

Los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (noroeste de Argentina): caracterización geoquímica e isotópica de sus protolitos e implicancias geotectónicas

Mariano A. Larrovere^{1,2,*}, Camilo R. de los Hoyos³ y Pablo Grosse⁴

¹ Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica La Rioja, CRILAR, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET. Entre Ríos y Mendoza, 5301, Anillaco, La Rioja, Argentina.

² Instituto de Geología y Recursos Naturales, INGeReN, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, CENIIT, Universidad Nacional de La Rioja, UNLaR. Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300, La Rioja, Argentina.

³ Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart, Azenbergstr. 18, D-70174 Stuttgart, Alemania.

⁴ CONICET y Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, 4000, San Miguel de Tucumán, Argentina.

* marianlarro@gmail.com

RESUMEN

Los análisis geoquímicos e isotópicos de dos unidades metasedimentarias ordovícicas del retro-arco de la faja orogénica Famatiniana (noroeste argentino), el complejo metamórfico-igneo El Portezuelo (CMIEP) y el complejo metamórfico La Cébila (CMLC), combinados con estudios geocronológicos previos, muestran que sus protolitos se desarrollaron diacrónicamente en cuencas sedimentarias diferentes. Estudios litológicos y análisis geoquímicos de roca total de elementos mayores y traza permiten determinar que los protolitos de ambos complejos pertenecieron a secuencias de rocas sedimentarias clásticas conformadas principalmente por grauvacas y pelitas. Las metapelitas se caracterizan por tener contenidos mayores en Al_2O_3 , $Fe_2O_{3(T)}$, MgO , K_2O , TiO_2 , Rb , Nb , V y Cr , y menores en SiO_2 , que las metapsamitas. La correlación negativa mostrada en estos elementos con respecto al SiO_2 denota la mayor proporción de material arcilloso en las rocas de origen pelítico. Para ambos complejos, las relaciones de Al_2O_3/TiO_2 , La/Sc , Th/Sc , La/Co y Th/Cr , los patrones de REE, los valores de Cr , Ni y V , y los diagramas geoquímicos $La/Th-Hf$, $K-Rb$ y $F1-F2$ sugieren que los metasedimentos fueron derivados de fuentes félsicas a intermedias. Diversos diagramas geoquímicos de discriminación de ambientes tectónicos indican que los protolitos del CMLC y del CMIEP se relacionarían con ambientes de arco magmático. La mayor variación litológica y geoquímica observada en el CMLC permite inferir un régimen deposicional más inestable que el que habría controlado la sedimentación de los protolitos del CMIEP. Las edades de residencia cortical obtenidas a partir de análisis isotópicos $Sm-Nd$ indican que los protolitos del CMLC (~1.3–1.6 Ga) eran más modernos que los protolitos del CMIEP (~1.8–1.9 Ga). Las variaciones geoquímicas establecidas, los datos isotópicos obtenidos, y los estudios geocronológicos previos, permiten relacionar los protolitos de cada complejo metamórfico a diferentes eventos deposicionales. En este sentido, las posibles rocas precursoras del CMIEP serían las rocas metamórficas pampeanas de bajo grado de la Formación Puncoviscana, mientras que los protolitos del CMLC correspondieron a depósitos sedimentarios de edad Ordovícico Temprano-Medio. El rejuvenecimiento hacia el oeste de los protolitos de los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano como el CMLC es consistente con el desarrollo de cuencas menos estables asociadas a la estructuración del nuevo frente orogénico instalado al oeste sobre el margen de Gondwana.

Palabras clave: metasedimentos, geoquímica, isotopía $Sm-Nd$, complejo metamórfico-igneo El Portezuelo, complejo metamórfico La Cébila, retro-arco Famatiniano, Argentina.

ABSTRACT

Geochemical and isotopic studies of two Ordovician metasedimentary units of the back-arc of the Famatinian orogenic belt (NW Argentina), the El Portezuelo metamorphic-igneous complex (EPMIC) and the La Cébila metamorphic complex (LCMC), in combination with published geochronology, show that their protoliths were diachronically developed in different sedimentary basins. Lithologic studies and whole-rock major and trace element geochemical analysis determine that the protoliths of both complexes belonged to sequences of clastic sedimentary rocks made up mainly of greywackes (metapsammites) and shales (metapelites). The metapelites have higher concentrations of Al_2O_3 , $Fe_2O_{3(T)}$, MgO , K_2O , TiO_2 , Rb , Nb , V and Cr , and lower concentrations of SiO_2 than the metapsammites. The negative correlation of SiO_2 with these elements reveals higher contents of clay minerals in the metapelites. For both complexes, Al_2O_3/TiO_2 , La/Sc , Th/Sc , La/Co and Th/Cr ratios, REE patterns, Cr , Ni and V values, and $La/Th-Hf$, $K-Rb$ and $F1-F2$ geochemical diagrams indicate that the metasediments derived from felsic to intermediate source rocks. Several tectonic setting discrimination diagrams suggest that the protoliths of the EPMIC and the LCMC were related to a magmatic arc tectonic setting. The greater lithological and geochemical variations observed in the LCMC indicate a more unstable depositional regime than for the EPMIC. Crustal residence ages obtained from $Sm-Nd$ isotopic analysis indicate that the protoliths of the LCMC (~1.3–1.6 Ga) were younger than the protoliths of the EPMIC (~1.8–1.9 Ga). The geochemical variations and the isotopic data, together with previously published geochronology, allow relating the protoliths of each metamorphic complex to different depositional events. In this context, the possible precursor rocks of the EPMIC would be the Pampean low-grade metamorphic rocks of the Puncoviscana Formation, while the protoliths of the LCMC were Lower-Middle Ordovician sedimentary rocks. The westwards rejuvenation of the protoliths of the Famatinian back-arc metamorphic complexes such as the LCMC is consistent with the development of less stable basins associated with the emplacement to the west of the new orogenic front on the Gondwana margin.

Key words: metasediments, geochemistry, Sm-Nd isotopy, El Portezuelo metamorphic-igneous complex, La Cébila metamorphic complex, Famatinian back-arc, Argentina.

INTRODUCCIÓN

El basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas Orientales de Argentina está conformado por extensas secuencias metasedimentarias que muestran esencialmente alternancias entre rocas metapsamíticas y metapelíticas. El metamorfismo y la deformación que afectaron a estas secuencias han sido relacionados a tres eventos orogénicos que se sucedieron en el tiempo sobre el margen sur-occidental de Gondwana (Aceñolaza y Toselli, 1976; Sims *et al.*, 1998; Aceñolaza *et al.*, 2000; Rapela *et al.*, 2001; Hockenreiner *et al.*, 2003; Büttner *et al.*, 2005; Steenken *et al.*, 2008): el Pampeano (Neoproterozoico Tardío - Cámbrico Temprano), el Famatiniano (Cámbrico Tardío - Devónico Temprano) y el Achaliano (Devónico Medio - Carbonífero Temprano). En las Sierras Pampeanas, la faja orogénica Famatiniana es la mejor expuesta de las tres, con afloramientos que se extienden en dirección N-S por ~ 1000 km y con un ancho de ~ 300 km. Si bien numerosos estudios petrológicos fueron publicados en la última década tendientes a definir un modelo geotectónico para el desarrollo de la orogenia Famatiniana (*e.g.*, Pankhurst *et al.*, 2000; Rapela *et al.*, 2001; Lucassen y Becchio, 2003; Büttner *et al.*, 2005; Steenken *et al.*, 2006, 2008; Dahlquist *et al.*, 2008; Otamendi *et al.*, 2008; de los Hoyos *et al.*, 2011; Grosse *et al.*, 2011; Larrovere *et al.*, 2011), investigaciones centradas en la geoquímica e isotopía $Sm-Nd$ de metasedimentos caracterizando su procedencia cortical estuvieron restringidos a áreas específicas (López de Luchi *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2004; Collo *et al.*,

2009; Drobe *et al.*, 2009; Verdecchia y Baldo, 2010). El origen de los materiales precursores a partir de los cuales se formó el basamento metamórfico Famatiniano podría vincularse a dos escenarios principales: 1) pertenecientes a las rocas de bajo a muy bajo grado metamórfico (Formación Puncoviscana *s.l.*; Turner, 1960) generadas durante la orogenia Pampeana y cuyos protolitos están asociados a una única cuenca marina de extensión regional denominada “cuenca Puncoviscana” que se desarrolló en el proto-margen occidental de Gondwana desde el Ediacarano al Cámbrico Temprano (*e.g.*, Aceñolaza y Toselli, 1981; Willner *et al.*, 1990; Rapela *et al.*, 2001; Schwartz y Gromet, 2004; Zimmermann, 2005; Piñan-Llamas y Simpson, 2006), o 2) pertenecientes a depósitos que se desarrollaron en múltiples cuencas que se sucedieron en el tiempo durante el lapso Neoproterozoico Tardío - Ordovícico Temprano-Medio (*e.g.*, Steenken *et al.*, 2004, 2006; Rapela *et al.*, 2007; Collo *et al.*, 2009; Drobe *et al.*, 2009; Verdecchia *et al.*, 2011). Indistintamente, la sedimentación de la cuenca Puncoviscana y equivalentes metamórficos durante el Ediacarano-Cámbrico Temprano ha sido asociado a diversos ambientes tectónicos de margen pasivo, retroarco y antearco (Rapela *et al.*, 2007 y referencias allí citadas), mientras que las cuencas post-Pampenas han sido relacionadas a ambientes marinos de retroarco (Steenken *et al.*, 2004; Verdecchia *et al.*, 2007; Drobe *et al.*, 2009).

Recientemente, dos unidades metamórficas de edad ordovícica pertenecientes a la faja oriental del retro-arco famatiniano fueron (re)definidas: el complejo metamórfico-

ígneo El Portezuelo (CMIEP; Larrovere, 2009) y el complejo metamórfico La Cébila (CMLC; Verdecchia, 2009). Ambas unidades, localizadas de manera distante una de otra en la zona norte de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 1), representan paleo-secuencias sedimentarias que se habrían originado durante el Neoproterozoico Tardío-Eopaleozoico, por lo que potencialmente pueden aportar información relevante sobre la procedencia cortical del basamento metamórfico Famatiniano. A partir de nuevos datos de geoquímica de elementos mayores y elementos traza, combinado a estudios isotópicos de Sm-Nd, en este trabajo examinamos ambas unidades metamórficas con el fin de establecer: 1) la caracterización geoquímica, la procedencia, y el ambiente tectónico de las rocas precursoras de las cuales derivaron el CMIEP y el CMLC; 2) si existe alguna vinculación genética, espacial y/o temporal entre los protolitos de ambas unidades, y a su vez con otras unidades del basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas; 3) las implicancias geotectónicas y evolutivas en cuanto al desarrollo del margen occidental de Gondwana durante el Eopaleozoico.

MARCO GEOLÓGICO

Sierras Pampeanas

Las Sierras Pampeanas de Argentina están constituidas por numerosos bloques basculados de basamento ígneo-metamórfico de edad preponderantemente paleozoica limitados por fallas y orientados en dirección norte-sur cuyo levantamiento es producto de la orogenia Andina (Mioceno-Actualidad, *e.g.*, Ramos *et al.*, 2002). Dos fajas orogénicas predominantes han sido reconocidas en las Sierras Pampeanas: la Pampeana y la Famatiniana. La faja Pampeana, representada en las Sierras de Córdoba, Sierra de Guasayán y parte oriental de la Sierra de San Luis (Figura 1), está conformada por rocas de grado metamórfico medio a alto, granitos tipo S y granitos calcoalcalinos de edad cámbrica inferior (Rapela *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). Las rocas de medio y alto grado metamórfico del basamento Pampeano han sido correlacionadas con las rocas de muy bajo a bajo grado metamórfico de la Formación Puncoviscana (Aceñolaza y Toselli, 1981; Aceñolaza y Miller, 1982; Willner *et al.*, 1990; Rapela *et al.*, 2001; Schwartz y Gromet, 2004), estas últimas ampliamente extendidas al norte de los 27° de latitud sur. La sedimentación en la cuenca Puncoviscana y el subsecuente metamorfismo ocurrieron durante el Neoproterozoico Tardío - Cámbrico Temprano (Aceñolaza y Durand, 1986; Lork *et al.*, 1990; Adams *et al.*, 1990). La faja orogénica Pampeana habría sido originada como consecuencia de la colisión oblicua dextral del terreno Amazona-Arequipa-Sierras Pampeanas Occidentales contra la cuenca de antepaís Puncoviscana-Saldania (Rapela *et al.*, 2007).

