

El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión

Sebastián Rocher, Graciela Vallecillo, Brígida Castro de Machuca y Pablo Alasino

¹ Centro Regional de Investigaciones y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR-CONICET),
Entre Ríos y Mendoza s/n, C.P. 5301, Anillaco, La Rioja, Argentina.

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan,
Ignacio de la Roza y Meglioli, C.P. 5407, Rivadavia, San Juan, Argentina.

³ Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO-CONICET),
Ignacio de la Roza y Meglioli, C.P. 5407, Rivadavia, San Juan, Argentina.

⁴ Instituto de Geología (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan,
Ignacio de la Roza y Meglioli, C.P. 5407, Rivadavia, San Juan, Argentina.

* srocher@crilar-conicet.gob.ar

RESUMEN

La porción sur de la Cordillera Frontal de San Juan comprende algunas de las mejores exposiciones del Grupo Choiyoi, la contraparte eruptiva de una gran provincia plutono-volcánica silícica de edad pérmico-triásica desarrollada sobre el margen sudoccidental de Gondwana. Estudios estratigráficos, petrológicos y geocronológicos permitieron reconocer aspectos de su historia eruptiva y evolución petrogenética. Los productos más comunes son ignimbritas soldadas y flujos de lava riolíticos y, con menor desarrollo, depósitos freatomagmáticos, sedimentos volcánoclasticos e intrusivos subvolcánicos. Los volúmenes eruptivos, y probablemente el flujo magmático, fueron en aumento desde el emplazamiento de coladas andesíticas, domos riolíticos e ignimbritas de pequeño volumen intercalados entre sedimentos volcánoclasticos, hasta sucesiones casi ininterrumpidas de potentes flujos riolíticos e ignimbritas relacionadas a colapso volcánico-tectónico. La actividad volcánica se inició a los ca. 290 Ma con posterioridad a la fase orogénica San Rafael como lo sugieren datos paleontológicos y radiométricos previos. Una nueva edad U-Pb SHRIMP de 265 ± 2 Ma en circones de los niveles superiores de la secuencia indica que la duración del volcanismo en el área fue de alrededor de 25 millones de años. Geoquímicamente, la sucesión ígnea muestra composición intermedia a silícica ($>65\%$ SiO₂), con tendencia a la acidificación hacia los términos cada vez más jóvenes. Comprende riolitas, dacitas y traquidacitas, en su mayoría de alto K, hiperaluminosas y de afinidad calcoalcalina a toleítica. Los contenidos en elementos mayores y traza sugieren que los magmas fueron emplazados en una corteza no engrosada y evolucionaron mayormente por procesos de cristalización fraccionada. Los patrones de elementos traza muestran enriquecimiento en elementos de radio iónico grande (Cs, Ba, Rb, K) respecto de elementos de alto potencial iónico (HFSE) y depresiones en Nb, Ta y Ti, rasgo típico de series orogénicas. Tendencias crecientes en HFSE (Nb, Ta, Y) hacia los términos superiores indican una transición hacia un marco de intraplaca. Este cambio composicional se relacionaría con pulsos magmáticos cada vez más voluminosos y diferenciados a medida que el sistema de arco fue madurando y a un régimen tectónico

progresivamente extensional relacionado a subducción. Una explicación posible a las variaciones geológicas y petrológicas observadas es el retroceso de la placa en subducción (*rollback*) en las fases finales de la orogenia gondwánica.

Palabras clave: magmatismo gondwánico; volcanismo silícico; margen occidental de Gondwana; subducción; *slab rollback*; Pérmico; Cordillera Frontal; Argentina.

ABSTRACT

The southern portion of the Cordillera Frontal of San Juan (western Argentina) comprises some of the best exposures of the Choiyoi Group, the eruptive counterpart of a large silicic plutono-volcanic province of Permian-Triassic age developed on the southwestern margin of Gondwana. Stratigraphic, petrologic, and geochronologic studies allowed to recognize aspects of the physical volcanology, eruptive history, and petrogenetic evolution of this unit. The most common rocks are welded rhyolitic ignimbrites and lava flows. Phreatomagmatic deposits, subvolcanic intrusions and volcanoclastic sediments are less common. The eruptive volumes increased gradually from the emplacement of andesitic flows, rhyolite domes and ignimbrites intercalated between relatively thin sequences of volcanoclastic sediments, to almost uninterrupted successions of voluminous rhyolitic flows and thick ignimbrites related to volcano-tectonic collapse events. The volcanic activity began at ca. 290 Ma following the San Rafael orogenic phase as suggested by previously reported paleontological and radiometric data. A new U-Pb SHRIMP zircon age from the upper levels of the sequence with a value of 265 ± 2 Ma suggests that the duration of volcanism was about 25 m.y. Geochemically the succession shows a restricted compositional spectrum. All units have intermediate to silicic composition ($>65\%$ SiO₂) with a clear acidification trend toward increasingly younger terms. It corresponds to rhyolites, dacites and traquidacites, mostly of high-K calc-alkaline and peraluminous affinities. Major and trace element contents suggest that magmas were emplaced in a non-thickened crust and evolved mainly

through fractional crystallization processes. Trace element patterns show enrichment in large ion lithophile elements (Cs, Ba, Rb, K) in relation to high field strength elements (HFSE) and depressions in Nb, Ta and Ti, typical features of orogenic series. Progressive enrichment in HFSE (Nb, Ta, Y) with age suggests an increase in the within-plate affinity. This compositional change would relate to increasingly voluminous and differentiated magmatic pulses generated as a consequence of the arc system maturation and to a subduction related, progressively extensional tectonic regime. A plausible explanation to the observed variations is the retreating of the subducted slab (slab rollback) in the final stages of Gondwana orogeny.

Key words: Gondwana magmatism; silicic volcanism; southwestern Gondwana margin; subduction; slab rollback; Permian; Cordillera Frontal; Argentina.

INTRODUCCIÓN

Durante la transición entre la amalgamación final de Pangea y el inicio de su fragmentación, en el Pérmico-Triásico, el borde sudoccidental de Gondwana fue afectado por un importante evento magmático caracterizado por el emplazamiento y extrusión de grandes volúmenes de rocas mayormente silíceas (Kay *et al.* 1989; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías, 1999; Kleiman y Japas, 2009) (Figura 1a). Las rocas formadas durante este evento constituyen la denominada provincia Choiyoi (Kay *et al.*, 1989; Llambías, 1999), nombre derivado del Grupo Choiyoi, una extensa unidad volcánica de la Cordillera Frontal de Argentina (ver Strazzere *et al.*, 2006 y sus referencias) (Figura 1b). Sus afloramientos cubren extensas áreas desde la Cordillera Principal del norte chileno (Breitkreuz y Zeil, 1994; Munizaga *et al.*, 2008) y la Puna de Argentina (Poma *et al.*, 2014), atravesando gran parte de la Cordillera Frontal (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Martín *et al.*, 1999; Heredia *et al.*, 2002; Gregori y Benedini, 2013; Hervé *et al.*, 2014) y la provincia Sanrafaelino-Pampeana (Sruoga y Llambías, 1992; Llambías *et al.*, 2003; Kleiman y Japas, 2009; Rocha-Campos *et al.*, 2011) hasta el Macizo Nordpatagónico (Caminos *et al.*, 1988; Rapela y Llambías, 1985; Pankhurst *et al.*, 1992). Incluyen afloramientos menores en la Cordillera Principal y subsuelo de la Cuenca Neuquina (Llambías *et al.*, 2007; Casé *et al.*, 2008; Barrionuevo *et al.*, 2013), Precordillera (Strazzere *et al.*, 2006) y las Sierras Pampeanas Occidentales (Castro de Machuca *et al.*, 2007; Martínez *et al.* 2012), hasta alcanzar las estribaciones occidentales del cratón del Río de La Plata (Gregori *et al.*, 2003) (Figura 1b).

El magmatismo de la provincia Choiyoi fue emplazado con posterioridad (aunque en algunas regiones de manera parcialmente sincrónica; *cf.* Kleiman y Japas, 2009) a una importante fase de deformación compresiva denominada fase San Rafael, que deformó las secuencias marino-transicionales del Carbonífero-Pérmico temprano de las cuencas de retroarco y antepaís del oeste de Argentina (Azcuy y Caminos, 1987; Ramos, 1988). La deformación debida a la fase San Rafael ha sido interpretada como la consecuencia de la somerización de la subducción de la placa Paleopacífica en el margen activo del suroeste de Gondwana (Kleiman y Japas, 2002, 2009; Martínez *et al.*, 2006; Ramos y Folguera, 2009; Astini *et al.*, 2009). En la Cordillera Frontal la parte más antigua del Grupo Choiyoi, o sección inferior (Sato y Llambías, 1993), se apoya en discordancia angular sobre las secuencias deformadas durante la fase San Rafael. La sección inferior, de composición fundamentalmente andesítica y desarrollada entre ~280 y 260 Ma, constituye una asociación calcoalcalina de arco relacionada con una etapa final de subducción, mientras que la parte más joven, o sección superior, que cubre el lapso entre ~259 a 247 Ma comprende

una asociación silícica postorogénica de transición a intraplaca desarrollada en régimen extensional (Kay *et al.*, 1989; Rapalini y Vilas, 1991; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Strazzere *et al.*, 2006; Martínez *et al.*, 2006; Kleiman y Japas, 2009; entre otros).

La superficie sobre la que se extendió este evento supera los 500,000 km², con un período de clímax de actividad menor a los 50 m.a., rasgos que caracterizan a las *Silicic Large Igneous Provinces*: SLIP (*cf.* Bryan, 2007). Aunque las SLIP están relacionadas generalmente a contextos de intraplaca, las características reconocidas en la provincia magmática Choiyoi son similares a las de otras provincias volcánicas silíceas relacionadas a subducción (Ferrari *et al.*, 2007; Tikhomirov *et al.* 2012).

Si bien el conocimiento actual sobre la evolución petrogenética y geotectónica del evento magmático Choiyoi es considerable, el contexto geodinámico en el que se desarrolló no ha sido establecido de manera consensada (Forsythe, 1982; Rapalini y Vilas, 1991; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Martínez *et al.*, 2006; Kleiman y Japas, 2009). Esto se debe en buena parte a los inconvenientes que generan una estratigrafía sumamente compleja, la falta de mapas geológicos de detalle y un marco geocronológico insuficiente.

Este trabajo aborda el estudio de afloramientos volcánicos de la vertiente oriental de la Cordillera Frontal de Argentina, donde está mejor expuesto el Grupo Choiyoi. En particular, la porción sur de la Cordillera Frontal, al suroeste de la provincia de San Juan, en el departamento de Calingasta, posee un registro de más de 2,000 m de espesor, que permite la aplicación de técnicas estratigráficas, petrológicas, geoquímicas y geocronológicas, y la interpretación de su historia eruptiva y evolución petrogenética.

MARCO GEOLÓGICO

Las zonas de estudio se ubican sobre la vertiente oriental de la Cordillera Frontal, al oeste del valle de Calingasta (Figura 2). Las unidades más antiguas de la región afloran en la Precordillera y corresponden a un sustrato Ordovícico a Devónico constituido por grauvacas, areniscas líticas, lutitas y limolitas de ambiente marino (Quartino *et al.*, 1971). Hacia arriba, mediante discordancia angular, continúan secuencias silicoclásticas marinas con edades comprendidas entre el Carbonífero temprano y el Pérmico temprano (Mésigos, 1953; Caballé, 1986). Las mismas están afectadas por deformación de piel fina, la cual provoca que el Grupo Choiyoi las cubra en discordancia angular. El evento de deformación que afecta a las unidades infrayacentes al Grupo Choiyoi corresponde a la denominada fase orogénica San Rafael.

Las volcanitas pérmico-triásicas del Grupo Choiyoi, constituidas mayormente por ignimbritas, lavas, intrusivos subvolcánicos y sedimentos volcanoclásticos, varían desde composiciones andesíticas en sus términos basales, hasta riolíticas en los más altos (Mirrè, 1966; Caballé, 1986; Heredia *et al.*, 2002; Cortés *et al.*, 1997; Vallecillo *et al.*, 2010). Por lo general, las volcanitas se encuentran acompañadas por escasas intrusiones graníticas de carácter cogenético (*e.g.*, plutón Alumbra; Espina *et al.*, 1998).

En la región de la Precordillera afloran secuencias del Triásico medio-tardío conformadas por depósitos continentales de *rift* del Grupo Sorocayense (Mésigos, 1953; Stipanovic, 1979). Completan la estratigrafía de la región volcanitas silíceas y depósitos clásticos del Neógeno (Mirrè, 1966; Caballé, 1986; Jordan *et al.*, 1996; Espina *et al.*, 1998; Heredia *et al.*, 2002). Las unidades más jóvenes se asignan al Cuaternario y forman un potente relleno aluvial-fluvial que ocupa la depresión tectónica del valle de Calingasta (Caballé, 1986; Espina *et al.*, 1998).

