodio metalogenético (Zappettini y Dalponte 2010) intercalados en la Formación Chachil, integrada por una secuencia fosilífera pliensbachiana (Leanza *et al.* 1990) que incluye calizas y tobas dacíticas con edades equivalentes a las obtenidas en el área de estudio (Leanza *et al.* 2013).

La Formación Colomichicó se diferencia respecto de las Formaciones La Primavera y Chachil por el predominio de rocas volcánicas y volcániclasticas, presencia subordinada de grauvacas depositadas en un ambiente marino somero y brechas que representan depósitos de flujos gravitacionales. No se han identificado niveles carbonáticos, la presencia de carbonatos en los jaspes es muy restringida y los únicos restos fósiles hasta la fecha localizados corresponden a muy escasos fragmentos de posibles radiolarios.

En síntesis, el cuadro 6 presenta la columna estratigráfica del sector norte de la Cordillera del Viento y su correlación con las columnas establecidas por otros autores en diversos sectores de la Cuenca Neuquina. El esquema establecido en el área de estudio está de acuerdo con el modelo general planteado por Leanza (2009) quien incluye a las Formaciones La Primavera, Lapa y Cordillera del Viento en el ciclo Precuyano, delimitado por las fases diastólicas Río Atuel y Huárpica. Las edades obtenidas en nuestro trabajo permiten extender el ciclo Precuyano en el norte de la Cordillera del Viento al Toarciano inferior, lo que está de acuerdo con el carácter diacrónico del ciclo entre los depocentros de la cuenca (*cf.* Zappettini *et al.* 2011, D'Elia *et al.* 2015). El *hiatus* entre el techo de la Formación Cordillera del Viento y la Formación Colomichicó se asigna tentativamente a la Fase Tunuyán.

AMBIENTE DE EMPLAZAMIENTO

Se considera que la Formación Colomichicó representa un conjunto de centros volcánicos controlados por fallamiento extensional propio de las etapas sinrift del ciclo Precuyano (*e.g.*, Franzese *et al.* 2006). Su edad mínima, algo más joven que la definida para el depocentro Chachil (Sinemuriano, Formación Lapa, Franzese

et al. 2006) señala una evolución levemente diacrónica de los diversos depocentros que caracterizan a las cuencas extensionales del Mesozoico temprano de la Cuenca Neuquina. Así, la discordancia que limita a la Formación Colomichicó en su techo, que se asigna a la fase Rioatuélica, tiene en la Cordillera del Viento una edad levemente más joven que la que se le asigna al norte de la Dorsal de Huincul (Schiuma y Llambías 2008), coincidiendo con la edad mínima pliensbachiana planteada regionalmente por Leanza (2009). En cuanto al ambiente de formación, corresponde a un ciclo en parte continental, con registros de ambiente marino restringidos, cuya localización está controlada por una serie de depocentros extensionales del tipo graben y hemigraben, de los cuales forma parte el área de Cordillera del Viento.

Desde el punto de vista geoquímico, en los diagramas multielementales normalizados, tanto la anomalía negativa para el Nb como la positiva para el Pb caracterizan magmas generados en arcos volcánicos. Por otra parte, las relaciones La/Nb > 1 y Ba/Nb > 40 que presentan las rocas básicas, así como los cocientes Zr/Nb > 10 (Cuadro 1) de las ácidas son típicas de ambientes relacionados con subducción. Del mismo modo, la mayoría de las rocas básicas posee relaciones Ba/La > 20 y todas La/Ta > 25 (Cuadro 1, Fig. 12b y c), lo cual es consistente con una génesis en un ambiente de arco volcánico. La relación Ta/Hf en las rocas básicas fluctúa entre 0,11 y 0,24 (Cuadro 1); cocientes Ta/Hf < 0,15 son indicadoras de fuentes mantélicas de zonas de arco, mientras que valores mayores caracterizan afinidad de intraplaca (*e.g.* Kay *et al.* 2006b) (Fig. 12d). La mayoría de las rocas ácidas está caracterizada por presentar La/Ta < 25 y Ta/Hf > 0,15, típicos de magmas de intraplaca, si bien presentan mayormente cocientes Ba/La > 20 (Cuadro 1, Fig. 12c y d). Asimismo, se registra una disminución de la relación Ba/La hacia la secuencia superior (Fig. 12b), por lo que se pone de manifiesto una afinidad de intraplaca fundamentalmente hacia los términos más jóvenes de la secuencia (Fig. 12b, c y d), pudiendo reflejar una sutil disminución de la influencia de los fluidos derivados de la placa que subduce en el tiempo. Por otra