La faja Famatiniana es de mayor extensión, abarcando

gran parte de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 1). De este a oeste la faja Famatiniana está definida geotectónicamente por una zona de retro-arco, una zona de arco, y un borde de acreción (Otamendi *et al.*, 2008 y referencias allí citadas) relacionados a un margen de subducción activo. Está caracterizada por un amplio régimen termal desarrollado en niveles medios-altos de la corteza generador de un metamorfismo de baja P/T (zona de retro-arco) y abundante magmatismo de arco tipo I y tipo S (Pankhurst *et al.*, 2000; Lucassen y Becchio, 2003; Büttner *et al.*, 2005; Otamendi *et al.*, 2008; Grosse *et al.*, 2011, Larrovere *et al.*, 2011). Metamorfismo y magmatismo han sido coetáneos (Pankhurst *et al.*, 2000), desarrollados durante el Ordovícico Temprano-Medio. El metamorfismo Famatiniano se habría superpuesto, por lo menos parcialmente, sobre el Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1976; Aceñolaza *et al.*, 2000). El origen de la Orogenia Famatiniana estaría relacionado a la acreción del terreno alóctono (Thomas y Astini, 1996) o para-autóctono (Aceñolaza *et al.*, 2002; Finney, 2007) Cuyania sobre el margen proto-andino de Gondwana.

Sectores nororiental y centro-oriental de las Sierras Pampeanas

Sierras de Aconquija, Ambato y Ancasti

Las Sierras de Aconquija, Ambato y Ancasti se localizan en el sector nororiental de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 1). Están compuestas por amplias secuencias metasedimentarias que incluyen desde filitas hasta granulitas, las cuales son indicativas de diferentes grados metamórficos (*e.g.*, Caminos, 1979; Toselli *et al.*, 1986). A partir de comparaciones litológicas y de geoquímica de elementos mayores y traza en roca total, las rocas metamórficas de esta región han sido consideradas como equivalentes de mayor grado metamórfico de la Formación Puncoviscana (Aceñolaza y Toselli, 1981; Willner *et al.*, 1990; Zimmermann, 2005). Aceñolaza y Toselli (1977) denominaron a estas secuencias metasedimentarias Formación Sierra Brava, Formación Ancasti y Formación El Portezuelo, estas dos últimas agrupadas posteriormente bajo la denominación de complejo metamórfico-ígneo El Portezuelo (CMIEP; Larrovere, 2009). En la Sierra de Ancasti edades de 524 ± 28 Ma (isocrona Rb-Sr sobre roca total, Knüver, 1983) fueron atribuidas a un evento metamórfico regional de grado bajo "M2" (Pampeano); mientras que edades de 472 ± 26 Ma (isocrona Rb-Sr sobre roca total, Knüver, 1983) fueron relacionadas con un metamorfismo de grado alto "M3" (Famatiniano) asociado con migmatización. Bachmann y Grauert (1987 a, b) determinaron edades de 540-580 Ma para el metamorfismo M2 y de 435-470 Ma para el metamorfismo M3 (isocrona Rb-Sr sobre roca total y minerales). Análisis U-Pb sobre monacitas permitieron a Larrovere *et al.* (2011) ajustar la edad del metamorfismo de alto grado de la región a 477-470 Ma (ver detalles en

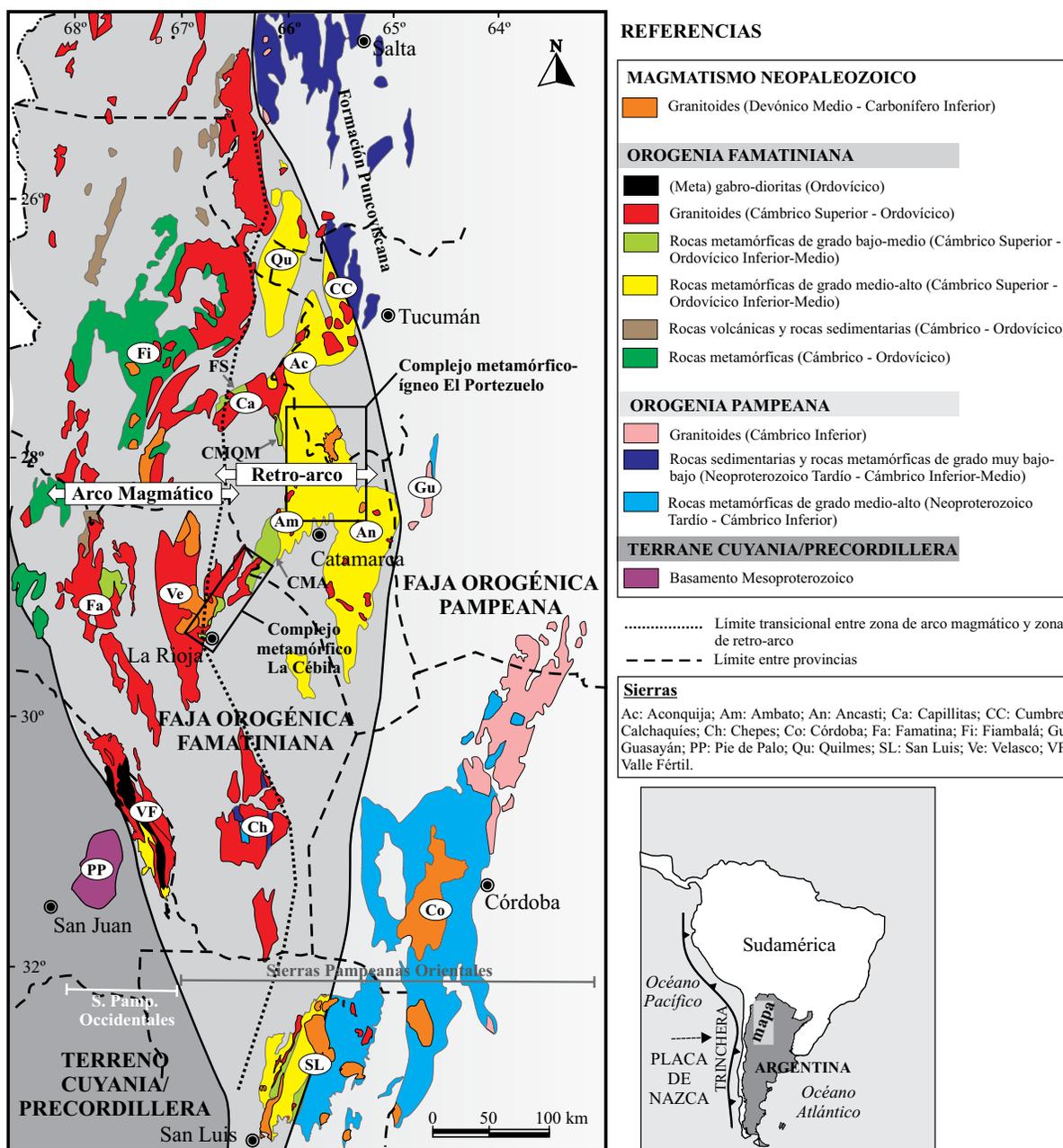


Figura 1. Mapa esquemático regional de las Sierras Pampeanas de Argentina mostrando la distribución relativa de las orogenias Pampeana y Famatiniana, las principales unidades litológicas y los complejos metamórficos Famatinianos. Modificado de Larrovere *et al.* (2011). CMQM: complejo metamórfico Quebrada del Molle; CMA: complejo metamórfico Ambato; FS: Formación Suncho.

Geología del CMIEP). Las edades más jóvenes determinadas en circones detríticos de la Formación Ancasti al sur de la sierra homónima oscilan entre 570–680 Ma (Rapela *et al.*, 2007), restringiendo la edad máxima de depositación, en coincidencia con las edades de sedimentación de 570–590 Ma determinadas para los protolitos de mármoles en la Sierra de Ancasti (Murra *et al.*, 2011). Adams *et al.* (2008) determinaron edades heredadas en circones detríticos en Cumbres Calchaquies (551–650 Ma), Cerro San Javier (612–628 Ma) y Cerro Nogalito (596–624 Ma) similares a

las establecidas en la Sierra de Ancasti.

La actividad ígnea en el área está representada por el batolito Capillitas (Ordovícico Temprano-Medio) constituido por granitoides peraluminosos tipo-S característicos del magmatismo Famatiniano (Toselli *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 2000; Rossi *et al.*, 2002), y por plutones menores coetáneos tipo-S y tipo-I de edad ordovícica (Knüver, 1983; Toselli, 1992; Rapela *et al.*, 2005). Un magmatismo Devónico-Carbonífero representado por varios granitoides que intruyen en forma discordante el basamento (Knüver,

1983; Toselli, 1983; Indri y Barber, 1987; Toselli, 1992) completa la geología del área.

Sierra de Velasco

La Sierra de Velasco se localiza en el sector centro-oriental de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 1). Está conformada por escasos afloramientos de rocas metasedimentarias en el flanco oriental de la sierra, y por extensos volúmenes de rocas magmáticas (granitoides) que abarcan más del 90% del área de la sierra. Las rocas metasedimentarias han sido denominadas Formación La Cébila por González-Bonorino (1951) y recientemente agrupadas bajo el nombre de complejo metamórfico La Cébila (CMLC; Verdecchia, 2009). El CMLC está conformado por una secuencia metamórfica progradante del bajo al alto grado metamórfico incluyendo filitas, metacuarcitas, esquistos, gneises y migmatitas correspondiente con un metamorfismo regional de baja presión (Verdecchia, 2009). El metamorfismo del CMLC ha sido datado en monacitas de migmatitas de la Quebrada de La Rioja (de los Hoyos *et al.*, 2011) arrojando una edad de 478 ± 4 Ma (Ordovícico Temprano). Edades similares han sido consideradas para la sedimentación de los protolitos del CMLC, referidas al Ordovícico Temprano a Medio sobre la base del registro fosilífero (Verdecchia *et al.*, 2007). Las máximas edades de sedimentación determinadas a partir de las poblaciones más jóvenes de edades heredadas en circones detríticos son 550 Ma (Finney *et al.*, 2003, 2004), 530 Ma (Rapela *et al.*, 2007), 525 Ma (Adams *et al.*, 2011) y 520 Ma (Verdecchia *et al.*, 2011).

El magmatismo en la Sierra de Velasco puede relacionarse a dos períodos temporales bien definidos: Ordovícico Temprano a Medio (Pankhurst *et al.*, 2000; Rapela *et al.*, 2001; de los Hoyos *et al.*, 2011) y Carbonífero Temprano (Báez y Basei 2005; Dahlquist *et al.*, 2006, 2010; Grosse *et al.*, 2009; de los Hoyos *et al.*, 2011). Los granitoides ordovícicos son de tipo S, tipo I, y transicionales I/S (*e.g.*, Pankhurst *et al.*, 2000; Grosse *et al.*, 2011), y están afectados por zonas de cizalla probablemente desarrolladas entre el Ordovícico Tardío y el Devónico Temprano (López *et al.*, 2000; Höckenreiner *et al.*, 2003). Los granitoides carboníferos intruyen a los granitoides ordovícicos y cortan a las fajas de cizalla (*e.g.*, Grosse *et al.*, 2009 y referencias allí citadas). Los mismos han sido relacionados a un magmatismo post-orogénico (Grosse *et al.*, 2009) o anorogénico (Dahlquist *et al.*, 2010; Alasino *et al.*, 2012).