El estilo tectónico de la Cordillera Frontal se caracteriza por una estructura en bloques limitados por fallas de alto ángulo, de rumbo

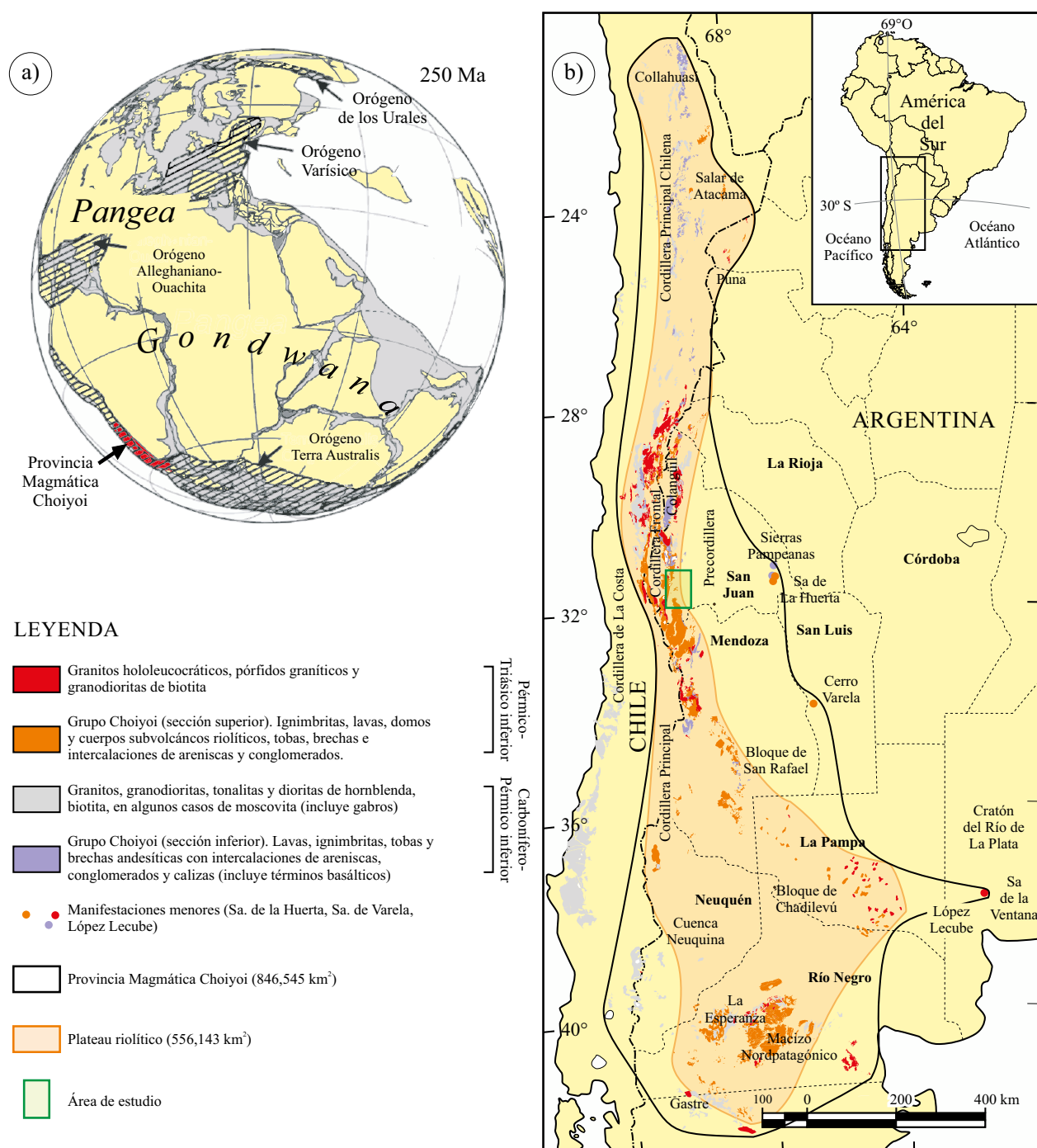


Figura 1. Provincia Magmática Choiyoi. a) Reconstrucción de Pangea hacia los 250 Ma mostrando la posición de los orógenos Alleghaniano-Ouachita, Varísico, de los Urales y Terra Australis (modificado de Cawood y Buchan, 2007). En rojo se marca la ubicación de la provincia magmática Choiyoi. b) Mapa de afloramientos de la provincia Choiyoi, basado en el Mapa geológico de la República Argentina (1996), Mapa geológico de Chile (2003), y complementado con información contenida en las hojas geológicas publicadas y en edición a escala 1: 250.000 del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina del SEGEMAR.

aproximado N-S y buzamiento al oeste, en gran parte originadas como fallas normales durante la extensión gondwánica del Pérmico-Triásico e invertidas durante la compresión ándica en el Cenozoico (Heredia *et al.*, 2002). Otras estructuras importantes son fallas de rumbo NO-SE que actúan como zonas de enlace o transferencia entre las fallas N-S (Heredia *et al.*, 2002) relacionadas con una dirección de extensión NNE-SSO (Giambiagi y Martínez, 2008). Muchas de estas últimas

muestran reactivación ándica con componentes de rumbo sinestrales (Karkanis y Rossello, 2004; Cortés *et al.*, 2006). Por la relación existente entre el fallamiento normal y los depósitos volcánicos pérmico-triásicos, el Grupo Choiyoi es considerado un complejo extensional, postorogénico respecto a la fase San Rafael (para más detalles acerca del marco estructural en el que se emplazó el Grupo Choiyoi ver Heredia *et al.*, 2002; Giambiagi y Martínez, 2008).

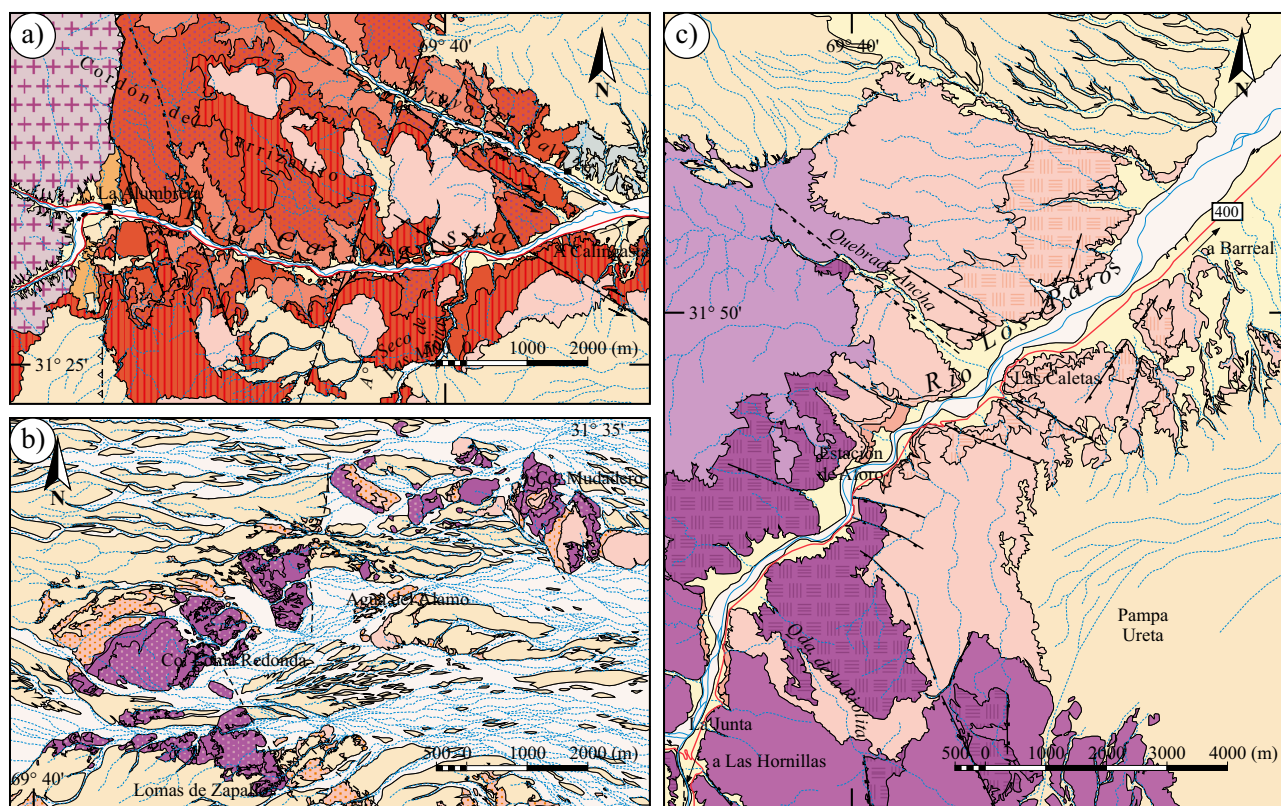


Figura 3. Mapas geológicos de las áreas de a) La Alumbra, b) cerro Mudadero, y c) Las Caletas. Ver la leyenda en la siguiente página.

continúa.

bres en las edades de concordia calculadas son reportadas a niveles de dos sigma. Los diagramas de concordia, los gráficos de densidad de probabilidad y los cálculos de la edad concordia fueron realizados usando el programa ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Por accesibilidad y calidad de afloramientos de las unidades que componen al Grupo Choiyoi, se seleccionaron tres zonas de estudio: a) La Alumbra, b) cerro Mudadero y c) Las Caletas (o El Horcajo) (Figuras 2 y 3). Las unidades más antiguas están expuestas en el área de La Alumbra (Figura 3a), y las más jóvenes afloran en las áreas del cerro Mudadero (Figura 3b) y Las Caletas (Figura 3c). En orden cronológico comprenden: a) Formación Vega de Los Machos; b) Formación El Palque; y c) Formación Horcajo. La siguiente descripción estratigráfica está basada en el mapeo geológico a escala 1: 10,000 y en el levantamiento de 23 secciones estratigráficas (Rocher, 2014).

Formación Vega de Los Machos

La Formación Vega de Los Machos (Caballé, 1986) aflora en el sector de La Alumbra, sobre la margen izquierda del arroyo El Palque, próximo a su concurrencia con el río Calingasta (Figura 3a). Se encuentra constituida por un complejo andesítico-dacítico hasta riolítico (Figura 4a). Incluye, hacia su base, litofacies de lavas andesíticas coherentes y autoclásticas. El tramo medio comprende areniscas tobáceas y brechas, y el tramo superior es de carácter piroclástico, con ignimbritas y depósitos de flujos de bloques y cenizas (Figura 4b). En la zona de estudio, su base se encuentra cubierta por depósitos del Neógeno. Pocos kilómetros al norte de este sector, en la región de

Casposo, la Formación Vega de Los Machos se asienta en discordancia angular, atribuida a la fase orogénica San Rafael, sobre la Formación La Puerta del Carbonífero tardío-Pérmico temprano bajo. Hacia el techo es cubierta en aparente concordancia por la Formación El Palque. El espesor observado es cercano a los 382 m, el que debe considerarse mínimo teniendo en cuenta que la sección no es completa.

Petrográficamente se reconocen andesitas, dacitas y riolitas. Las primeras se caracterizan por texturas porfíricas con matriz microcristalina. El contenido en fenocristales varía entre 15 y 25%, con tamaños entre 0.1 y 1.3 mm. Comprenden fenocristales de plagioclasa, anfíbol y escaso cuarzo (Figura 4c). Las rocas dacíticas son similares texturalmente, y los fenocristales comprenden plagioclasa, cuarzo anédrico fuertemente corroído y biotita alterada a clinozoisita. Las rocas de composición riolítica son ignimbritas con texturas vitroclásticas, eutaxíticas y esferulíticas. Presentan cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita, con apatito y circón como fases accesorias.

Formación El Palque

La Formación El Palque (Caballé, 1986) aflora en la zona de La Alumbra, con buenas exposiciones en las quebradas del río Calingasta y del arroyo El Palque (Figura 3a). Esta formación está constituida por un complejo lávico-piroclástico compuesto por rocas de naturaleza mayormente dacítica a riolítica, aunque incluye algunas traquitas y andesitas. En este trabajo, esta formación es dividida en unidades informales con jerarquía comparable a la de miembros. De base a techo estos son: a) Complejo Volcánico Inferior, b) Ignimbrita Cordón del Carrizalito, c) Ignimbrita Cordón del Diablo, d) Toba El Chalchalero y e) Riolita Quebrada Larga (Figuras 4d y 4e). La Formación El Palque cubre concordantemente a la Formación Vega de Los Machos siendo su contacto neto y de forma irregular. Esta relación se interpreta como el

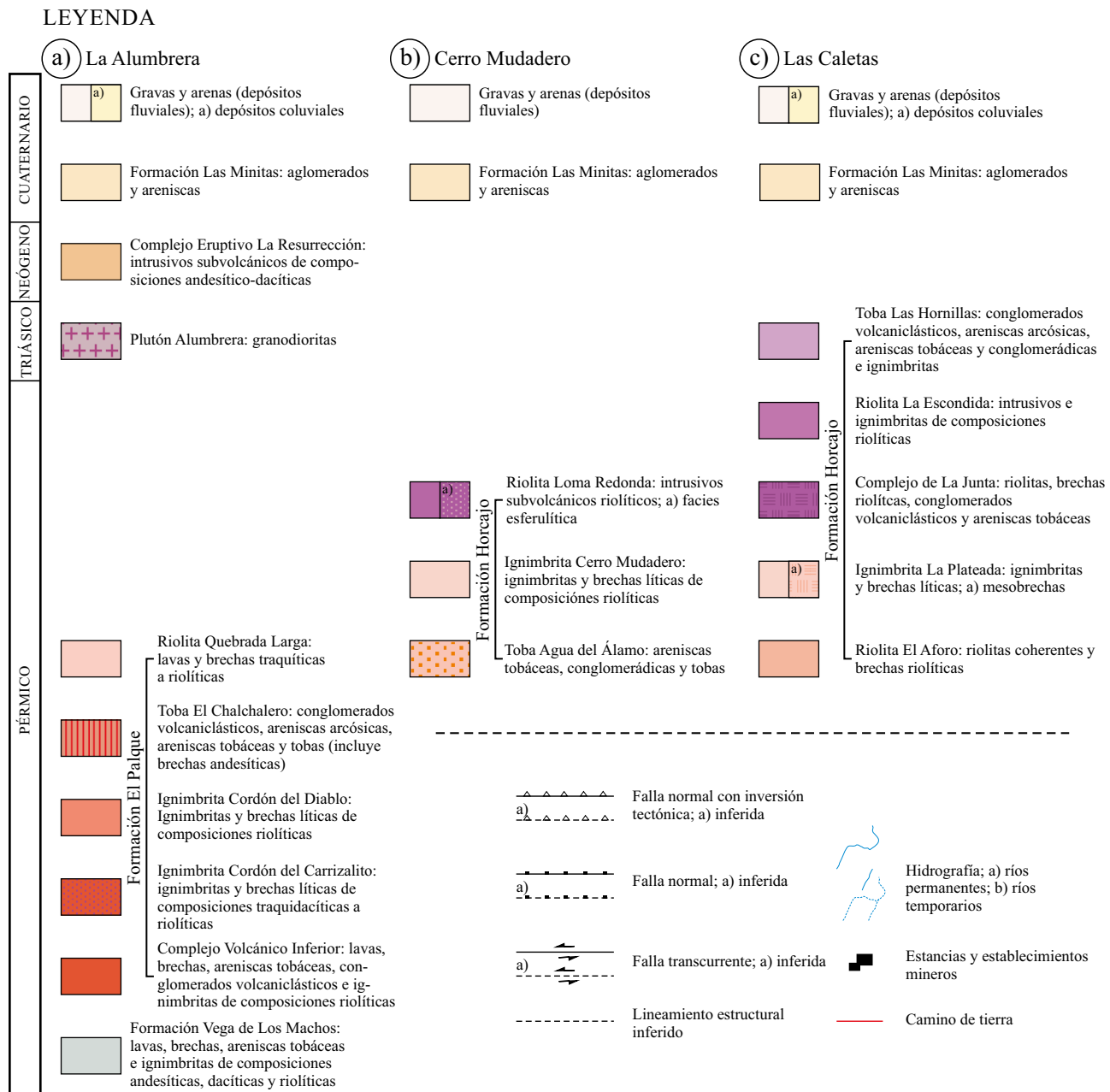


Figura 3. Continuación.

resultado del relieve volcánico original y no como una discontinuidad estratigráfica importante. Por encima de la Formación El Palque se disponen discordantemente depósitos cuaternarios de la Formación Las Minutas. Fuera del área de estudio subyace a la Formación Atutía de probable edad triásica o a volcanitas del Grupo Melchor del Mioceno (Heredia et al., 2002).