CUADRO 6. Esquema estratigráfico del sector norte de la Cordillera del Viento y correlación con unidades a escala regional.

EDADES		Edad Ma	Cuenca Neuquina (Howell <i>et al.</i> 2005)	Chachil (Franzese <i>et al.</i> 2006)	Cordillera del Viento Sur (Llambías <i>et al.</i> , 2007)	Norte de Dorsal de Huincul (Schiuma y Llambías 2008)	Leanza 2009	Cordillera del Viento (este trabajo)		
								Cordillera del Viento Norte	Cordillera del Viento Sur	
Jurásico	Toarciano	183 a 176	F. Los Molles	F. Los Molles	Grupo Cuyo	F. Los Molles	Inicio Grupo Cuyo	Inicio Ciclo Cuyano	F. Los Molles	
	Pliensbachiano	189,6 a 183		F. Chachil		F. La Primavera		Discordancia rioatúelica		F. La Primavera
	Sinemuriano	196,5 a 189,6		F. Chachil/Sa. de Chacaico					F. Colomichicó	F. Milla Michicó
	Hettangiano	199,6 a 196,5	Grupo Pre-Cuyo	F. Lapa	F. Lapa			Grupo Pre Cuyo = Precuyano Incluye Formaciones La Primavera, Lapa y Cordillera del Viento	Fase Tunuyán (?)	
Triásico medio a superior.	245,9 a 199,6								F. Cordillera del Viento	
					Fase Huárpica	Fase Huárpica	Discordancia huárpica	Fase Huárpica		
Pérmico medio - Triásico inferior	270,6 a 251,0				Compl. volcánico plutónico Huinganco (Granito Huinganco + F. La Premia)	Ciclo Choiyoi	Grupo Choiyoi	Compl. volcánico plutónico Huinganco (Granito Huinganco + F. La Premia)	Afloramientos no verificados por geocronología	Compl. volcánico plutónico Huinganco (Granito Huinganco + F. La Premia)
Pérmico inferior	299,0 a 270,6				Fase San Rafael			Fase San Rafael		
Carbonífero superior - Pérmico inferior				Complejo Plutónico Chachil	Grupo Andacollo	F. Huaraco		Grupo Andacollo	F. Huaraco	
Carbonífero						F. Arroyo del Torreón			F. Arroyo del Torreón	
Devónico superior- Carbonífero inf.	364 a 318 (?)	F. Huechulafquen /Complejo Piedra Santa	Complejo Piedra Santa					F. Guaraco Norte	F. Guaraco Norte	No aflorante

parte, los mayores valores de Ce/Pb así como los menores de Ba/Nb se registran en la sección superior (Cuadro 1). Estas características podrían ser consecuencia de un leve aumento en el ángulo de la placa, que conlleva un ligero aumento en las condiciones extensionales, favoreciendo de este modo, la sedimentación durante el Toarciano. Por otro lado, una migración del arco hacia el oeste durante el Pliensbachiano es mencionada por Llambías *et al.* (2007), autores que además señalan una disminución del gradiente geotérmico a partir de dicha época.

Diseños de ETRP con escasa pendiente conferida por bajas relaciones La/Yb (2-17, mayormente < 10) y Sm/Yb (1-3) caracterizan un volcanismo que tuvo lugar en una litósfera delgada en un ambiente extensional, como fue señalado para la cuenca de intra-arco de Cura Mallín del Oligoceno tardío - Mioceno temprano, en esta latitud (Kay *et al.* 2006b, Utgé *et al.* 2009).