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO-ÍGNEO EL PORTEZUELO Y DEL COMPLEJO METAMÓRFICO LA CÉBILA

El complejo metamórfico-ígneo El Portezuelo (CMIEP)

El CMIEP está integrado por migmatitas, gneises, esquistos y numerosos cuerpos menores de granitoides con-

cordantes (Figura 2), y en forma subordinada por calcosilicatos y mármoles. El complejo abarca un conjunto de sierras menores ubicadas entre las sierras de Ancasti, Ambato y Aconquija, por donde se prolongarían los límites del CMIEP. Las migmatitas tienen continuidad litológica con los gneises y esquistos, evidenciando un cambio transicional en el grado metamórfico (Larrovere *et al.*, 2011). Las migmatitas constituyen la principal litología del CMIEP, comprendiendo una faja de extensión regional con dirección norte-sur conformada mayormente por metatexitas del tipo estromatítico y en menor medida por diatexitas. Una foliación regional S_2 es definida a partir de la estructura bandeada (mesosoma, melanosoma, leucosoma) de las metatexitas estromatíticas con dirección NNO-SSE y N-S, y buzamientos al ENE y E respectivamente. En gneises y esquistos (Figuras 3a, 3b y 3c), S_2 está definida por una foliación metamórfica o bandeado diferenciado con dirección NO-SE y N-S, y buzamientos hacia el NE y E respectivamente. El CMIEP fue producto de un metamorfismo regional desarrollado a los ~ 477 – 470 Ma durante la Orogenia Famatiniana (Larrovere *et al.*, 2011). Las condiciones del pico térmico del evento metamórfico fueron de $T \sim 670$ – 820 °C y $P \sim 4.6$ – 5.3 kbar consistentes con un metamorfismo de baja P/T representativo de niveles medios de la corteza del retro-arco Famatiniano.

El complejo metamórfico La Cébila (CMLC) en el flanco centro-oriental de la Sierra de Velasco

El CMLC aflora sobre el flanco centro-oriental de la Sierra de Velasco, entre la zona de El Cantadero y la Quebrada de La Rioja (Figura 4). Está compuesto mayormente por filitas y esquistos (Figura 3d), con intercalaciones subordinadas de metacuarcitas. En la parte sur (Quebrada de La Rioja) de la unidad metasedimentaria se observan rocas de mayor grado metamórfico, compuesta por migmatitas, gneises y esquistos. El CMLC está intruido por granitoides ordovícicos y carboníferos que generaron localmente, por metamorfismo de contacto, corneanas cordieríticas. En las zonas de contacto es común encontrar septos y xenolitos metamórficos dentro de los granitoides. La unidad metasedimentaria presenta una foliación S_1 orientada en dirección NNO-SSE. La edad de 478 ± 4 Ma obtenida sobre migmatitas generadas durante el pico térmico permite relacionar el evento metamórfico a la orogenia Famatiniana (de los Hoyos *et al.*, 2011).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se seleccionaron 26 muestras representativas de metasedimentos del CMIEP y del CMLC para realizar la caracterización geoquímica de protolitos, así como estudios de proveniencia y ambiente tectónico. En 24 de ellas se analizaron elementos mayores y en 25 elementos traza. Del CMIEP se analizaron 11 muestras que corresponden

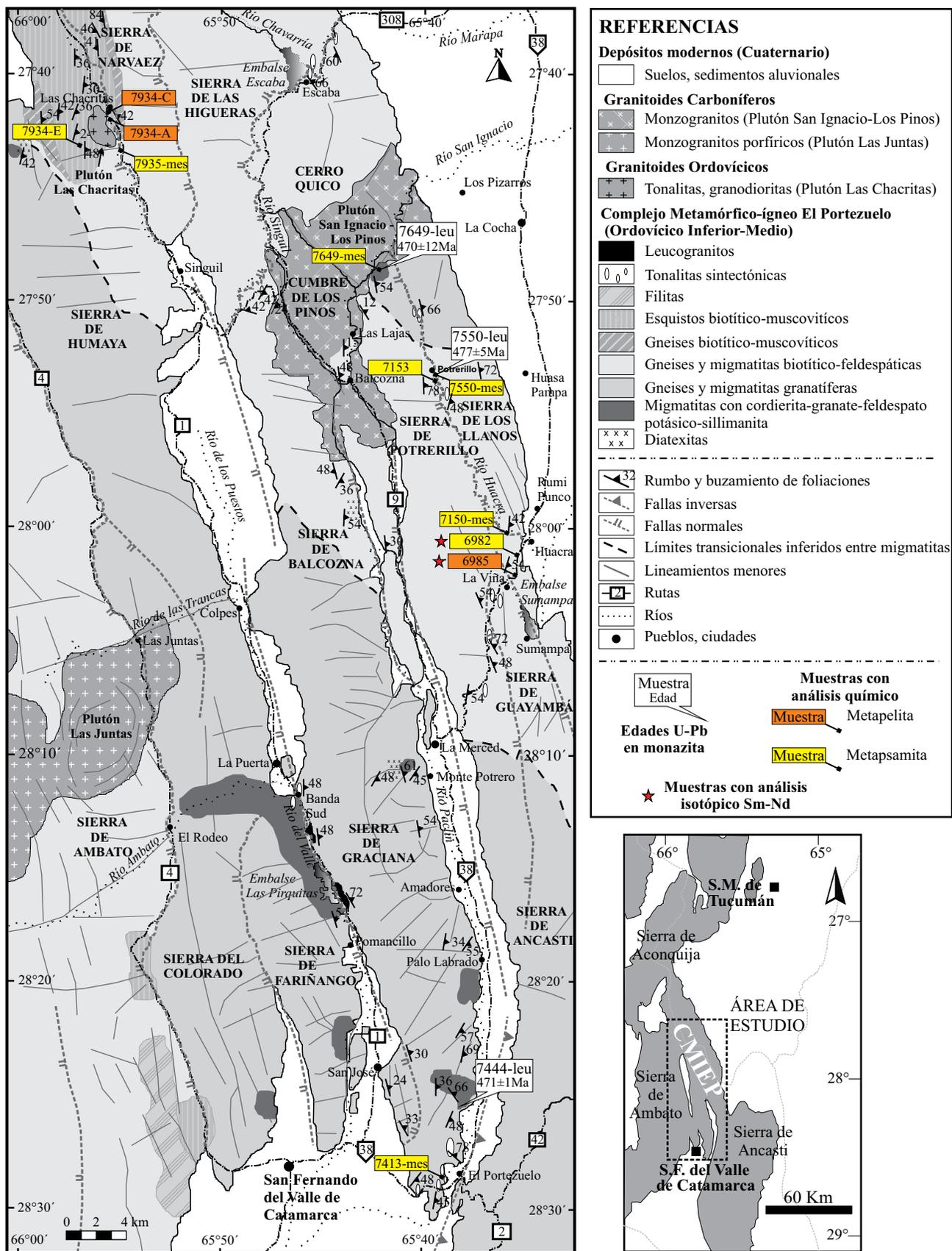


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio en el sector nororiental de las Sierras Pampeanas en donde se indican las localidades muestreadas del complejo metamórfico-ígneo El Portezuelo. Interpretación de fallas según Gutiérrez y Mon (2008).

a 3 esquistos biotítico-muscovíticos, 1 esquivo biotítico-granatífero, 1 gneis biotítico y 6 mesosomas de metatexitas, de las cuales 8 son metapsamitas y 3 metapelitas (Tabla A1 del suplemento electrónico; Figura 2). Adicionalmente, la muestra de gneis (muestra 6982) y un mesosoma (muestra 6985) fueron analizados isotópicamente. Del CMLC se analizaron geoquímicamente 15 muestras: 1 filita, 7 esquistos, 4 gneises, y 3 corneanas, de las cuales 6 son metapsamitas y 9 metapelitas (Tabla A1 del suplemento electrónico; Figura 4). Para los análisis isotópicos fueron utilizadas una muestra de filita (muestra 6941) y una muestra de esquivo micáceo (muestra 7252).

Los elementos mayores se analizaron en dos laboratorios: 1) en la Universidad de Oviedo, España, por fluorescencia de rayos X (*XRF*) con un equipo marca Phillips PW2404. Los cristales analizadores utilizados fueron LiF220 (fluoruro de litio), LiF200 (fluoruro de litio), Ge (germanio), Px1 (sintético) y Pe (Pentaerythritol). Los análisis se realizaron sobre perlas formadas por la mezcla de 6 g de un fundente con 0.5 g de muestra. La precisión típica de este método es superior al $\pm 1.5\%$ (relativo). 2) en Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canadá, mediante el método de fusión con metaborato/tetraborato de litio - *ICP*. La precisión y exactitud es generalmente superior al 2% (relativo). Los elementos traza y los elementos del grupo de Tierras Raras (*REE*) también

fueron analizados en dos laboratorios: 1) en la Universidad de Huelva, España, mediante plasma acoplado por inducción con espectrómetro de masas (*ICP-MS*) con un sistema HP-4500. La disolución de las muestras se logró utilizando HF + HNO₃ (8:3), evaporación y segunda disolución en HNO₃ y luego en HCl. La precisión y exactitud de la mayoría de los elementos se encuentran en el rango 5–10% relativo, y fueron controlados por análisis repetidos de los estándares internacionales SARM-1 (granito) y SARM-4 (norita). Detalles metodológicos se encuentran en de la Rosa et al. (2001). 2) en Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canadá, usando un *ICP-MS*. La precisión y exactitud es generalmente superior al $\pm 6\%$.

Para los análisis isotópicos de Sm-Nd se seleccionaron muestras previamente analizadas por química de roca total y se utilizaron fracciones de los mismos molidos finos. Los análisis se llevaron a cabo en el Department für Geo und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität, Munich, Alemania. La disolución de las muestras y la separación química de los elementos se llevaron a cabo en laboratorios limpios. Se usaron las concentraciones de Sm y Nd obtenidas del *ICP-MS* y controladas mediante *spikes* mixtos Sm-Nd aplicados sobre otras muestras de la misma tanda analizada. Las muestras (50-100 mg) fueron disueltas con una mezcla de HF-HNO₃ y luego con HCl 6N. Sm y Nd fueron separados en columnas de Teflón por técnicas de intercambio catiónico convencionales. Las muestras se cargaron sobre filamentos de Re previamente desgasificados. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Sm se determinaron con un espectrómetro de masas de ionización térmica (*TIMS*) Finnigan MAT 261/262. Junto con las muestras se cargaron y midieron estándares de Nd (*AMES Nd*) y Sm (*AMES Sm*) para el control de las mediciones. Las determinaciones de errores se obtuvieron con un nivel de confianza del 95% (2 sigma). El fraccionamiento de masas fue corregido normalizando las relaciones isotópicas a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ para Nd, y a $^{148}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.4204548$ para Sm. Las constantes *CHUR* utilizadas para calcular ϵNd fueron $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ (Goldstein et al., 1984) y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Peucat et al., 1989). Edades modelos de Nd de una etapa se calcularon siguiendo a Goldstein et al. (1984) (con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (DM) = 0.51315 y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (DM) = 0.217).



Figura 3. Fotografías de a) afloramiento; b) estructura mesoscópica; y c) mineralogía y microestructura, de los esquistos biotítico-muscovíticos del CMIEP; d) afloramiento de metasedimentos de bajo grado del CMLC; e) microestructura de las filitas del CMLC, se aprecia una alternancia de bandas lepidoblásticas ricas en clorita con bandas granoblásticas ricas en cuarzo y feldespatos.