La parte baja de la unidad, o Complejo Volcánico Inferior, es una sucesión de lavas y domos riolíticos formados por litofacies coherentes y autoclásticas que son seguidas por dos unidades ignimbriticas. La primera, la Ignimbrita Cordon del Carrizalito, es de composición traquítica, rica en cristales, de moderado grado de soldadura y está acompañada por litofacies de mesobrechas estrechamente relacionadas a una falla volcano-tectónica. La segunda, la Ignimbrita Cordon del Diablo, superpuesta a la anterior, es de composición riolítica con mo-

derado contenido en cristales y de bajo grado de soldadura (Figura 4f). La Toba El Chalchalero es una sucesión sedimentario-volcanoclástica relativamente importante que se desarrolla sobre las ignimbritas, y en la que pueden reconocerse litofacies volcanoclásticas resedimentadas tales como areniscas tobáceas y conglomerados volcanoclásticos, y algunas litofacies de naturaleza epiclástica, como areniscas ricas en cristales y líticas. En la parte alta de la Formación El Palque se desarrolla la Riolita Quebrada Larga, un extenso y potente flujo de lava riolítico, pobremente porfirico de grano fino. El espesor total de la Formación El Palque se estima cercano a los 1,550 m.

Petrográficamente, las lavas riolíticas son las litologías más comunes, y en menor medida las lavas riodacíticas y dacíticas. Se trata de rocas con textura porfirica con matriz microcristalina, granofírica y esferulítica, en algunos casos perlíticas. Los fenocristales suelen ser

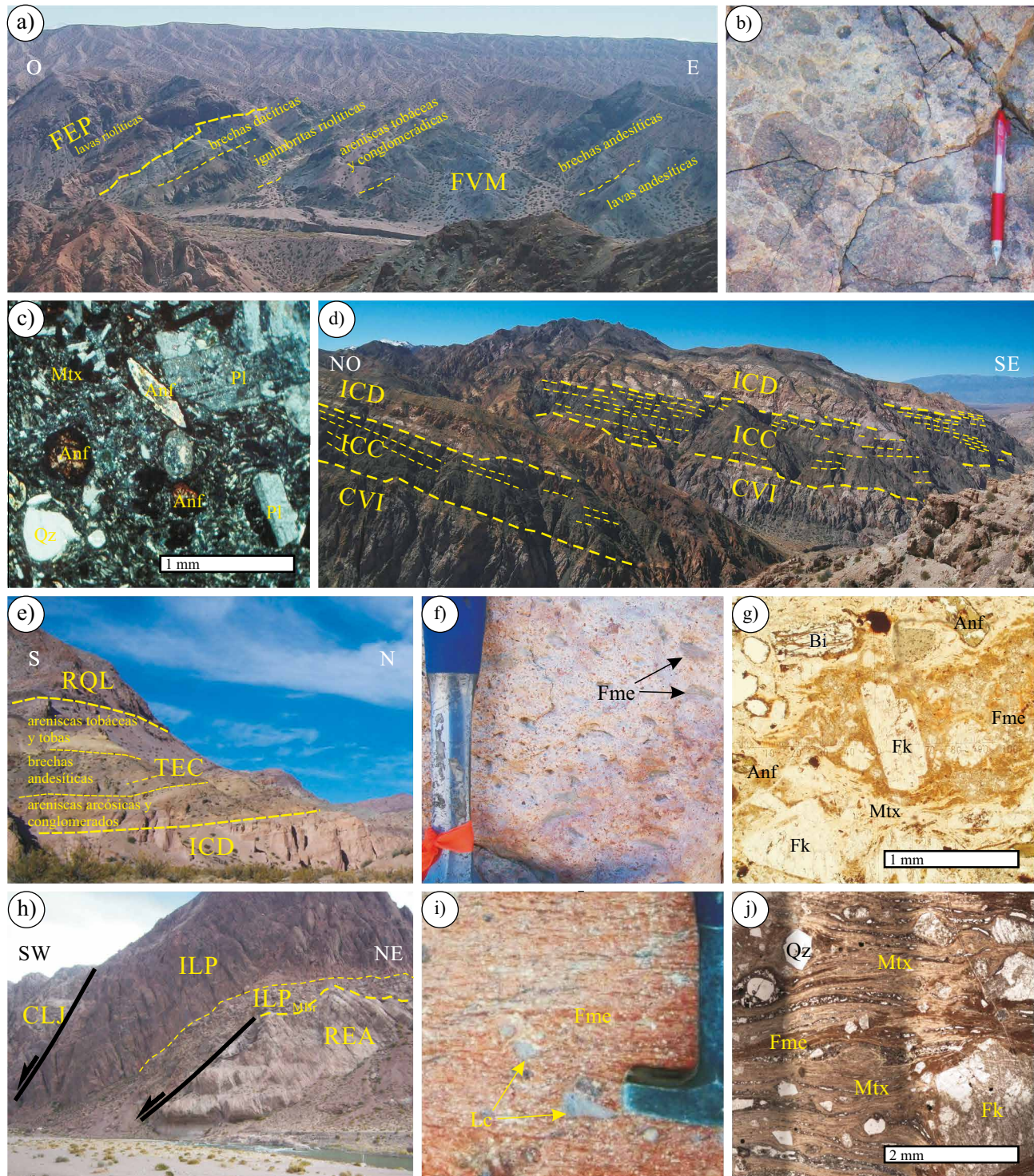


Figura 4. a) Vista panorámica de afloramientos de la Formación Vega de Los Machos (FVM); se indican las diferentes litologías que la componen. Por encima se observa en contacto normal la Formación El Palque (FEP). b) Breccias dacíticas, monolitológicas, litofacies característica de la Formación Vega de Los Machos. c) Cristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) y cuarzo (Qz) en matriz microcristalina (Mtx) de una andesita de la Formación Vega de Los Machos. d) Unidades basales de la Formación El Palque: Complejo Volcánico Inferior (CVI), Ignimbrita Cordón del Carrizalito (ICC) e Ignimbrita Cordón del Diablo (ICD). e) Unidades superiores de la Formación El Palque: Ignimbrita Cordón del Diablo (ICD), Toba El Chachalero (TEC) y Riolita Quebrada Larga (RQL). f) Detalle de litofacies ignimbritica de bajo grado de soldadura de la Formación El Palque, el color verdoso de los *fiamme* (Fme) indica compactación por diagénesis. g) Cristoclastos de feldespato alcalino (Fk), anfíbol (Anf) y biotita (Bi), en matriz (Mtx) vitroclástica; se indica la presencia de *fiamme* (Fme). h) Unidades basales de la Formación Horcajo: Riolita El Aforo (REA), Ignimbrita La Plateada (ILP), en la que se han destacado la litofacies de mesobreccias (ILP_{MB}) y el Complejo de La Junta (CLJ). Se observan fallas normales, algunas de las cuales muestran evidencias de origen volcano-tectónico y de carácter sin eruptivo relacionadas a eventos de colapso. i) Ignimbrita con alto grado de soldadura de la Formación Horcajo; se indica la presencia de litoclastos (Lc) y *fiamme* (Fme). j) Fotomicrografía de la misma ignimbrita que en i. en la que se observan cristoclastos de feldespato alcalino (Fk) y cuarzo (Qz) en matriz paratáxica. Los *fiamme* (Fme) se observan fuertemente aplastados.

escasos (<5–10%). En las ignimbritas se reconocen texturas eutaxíticas, vitroclásticas y microcristalinas (Figura 4g), siendo su contenido en cristaloclastos relativamente alto (15–30%). Algunas ignimbritas presentan evidencias de soldadura de alta temperatura y otras presentan deformación por compactación diagenética. La mineralogía de la Formación El Palque está representada por asociaciones de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo, con anfíbol y biotita. Las fases accesorias comprenden apatito, circón, titanita y opacos.

Los depósitos epiclásticos están representados por areniscas arcósicas y líticas que se caracterizan por grados de selección moderados, alto contenido en granos de feldespato y rara participación de fragmentos vítreos. Los depósitos volcanoclásticos resedimentados incluyen areniscas tobáceas, con selección pobre y altas proporciones de ceniza vítrea y lapilli pumíceo casi sin modificación textural (~75% respecto a cristales y líticos).

Formación Horcajo

La Formación Horcajo (Mirrè, 1966) aflora en las zonas de cerro Mudadero y Las Caletas-Las Hornillas (Figura 3c). Comprende un complejo volcánico riolítico integrado por lavas, brechas, tobas, ignimbritas y depósitos sedimentarios volcanoclásticos. El esquema estratigráfico de la Formación Horcajo modificado de Mirrè (1966) consiste en cinco unidades: a) Riolita El Aforo, b) Toba Las Caletas, c) Ignimbrita La Plateada, d) Complejo de La Junta y e) Riolita La Escondida (Figura 4h). Varios autores, entre ellos Cortés (1985) y Strazzere *et al.* (2006), han extendido el área de afloramientos de la Formación Horcajo hacia el sur, en la Cordillera Frontal y Precordillera mendocinas, en donde los esquemas estratigráficos la ubican como la unidad más alta del Grupo Choiyoi (Cortés *et al.*, 1997). La Formación Horcajo está cubierta en marcada discordancia por la Toba las Hornillas, una potente sucesión volcano-sedimentaria incluida con dudas como parte de la Formación Horcajo (Mirrè, 1966). La Toba Las Hornillas es asignada tentativamente al Triásico y probablemente está relacionada al *rifting* de esa edad (Rocher y Abarzúa, 2013) y por lo tanto representa un evento tectono-magmático diferente, razón por la cual no se incluye en este estudio.

La Riolita El Aforo, unidad basal, es un flujo de lava riolítico en facies coherentes y autoclásticas. Sobre la misma, aunque sólo localmente, yace la Toba Las Caletas, conformada por una sucesión de tobas y brechas de origen freatomagmático. Sobrepuerta al complejo anterior se dispone la Ignimbrita La Plateada, consistente en una potente sucesión de mantos ignimbriticos en facies de tobas lapillíticas reomórficas a eutaxíticas y mesobrechas intercaladas (Figuras 4h y 4i). El Complejo de La Junta se dispone sobre las anteriores unidades y está representado por un flujo lávico potente y extenso semejante a la unidad basal, junto con litofacies volcanoclásticas resedimentadas. La unidad más joven es la Riolita La Escondida, una voluminosa ignimbrita rica en cristales, de moderado grado de soldadura. La relación basal de esta unidad no fue observada ya que su base se encuentra cubierta. La Formación Horcajo se diferencia de la Formación El Palque por su estratigrafía simple integrada por unidades lateralmente continuas y potentes, con participación menor de facies volcanoclásticas resedimentadas, rara presencia de anfíbol y escasa biotita en su mineralogía, y composición más acotada, homogénea y evolucionada en términos de alta SiO₂. Estas características y el hecho de que sea generalmente considerada como la unidad más alta del Grupo Choiyoi, sugieren que la Formación Horcajo no es equivalente a la Formación El Palque, y sería relativamente más joven.

Las volcanitas de cerro Mudadero son diferenciadas en este trabajo en tres subunidades: a) Toba Agua del Álamo; b) Ignimbrita cerro Mudadero; y c) Riolita Quebrada Larga (Figura 3b). La Riolita Quebrada Larga conforma un complejo de lacolitos que intruye a la

Toba Agua del Álamo y a la Ignimbrita cerro Mudadero. Estas unidades se consideran equivalentes a la Formación Horcajo con base en sus características litofaciales, petrográficas y composición química (Rocher, 2014).

Petrográficamente, la Formación Horcajo presenta composiciones riolíticas con variados tipos texturales. Las lavas tienen texturas pobremente porfíricas (<7% de fenocristales), con matriz desvitrificada en agregados cuarzo-feldespáticos, generalmente granofíricos, micropoiquilíticos y esferulíticos. Las ignimbritas (Figura 4j) presentan contenidos en cristales más altos, entre el 12 y 35%. Los grados de soldadura son moderados a altos, variando sus texturas de eutaxíticas hasta parataxíticas, a las que se les superponen texturas de desvitrificación granofíricas y esferulíticas. La mineralogía dominante de la Formación Horcajo consiste en feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo. La biotita es escasa y el anfíbol es raro. Los minerales accesorios son circón y menos comúnmente apatito, titanita y opacos.

GEOQUÍMICA

Para su análisis geoquímico, el Grupo Choiyoi es separado con base en las características de campo y la petrografía en tres secciones: inferior, media y superior, las que coinciden respectivamente con las formaciones Vega de Los Machos, El Palque y Horcajo. Las mismas no son equivalentes a las secciones definidas por Sato y Llambías (1993) o por Heredia *et al.* (2002), pero pueden ser homologadas con las definidas por Giambiagi y Martínez (2008).