La comparación del volcanismo jurásico con el que se registró desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad a aproximadamente los 37° LS en el ámbito de la Cuenca Neuquina permite reconocer analogías respecto a las volcanitas paleógenas del Grupo Naunauco (Llambías *et al.* 2011), particularmente correspondientes a la Formación Cayanta, así como también al evento volcánico del Oligoceno tardío - Mioceno temprano, representado por el Grupo Cura Mallín, y a las efusiones del Plioceno hasta el presente (e.g., volcanismo de Chos Malal y del Cerro Tromen) para la parte superior de la secuencia, de acuerdo a los datos presentados por Kay *et al.* (2006b).

El volcanismo correspondiente a la Formación Cayanta posee carácter mayormente andesítico, con pequeños domos de riolita subordinados (Rapela y Llambías 1985 en Llambías *et al.* 2011). El volcanismo jurásico de la Formación Colomichicó

posee similares relaciones La/Yb, La/Sm, Sm/Yb (Cuadro 1, Fig. 12a), La/Ta y Ta/Hf, si bien llegan a ser superiores para Ba/Ta, Ba/La y Ta/Hf, así como inferiores en La/Ta (Cuadro 1, Fig. 12c y d). De modo muy semejante, el volcanismo oligoceno tardío - mioceno temprano de la cuenca de intra-arco de Cura Mallín presenta asimismo carácter bimodal, muy frecuente en ambientes extensionales. Las volcanitas jurásicas poseen valores semejantes de La/Yb, La/Sm, Sm/Yb, La/Ta y Ta/Hf a los de los magmas de Cura Mallín si bien las muestras jurásicas llegan a registrar cocientes aún superiores de Ba/Ta, Ba/La y Ta/Hf, así como también inferiores de La/Ta (Cuadro 1, cf. Kay *et al.* 2006b, Utgé *et al.* 2009, Iannelli *et al.* 2017, Fig. 12a, c y d).

Durante el Plioceno-Pleistoceno, al este de la Cordillera del Viento, en la parte central del retroarco andino, tuvo lugar la efusión de las riolitas Tilhué, con un fuerte

carácter de intraplaca (Kay *et al.* 2006b), muy superior al de las volcanitas jurásicas, particularmente respecto a Ta/Hf (Fig. 12c y d); posteriormente se produjo la erupción de los magmas de Chos Malal y finalmente los del volcán Tromen. Estos dos últimos muestran afinidad de intraplaca y registran una disminución progresiva de las características de arco, interpretado como consecuencia del aumento del ángulo de la placa que subduce (Kay *et al.* 2006b). La parte superior de la secuencia jurásica muestra analogías con respecto a dicho volcanismo, presentando valores Ta/Hf similares (Fig. 12d) así como de La/Ta, Ba/La y Ba/Ta (Fig. 12c).

Las rocas jurásicas en general presentan relaciones La/Yb < 10, de manera similar a lo registrado en gran parte de las lavas de arco del Paleoceno hasta el Holoceno en la Cuenca Neuquina a esta latitud (e.g., grupos Naunauco y Cura Mallín). Del mismo modo, presentan semejantes cocientes Sm/Yb por lo que la asociación residual en la fuente también resulta similar (Fig. 12a). Estas características comunes podrían reflejar condiciones equivalentes para la generación de ambos volcanismos. Kay *et al.* (2006b) interpretan que desde el Paleoceno al Holoceno la actividad magmática en el arco se habría generado involucrando una corteza con un espesor delgado a normal (~40 km). Se considera consecuentemente que estas características podrían ya haber imperado durante el Jurásico Temprano.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El mapeo detallado en el sector septentrional de la Cordillera del Viento permitió identificar una secuencia volcanosedimentaria desarrollada en un ambiente en parte continental, con evidencias de intrusiones marinas restringidas, que se identificó como Formación Colomichicó. La unidad presenta evidencias de actividad hidrotermal submarina con desarrollo de niveles de hierro y manganeso bandeados de origen volcanogénico y concentraciones diseminadas de minerales de Pb y Zn en volcanitas (Zappettini *et al.* 2015). El estudio geocronológico detallado permitió acotar el magmatismo representado por la

Formación Colomichicó al intervalo Pliensbachiano-Toarciario inferior y asignarlo al ciclo Precuyano.