Petrografía del material seleccionado

CMIEP

Los esquistos biotítico-muscovíticos (Figura 3a, 3b y 3c; muestras 7934-A, 7934-C, 7934-E) son de grano fino, con bandeado diferenciado y compuestos por cuarzo (45%), plagioclasa (16%), biotita (25%) y muscovita (14%). Apatita y circón son accesorios comunes. El esquivo biotítico-granatífero (muestra 7153) se encuentra incluido como *resister* dentro de las migmatitas. Es de grano fino y con bandeado composicional del orden milimétrico. Posee

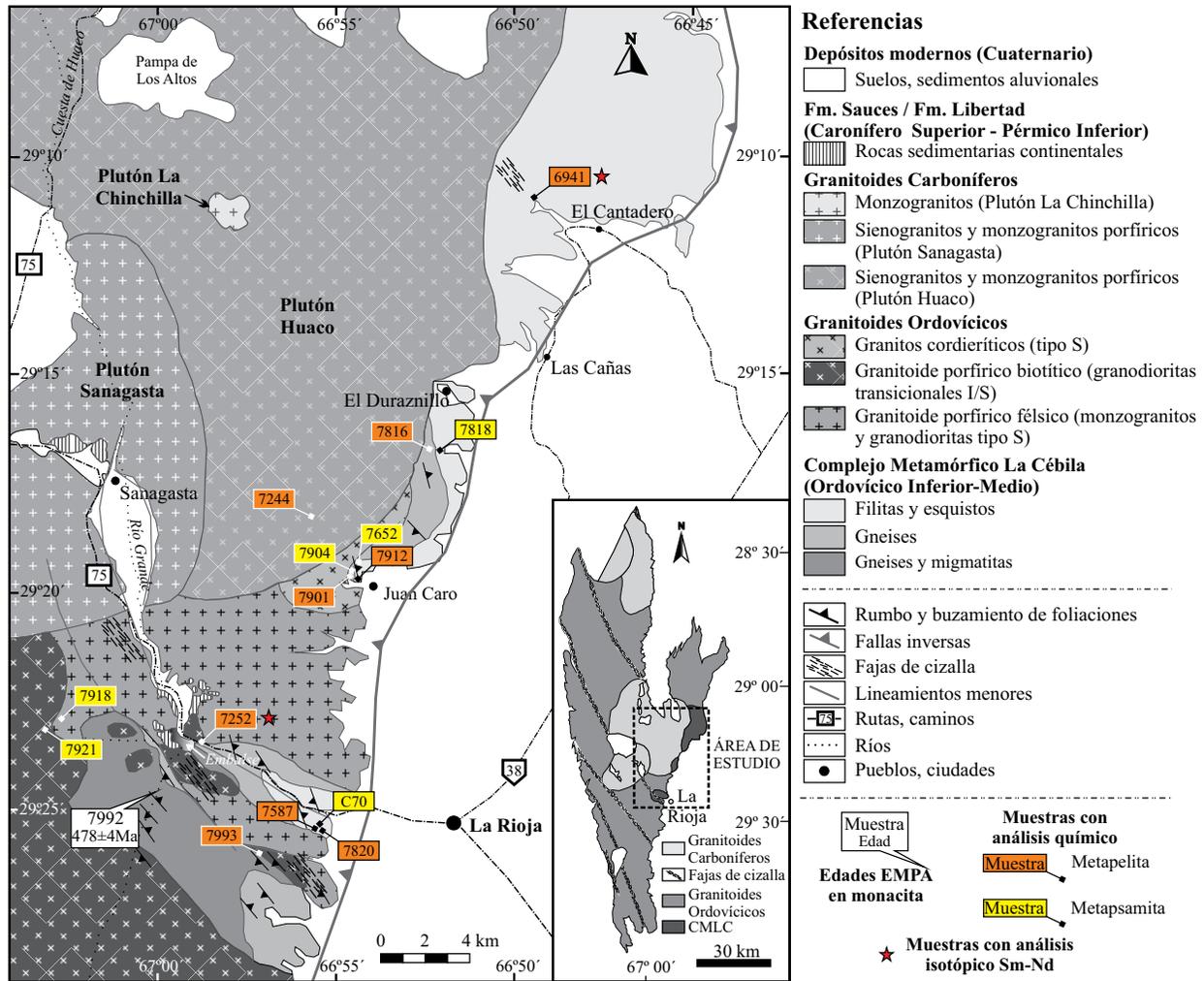


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio en el flanco centro-oriental de la Sierra de Velasco en donde se indican las localidades muestreadas del complejo metamórfico La Cébila.

textura granolepidoblástica y está compuesto por cuarzo (34%), plagioclasa (33%), biotita (33%) y como accesorios granate, apatita, circón y minerales opacos. El gneis biotítico (muestra 6982) posee textura lepidogranoblástica y está compuesto por cuarzo (52%), plagioclasa (27%) y biotita (20%); como accesorios se encuentran muscovita (<1%), apatita, circón y minerales opacos. Los mesosomas de las metatexitas (muestras 6985, 7150-mes, 7413-mes, 7550-mes, 7649-mes, 7935-mes) son de grano fino, con textura granolepidoblástica, y están compuestos por cuarzo (~39%), plagioclasa (~32%) y biotita (~28%). Feldespato potásico, muscovita, sillimanita, granate y/o cordierita están ocasionalmente presentes. Fases minerales accesorias comunes son la apatita, circón y minerales opacos.

CMLC

Las filitas (muestra 6941) están compuestas por clorita, muscovita, biotita, cuarzo, microclino, plagioclasa y minerales opacos. Presenta una esquistosidad bien definida y un leve bandeo composicional (Figura 3e). Las micas

son abundantes (>50%) mientras que el cuarzo se encuentra en una proporción de ~20%. Los esquistos (muestras 7252, 7587, 7652, 7820, 7912, 7818, C70) son predominantemente micáceos, con una marcada esquistosidad y desarrollo de un bandeo composicional. Están constituidos por muscovita, biotita, cuarzo, plagioclasa, microclino, y como accesorios clorita, turmalina, granate, sillimanita, apatita, titanita, circón y minerales opacos. La proporción de micas es >50%, mientras que el contenido de cuarzo es de 20 a 35%. Los gneises (muestras 7816, 7918, 7921, 7993) son de grano medio y están compuestos por cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa, granate, sillimanita, ilmenita y circón. La foliación está definida por bandas de micas alineadas, y por un bandeo composicional. Granate (< 2%) y sillimanita coexisten y están restringidos a los dominios micáceos. Las corneanas (muestras 7244, 7901, 7904) son rocas de alta dureza y compacidad, textura masiva, equigranulares, de grano medio a fino y color gris oscuro a negro. Están compuestas por microclino perfitico, cordierita, plagioclasa, biotita, cuarzo y sillimanita. La textura predominante es

granoblástica, definida por agregados poligonales de cuarzo y menos frecuentemente de cordierita.

RESULTADOS ANALÍTICOS

Elementos mayores

La variación en las concentraciones de SiO_2 y Al_2O_3 observada en los metasedimentos del CMIEP y del CMLC, cuya relación es inversamente proporcional, permite asociar los protolitos de las rocas metamórficas a psamitas ($\sim \text{SiO}_2 > 67\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$) y pelitas ($\sim \text{SiO}_2 < 67\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$). Considerando las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ en el diagrama de clasificación química de rocas sedimentarias de Herron (1988), puede observarse que los protolitos de los metasedimentos del CMIEP y del CMLC se corresponden con grauvacas (*i.e.*, psamitas) y rocas pelíticas (Figura 5), y sólo una muestra (1918) del CMLC corresponde a una litoarenita. Por lo tanto, ambos complejos estarían conformados por la alternancia de metapsamitas y metapelitas. Las metapsamitas del CMIEP presentan contenidos de SiO_2 bastante acotados (67.5–74.4%) al igual que los principales elementos mayores: Al_2O_3 (10.9–13.5%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ (4.5–5.7%), MgO (1.6–2.3%), CaO (1.6–2.4%), Na_2O (2.4–3.0%), K_2O (2.0–3.0%), TiO_2 (0.66–0.74%). Las metapsamitas del CMLC muestran contenidos más variables en la mayoría de sus componentes principales: SiO_2 (63.0–78.9%), Al_2O_3 (7.9–15.5%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ (3.4–7.6%), MgO (1.3–2.6%), CaO (0.1–1.5%), Na_2O (0.2–1.7%), K_2O (1.6–6.2%) y TiO_2 (0.5–1.0%). En las metapelitas se observa una tendencia similar (Figura 6): las metapelitas del CMIEP tienen valores bastante restringidos de sus componentes mayores (SiO_2 63.8–65.4%, Al_2O_3 14.3–15.7%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ 6.0–7.1%, MgO 2.6–3.0%, Na_2O 2.5–3.0%, K_2O 2.6–3.8%, TiO_2 0.72–0.79%) excepto el CaO con valores más variables (1.2–2.9%), mientras que las metapelitas del CMLC muestran mayor variabilidad (SiO_2 57.2–66.1%, Al_2O_3 15.6–21.9%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ 5.2–8.4%, MgO 2.0–2.8%, CaO 0.1–0.8%, Na_2O 0.2–2.0%, K_2O 3.2–6.5%, TiO_2 0.7–1.2%). En ambas unidades, las metapelitas tienen contenidos mayores en Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , K_2O y TiO_2 , y menores en SiO_2 , que las metapsamitas. La correlación negativa mostrada en estos elementos con respecto al SiO_2 (Figura 6) sugiere proporciones variables de componentes ricos en arcillas y componentes ricos en cuarzo (*e.g.*, Nagarajan *et al.*, 2007; Dostal y Keppie, 2009). La mayor proporción de filosilicatos y menor contenido en minerales félsicos en las metapelitas respecto de las metapsamitas queda evidenciado en sus mineralogías (la metapelita 7934-A está compuesta por 45% de cuarzo, 16% de plagioclasa, 25% de biotita, y 14% de muscovita, mientras que la metapsamita 6982 está compuesta por 52% de cuarzo, 27% de plagioclasa, y 20% de biotita). La correlación positiva entre TiO_2 y Al_2O_3 (Figura 7) sugiere que el Ti está principalmente presente en los filosilicatos (Dostal y Keppie, 2009 y referencias

allí citadas). La muestra C70 clasificada según el diagrama de Herron (1988) como grauvaca, pero plotada en el límite cercano al campo de las pelitas (Figura 5), presenta contenidos de SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , K_2O y TiO_2 en el rango de las metapelitas.

Elementos traza

Las concentraciones de elementos traza de las metapsamitas y metapelitas del CMIEP y del CMLC fueron normalizados a valores *PAAS* (McLennan, 1989) y son representados en un diagrama multielemento (Figura 8). En los patrones normalizados se observa que la mayoría de las muestras están moderadamente empobrecidas en Ni, Cr, V, Sr, Rb, Ba y Zr, aunque en algunas metapelitas del CMLC estos elementos muestran concentraciones variables y levemente enriquecidas. Los patrones de las metapsamitas y metapelitas del CMIEP son similares, mostrando sólo variaciones en Zr y Cu, mientras que las variaciones de elementos en y entre las metapsamitas y metapelitas del CMLC son mayores, principalmente en Ni, Sr, Ba, Zr, Y, U y Cu. Las correlaciones positivas mostradas por el Rb, Nb, V y Cr con respecto al Al_2O_3 (Figura 7) y negativas con respecto al SiO_2 (Figura 6) sugiere que dichos elementos tienden a concentrarse en la fracción arcillosa de las rocas (Dostal y Keppie, 2009).