Elementos mayores

El Grupo Choiyoi en las secciones estudiadas muestra poca variabilidad, con predominio de rocas ácidas (SiO₂ >65%, recalculado en base anhidra), correspondientes a dacitas, traquidacitas y riolitas según el diagrama TAS (Figura 5a), y una clara tendencia a la acidificación hacia los términos superiores, los que alcanzan valores de riolitas de alta sílice (>75% SiO₂). Los contenidos totales de álcalis (K₂O + Na₂O) son dispersos variando en torno al 7.5 % (valor promedio) y se ubican mayormente en el campo subcalcalino (Figura 5a). Las secciones inferior y media tienen relaciones FeO^t/(FeO^t+MgO) normales a bajas (0.75–0.87) y clasifican mayormente como magmas magnesianos y de afinidad calcoalcalina en el diagrama de Frost *et al.* (2001) (Figura 5b), mientras que la sección superior es extremadamente rica en FeO^t respecto a MgO [FeO^t/(FeO^t+MgO) = 0.82–1] siendo comparables con magmas ferrosos y de afinidad toleítica. La mayor parte de las muestras tienen composición metaluminosa a ligeramente hiperaluminosa [índice de saturación de alúmina (ASI) = 1–1.1], y sólo algunas muestras de la sección superior son típicamente hiperaluminosas (ASI >1.1). Son rocas relativamente pobres en CaO (2.73–0.14 %) encontrándose los valores más bajos en la sección superior (<1.22%). El contenido de TiO₂ respecto a MgO es bajo en las secciones inferior y media, siendo la relación TiO₂/MgO menor a 1, mientras que en la sección superior la relación TiO₂/MgO es mayor a 1. En los diagramas de variación tipo Harker (Figura 5c), se observan diferencias en los trenes evolutivos en MgO, CaO y P₂O₅ para las tres secciones, estableciéndose una buena correlación con la petrografía consistente con la desaparición de plagioclasa, anfíbol, biotita y apatito hacia los términos estratigráficos cada vez más jóvenes.

Elementos traza

En el diagrama Nb/Y–Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) las rocas de las secciones inferior y media se proyectan en el campo de las andesitas y riolitas/riodacitas, en tanto que las rocas de la sección superior lo hacen en el campo de las riolitas/riodacitas y riolitas

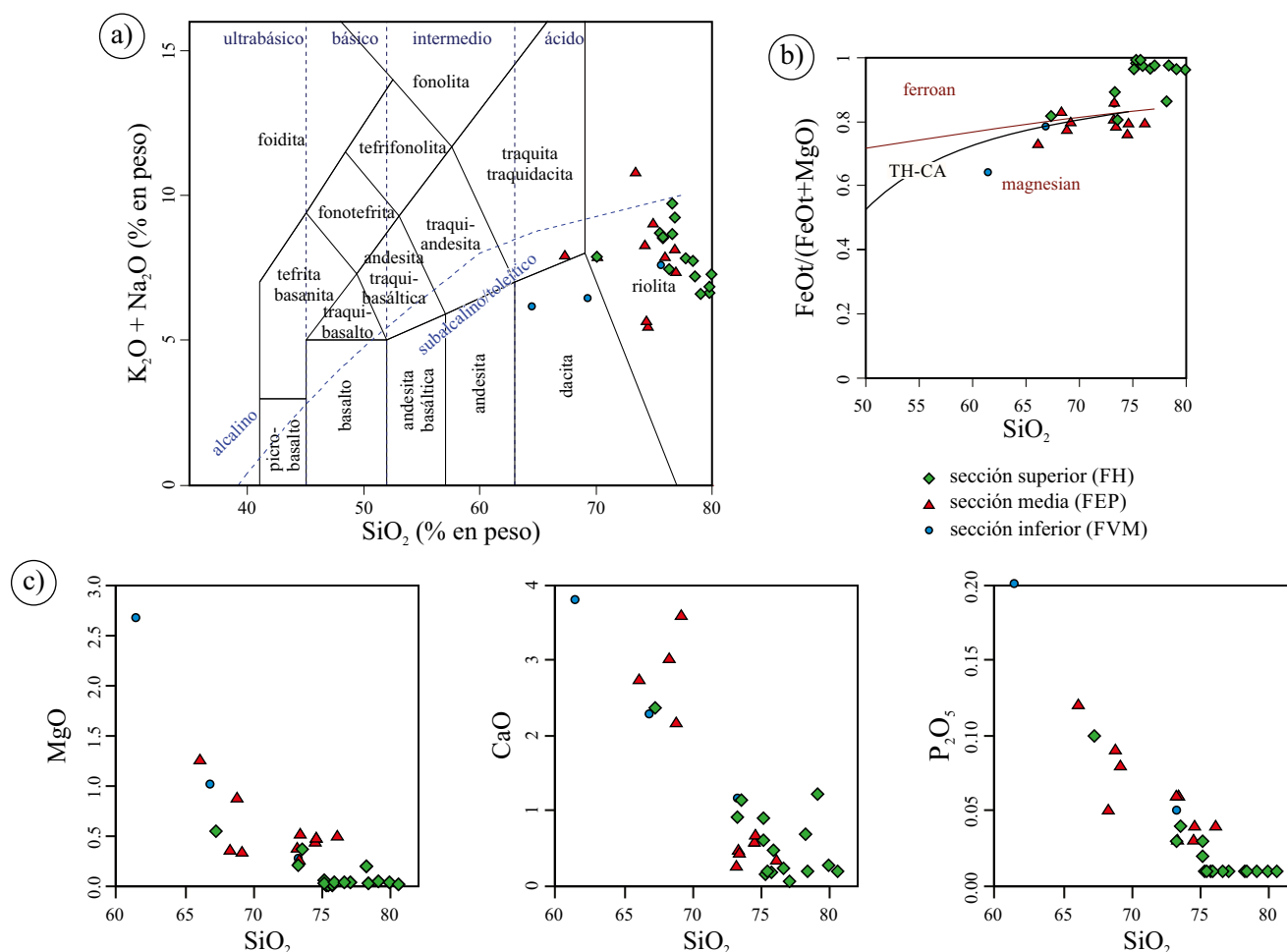


Figura 5. a) Clasificación de las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi en el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986). Todas las muestras presentan >65% SiO₂ y composición subcalcalina. b) Proyección de las muestras analizadas en el diagrama de Frost *et al.* (2001). Las rocas de la sección superior se apartan del resto debido a su notable enriquecimiento en FeO' respecto a MgO. La línea TH-CA de Frost y Frost (2008) separa a las series toleítica y calcoalcalina. c) Diagramas de variación de tipo Harker para MgO, CaO y P₂O₅. Se observa una discontinuidad composicional entre las secciones inferior-media y la sección superior.

señalando una tendencia hacia términos más diferenciados (Figura 6a). Los diagramas de variación multielementos normalizados al condrito de Thompson (1982) muestran enriquecimiento en elementos litófilos de gran radio iónico (*Large Ion Lithophile Elements* = LILE), particularmente en Rb y K (además de Cs no mostrado; ver Tabla S1 del suplemento electrónico), y valores de Ba y Sr relativamente bajos (Figura 6b). El Nb y el Ta se presentan deprimidos. Otros elementos con anomalías negativas y tendencias decrecientes son Sr (de 407 a 16 ppm), P (de 0.17 a 0.1%) y Ti (de 0.61 a 0.6%). Los elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements* = HFSE) Zr, Ce, Hf y Nb, están deprimidos respecto a los LILE y presentan un leve y progresivo enriquecimiento hacia la sección superior. Al igual que con ciertos elementos mayores, la sección superior se aparta de las demás secciones por sus bajos valores relativos en Sr (13.3–153.5 ppm) y Th (10.8 y 14.6 ppm), y altos en Y (33–52.1 ppm) y Nb (11.1–15.7 ppm).

La sumatoria de elementos de las tierras raras (*Rare Earth Elements* = REE) se mantiene relativamente constante (119–234 ppm) en todas las secciones. El patrón de los REE normalizado al condrito de Nakamura (1974), muestra en general pendientes moderadas, con REE livianos ligeramente enriquecidos, presencia de anomalías negativas de Eu de variable magnitud, y patrones relativamente planos en REE pesados (Figura 6c). La sección inferior presenta patrones

con las pendientes más acentuadas y escasa anomalía negativa de Eu ($La_N/Yb_N = 9.8\text{--}13.8$ y $Eu/Eu^* = 0.67\text{--}0.87$). La sección media tiene características intermedias ($La_N/Yb_N = 6.7\text{--}14.8$ y $Eu/Eu^* = 0.49\text{--}0.82$), en tanto que la sección superior se caracteriza por patrones más planos y anomalía negativa de Eu marcada ($La_N/Yb_N = 2.1\text{--}9.1$ y $Eu/Eu^* = 0.24\text{--}0.66$).

GEOCRONOLOGÍA

Datación isotópica

Por su posición estratigráfica alta dentro de la Formación Horcajo, la muestra de la Riolita La Escondida representa uno de los productos finales del volcanismo Choiyoi en la región de estudio. El análisis de once circones ígneos dio por resultado una edad de concordia de 265 ± 2 Ma, que corresponde al Pérmico medio o Guadalupiano (Wordiano-Capitaniano) (Figura 7).

Relaciones temporales de las unidades estudiadas

La mayor parte de los datos geocronológicos obtenidos previamente en las unidades estudiadas comprenden edades obtenidas por el método K-Ar en roca total. Las rocas de la Formación Vega de Los Machos

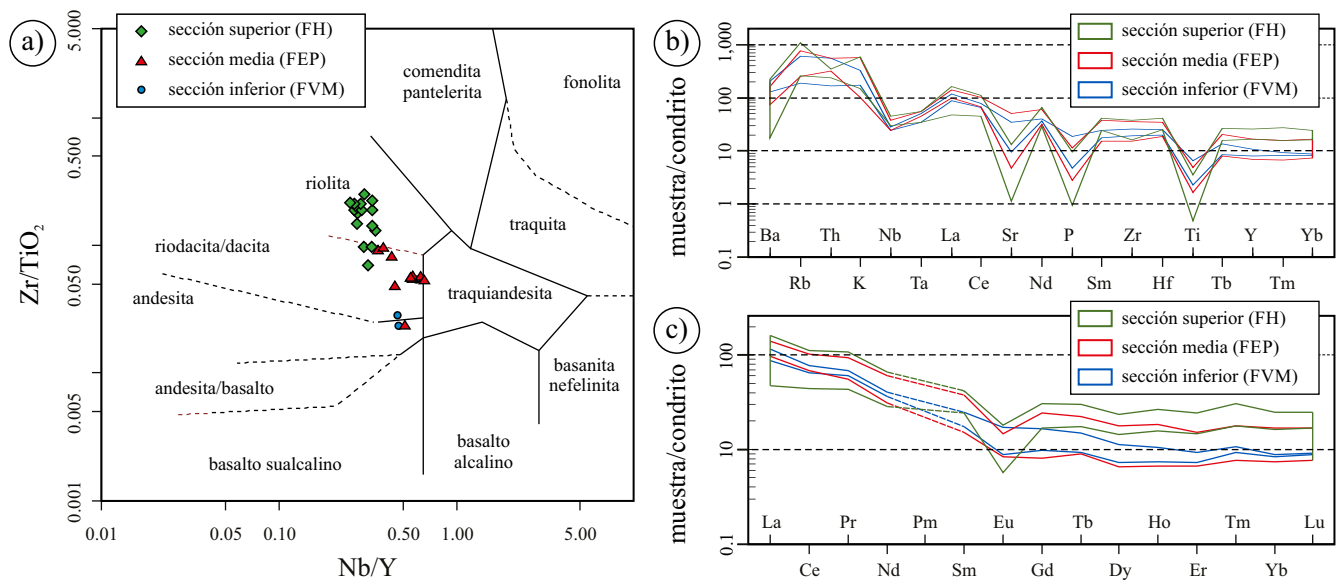


Figura 6. a) Clasificación de las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi en el diagrama Zr/TiO_2 - Nb/Y de Winchester y Floyd (1977). b) Diagrama de variación multielementos normalizado al condrito de Thompson (1982). c) Geoquímica de REE representada en el diagrama normalizado al condrito de Nakamura (1974).

aflorantes fuera del área de estudio dan valores de 288 ± 5 Ma y 294 ± 9 Ma (Espina *et al.*, 1998), correspondientes a la parte temprana del Pérmico temprano (Asseliano-Artinskiano). Estas edades son consistentes con la edad máxima posible para el inicio del volcanismo del Grupo Choiyoi, el cual debe haberse iniciado con posterioridad al Pérmico temprano bajo, edad asignada a los tramos superiores de la Formación La Puerta de acuerdo a su contenido fosilífero (Ottone y Rossello, 1996). La Formación El Palque cuenta con dataciones en rocas del sector de La Alumbreira, las cuales varían de 233 ± 10 Ma a 267 ± 5 Ma (Vilas y Valencio, 1982; Linares, 2007). Otra datación por el método K-Ar en plagioclasa con un valor de 245 ± 7 Ma es reportada por Espina *et al.* (1998) para rocas del área de Castaño Nuevo (quebrada La Puerta). En cuanto a la Formación Horcajo, la misma fue datada por Cortés *et al.* (1997) en 254 ± 22 y 269 ± 40 Ma. Edades comprendidas entre 246 ± 14 y 211 ± 10 Ma fueron obtenidas en rocas volcánicas comparables a la Formación Horcajo de la Cordillera Frontal y de la Precordillera de la provincia de Mendoza (ver Strazzere *et al.* 2006 y sus referencias). Los grandes rangos de error, la posible apertura del sistema isotópico K-Ar, y/o la naturaleza diacrónica de los eventos a nivel regional, pueden ser la causa de la aparente inconsistencia entre las edades reportadas y el esquema estratigráfico propuesto en este trabajo, según el cual la Formación Horcajo es en esencia más joven que la Formación El Palque.