La comparación de la edad del tope de la secuencia (181,2 ± 2,4 Ma) con la de cenizas volcánicas asociadas a la caliza Chachil, localizada por sobre la secuencia volcánica precuyana en el depocentro homónimo, de 186,0 ± 0,4 Ma (Leanza *et al.* 2013) sugiere un cierto diacronismo de la actividad volcánica, así como de las intrusiones marinas a escala regional.

Los estudios petrológicos y petrogenéticos a partir de elementos traza e isótopos sugieren que esta actividad magmática tuvo una componente mantélica predominante, con una fuente localizada a profundidades moderadas a bajas, involucrando mezclas con fundidos evolucionados también de origen mantélico y contribuciones corticales subordinadas. Asimismo, indican su generación en un ambiente de arco volcánico con una impronta subordinada de intraplaca que se hace más importante hacia la parte superior de la secuencia. Esto puede revelar una disminución de la influencia de los fluidos que derivan de la placa como así también vincularse a contaminación cortical. No obstante, la influencia cortical no relacionada a subducción parece ser restringida, sobre la base de diversos parámetros, como por ejemplo la variación poco marcada de las relaciones Th/La hacia la parte superior de la secuencia (Fig. 12b).

Los circones comagmáticos indican una fuente con fuerte componente juvenil de edad neoproterozoica (criogeniana a ediacariana), y una componente subordinada de corteza reciclada mesoproterozoica. Los circones heredados en diversas muestras de la secuencia con edades entre Paleozoico y Arqueano, sugieren incorporación en el magma de rocas de la corteza con circones de esas edades con componente mixto juvenil y de reciclado cortical. El Jurásico está caracterizado por una extensión generalizada, con intensos procesos de *rifting* consistentes con el comienzo del desmembramiento del supercontinente Pangea, que se produce entre el Triásico Medio y el Jurásico Temprano. En este contexto, habría imperado una subducción tipo Marianas, caracterizada por una velocidad de *rollback* negativa, favoreciendo la formación de cuencas de intra-arco,

retroarco o bien de trasarco, acorde a lo señalado por diversos autores (e.g., Mpodzis y Ramos 2008, Somoza y Zaffarana 2008).

La existencia de un arco volcánico concomitante con el ciclo Precuyano ha sido motivo de controversia en la literatura, por lo que el volcanismo asociado a dicho ciclo ha sido caracterizado tanto como consecuencia de un régimen puramente extensional como propio de un arco magmático (Carbone *et al.* 2011). Es importante señalar que Franzese y Spalletti (2001), Howell *et al.* (2005) y D'Elia *et al.* (2012) indican una recesión o ausencia de subducción entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Temprano alto (~183 Ma) entre los 35-40° LS con instalación de un régimen transcurrente, que contrasta notablemente con el desarrollo del arco magmático al sur desde el Triásico Tardío - Jurásico Temprano representado por el Batolito Subcordillerano. En este contexto, D'Elia *et al.* (2012) si bien reconocen afinidad geoquímica con las series orogénicas, invocan una generación a partir de la liberación en un ambiente extensional de un subplacado orogénico conformado por una 'pluma silfúica' proveniente de la losa subductada.

No obstante, una génesis en un ambiente de arco bajo condiciones extensionales ha sido señalada por diversos autores (e.g., Llambías *et al.* 2007 que señalan el restablecimiento del arco a partir del Triásico Temprano, Delpino y Bermúdez 2010).