Elementos del grupo de Tierras Raras (REE)

Los contenidos de *REE* en las metapsamitas y metapelitas de ambos complejos son relativamente altos (CMIEP ΣREE de 102.90 a 191.37 y CMLC ΣREE de 150.96 a 249.86; Tabla A1 del suplemento electrónico). Los conte-

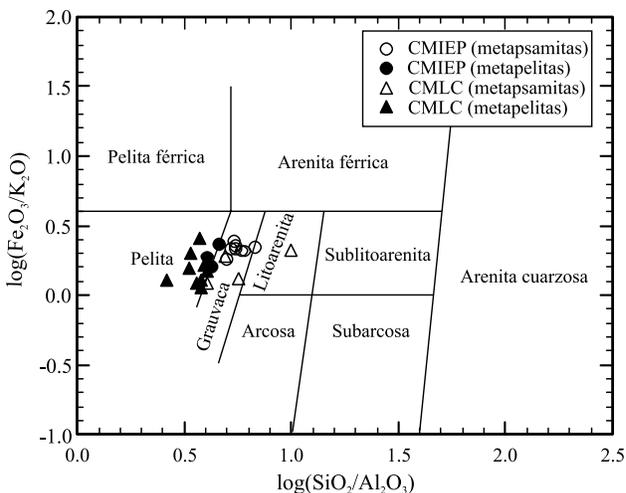


Figura 5. Diagrama de Herron (1988) para la clasificación química de rocas sedimentarias, utilizado para caracterizar los protolitos del CMIEP y del CMLC.

nidos promedios de ΣREE son de 165.35 (metapsamitas CMIEP), 159.54 (metapelitas CMIEP), 216.01 (metapsamitas CMLC) y 194.16 (metapelitas CMLC). Si bien no hay marcadas diferencias entre los valores promedio de ΣREE observados entre metapsamitas y metapelitas de un mismo complejo, los mayores valores observados en las metapsamitas difieren de los resultados expuestos por Cullers *et al.* (1987) que indican que las rocas con fracciones de grano más fino tienden a concentrar más *REE*. Para ambos complejos los patrones de *REE* normalizadas a condrito (Taylor y McLennan, 1985) exhiben un enriquecimiento de tierras raras ligeras (*LREE*) en relación a las tierras raras pesadas (*HREE*). La mayoría de las muestras del CMIEP describen diseños similares a composiciones de rocas sedimentarias estándar (Figura 9) especialmente las *LREE* (con valores de La_N entre ~ 69 y 103) y las *MREE* (tierras raras medianas, e.g., Gd_N ~ 11–22), mientras que las *HREE* presentan valores más variables (e.g., Yb_N ~ 3–14; Tabla A2 del suplemento electrónico). Similar comportamiento muestran las *REE* del CMLC, con valores de La_N entre ~ 69 y 130, de Gd_N entre ~ 13 y 31, y una mayor variación de Yb_N entre ~ 2 y 13. En general, las rocas metapelíticas del CMIEP y del CMLC muestran mejor correspondencia con las composiciones de rocas estándar que las rocas metapsamíticas, las

cuales tienden a presentar mayor variabilidad y/o menores concentraciones de *HREE* (Figura 9). Todas las muestras analizadas presentan anomalías negativas de Eu, con valores promedio de Eu/Eu^* similares (0.64 metapsamitas CMIEP, 0.65 metapelitas CMIEP y 0.61 metapelitas CMLC) excepto las metapsamitas del CMLC con un valor menor (0.44). La consistencia en las concentraciones en *REE* de las muestras analizadas, entre sí y con los patrones de rocas sedimentarias estándar, evidencia la relativa inmovilidad de las *REE*, incluso en las rocas que experimentaron un mayor grado de metamorfismo (*i.e.*, mesosomas del CMIEP), de las cuales sólo en la muestra 7649-mes se observan valores de *REE* menores (Figura 9). En esta muestra no pueden relacionarse los bajos valores de *REE* con los efectos de dilución asociados a la presencia de cuarzo ya que los contenidos de SiO_2 son similares al resto de las metapsamitas (Tabla A1 del suplemento electrónico).

Geoquímica isotópica Sm-Nd

Con el fin de establecer la proveniencia cortical se realizaron análisis isotópicos de Sm-Nd en cuatro muestras de metasedimentos procedentes del CMIEP y del CMLC.

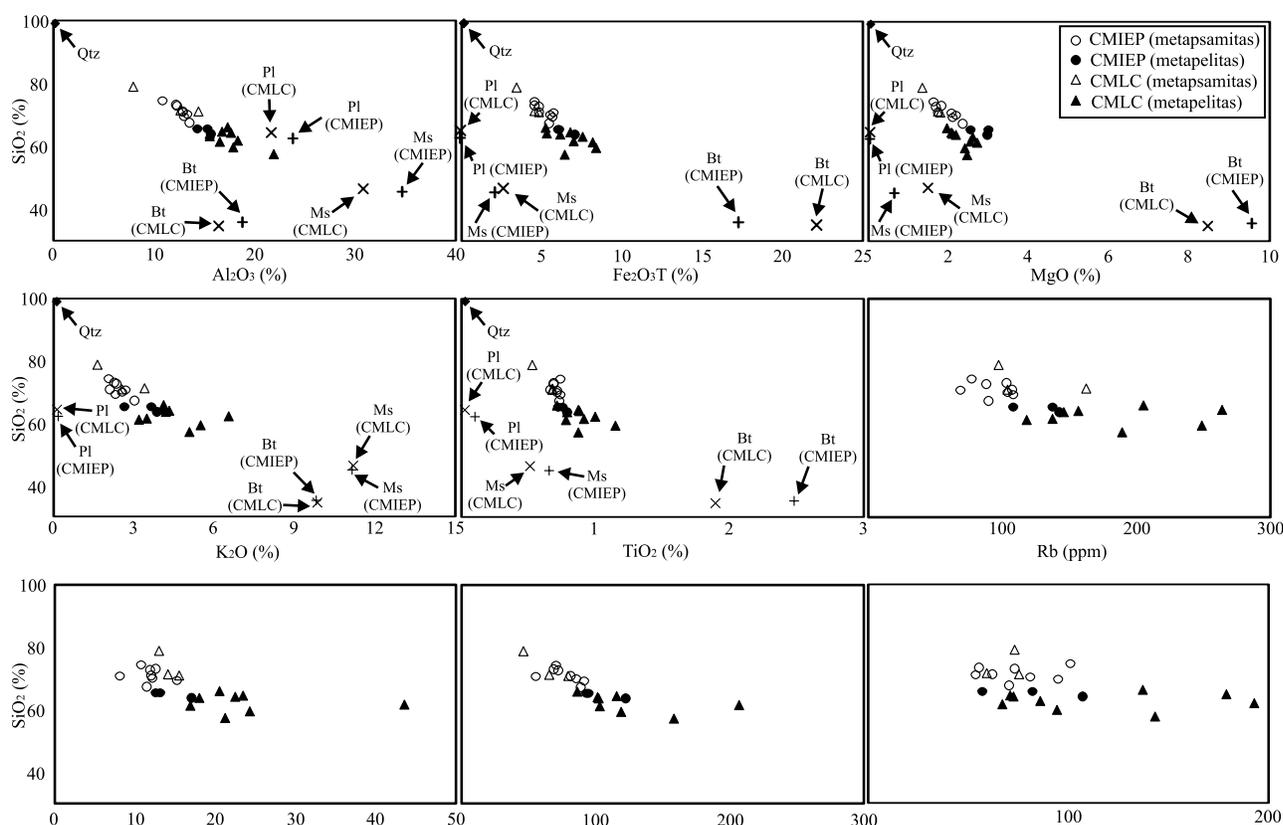


Figura 6. Variaciones químicas de Al, Fe, Mg, K, Ti, Rb, Nb, V y Cr vs. Si entre las metapelitas y metapsamitas del CMIEP y del CMLC. A modo de referencia se proyectan además las composiciones químicas de los minerales que componen las rocas del CMIEP y del CMLC tomadas de Larrovere (2009) y de los Hoyos *et al.* (2011). Bt: biotita; Ms: muscovita; Pl: plagioclasa; Qtz: cuarzo. Notar la correlación negativa de todos los elementos *versus* el Si.

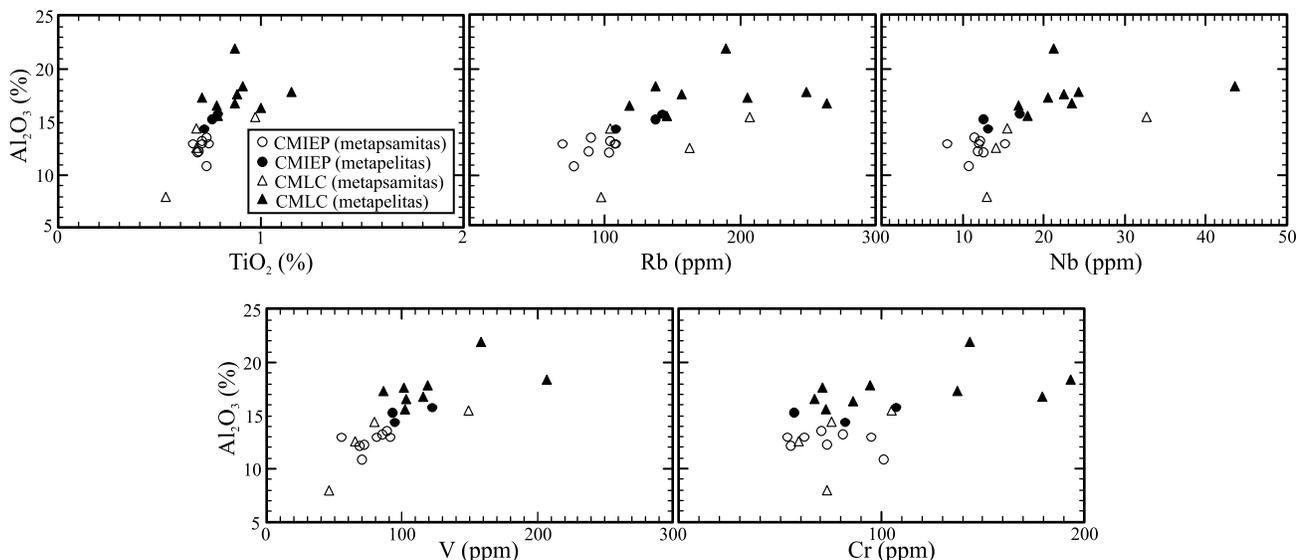


Figura 7: Variaciones químicas de Ti, Rb, Nb, V y Cr vs. Al entre las metapelitas y metapsamitas del CMIEP y del CMLC. Notar la correlación positiva de todos los elementos *versus* el Al.

Debido a que los sedimentos que conformaron los protolitos de los metasedimentos serían el resultado de la mezcla de diversas rocas fuentes, las edades modelos representan edades mínimas o edades promedio de residencia cortical (Rollinson, 1993). Las relaciones isotópicas iniciales se calcularon a 470 Ma, edad aproximada del metamorfismo Famatiniano. Las muestras del CMIEP presentan valores $\epsilon\text{Nd}_{(470)}$ de -7.8 y -8.4 con edades de residencia cortical promedio de 1.82 Ga y 1.89 Ga (Tabla 1). El CMLC se diferencia del CMIEP por sus valores $\epsilon\text{Nd}_{(470)}$ mayores de -6.5 y -7.5 y de residencia cortical promedio más jóvenes de 1.34 Ga y 1.57 Ga.

DISCUSIÓN

Caracterización de protolitos y variación composicional

Las composiciones químicas de roca total obtenidas indican que los protolitos del CMIEP y del CMLC de las localidades en estudio estuvieron conformados por secuencias de rocas sedimentarias clásticas que presentaban predominantemente una alternancia de pelitas y grauvacas. Las correlaciones negativas del SiO_2 con respecto al Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , K_2O , TiO_2 , Rb, Nb, V y Cr, y positivas del Al_2O_3 en relación al TiO_2 , Rb, Nb, V y Cr, confirma la mayor proporción de componentes ricos en arcillas en las pelitas. De forma subordinada, el CMLC habría presentado niveles de litoarenitas y, de acuerdo a observaciones de campo, también niveles cuarcíticos. Esta mayor variabilidad litológica dentro del CMLC, en comparación con el CMIEP, es consistente con su mayor variabilidad geoquímica en los elementos mayores, tanto en las metapsamíticas como en las metapelíticas. El mayor rango composicional observado

en el CMLC también es comprobado en algunos elementos traza (Ni, Sr, Ba, Zr, Y, U y Cu) y en las relaciones de La/Sc, Th/Sc, Th/Co, Th/Cr y Eu/Eu* (Figura 10). Estas variaciones litológicas y geoquímicas también se reconocen en la parte norte y centro del CMLC (Verdecchia y Baldo, 2010). Teniendo en cuenta que los procesos sedimentarios y la procedencia controlan principalmente la composición de los protolitos sedimentarios (Cullers, 2000), la mayor variación química observada en el CMLC podría relacionarse a una secuencia de rocas con (1) variable reciclado sedimentario (menor o mayor transporte, selección, inmadurez) relacionado a un régimen deposicional más inestable (cambios estacionales, tectonismo), y/o (2) aporte de material desde fuentes mixtas o más heterogéneas de rocas.