DISCUSIÓN

Estratigrafía volcánica

La confección de una columna estratigráfica compuesta, representativa del Grupo Choiyoi para la región de estudio (Figura 8), basada en la descripción previa y en datos ya publicados (*cf.* Vallecillo *et al.*, 2010; Rocher y Vallecillo, 2014), permite su análisis evolutivo en términos de estilo volcánico y, de manera relativa, la estimación de las variaciones en los volúmenes emitidos y la frecuencia eruptiva. En este análisis, los intervalos sedimentarios son interpretados mayormente como la representación de lapsos de quietud en la actividad eruptiva y/o de tasas eruptivas bajas (*e.g.* Riggs y Busby-Spera, 1990; Khalaf, 2013). El volumen de las unidades volcánicas, considerado como una

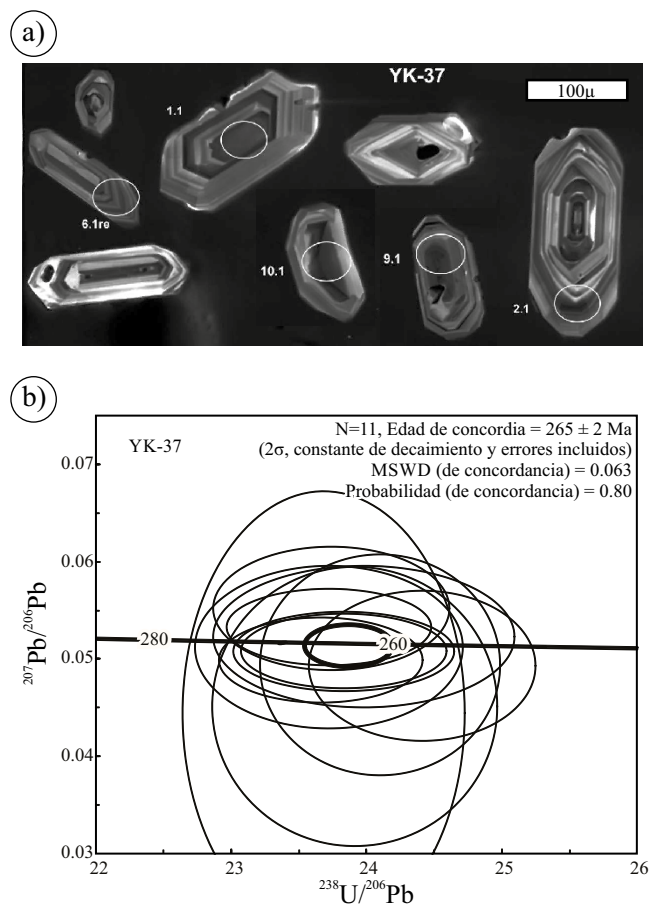


Figura 7. Resultados de la datación U-Pb a partir de circones mediante SHRIMP de una ignimbrita (YK-37) correspondiente a la unidad estratigráficamente más alta del Grupo Choiyoi en la región de estudio (Riolita La Escondida). a) Imágenes de catodoluminiscencia de los circones analizados para una porción del montaje; se indica la posición y número de análisis. b) Diagrama Tera-Wasserburg con una edad de concordia de 265 ± 2 Ma.

medida de la magnitud de las erupciones, es estimado con base en su extensión areal, la que incluye el área expuesta más las áreas cubiertas y/o faltantes por erosión que pueden ser extrapoladas con seguridad, y al espesor promedio observado (volumen = área × espesor), método empleado en Ellis *et al.* (2011).

En diferentes secciones a lo largo de la Cordillera Frontal, el Grupo Choiyoi ha sido caracterizado como un complejo ígneo emplazado en un contexto extensional por la relación entre la distribución y espesor de los depósitos volcánicos y los rasgos estructurales extensionales (*cf.* Heredia *et al.*, 2002; Giambiagi y Martínez, 2008). Las mismas características han sido reconocidas en las unidades aquí tratadas, cuyos depósitos se encuentran estrechamente relacionados a fallas normales, en algunos casos de carácter sinérgico, los que demuestran la existencia de condiciones extensionales durante su emplazamiento (ver Figura 4h; para más detalles *cf.* Rocher y Vallecillo, 2014).

La unidad basal, Formación Vega de Los Machos, está posiblemente asociada a la formación de conos compuestos a través de fases eruptivas constructivas de carácter explosivo y efusivo, alternadas con períodos relativamente largos de degradación. Gran parte de los materiales retrabajados formaron depósitos lacustres y de planicie volcániclastica. Las unidades eruptivas de la Formación Vega de Los Machos son de pequeño volumen (<1 km³), siendo importante en ellas la participación de materiales volcániclasticos resedimentados (~47%) (Figura 8). Con el depósito de la Formación El Palque, el volcanismo se volvió predominantemente riolítico iniciando con un volcanismo efusivo caracterizado por la formación de pequeños domos, coladas y flujos de bloques y cenizas (individualmente <1 km³), hasta culminar con un volcanismo explosivo que generó grandes erupciones ignimbriticas (>5.3–7.8 km³) relacionadas a colapso volcánico-tectónico (Rocher, 2014). Los productos volcániclasticos primarios, fueron en algunos casos retrabajados en ambientes fluviales-aluviales durante los intervalos de quietud eruptiva. Las sucesiones de sedimentos volcániclasticos tienen en la Formación El Palque un desarrollo menor (~27%) (Figura 8). Los eventos finales están representados en la Formación Horcajo, en la que se reconocen flujos de lava riolíticos voluminosos (>8 km³) e ignimbritas relacionadas al desarrollo de volcanismo caldérico (>42–200 km³), intrusivos someros, depósitos freatomagmáticos y depósitos volcániclasticos retrabajados asociados al desarrollo de sistemas aluviales y lacustres breves, estos últimos escasamente representados (~2%) (Figura 8).

El análisis estratigráfico indica un cambio progresivo del Grupo Choiyoi que se manifiesta en una disminución en la participación de depósitos sedimentarios volcániclasticos y un aumento en el volumen de las unidades eruptivas. Es posible advertir que los volúmenes eruptivos, y probablemente las tasas eruptivas, fueron en aumento hasta alcanzar su clímax en los eventos finales.

Evolución petrogenética

Las características químicas de las rocas del Grupo Choiyoi ofrecen algunos indicios acerca de los principales procesos operantes durante la evolución magmática. En las muestras analizadas, los patrones de REE presentan pendientes bajas ($2.2 < La_N/Yb_N < 13.8$), con patrones planos en las REE pesadas ($1.0 < Sm_N/Yb_N < 2.8$), los que sugieren ausencia de granate en la región de la fuente. Esto se manifiesta en (i) el diagrama Sm/Yb–La/Sm en donde se indican los campos de estabilidad de las fases residuales con preferencia a retener REE pesadas (Figura 9a) y (ii) un valor promedio relativamente bajo de Sr/Y = 16 ($n = 7$, muestras con $SiO_2 < 70\%$ de la Tabla S1 del suplemento electrónico), indicando un espesor de corteza continental menor a 25 km (Chiaradia, 2015). Esta característica persiste a lo largo de la secuencia y podría estar relacionada con magmas generados en el marco de una corteza no engrosada (*e.g.*, Formación Valle del Cura; Winocur *et al.*, 2014).

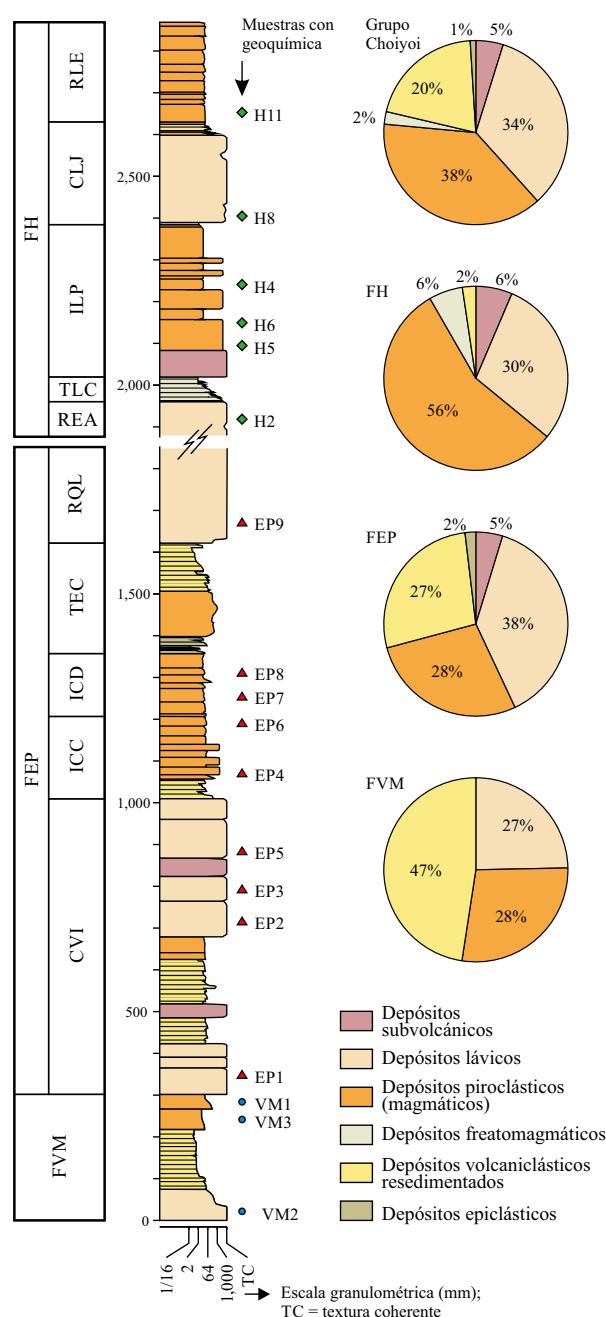


Figura 8. Columna estratigráfica compuesta del Grupo Choiyoi al oeste del valle de Calingasta. Se indica la posición estratigráfica de algunas de las muestras con análisis geoquímico. Los diagramas de porcentaje indican el grado de representación en la columna de las diferentes categorías genéticas de depósitos. FVM: Formación Vega de Los Machos, FEP: Formación El Palque, FH: Formación Horcajo, CVI: Complejo Volcánico Inferior, ICC: Ignimbrita Cordón del Carrizalito, ICD: Ignimbrita Cordón del Diablo, TEC: Toba El Chalchalero, RQL: Riolita Quebrada Larga, REA: Riolita El Aforo, TLC: Toba Las Caletas, ILP: Ignimbrita La Plateada, CLJ: Complejo de La Junta, RLE: Riolita La Escondida.

En cuanto a los procesos de evolución magmática, si bien la secuencia estudiada presenta tendencias composicionales bien definidas hacia términos diferenciados con el transcurso del tiempo geológico, la pertenencia de los distintos términos a diferentes centros eruptivos superpuestos en el espacio y desarrollados a lo largo de un intervalo de tiempo que podría alcanzar los 25 m.a., excluye la posibilidad de

asociarlos a través de relaciones comagmáticas simples (ver Figura 5c). Por esta razón, las interpretaciones posibles acerca de los procesos de diferenciación se aplican en un sentido general.

Las amplias variaciones y el progresivo empobrecimiento en elementos compatibles en fundidos silíceos (Ba, Sr, Eu, Ti, P) y variaciones menores en elementos fuertemente incompatibles (Rb, Ta, Nb, Th) a medida que SiO_2 crece, son consideradas consistentes con procesos de cristalización fraccionada de las fases minerales observadas (feldespatos, anfíbol, biotita, apatito y titanita) y opuestos a un origen por fusión parcial (*cf.* Orozco-Esquivel *et al.*, 2002). En el diagrama Sr–Rb de la Figura 9b, las riolitas del Grupo Choyoi muestran un patrón subhorizontal consistente con una evolución gobernada por cristalización fraccionada, la cual produce fuertes variaciones en la concentración de Sr y suaves en la de Rb. La fuerte dispersión en los contenidos de Sr para concentraciones similares de Rb no implica un proceso de fraccionamiento común para todas las secciones. En particular, la sección superior tiene un comportamiento independiente y no es el resultado de cristalización fraccionada de las secciones inferior y media.

Ambiente geotectónico

Las rocas del Grupo Choyoi estudiadas se caracterizan por el amplio predominio de términos diferenciados silíceos, con sólo una muestra con $\text{SiO}_2 < 66\%$, de composición intermedia, y la completa ausencia de términos básicos. Tales proporciones difieren de las clásicas series de arco volcánico, generalmente dominadas por composiciones intermedias, con riolitas como productos extremos más diferenciados (Wilson, 1989).

Los contenidos de FeO^+ y MgO muestran variaciones marcadas. De acuerdo al esquema de Frost *et al.* (2001) (Figura 5b), las rocas de las secciones inferior y media clasifican como magmas magnesianos, semejantes a las rocas de batolitos cordilleranos (*e.g.*, *Tuolumne suite*, Bateman y Chappell, 1979), y a las rocas volcánicas silíceas de los Andes (*e.g.*, *Andean Puna ignimbrites*, Kay *et al.*, 2010; campo volcánico Puelches, Hildreth *et al.*, 1999) y del oeste de EE. UU. (*Great Basin*, Christiansen y McCurry, 2008). Por su parte, la sección superior

muestra relaciones FeO^+/MgO mayores, clasificándose como magmas ferrosos característicos de granitos relacionados a volcanismo silíceo asociado a extensión en ambientes de arco, retroarco e intraplaca (*e.g.*, zona volcánica de Taupo, Wilson *et al.*, 1995; Sierra Madre Occidental, Cameron *et al.*, 1980; *Snake River Plain*, Christiansen y McCurry, 2008).

En los diagramas de Schandl y Gorton (2002) para discriminar el ambiente tectónico de rocas volcánicas silíceas, las muestras exhiben una buena correlación con el campo de margen continental activo, con relaciones Th/Ta en el rango típico de 8.2–23.3 (Figura 10b). La disminución en el contenido de Th (de 23.3 a 11.1 ppm) hacia términos más jóvenes sugiere la pérdida progresiva de las contribuciones de componentes de arco.

En el diagrama Nb–Y de Pearce *et al.* (1984) (Figura 10c) las muestras de las secciones inferior y media se ubican en el campo de los granitos de arco magmático, con tendencia hacia el campo de los granitos de intraplaca para la sección superior. En el diagrama de elementos incompatibles vs. Ga/Al (Figura 10d) las secciones inferior y media clasifican como magmas tipo I y S, mientras que la sección superior se proyecta sobre el límite con el campo de los magmas tipo A.

Los LILE de las secciones inferior y media presentan un enriquecimiento notable respecto de los HFSE (Figura 6b), particularmente Rb y K, y depresiones características en Nb, Ta y Ti, rasgos típicos de series orogénicas (Wilson, 1989). En este aspecto, la sección inferior es semejante a arcos magmáticos típicos (Figura 10e), en tanto que las secciones media y superior pueden ser comparadas con arcos maduros y arcos asociados a extensión (Figuras 10e y f). En el diagrama de elementos de las tierras raras (ver Figura 7c), las secciones inferior y media se asemejan a las riolitas húmedas, frías y oxidadas de Christiansen y McCurry (2008), típicas de ambientes de subducción, cuyos REE medios y pesados son fraccionados por cristalización de anfíbol y titanita. La disminución en la pendiente general de los REE y el aumento en la anomalía negativa de Eu en la sección superior dan lugar a patrones que comienzan a asemejarse a los de riolitas secas, calientes y reducidas de ambientes de *rift* continental e intraplaca (*cf.* Bachmann y Bergantz, 2008).