Las características geoquímicas aquí analizadas para las rocas volcánicas y piroclásticas en el norte de la Cordillera del Viento son consistentes con un modelo de magmatismo formado en un contexto distensivo, ya sea en el arco o bien en una zona del retroarco muy próxima al frente volcánico. De todos modos, persiste en este modelo el problema de la ausencia de evidencias de plutonismo de arco concomitante, como bien plantean D'Elia *et al.* (2012). Esta aparente inconsistencia podría quedar resuelta a partir del modelo postulado por Hooper *et al.* (1995) quienes analizaron la existencia de magmatismo con impronta calcoalcalina asociado a extensión litosférica, originado por fusión por descompresión de corteza y manto litosférico subcontinental enriquecido por eventos previos de subducción, tal como

fuera determinado en el margen occidental de América del Norte. Una subducción previa metasomatiza el manto, de modo tal que el producto de la fusión parcial presentará características geoquímicas análogas a las de un magmatismo de arco activo. El margen gondwánico a esta latitud presenta subducción mayormente continua desde el fin del Devónico y hasta el Pérmico (Llambías *et al.* 2007), lo que permite justificar la impronta calcoalcalina que portan los magmas jurásicos, sin la necesidad de invocar otros mecanismos. De modo similar, la extensión acaecida hacia el Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el norte de la Cordillera del Viento, que antecedió al desarrollo de la cuenca Neuquina, habría dado lugar a un ambiente particular, vinculado a transcurrancia sin subducción. Se generó un magmatismo continental a localmente subácuo, bimodal, con afinidad calcoalcalina y características litológicas, geoquímicas e isotópicas semejantes a las del Cinturón andesítico paleógeno Naunauco definidas por Llambías (2011) y especialmente a las del volcanismo oligoceno tardío-mioceno temprano de la cuenca de intra-arco de Cura Mallín (Kay *et al.* 2006b, Utgé *et al.* 2009). En este ambiente particular se dieron condiciones metalogénicas favorables para la depositación de exhalitas ricas en Fe y Mn tales como las identificadas en el límite entre las secciones inferior y superior de la Formación Colomichicó, vinculadas con actividad hidrotermal submarina, que usualmente constituyen facies distales características de mineralizaciones de sulfuros masivos volcanogénicos, por lo general propias de un ambiente de arco de islas. Estos ejemplos alertan sobre la preeminencia de las características geoquímicas de los magmas para la extracción y concentración de metales mediante una fase fluida por sobre su ambiente geotectónico de emplazamiento, lo que no excluye asociaciones características de tipos petroquímicos con determinados contextos geotectónicos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades del SEGEMAR por permitir la publicación

de este estudio. Asimismo, a los árbitros Leandro D'Elia y Flavia Salani por las valiosas sugerencias y a la editora adjunta de la Revista, Mónica López de Luchi, por los oportunos comentarios, todo lo cual contribuyó a mejorar el manuscrito original.

REFERENCIAS

- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y. y Pearson, N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119: 457-466.
- Benedini, L. y Gregori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 259-277
- Bizzarro, M., Baker, J.A., Haack, H., Ulfbeck, D. y Rosing, M. 2003. Early history of Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites. *Nature* 421: 931-933.
- Boynnton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. En: Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, 63-114, Amsterdam.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 63-76, Neuquén.
- Corfu, F. y Stott, G.M. 1993. Age and petrogenesis of two Late Archean magmatic suites, Northwestern Superior Province, Canada: zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic relations. *Journal of Petrology* 34: 817-838.
- Danieli, J.C., Franchini, M.B., Impiccini, A., Casé, A.M., Schalamuk, I.B.A. y Deza, M. 2002. Presencia de pirofilita del Arroyo Auquén, Varvarcó, Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 406-411, El Calafate.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. y Dosseto, A. 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology* 35: 787-790.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R. y Bilmes, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen andino. *Andean Geology* 39: 106-132.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M. y Muravchik, M. 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: Tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 42-57.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (ed), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-506, Córdoba.
- Delpino, D. y Bermúdez, A. 2010. Palaeotectonic setting of Precuyano Group. Upper Triassic-Lower Jurassic volcanic deposits of the Neuquen Basin (37°- 39°30'LS). Argentina. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51: 133 - 137
- Ersoy, Y. y Helvacı, C. 2010. FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences* 36:383-390.
- Franzese, J.R. y 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., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez-Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society London* 163: 707-721.
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J. y O'Reilly, S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* 131: 231-282.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. Field guide: The Jurassic of Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E: Publicación Especial 2: 1-111.
- Gulisano, C.A. y Pando G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577, San Luis.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, Bariloche.