Debido a que las muestras analizadas del CMIEP corresponden a rocas de mayor grado metamórfico, el acotado campo composicional observado en las metapsamitas y en las metapelitas podría estar reflejando un proceso de homogeneización metamórfica en un sistema cerrado. Sin embargo, Cullers (2000) demostró que las grandes variaciones en las concentraciones de elementos entre sedimentos adyacentes hace despreciable la influencia de la movilidad de los mismos por procesos metamórficos. A excepción de la muestra 7649-mes con valores de *REE* menores, el comportamiento de las *REE* en las rocas del CMIEP pareciera no estar afectado por el grado metamórfico, y el patrón mostrado es consistente con los patrones de rocas sedimentarias estándar. Los valores menores en las concentraciones de *HREE* indicarían aporte de material desde fuentes empobrecidas en estos elementos como pueden ser rocas ígneas muy diferenciadas, mientras que su variabilidad estaría controlada por diferencias en el contenido modal de minerales pesados (*e.g.*, circón) que generalmente tienden a concentrar éstos elementos (*e.g.*, Rollinson, 1993). En

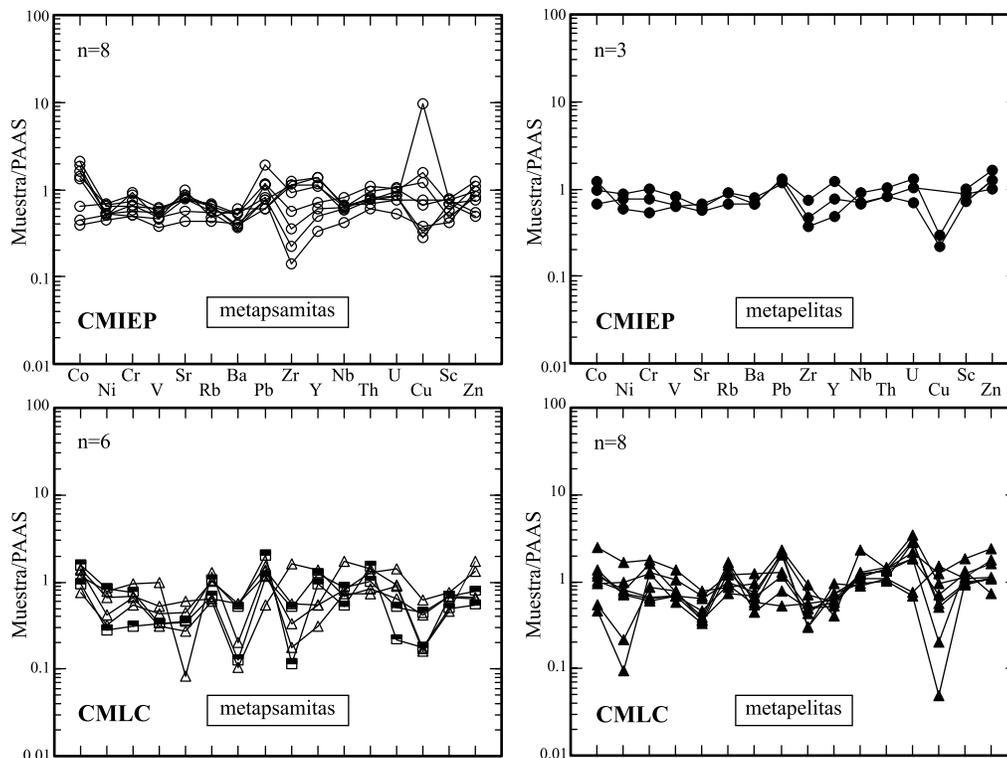


Figura 8. Diagramas de elementos traza normalizados a PAAS de las metapsamitas y metapelitas del CMIEP y del CMLC. PAAS: Post-Archean average Australian sedimentary rock, McLennan (1989).

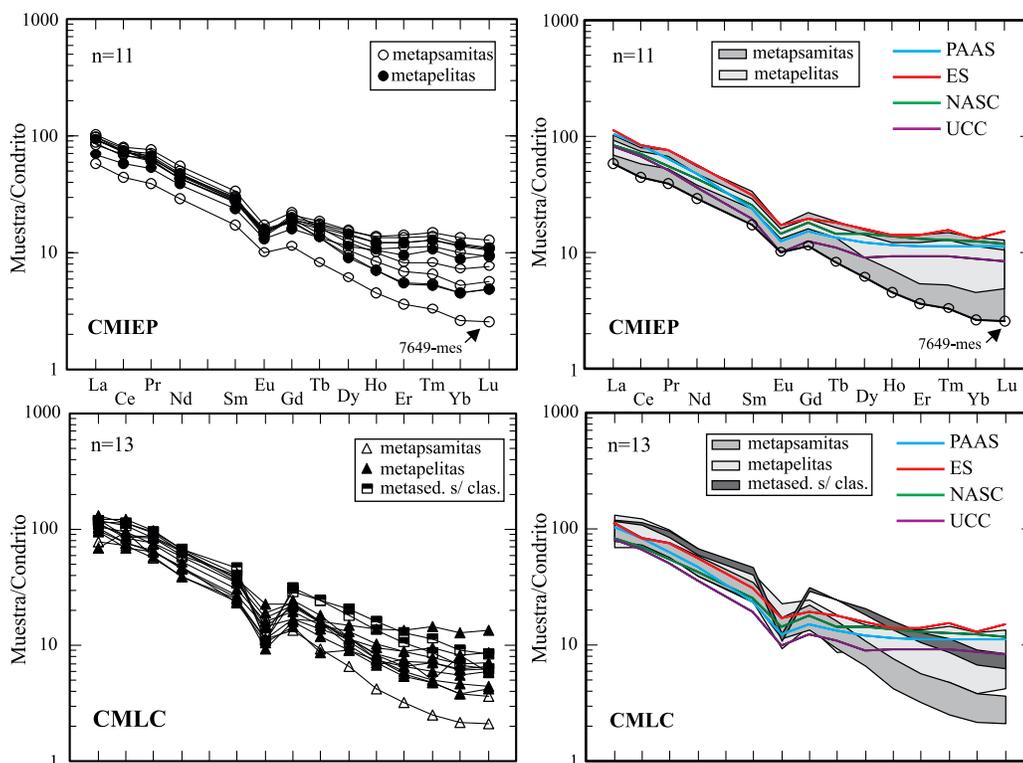


Figura 9. Diagramas comparativos de las concentraciones de REE normalizadas a condrito de las metasedimentitas de los CMIEP y CMLC con composiciones de rocas sedimentarias estándar. NASC: North American shale composite, Gromet *et al.* (1984); ES: Average European shale, Haskin y Haskin (1966); PAAS: Post-Archean average Australian sedimentary rock, McLennan (1989); UCC: Average upper continental crust, Taylor y McLennan (1981). Metased. s/ clas.: metasedimentos no clasificados químicamente según diagrama de Herron (1988) por no contar con análisis de elementos mayores.

el CMIEP esta variabilidad puede ser sustentada por el incremento directamente proporcional de los valores de HREE y los valores de Zr, mientras que en el CMLC la relación entre los valores de HREE y Zr muestra un patrón errático.

Procedencia

Las firmas geoquímicas de los metasedimentos fueron utilizadas para caracterizar la procedencia de los protolitos. Las composiciones de las rocas fuentes pueden ser inferidas utilizando la relación Al_2O_3/TiO_2 que tiende a incrementarse a medida que una roca ígnea se hace más félsica (3 a 8 en rocas máficas, 8 a 21 en intermedias, 21 a 70 en félsicas; Hayashi *et al.*, 1997). Las relaciones Al_2O_3/TiO_2 del CMIEP varían entre ~15 y 20, y en el CMLC entre ~15 y 25 (Tabla A2 del suplemento electrónico). Comparado con los rangos composicionales establecidos por Hayashi *et al.* (1997) las fuentes del CMIEP se relacionarían a composiciones de rocas ígneas intermedias, mientras que las del CMLC a composiciones de rocas ígneas intermedias a félsicas. Los valores bajos a moderados de algunos elementos como el Cr, Ni y V, que tienden a concentrarse en rocas ultrabásicas (Armstrong-Altrin *et al.*, 2004), sugieren fuentes félsicas para el CMIEP y el CMLC. En ambos complejos los patrones de REE normalizadas a condrito exhiben un enriquecimiento de LREE en relación a las HREE y anomalías negativas en Eu (Figura 9), características geoquímicas que fueron relacionadas por Cullers (1994) a fuentes de rocas félsicas. Las relaciones entre algunos elementos como La, Th, Co, Sc, Cr y Eu son indicadores sensibles de la composición de la roca fuente (Cullers, 2000). Por ejemplo, La y Th tienden a concentrarse en rocas ígneas más silíceas mientras que Co, Sc, y Cr lo hacen en rocas más básicas. También las rocas ígneas silíceas poseen anomalías negativas de Eu mientras que en las más básicas éstas no existen o son pequeñas (Cullers, 2000). Por lo tanto, tales relaciones son indicativas del grado de diferenciación ígnea (McLennan *et al.*, 1990), y aquellos protolitos que hayan recibido aportes de rocas más máficas tendrán una menor relación Th/Sc, La/Sc, Th/Cr, etc. Las relaciones La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr y Eu/Eu* son similares entre el CMIEP y el CMLC (Tabla A2 del suplemento electrónico; Figura 10), aunque con valores más variables en el CMLC. En comparación con los rangos composicionales de sedimentos compilado por Cullers (2000), las muestras del CMIEP y del CMLC presentan una alta correspondencia en las relaciones La/Sc, Th/Sc, La/Co y Th/Cr con sedimentos provenientes de fuentes silíceas (Figura 10). Las relaciones Th/Co y Eu/Eu* no definen una discriminación clara ya que muestran cierto solapamiento tanto con sedimentos de fuentes silíceas (granitoides) y de fuentes ígneas básicas, aunque con una mayor tendencia hacia las fuentes silíceas. Las relaciones de elementos de rocas sedimentarias estándar PAAS y UCC

se corresponden con los rangos presentados por el CMIEP y el CMLC (Figura 10).

Algunos diagramas geoquímicos fueron seleccionados para caracterizar la procedencia de los protolitos como soporte de lo anteriormente expuesto. El diagrama de Roser y Korsch (1988; Figura 11a) utiliza dos funciones discriminantes F1 y F2 construidas a partir de los óxidos mayores TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_{3(T)}$, MgO, CaO, Na_2O y K_2O . Dicho diagrama es independiente de los efectos producidos por el tamaño de grano y por lo tanto aplicable a secuencias sedimentarias conformadas por areniscas y pelitas. La precisión y la fiabilidad del diagrama han sido probadas por Ryan y Williams (2007). Los metasedimentos del CMIEP caen en los campos de fuentes ígneas félsicas y fuentes sedimentarias cuarzosas, mientras que los protolitos del CMLC habrían sido derivados predominantemente de fuentes sedimentarias cuarzosas (Figura 11a). El diagrama K_2O-Rb de Floyd y Leveridge (1987) y Floyd *et al.* (1989) (Figura 11b) indica que las metapsamitas del CMIEP y del CMLC proceden de materiales ígneos ácidos a intermedios, a pesar de que estos elementos son considerados móviles durante el proceso sedimentario. En acuerdo con lo anteriormente expuesto, en el diagrama La/Th-Hf de Floyd y Leveridge (1987; Figura 11c) el material parental de las metapsamitas del CMIEP y del CMLC muestra relación con fuentes de arco ácido.