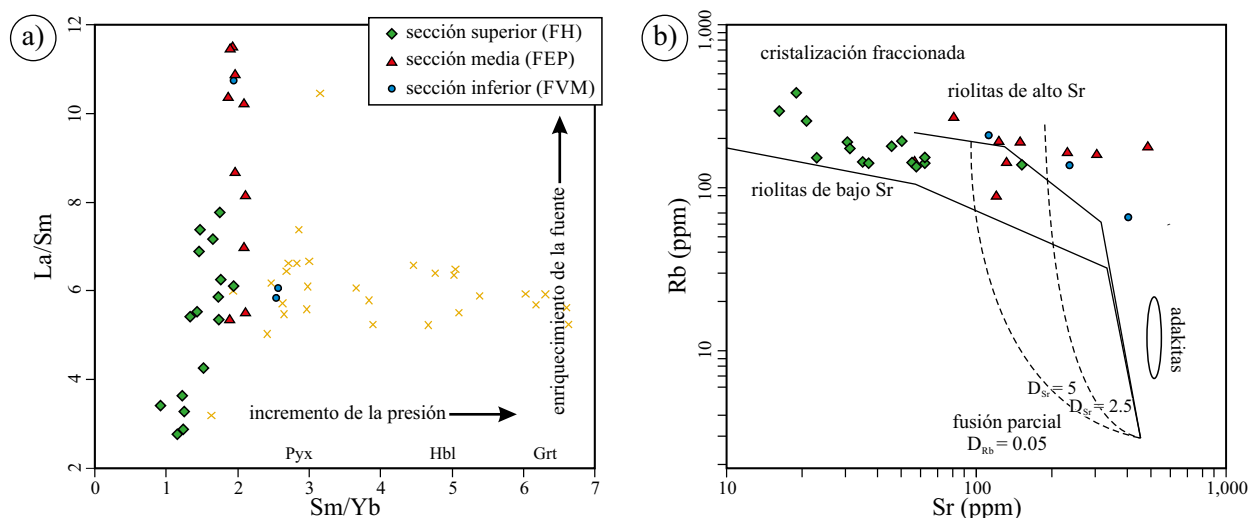


Figura 9. a) Diagrama Sm/Yb–La/Sm con la ubicación aproximada de estabilidad de fases residuales (Pyx: piroxeno; Hbl: hornblenda; Grt: granate) indicada en la base del diagrama (*e.g.*, Kay *et al.*, 1991). Las muestras del Grupo Choyoi presentan relaciones Sm/Yb bajas, asociándose con fuentes a baja presión o poco profundas. La tendencia decreciente en la relación La/Sm indican fuentes menos enriquecidas en elementos aportados por fluidos hacia términos más jóvenes. Las cruces en amarillo corresponden a ignimbrites de la Puna, generadas en una corteza engrosada (datos de la recopilación de Kay *et al.*, 2010). b) Diagrama Sr–Rb en el que se observan variaciones grandes en Sr y pequeñas en Rb, patrón esperado en suites en las que la evolución es gobernada por procesos de cristalización fraccionada. Para comparación se indican las tendencias esperadas según procesos de cristalización fraccionada (líneas sólidas) y fusión parcial (*batch melting*) (líneas de trazos) propuestas por Ayalew y Ishiwatari (2011). D_{Rb} y D_{Sr} son los coeficientes de partición totales supuestos para Rb y Sr.

Edad del Grupo Choiyoi

El marco geocronológico preciso del Grupo Choiyoi no ha sido bien establecido aún. Como se mencionara, los datos geocronológicos disponibles corresponden principalmente a edades K-Ar obtenidas en la década de 1970 (Linares, 2007) y sólo algunas a determinaciones más recientes según los métodos Ar-Ar, Rb-Sr y U-Pb convencional (Linares, 2007; Rocha-Campos *et al.*, 2011), según los cuales se establece un rango de edades aproximado entre 281 y 237 Ma, que abarca casi todo el Pérmico hasta el Triásico medio (*i.e.*, 44 m.a.). Una revisión de edades U-Pb realizada recientemente por Sato *et al.* (2015) sugiere que el magmatismo Choiyoi puede ser acotado entre 286 y 247 Ma.

Edades U-Pb de niveles estratigráficos bajos (sección inferior *sensu* Llambías, 1999) de la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael dan valores de 277 ± 3.0 (Strazzere y Gregori, 2011), 281.4 ± 2.5 (Rocha-Campos *et al.*, 2011) y 272.8 ± 3.9 Ma (Sato *et al.*, 2015), a los que se puede agregar el valor de 282.7 ± 5.8 Ma de un afloramiento de ubicación estratigráfica no especificada (Salazar *et al.*, 2009). La edad U-Pb SHRIMP en circones obtenida en este trabajo en niveles superiores del Grupo Choiyoi, con un valor de 265 ± 2 Ma, es semejante a otras edades U-Pb de niveles estratigráficos altos (sección superior *sensu* Llambías 1999) del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal tales como 273 ± 1.3 Ma (Strazzere y Gregori, 2011), y algunas edades del Bloque de San Rafael de 264.8 ± 2.3 , 264.5 ± 3.0 y 251.9 ± 2.7 Ma (Rocha-Campos *et al.*, 2011). También son comparables con edades de 265.6 ± 5.6 Ma registradas en la secuencia volcánica Guanaco Sonso de la Cordillera Frontal de Chile (Martín *et al.*, 1999). De acuerdo a lo expuesto, las edades U-Pb de las secuencias volcánicas de Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael comprenden edades casi exclusivamente pérmicas y acotadas en un intervalo de alrededor de 30 m.a. entre ~283–252 Ma.

Interpretación tectónica

En términos generales, los rasgos geológicos del Grupo Choiyoi coinciden con los de un ambiente de arco sometido a extensión, caracterizado por magmatismo silícico con formación de depresiones volcano-tectónicas e intrusiones someras, semejante al de cuencas de intraarco de posición elevada (*high-standing extensional intra-arc basins* de Busby, 2012). Acorde con Khalaf (2013), y con base en los datos estratigráficos aquí expuestos, la secuencia habría evolucionado desde un estadio de acumulación de relleno incompleto (*underfilled stage*) en el que los materiales suministrados a los depocentros fueron insuficientes para nivelar la topografía existente (representado en las secciones inferior y media), hasta un período de sobrellenado (*overfilled stage*) en el que los potentes depósitos volcánicos anegaron casi completamente los espacios de acomodación (representado por la sección superior).

El cambio en la volcanología física fue acompañado por cambios de composición desde andesitas-dacitas a riolitas, junto con el cambio de tipo I hasta de transición a tipo A. El marco geotectónico señalado por los diagramas de discriminación y otros indicadores geoquímicos es el de arco magmático hasta intraplaca, sin alcanzar los rasgos típicos de este último tales como composición alcalina, bajos contenidos en Ca, Al y Sr y altos en Nb y Fe (*cf.* Christiansen y McCurry, 2008; Ayalew e Ishiwatari, 2011). La aparente ausencia de vacíos composicionales, la desaparición de fases minerales hidratadas, los altos contenidos relativos en LILE, el empobrecimiento en Th y la disminución en la anomalía negativa de Nb, indican cambios hacia fuentes progresivamente pobres en H₂O, con pérdida de los componentes relacionados a fluidos liberados en zonas de subducción, acompañado de cambios en las condiciones físicas en el ambiente de generación (*p. ej.*, disminución de la presión). Esta pérdida de afinidad con el ambiente de subducción puede ser interpretada como el resultado de la interacción de productos orogénicos en un régimen progresivamente extensional.

Estas condiciones favorecen la formación de grandes acumulaciones de magma en cámaras someras (Hildreth, 1981; Hanson y Glazner, 1995; Jellinek y DePaolo, 2003; Hughes y Mahood, 2008), y de esta manera los sistemas magmáticos tienen la oportunidad de generar magmas silícicos vía cristalización fraccionada sostenida (Bachman y Bergantz, 2008). En algunos sistemas de arco este cambio puede ocurrir de manera gradual en intervalos prolongados de tiempo como aconteció en el campo volcánico San Juan, en el oeste de EE. UU., que permaneció activo durante ~15 m.a. (Lipman, 2007).

Por su relación con un marco tectónico extensional, su composición mayormente silícica y su tendencia a la alcalinidad, el volcanismo del Grupo Choiyoi es considerado evidencia de la interrupción del proceso de subducción en el margen gondwánico, en forma coincidente con un período casi estático en la deriva de Gondwana (Rapalini y Vilas, 1991; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Martínez *et al.*, 2006; Kleiman y Japas, 2009). No obstante, ciertas características geológicas y geoquímicas expuestas en este trabajo, que incluyen las de gran parte de los términos riolíticos superiores, pueden ser consideradas como productos de subducción activa.

Las rocas de la sección inferior (Formación Vega de Los Machos y equivalentes en la Cordillera Frontal), presentan características geoquímicas de ambientes de subducción y han sido interpretadas como parte de un arco magmático (Sato y Llambías, 1993; Heredia *et al.*, 2002; Strazzere *et al.*, 2006, entre otros). Las evidencias estratigráficas y estructurales indican que esta secuencia, postorogénica y no afectada por deformación compresiva, se depositó bajo condiciones tectónicas extensionales (Heredia *et al.*, 2002; Giambiagi y Martínez, 2008; Rocher y Vallecillo, 2014), y representa en consecuencia un arco magmático asociado a extensión (*e.g.* Smellie, 1994). En otras regiones como el Bloque de San Rafael, la compresión sanrafaélica fue más prolongada y afectó unidades basales equivalentes a la sección inferior otorgándoles carácter sinorogénico (Kleiman y Japas, 2009). La extensión del Pérmico-Triásico ha sido generalmente atribuida al colapso orogénico que siguió a la fase San Rafael (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Kleiman y Japas, 2009).

El volcanismo riolítico de la sección superior (*sensu* Sato y Llambías, 1993; Llambías, 1999; equivalente a las secciones media y superior de este trabajo), ha sido interpretado por varios autores (Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Parada *et al.*, 1999; Kleiman y Japas, 2009) como una asociación de transición a intraplaca. Sin embargo, y en acuerdo con otros autores (Strazzere *et al.*, 2006; Martínez y Giambiagi, 2010; Coloma *et al.*, 2013), las rocas estudiadas podrían ser, al menos en gran parte, vinculadas a un ambiente de arco en extensión, similar al descrito para las riolitas de la zona volcánica de Taupo (*cf.* Deering *et al.*, 2011) y otros márgenes de subducción del Pacífico Occidental que son ejemplos modernos de orógenos en retroceso (ver Cawood *et al.*, 2009 y sus referencias), o con grandes provincias ígneas silícicas relacionadas a márgenes de subducción (Ferrari *et al.*, 2007). Es posible que la subducción se haya mantenido activa incluso hasta el Pérmico medio-Triásico temprano, durante gran parte del desarrollo del magmatismo silícico tardío del evento Choiyoi. El cambio de un régimen compresivo a otro extensional en un margen convergente puede ocurrir como consecuencia del retroceso de la losa en subducción respecto de la placa cabalgante (Collins, 2002), proceso que parece haber sido recurrente en la historia tectónica del margen gondwánico durante el Paleozoico (Veevers, 2004; Cawood, 2005; Cawood y Baughan, 2007; Vaughan y Pankhurst, 2008; Alasino *et al.*, 2012). En el modelo conceptual de la Figura 11, la fusión de la cuña de manto es generada por la adición de fluidos desprendidos de la losa en subducción. Al progresar la extensión acompañada por atenuamiento cortical y ascenso del manto, adquiere importancia la fusión gobernada por descompresión adiabática con la consecuente