- Hooper, P.R., Bailey, D.G. y McCarley Holder, G.A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research* 100(B6): 10303-10319.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society Special Publications* 252: 1-14.
- Iannelli, S.B., Litvak, V.D., Fernández Paz, L., Folguera, A., Ramos, M. y Ramos, A. 2017. Evolution of Eocene to Oligocene arc related volcanism in the North Patagonian Andes (39-41°S), prior to the break-up of the Farallon plate. *Tectonophysics* 696-697: 70-87.
- Kay, S.M. y Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat.)*. Geological Society of America Special Paper 407: 185-213.
- Kay, S.M., Mancilla, O. y Copeland, P. 2006a. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under Neuquén Andes. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat.)*. Geological Society of America Special Paper 407: 19-60.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006b. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under northern Neuquén Basin. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat.)*. Geological Society of America Special Paper 407: 19-60.
- Kinny, P. y Maas, R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 327-341.
- Klein, E.M. y Karsten, J.L. 1995. Ocean ridge basalts with convergent margin geochemical affinities from the southern Chile Ridge. *Nature* 374: 52-57.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11: 145-184.
- Leanza, H., Brodtkorb, M.K. de Brodtkorb, A. y Danieli, J.C. 1990. La formación Chachil y sus niveles manganesíferos en el área del Cerro Atravesada, provincia del Neuquén, Argentina. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: A171-186. Olavarría.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, CD ROM, Mar del Plata.
- Leanza, H.A., Zanettini, J.C.M. y Rodríguez, M.F. 2011. Mapa Geológico de la Provincia del Neuquén, República Argentina, escala 1:500.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Leanza, H.A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E.J., Svensen, H., Planke, S. y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo paleógeno. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 63-76, Neuquén.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y 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: 217- 235.
- Ludwig, K.R. 2001. *Squid 1.02: A Users Manual*. Berkeley Geochronology Centre, Special Publication 2, 19 p.
- Ludwig, K.R., 2003. *Isoplot 3.00. A Geochronological Tool-kit for Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 67 p.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 481-497.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Pidgeon, R.T., Bosch, D. y Bruguier, O. 1996. Inherited zircon and titanite U-Pb systems in an Archean syenite from southwestern Australia: implications for U-Pb stability of titanite. *Earth and Planetary Science Letters* 141: 187-198.
- Scasso, R.A. y Limarino C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1*, 257 p., Buenos Aires.
- Schiama, M. y Llambías, E.J. 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Dorsal de Huincul, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 644-652.
- Somoza, R. y Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 267-277
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 207-221.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London 42: 313-345.
- Utgé, S., Folguera, A., Litvak, V. y Ramos, V.A. 2009. Geología del sector norte de la Cuenca de Cura Mallín en las lagunas de Epulaufquen, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 231-248.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343
- Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and 40Ar/39Ar dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169: 371-379.
- Zanettini, J.C.M. 2001. Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales Boletín 263, 61 p. y 1 mapa, Buenos Aires.

- Zappettini, E. y Dalponte, M. 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: Aspectos estratigráficos y metalogenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 550-554.
- Zappettini, E. y Dalponte, M. 2010. Lower Jurassic Algoma-type BIF Mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén, Argentina. 13^o Quadrennial IAGOD Symposium 2010, Actas: 278-279. Adelaida.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Leanza, H., Lagorio, S.L. y Santos, J.O.S. 2011. Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 18^o Congreso Geológico Argentino. Actas CD ROM, Neuquén.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Lagorio, S., Segal, S., Cozzi, G., Santos, J.O. y Belousova, E. 2015. Mineralizaciones de hierro y manganeso bandeado (BIFM) vinculados al magmatismo Precuyano en la provincia del Neuquén. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales 38. SEGEMAR.

Recibido: 8 de septiembre, 2017

Aceptado: 16 de octubre, 2018