Ambiente tectónico

Bhatia (1983) y Bhatia y Crook (1986) propusieron diversos diagramas de discriminación de ambientes tectónicos basados en las características geoquímicas de rocas sedimentarias. Dichos diagramas han sido ampliamente utilizados para inferir el ambiente tectónico en que se desarrollaron antiguas cuencas sedimentarias (*e.g.*, Ryan y Williams, 2007; Dostal y Keppie, 2009; Drobe *et al.*, 2009). Proyecciones sobre los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos para grauvacas La-Th-Sc y La-Th (Bhatia y Crook, 1986) relacionan el depósito de los protolitos psamíticos del CMIEP y del CMLC principalmente a cuencas relacionadas a arcos de isla continentales (Figuras 12a y 12b). Similar comportamiento es observado también en el diagrama $TiO_2-Fe_2O_{3T}+MgO$ (Figura 12c; Bhatia, 1983). Por otro lado, el diagrama F1-F2 de Bhatia (1983; Figura 12d) sugiere un ambiente de margen continental activo y, en menor medida, a un arco de isla continental para las metapsamitas del CMIEP y del CMLC. Por lo tanto los protolitos del CMLC y del CMIEP se relacionarían con ambientes de arco magmático (*i.e.*, arcos de isla continental y margen continental activo según Bhatia, 1983, y Bhatia y Crook, 1986), en coincidencia con los resultados anteriormente expuestos por Zimmermann (2005) y Verdecchia y Baldo (2010) para el CMLC, y por Zimmermann (2005) para otras unidades metamórficas aflorantes en la Sierra de Ambato que serían equivalentes del CMLC y/o del CMIEP.

Tabla 1. Análisis isotópicos Sm/Nd del CMIEP y del CMLC.

Muestra	Unidad	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon\text{Nd}_{(470)}$	T_{DM}
6982	CMIEP	6.54	32.50	0.1216	0.5120079	0.511633	-7.8	1820
7150	CMIEP	6.18	30.50	0.1225	0.5119778	0.511601	-8.4	1885
6941	CMLC	5.32	34.26	0.0813	0.5119524	0.511702	-6.5	1344
7252	CMLC	6.18	33.39	0.1019	0.5119638	0.511650	-7.5	1568

Relaciones temporo-espaciales entre los complejos metamórficos Famatinianos: implicancias geotectónicas

Si bien el estudio geoquímico de los metasedimentos por sí solo no permite establecer un vínculo preciso entre la génesis, la relación espacial y la relación temporal de ambos complejos metamórficos, la información isotópica obtenida en este trabajo complementada con relaciones de campo, estudios estructurales, edades de metamorfismo y datos sobre edades de herencia en circones detríticos publicados previamente permiten analizar algunas implicancias geotectónicas (Figura 13). Aunque el metamorfismo de ambos complejos fue relativamente coetáneo, resta determinar si sus protolitos corresponden a secuencias sedimentarias relacionadas a una misma cuenca o no, y a una misma edad de depositación o no. Como evaluamos anteriormente, las características litológicas y los patrones geoquímicos del CMIEP y del CMLC permiten diferenciar dos secuencias sedimentarias con características deposicionales propias

pero siempre relacionadas a un margen de placa activo (arco magmático continental). El rejuvenecimiento evidenciado por las edades de residencia cortical obtenidas para el CMLC (~1.3-1.6 Ga) en comparación con el CMIEP (~1.8-1.9 Ga) sugiere que el CMLC recibió aporte de material más joven. Hacia el norte del CMLC y en la misma faja meridional, aflora otra unidad metamórfica denominada complejo metamórfico Quebrada del Molle (CMQM, Figura 1), probable equivalente del CMLC y en contacto tectónico hacia el este con el CMIEP (Larovere, 2009). El CMQM presenta una edad de residencia cortical de ~1.3 Ga similar al CMLC. Dos interpretaciones alternativas podrían ser válidas en este sentido: 1- la sedimentación del CMLC (y equivalentes) fue posterior a la del CMIEP, lo que indicaría que los depósitos se desarrollaron diacrónicamente en una o más cuencas; 2- en el área de aporte de los protolitos del CMLC estaban expuestas rocas más jóvenes que en el área de aporte de los protolitos del CMIEP, pero las cuencas podrían haber sido relativamente coetáneas. A partir del análisis conjunto de datos publicados recientemente, la

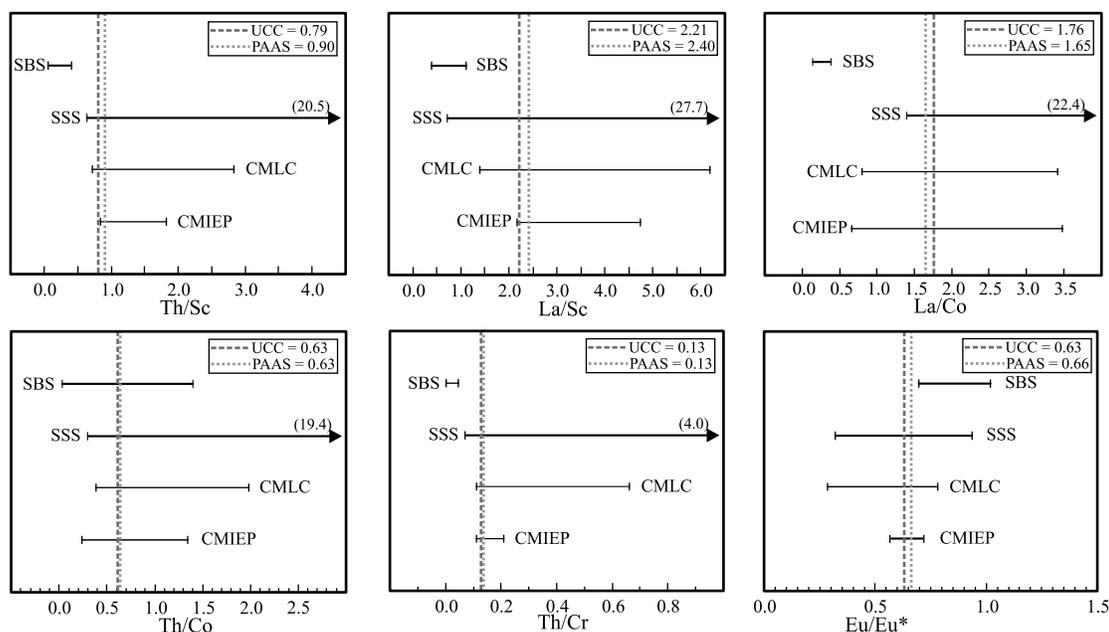


Figura 10. Comparación de las relaciones La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr y Eu/Eu* entre el CMIEP y el CMLC, y con sedimentos provenientes de fuentes silíceas y de fuentes ígneas básicas determinadas por Cullers (2000). SSS (sediment from silicic sources): rango de sedimentos provenientes de fuentes ácidas; SBS (sediment from basic sources): rango de sedimentos provenientes de fuentes básicas. Como referencia también se muestran los valores de las relaciones de elementos de PAAS y UCC.

primera de las alternativas se puede sustentar ampliamente. La edad de sedimentación de los protolitos del CMLC queda delimitada por edades de herencia de circones detríticos que indican una edad máxima entre los ~ 530–520 Ma (Rapela *et al.*, 2007; Adams *et al.*, 2011; Verdecchia *et al.*, 2011) y una edad mínima correspondiente al Ordovícico Temprano a Medio registrada en las metasedimentitas de niveles corticales superiores a partir del registro fosilífero (Verdecchia *et al.*, 2007) y en la edad de 478 Ma del metamorfismo de los niveles más profundos (de los Hoyos *et al.*, 2011). Esto indica que la cuenca recibió aporte desde fuentes pampeanas (rocas de la faja orogénica Pampeana exhumadas hacia el este; Verdecchia *et al.*, 2011) y que, al menos durante el Ordovícico Temprano-Medio, la sedimentación y el metamorfismo fueron relativamente coetáneos.

Por su parte, la determinación de la edad de sedimentación del CMIEP resulta más compleja. Históricamente, las rocas del CMIEP (donde se agruparon las denominadas Formación El Portezuelo y Formación Ancasti) fueron interpretadas como equivalentes metamórficos de mayor grado de la Formación Puncoviscana (*e.g.*, Aceñolaza y Toselli, 1976) y por lo tanto relacionadas a la orogenia Pampeana. La edad de ~ 477–470 Ma determinada por Larrovere *et al.* (2011) para el metamorfismo de alto grado del CMIEP descarta la posibilidad de que el evento metamórfico principal haya correspondido a la orogenia Pampeana. Sin embargo, las rocas metamórficas pampeanas de bajo grado de la Formación Puncoviscana sí podrían representar las rocas precursoras pre-migmáticas del CMIEP. Los datos geocronológicos y estructurales que soportan esta hipótesis son: 1- evidencia de poli-metamorfismo en la Sierra de Ancasti (dos fases de metamorfismo superpuestas 524–580 Ma y 472–435 Ma; Knüver, 1983; Bachmann y Grauert, 1987a, 1987b); 2- el registro de dos eventos de deformación superpuestos, basados en análisis estructurales, asignados al Cámbrico (Pampeano) y al Ordovícico (Famatiniense) en Sierras Pampeanas Noroccidentales (Willner *et al.*, 1987);

3- considerando la continuidad litológica entre las rocas de grado bajo-medio y las rocas de grado metamórfico alto del CMIEP cuya edad de metamorfismo es ~ 477–470 Ma, la ausencia en circones detríticos de edades más jóvenes que el Ediacarano (Rapela *et al.*, 2007; Adams *et al.*, 2008) representativas de edades máximas de depositación como así también las edades de depositación de 570–590 Ma de los mármoles en la Sierra de Ancasti (Murra *et al.*, 2011), implica que sobre las rocas metamórficas de bajo grado pampeanas no hubo nueva depositación. El lapso de tiempo delimitado por las edades de depositación máximas (circones detríticos de edad Ediacarano) y mínimas (metamorfismo Ordovícico Temprano-Medio, o en su defecto el metamorfismo Cámbrico Temprano si consideramos la edad menos confiable determinada por Knüver, 1983) de los protolitos del CMIEP indican que los mismos podrían relacionarse exclusivamente con la Formación Puncoviscana. Si bien estudios litológicos y geoquímicos previos sugerían gran correspondencia entre estas unidades (Willner *et al.*, 1990; Zimmermann, 2005), los mismos no eran concluyentes. En este sentido, Verdecchia y Baldo (2010) resaltaron amplias similitudes en la impronta geoquímica entre los metasedimentos de Sierras Pampeanas. Por otro lado, cabe destacar que en una zona intermedia entre el CMIEP y el CMLC una nueva unidad denominada complejo metamórfico Ambato (CMA, Figura 1) con edades de metamorfismo de ~ 470–460 Ma ha sido definida por Verdecchia *et al.* (2011). Sobre la base del patrón de edades en circones detríticos, los protolitos del CMA han sido considerados más viejos que los del CMLC debido a la ausencia de material proveniente del Cratón del Río de La Plata (Verdecchia *et al.*, 2011). La edad máxima de sedimentación de 530 Ma para el CMA permite considerarlo más joven que el CMIEP, y por lo tanto los protolitos del CMA se habrían desarrollado en depocentros post-pampeanos no pertenecientes a la Formación Puncoviscana. Dentro del grupo de depocentros post-pampeanos podría incluirse a la Formación Suncho