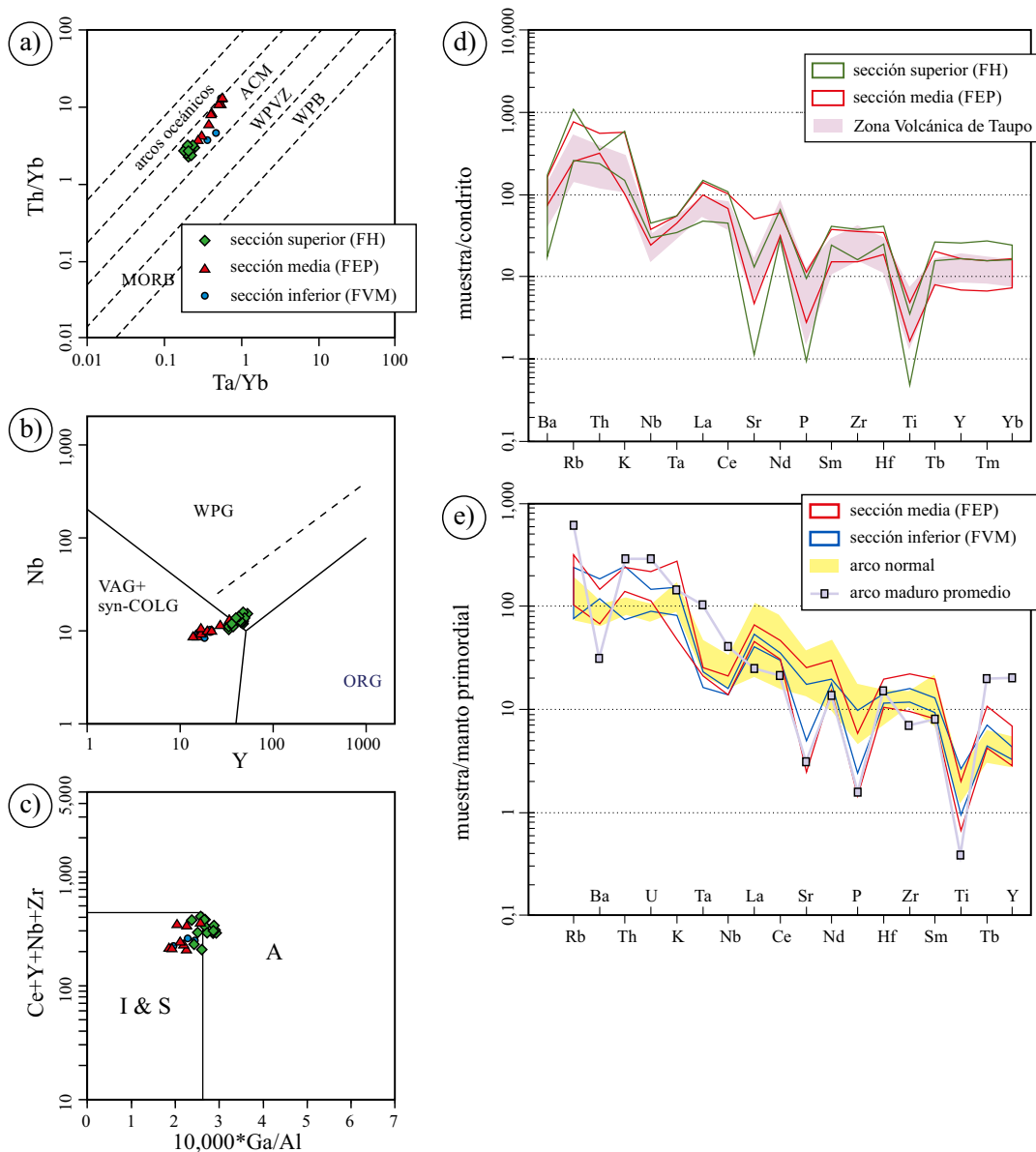


Figura 10. a) En el diagrama de Shandl y Gorton (2002) las muestras analizadas caen en el campo de márgenes continentales activos (ACM: *Active Continental Margins* = márgenes continentales activos; WPVZ: *Within-Plate Volcanic Zones* = zonas volcánicas de intraplaca; WPB: *Within-Plate Basalts* = basaltos de intraplaca; MORB: *Middle Ocean Ridge Basalts* = basaltos de dorsal meso-oceánica). b) Diagrama de Pearce *et al.* (1984). Se observa correspondencia con el campo de los granitos de arco (VAG + syn-COLG) y una tendencia evolutiva hacia el campo de intraplaca (WPG). c) Diagrama de Whalen *et al.* (1987) modificado por Tommasini *et al.* (1994). Las muestras se proyectan preferentemente en el campo de los granitos tipo I y S, con la sección superior transpuesta sobre el campo de los granitos tipo A. d) diagrama de variación multielementos normalizado al condrito de Thompson (1982) en el que se comparan las riolitas de las secciones media y superior con las riolitas de la zona volcánica de Taupo (datos promediados de la recopilación de Deering *et al.* (2011)). e) Diagrama de variación multielementos normalizado al manto primordial de Wood *et al.* (1979). Se comparan las diferentes secciones del Grupo Choiyoi con valores de rocas de arco normal y arco maduro según datos de Brown *et al.* (1984).

acreción magmática subcortical. La extensión no fue lo suficientemente desarrollada como para generar volcanismo bimodal (e.g., SCORBA de la Sierra Madre Occidental de México; Ferrari *et al.* 2007). Datos isotópicos de firmas Lu-Hf y O en circon en batolitos permo-triásicos de la Cordillera Frontal de Chile, equivalentes plutónicos del Grupo Choiyoi, sugieren que las fuentes magmáticas fueron variando con el tiempo desde predominantemente corticales ($\delta^{18}\text{O} = +7\text{‰}$; $-6 < \epsilon\text{Hf} < 0$) y relacionadas con el desarrollo de un arco magmático, hasta mantélicas relacionadas a un marco tectónico extensional ($\delta^{18}\text{O} = +4\text{‰}$; $+2 < \epsilon\text{Hf} < +7$) (cf. Hervé *et al.*, 2014).

Por sus características geológicas y composición química e isotópica, el magmatismo silíceo del evento Choiyoi en la Cordillera Frontal puede ser atribuido mayormente a un arco magmático desarrollado en condiciones extensionales en cuya generación estuvo progresivamente involucrado el manto. Aunque la extensión del Pérmico-Triásico ha sido atribuida al colapso orogénico que siguió a la fase San Rafael (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías y Sato, 1995; Kleiman y Japas, 2009; Martínez y Giambiagi, 2010), se considera que el colapso orogénico no puede inducir por sí solo ascenso mantélico y extensión litosférica completa (Liu y Shen, 1998). El colapso orogénico explicaría en parte

la tectónica extensional sin que pueda asociarse directamente con el origen del magmatismo, y otros procesos tales como delaminación litosférica y/o ruptura de la losa oceánica (*slab break-off*) debieron ser invocados para explicar la afinidad composicional de los magmas con marcos tectónicos de intraplaca (Mpodozis y Kay, 1992; Kleiman y Japas, 2009). La existencia de condiciones extensionales y ascenso del manto en un margen de subducción son compatibles con una dinámica de *rollback* en respuesta al empujamiento y retroceso de la placa en subducción con posterioridad a la fase orogénica San Rafael. La tectónica extensional y el magmatismo del Pérmico-Triásico pudieron ser una respuesta pasiva a cambios en las condiciones de convergencia en margen gondwánico (disminución de la velocidad relativa, edad creciente de la placa oceánica, flujo dinámico del manto; cf. Heuret y Lallemand, 2005), probablemente como resultado de la reorganización global de placas que tuvo lugar entre la amalgamación final de Pangea y el inicio de su fragmentación (Cawood y Buchan, 2007).

CONCLUSIONES

El Grupo Choiyoi en la porción sur de la Cordillera Frontal de San Juan, comprende una potente secuencia volcánica predominantemente silícica ($\text{SiO}_2 > 65\%$) del Pérmico temprano-medio que registra cambios a través del tiempo en el modo de ocurrencia y en la composición química de sus rocas. El aumento en el volumen de los depósitos volcánicos desde coladas, domos e ignimbritas de pequeño volumen hasta flujos silícicos voluminosos y potentes ignimbritas relacionadas a eventos de colapso volcánico-tectónico, y la disminución de los sedimentos volcanoclásticos a lo largo de la secuencia, sugieren que los volúmenes emitidos, y probablemente las tasas eruptivas, fueron incrementándose con el tiempo, alcanzando su clímax en los eventos finales. Con base en una nueva edad U-Pb SHRIMP en circones de 265 ± 2 Ma, correspondiente a los niveles más altos de la secuencia, y a edades isotópicas y paleontológicas previas, la duración de la actividad volcánica en el área puede ser acotada a un intervalo de ~25 m.a., durante el Pérmico temprano-medio. Las variaciones en el modo de ocurrencia fueron acompañadas por cambios graduales en la composición, la que varió desde andesítico-dacítica hasta riolítica. Los datos petrográficos y geoquímicos son consistentes con magmas emplazados en una corteza no engrosada, y con una evolución relativamente continua en la que la diferenciación fue mayormente controlada por procesos de cristalización fraccionada. Los patrones de elementos traza no presentan grandes variaciones, y son típicos de series orogénicas, en particular de riolitas de arco magmático en extensión (e.g., zona volcánica de Taupo). Sin embargo, hacia los términos superiores se manifiesta una creciente afinidad composicional con marcos tectónicos de intraplaca. Esta evolución se interpreta como el resultado de la progresiva maduración del sistema de arco junto con la interacción de los productos de subducción con un ambiente extensional. El modelo propuesto para compatibilizar estas observaciones es el de un arco magmático en régimen extensional resultado del retroceso de la placa en subducción (*rollback*) en las fases finales de la orogenia gondwánica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Ricardo Vega Granillo y a Juliana Estrada Carmona, revisores del trabajo, y al editor de la revista Luigi Solari, por los valiosos comentarios y sugerencias que contribuyeron a mejorar sustancialmente la versión final de este manuscrito. Por su colabora-

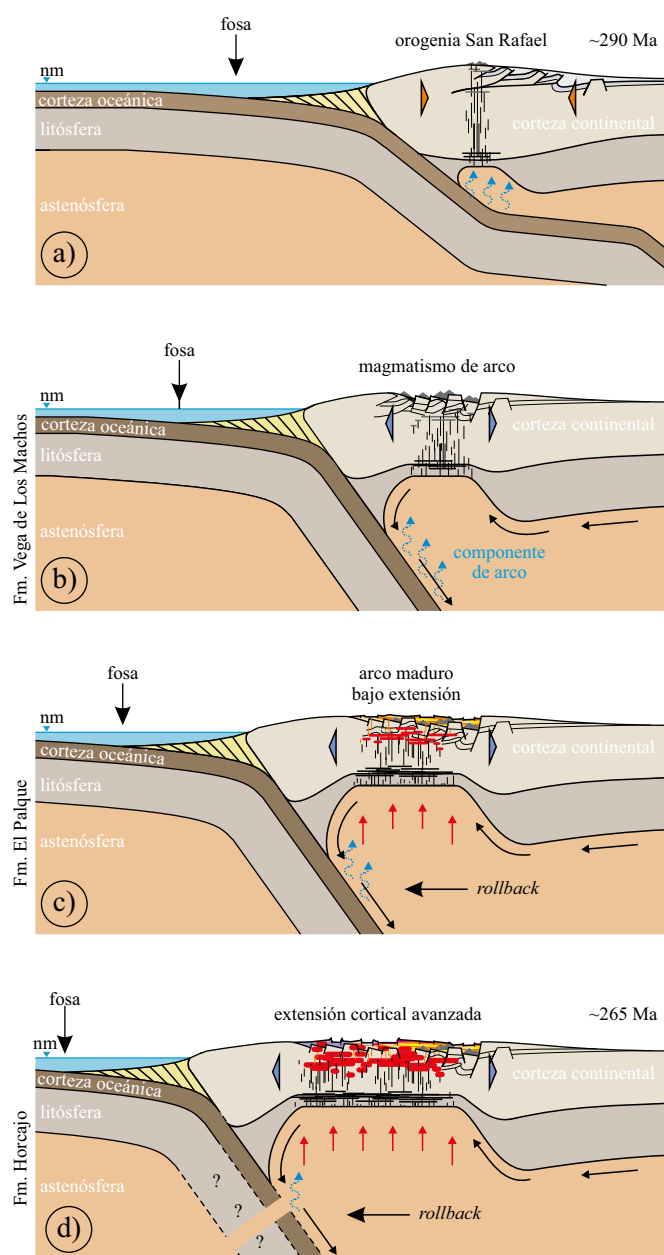


Figura 11. Esquema del marco tectónico para el Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal. a) Fines de la fase San Rafael (basado en Astini *et al.*, 2009). La subducción de bajo ángulo provoca la deformación de las cuencas de retroarco y antepaís del Carbonífero-Pérmico temprano. b) La secuencia se inicia hacia ~290–282 Ma con la instalación de un arco magmático andesítico en un marco extensional. Este escenario es provocado por el retroceso del orógeno o *rollback* y está materializado en la Formación Vega de Los Machos, o sección inferior. c) En un estadio más avanzado, el arco magmático madura y genera pulsos cada vez más voluminosos y diferenciados de composición riolítica. Esta etapa está representada por la Formación El Palque, o sección media, la que tiene notables similitudes en sus características geoquímicas con la zona volcánica de Taupo de Nueva Zelanda, un orógeno moderno en retroceso. d) Finalmente, hacia ~265 Ma la actividad magmática alcanza su clímax, caracterizándose por grandes erupciones ignimbriticas y lavas riolíticas extensas. El cambio en el magmatismo estuvo probablemente relacionado a un estadio de extensión cortical más avanzada. La subducción puede haber sido inactiva durante este evento, aunque los magmas generados continuaron incorporando características composicionales de zonas de subducción.

ción en las tareas de campo, los autores agradecen a María Martha Caballero, Augusto Wetten, Fernando Abarzúa, Luis Banchig, Roberto Medrano y Marianela Segobia. Este trabajo fue financiado a través de los proyectos de investigación de CONICET (PIP 2009 N° 0878) y CICITCA-UNSJ (E879). Parte de los resultados presentados en esta contribución formaron parte de la tesis doctoral del primer autor, quien agradece al programa de becas de CONICET por su apoyo durante la realización de la misma.

APÉNDICE. INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Las Tablas S1 (Concentración de elementos mayores y traza en rocas del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal de Calingasta) y S2 (Resumen de los resultados del análisis U-Pb SHRIMP en circones de la muestra YK-37) están disponible en el portal electrónico de la Revista <<http://rmcg.unam.mx/>>, en la tabla de contenidos de este número.

REFERENCIAS

- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M.A., Fanning, C.M., 2012, Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting: *Gondwana Research*, 22, 992-1008.
- Astini, R.A., Martina, F., Ezpaleta, M., Dávila, F.M., Cawood, P.A., 2009, Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin (Argentina), and reappraisal on the 'Eo- and Neohercynian' tectonics along western Gondwana (resumen), *en* 12° Congreso Geológico Chileno, Santiago: Santiago, Chile, Sociedad Geológica de Chile, 1-4.
- Ayalew, D., Ishiwatari, A., 2011, Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation: *Island Arc*, 20, 78-93, doi: 10.1111/j.1440-1738.2010.00746.x
- Azcuy, C.L., Caminos, R., 1987, Diastrofismo, *en* Archangelsky, S. (ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*: Córdoba, Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 239-251.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008, Rhyolites and their source mushes across tectonic settings: *Journal of Petrology*, 49(12), 2277-2285.
- Barriónuevo, M., Arnoso, M., Llambías, E.J., 2013, Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(1), 31-39.
- Bateman, P.C., Chappell, B.W., 1979, Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 409-420.
- Breitkreuz, C., Zeil, W., 1994, The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in northern Chile, *en* Reutter, K.J. (ed.), *Tectonics of Southern Central Andes*: Berlin, Springer-Verlag, 277-292.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoides in contrasting arcs and comments on magma sources: *Journal of the Geological Society*, 141, 413-426.
- Bryan, S.B., 2007, Silicic Large Igneous Provinces: Episodes, 30(1), 20-31.
- Busby, C.J., 2012, Extensional and transtensional continental arc basins: case studies from southwestern United States, *en* Busby, C.J., Azor, A. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*: Oxford, Blackwell Publishing Ltd., 382-404.
- Caballé, M.F., 1986, Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan): La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral, 205 pp.
- Cameron, M., Bagby, W.C., Cameron, K.L., 1980, Petrogenesis of Mid-Tertiary Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 271-284.
- Caminos, R., Llambías, E.J., Rapela, C.W., Parica, C.A., 1988, Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 137-145.
- Casé, A.M., López-Escobar, L., Danieli, J.C., Schalamuk, A., 2008, Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features: *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 188-203.
- Castro de Machuca, B.E., Conte-Grand, A., Meissl, E., Pontoriero, S., Sumay, C., Morata, D., 2007, El magmatismo Neopaleozoico en la sierra de la Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan: los pórfidos Marayes Viejo y el Arriero: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62, 447-449.
- Cawood, P.A., 2005, Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: *Earth-Sciences Reviews*, 69, 249-279.
- Cawood, P.A., Buchan, C., 2007, Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly: *Earth-Science Reviews*, 82, 217-256.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., Windley, B.F., 2009, Accretionary orogens through Earth history, *en* Cawood, P.A., Kröner, A. (eds.), *Earth Accretionary Systems in Space and Time*: London, The Geological Society, Special Publications, 318, 1-36.
- Chiaradia, M., 2015, Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: Earth scale perspective: *Scientific Reports*, 8, 8015, 1-5.
- Christiansen, E.H., McCurry, M., 2008, Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from western Cordillera of the United States: *Bulletin of Volcanology*, 70, 251-267.
- Collins, W.J., 2002, Hot orogens, tectonic switching, and accretion of continental crust: *Geology*, 30(6), 535-538.
- Coloma, F., Creixell, C., Salazar, E., 2013, Arc development during continuous subduction from Carboniferous to Triassic: evidence from geochemistry of intrusive rocks in the Vallenar Cordillera (El Transito Valley), Andes of northern Chile (resumen), *en* International Geological Congress on the Southern Hemisphere, Viña del Mar: Viña del Mar, Argentina, Universidad Andres Bello, p. 281.
- Cortés, J.M., 1985, Volcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de Estancia Tambillos, Mendoza, Argentina, *en* 4° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta: Antofagasta, Chile, Sociedad Geológica de Chile, Actas, 1, 89-108.
- Cortés, J.M., González Bonorino, G., Koukharsky, M.M.L., Pereyra, F., Brodtkorb, M., 1997, Hoja geológica 3369-09, Uspallata, provincia de Mendoza, Argentina, escala 1:250,000: Buenos Aires, Subsecretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR, 1 mapa con texto.
- Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M.M., Yamin, M.G., Terrizzano, C.M., 2006, Fajas oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30'-33°30'LS): Controles paleotectónicos: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 639-646.
- Deering, C.D., Bachmann, O., Dufek, J., Gravley, D.M., 2011, Rift-related transition from andesite to rhyolite volcanism in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand) controlled by crystal-melt dynamics in mush zones with variable mineral assemblages: *Journal of Petrology*, 52(2), 2243-2263.
- Ellis, B.S., Branney, M.J., Barry, T.L., Barford, D., Bindeman, I., Wolff, J.A., Bonnicksen, B., 2011, Geochemical correlation of three large-volume ignimbrites from the Yellowstone hotspot track, Idaho, USA: *Bulletin of Volcanology*, 74, 261-277.
- Espina, R., Cegarra, M., Ragona, D., González, P., Lo Forte, G., 1998, Hoja 3169-20 Castaño Nuevo, provincia de San Juan, Argentina, escala 1:250.000: Buenos Aires, Secretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR, 1 mapa con texto.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S.E., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and their relation to the evolution of western margin of North America: *Geological Society of America Special Paper*, 422, 1-39.
- Forsythe, R., 1982, The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation: *Journal of the Geological Society of London*, 139, 671-682.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Giambiagi, L., Martínez, A.N., 2008, Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 252-260.

- Gregori, D.A., Benedini, L., 2013, The Cordon del Portillo Permian magmatism, Mendoza, Argentina, plutonic and volcanic sequences at the western margin of Gondwana: *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 61-73.
- Gregori, D.A., Grecco, L.E., Llambías, E.J., 2003, El intrusivo López Lecube: evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2), 167-175.
- Hanson, R.B., Glazner, A.F., 1995, Thermal requirements for extensional emplacement of granitoides: *Geology*, 23, 213-216.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Gallastegui, G., Busquets, P., Colombo, F., 2002, Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30°00-31°30'S latitude): *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 79-99.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C., 2014, Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematic: *Lithos*, 184-187, 436-446.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005, Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 31-51.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, 86, 10,153-10,192.
- Hildreth, W., Fierstein, J., Godoy, E., Drake, R.E., Singer, B., 1999, The Puelche volcanic field: extensive Pleistocene rhyolite lava flows in the Andes of central Chile: *Revista Geológica de Chile*, 26(2), 275-309.
- Hughes, G.R., Mahood, G.A., 2008, Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs: *Geology*, 36(8), 627-630.
- Jellinek, A.M., DePaolo, D.J., 2003, A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 65, 363-381.
- Jordan, T.E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P.B., Richards, D., Tabbutt, K., Chetham, T., 1996, Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina: *Revista Geológica de Chile*, 23(1), 43-79.
- Karkanis, C., Rossello, E.A., 2004, Geología y controles estructurales de las áreas de alteración del Portezuelo de Las Burras (Cordillera Frontal, San Juan): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1), 3-13.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?: *Geology*, 17, 324-328.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), *en* Harmon, R.S. Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting: Geological Society of America Special Paper*, 265, 113-137.
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffè, P.J., Chen, C., 2010, Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 81-111.
- Khalaf, E.E.D.A., 2013, Syn-eruptive/inter-eruptive relationships in Late Neoproterozoic volcano-sedimentary deposits of the Hamid area, North Eastern Desert, Egypt: *Bulletin of Volcanology*, 75, 693.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2002, The lower Choiyoi volcanic sequence at 34°-35°30'S, San Rafael, Mendoza, Argentina: evidence of active plate convergence (resumen), *en* *Pacific Margin of Gondwana, Gondwana XI, IGCP Symposium 436: Christchurch, New Zealand*.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009, The Choiyoi volcanic province at 34°-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana: *Tectonophysics*, 473, 283-299.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettini, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Linares, E., 2007, Catálogo de edades radimétricas de La República Argentina, Años 1957- 2005: Buenos Aires, Argentina Asociación Geológica Argentina, Serie F, Publicaciones en CD, 2.
- Lipman, P.W., 2007, Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field: *Geosphere*, 3(1), 42-70.
- Liu, M., Shen, Y., 1998, Crustal collapse, mantle upwelling, and Cenozoic extension in the North American Cordillera: *Tectonics*, 17(2), 311-321.
- Ludwig, K.R., 1999, User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 1a
- Ludwig, K.R., 2000, SQUID 1.00, A User's Manual: Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 2.
- Llambías, E.J., 1999, Las rocas ígneas gondwánicas, *en* Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales* 29(12), 349-376.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., 1995, El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 111- 131.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Montenegro, T., 2003, The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 243-257.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A., Carbone, O., 2007, Evolución tectonomagmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05 'S-37°15 'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217-235.
- Mapa Geológico de Chile, 2003, Mapa Geológico de Chile, escala 1:1'000,000: Santiago, Gobierno de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología, Publicación geológica digital, No. 4, 2003, CD-ROM, versión 1.0, 1 mapa.
- Mapa Geológico de la República Argentina, 1996, Mapa Geológico de la República Argentina, escala 1:500,000: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), 1 mapa.
- Martín, M.W., Clavero, J.C., Mpodozis, C.M., 1999, Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29°-30°S): *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 33-49.
- Martínez, A., Giambiagi, L., 2010, Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina: *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 30, 432-451.
- Martínez, A., Rodríguez Blanco, L., Ramos, V.A., 2006., Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina: geological variations associated with changes in Paleo-Benioff zone (resumen), *en* *Backbone of the Americas, Mendoza: Mendoza, Argentina, Asociación Geológica Argentina-Geological Society of America Symposium, Abstract with Programs*, p. 77.
- Martínez, N.A., Tobares, M.L., Giaccardi, A., Aguilera, D., Roquet, M.B., Giambiagi, L., 2012, Depósitos piroclásticos gondwánicos en el sur de la sierra de Varela, provincia de San Luis: su petrografía y geoquímica, *en* López, J.P., Grosse, P., Bellos, L.I., Baes, M.A., Fogliata, A.S., Sardi, F.G. (eds.), *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis Asociada I: San Miguel de Tucumán, Argentina, Serie de Correlación Geológica*, 28(1), 23-32.
- Mésigos, M.G., 1953, El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (Provincia de San Juan): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8, 65-100.
- Mirré, J.C., 1966, Geología del Valle del río de los Patos (entre Barreal y las Hornillas): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(4), 211-232.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992, Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): *Geological Society of America Bulletin*, 104, 999-1014.
- Munizaga, F., Maksaev, V., Fanning, C.M., Giglio, G., Yaxley, G., Tassinari, C.C.G., 2008, Late Paleozoic- Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile: *Gondwana Research*, 13, 407-427.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica*, 38, 757-775.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, S.A., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37-56.
- Ottone, C.F., Rossello, E.A., 1996, Palinomorfos pérmicos de la Formación La Puerta, Cordillera Frontal, Argentina: *Ameghiniana*, 33(4), 453-455.

- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E.J., Párica, C., 1992, A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif: *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 321-325.
- Parada, M.A., Nystrom, J.O., Levi, B., 1999, Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31°- 34°S): geochemical and Sr- Nd isotopic evidence and tectonic implications: *Lithos*, 46, 505-521.
- Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Poma, S., Zappettini, E.O., Quenardelle, S., Santos, J.O., Koukharsky, M., McNaughton, N.J., 2014, Geochemistry, U-Pb SHRIMP zircon dating and Hf isotopes of the Gondwanan magmatism in NW Argentina: petrogenesis and geodynamic implications: *Andean Geology*, 41(2), 267-292.
- Quartino, B.J., Zardini, R.A., Amos, A.J., 1971, Estudio y Exploración Geológica de la Región Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan- República Argentina: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, Monografía N° 1, 184 pp.
- Ramos, V.A., 1988, The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude, *en* Clark, S.P., *et al.*, (eds.), Processes in continental lithospheric deformation: Geological Society of America Special Paper, 218, 31-54.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2009, Andean flat-slab subduction through time, *en* Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (eds.), Ancient Orogens and Modern Analogues: London, The Geological Society, Special Publications, 327, 31- 54.
- Rapalini, A.E., Vilas, J.F., 1991, Tectonic rotations in the late Paleozoic continental margin of southern South America determined and dated by paleomagnetism: *Geophysical Journal International*, 107, 333-351.
- Rapela, C.W., Llambías, E.J., 1985, Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40, 4-25.
- Riggs, N.R., Busby-Spera, C.J., 1990, Evolution of a multi-vent volcanic complex within a subsiding arc depression: Mount Wrightson Formation, Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1114- 1135.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M., da Rosa, O., de C.R., 2011, 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, 19, 509-523.
- Rocher, S., 2014, El volcanismo explosivo del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico) en la Cordillera Frontal de Calingasta, provincia de San Juan: San Juan, Universidad Nacional de San Juan, Tesis Doctoral, 270 pp.
- Rocher S., Abarzúa, F., 2013, Interpretación litofacial en depósitos volcanoclasticos resedimentados asociados al volcanismo explosivo permo-triásico de la Cordillera Frontal de San Juan, oeste de Argentina (resumen), *en* 6° Latin American Congress of Sedimentology, São Paulo: São Paulo, Brasil, Instituto de Geociências, Proceedings, p. 85.
- Rocher, S., Vallecillo, G.M., 2014, Mecanismos eruptivos y procesos depositacionales del Grupo Choiyoi en el área de Las Caletas, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina: *Andean Geology*, 41(3), 589-625.
- Salazar, E., Arriagada, C., Mpodozis, C., Martínez, F., Peña, M., Álvarez, J., 2009, Análisis Estructural del Oroclino de Vallenar: Primeros Resultados (resumen), *en* 12° Congreso Geológico Chileno, Santiago: Santiago, Sociedad Geológica de Chile, Actas, S9_026.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., 1993, El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil, *en* 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza: Universidad de Texas, Asociación Geológica Argentina, Actas 4, 156-165.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Castro, C.A., 2015, Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48-69.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments: *Economic Geology*, 97, 629-642.
- Smellie, L., 1994, Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins: London, Geological Society of London Special Publication, 293 pp.
- Sruoga, P., Llambías, E.J., 1992, Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 141-152.
- Stipanich, P.N., 1979, El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan), *en* Turner, J.C.M. (ed.), *Geología Regional Argentina: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias*, 1, 695-744.
- Strazzere, L., Gregori, D., 2011, Estratigrafía y evolución del Grupo Choiyoi entre Rincón de los Vallecitos (Cordillera Frontal) y Pampa de Canota (Precordillera Mendocina) provincia de Mendoza (resumen), *en* 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén: Neuquén, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Actas, p. 1514.
- Strazzere, L., Gregori, D.A., Dristas, J.A., 2006, Genetic evolution of Permo-Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina: *Gondwana Research*, 9, 485-499.
- Thompson, R.N., 1982, British Tertiary volcanic province: *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.
- Tikhomirov, P.L., Kalinina, E.A., Moriguti, T., Makishima, A., Kobayashi, K., Cherepanova, I.Y., Nakamura, E., 2012, The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 221- 222, 14-32.
- Tommasini, S., Poli, G., Manetti, P., Conticelli, S., 1994, Oligo-Miocene A-type granites and granophyres from Yemen: isotopic and trace-element constraints bearing on their genesis: *European Journal of Mineralogy*, 6, 571-590.
- Vallecillo, G.M., Caballero, M.M., Rocher, S., Espin, E., 2010, Análisis del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico), Cordillera Frontal de Calingasta, provincia de San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(1), 236-250.
- Vaughan, A.P.M., Pankhurst, R.J., 2008, Tectonic overview of the West Gondwana margin: *Gondwana Research*, 13, 150-162.
- Veevers, J.J., 2004, Gondwanaland from 650- 500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating: *Earth-Science Reviews*, 68, 1-132.
- Vilas, J.F., Valencio, D.A., 1982, Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano, del centro Oeste Argentino, *en* 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Actas, 3, 743-758.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
- Williams, I.S., 1998, U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe, *en* McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Littleton, Society of Economic Geologists, Inc., Reviews in Economic Geology, 7, 1-35.
- Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach: Dordrecht, Springer, 466 pp.
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M., 1995, Volcanic and structural evolution of Taupo volcanic zone, New Zealand; a review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68, 1-28.
- Winchester, W., Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Winocur, D.A., Litvak, V.D., Ramos, V.A., 2014, Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension, *en* Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G.D., Farías, M., (eds.), Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina: London, The Geological Society, Special Publications, 399.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., Tarney, J., 1979, Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor; the nature of mantle source inhomogeneities: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 319-339.

Manuscrito recibido: Mayo 13, 2015

Manuscrito corregido recibido: Julio 25, 2015

Manuscrito aceptado: Julio 28, 2015