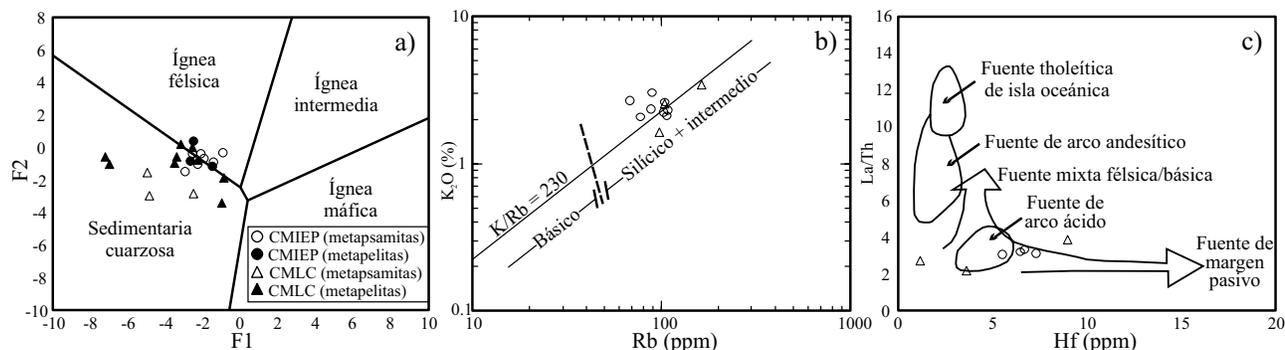


Figura 11. (a) Diagrama de funciones discriminantes F1 y F2 (Roser y Korsch, 1988) aplicado para determinar la procedencia de las metapelitas y metapsamitas de los CMIEP y CMLC. F1: $-1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$; F2: $0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$. (b) Diagrama K-Rb (Floyd y Leveridge, 1987; Floyd *et al.*, 1989) en donde se graficaron las metapsamitas de los CMIEP y CMLC para discriminar entre fuentes de procedencia magmática de composiciones básicas y ácidas-intermedias. $\text{K/Rb} = 230$: tendencia de diferenciación magmática de Shaw (1968). (c) Diagrama La/Th-Hf de Floyd y Leveridge (1987) en donde se observa la relación de las metapsamitas de ambos complejos metamórficos con fuentes de arco ácido.

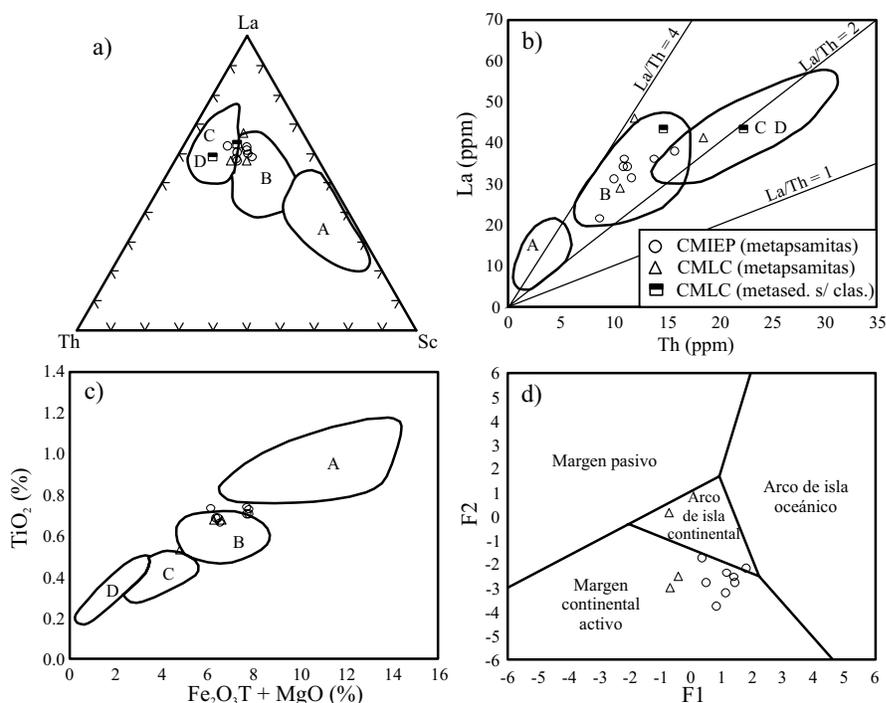


Figura 12. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos en donde se graficaron las muestras de metapsamitas del CMIEP y del CMLC. (a) Diagrama La-Th-Sc y (b) diagrama La-Th para discriminación de grauvascas (Bhatia y Crook, 1986). (c) Diagrama de discriminación TiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} + \text{MgO}$ para areniscas (Bhatia, 1983). Los campos corresponden a: A- arco de isla oceánico; B- arco de isla continental; C- margen continental activo; D- margen pasivo. (d) Diagrama de funciones discriminantes F1 y F2 para areniscas (Bhatia, 1983). F1: $-0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0.208 \text{ FeO} - 3.082 \text{ MnO} + 0.140 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.303$; F2: $-0.421 \text{ SiO}_2 + 1.988 \text{ TiO}_2 - 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.610 \text{ FeO} + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$.

(FS, Figura 1) compuesta por rocas metamórficas de bajo grado y localizada en la Sierra de Ovejería sobre la misma faja meridional que el CMA, el CMLC y el CMQM, cuyas poblaciones más jóvenes de edades en circones detríticos son de 514 Ma y 519 Ma (Adams *et al.*, 2011). La presencia de trazas fósiles de *Oldhamia radiata* asignadas al Cámbrico Temprano indican, junto a la edad de los circones detríticos, que el depósito de la Formación Suncho fue durante el Cámbrico Temprano – Cámbrico Medio temprano (Adams *et al.*, 2011). Con base en estas consideraciones, y teniendo en cuenta las edades de residencia cortical determinadas en este trabajo a partir de la geoquímica isotópica Sm-Nd (CMIEP ~1.8–1.9 Ga; CMLC ~1.3–1.6 Ga), puede establecerse para la parte oriental del retro-arco Famatiniano que de este a oeste se evidencia un rejuvenecimiento en la edad de los protolitos de los complejos que fueron afectados por el metamorfismo Famatiniano durante el Ordovícico Temprano-Medio. La mayor variación geoquímica mostrada hacia el oeste en los protolitos más modernos (CMLC) podría relacionarse al desarrollo de cuencas menos estables asociadas a la estructuración del nuevo frente orogénico Ordovícico instalado al oeste sobre el margen de Gondwana. Una configuración geotectónica similar ha sido propuesta para la Sierra de San Luis (Steenken *et al.*, 2004; Drobe *et al.*, 2009) en la parte sur de las Sierras Pampeanas, donde los protolitos del complejo metamórfico Conlara habrían

formado parte de la cuenca Puncoviscana que posteriormente habría actuado como basamento sobre el cual se desarrollaron hacia el oeste las cuencas post-pampeanas de retro-arco representadas por las unidades metamórficas Famatinianas como son el complejo metamórfico Pringles y el complejo metamórfico Nogolí.

CONCLUSIONES

La combinación de estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos aplicados sobre las unidades metamórficas CMIEP y CMLC permite determinar que los protolitos de ambos complejos pertenecieron a secuencias de rocas sedimentarias clásticas conformadas principalmente por grauvascas y pelitas. Los valores bajos a moderados de Cr, Ni y V, los patrones de REE, las relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, La/Sc, Th/Sc, La/Co y Th/Cr, y los diagramas geoquímicos La/Th-Hf, K-Rb y F1-F2 sugieren que los metasedimentos fueron principalmente derivados de fuentes félsicas a intermedias. Elementos mayores y traza utilizados para discriminar ambientes tectónicos indican que tanto el CMLC como el CMIEP se relacionarían con ambientes de arco magmático. En comparación con el CMIEP, los metasedimentos del CMLC muestran mayores variaciones geoquímicas en sus elementos mayores, elementos traza tales como Ni, Sr, Ba,

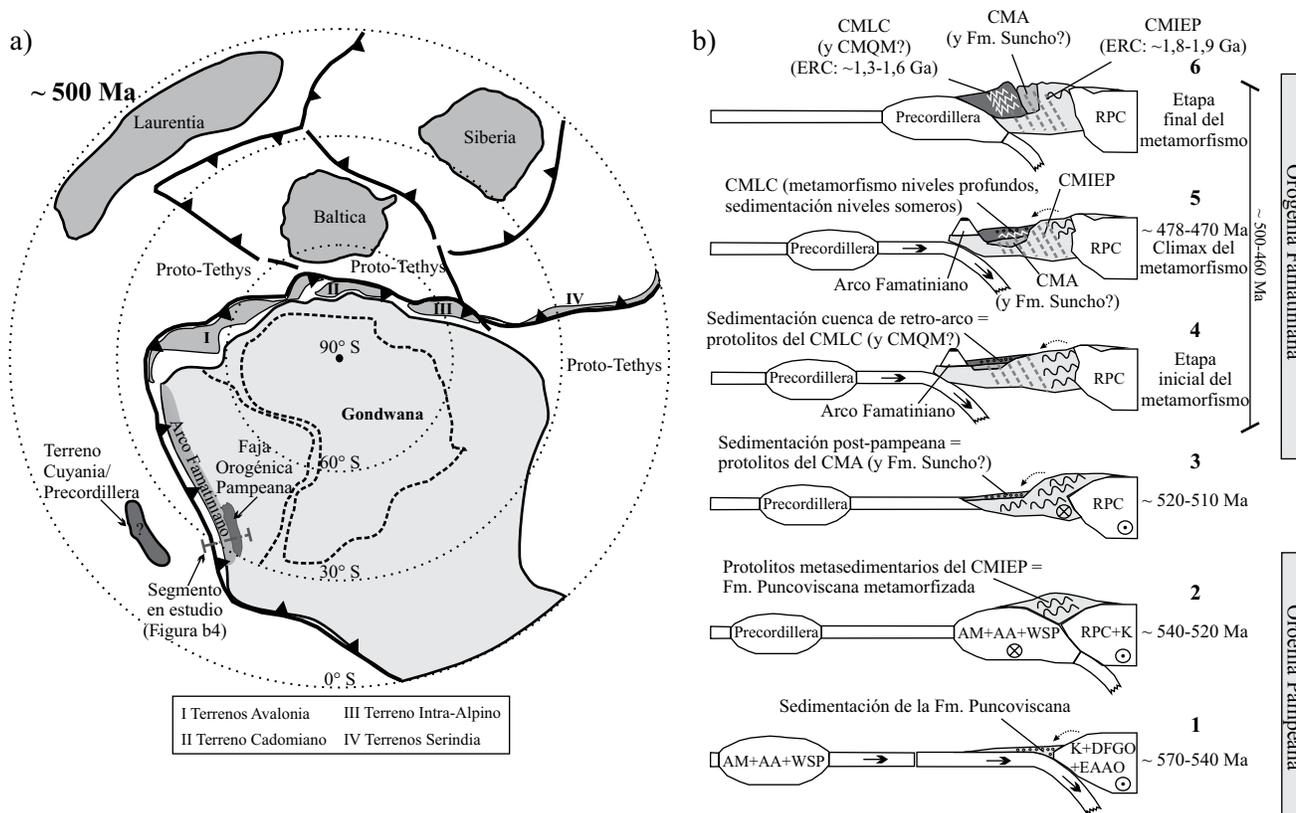


Figura 13. (a) Ubicación paleogeográfica de la Faja Orogénica Famatiniana sobre el margen sur-occidental de Gondwana durante el Cámbrico Tardío – Ordovícico Temprano. Modificado de Fernández *et al.* (2008, fig. 5) y referencias allí citadas. (b) Representación esquemática de la evolución tectónica del área de estudio (parte oriental del retro-arco Famatiniano) desde el Neoproterozoico Tardío al Ordovícico Medio donde se muestran las relaciones temporales espaciales entre los complejos metamórficos Famatinianos y el desarrollo de sus protolitos. 1- Sedimentación de la Fm. Puncoviscana sobre un margen activo e inicio de la deformación y metamorfismo Pampeanos. 2- Metamorfismo regional donde se generan los protolitos metasedimentarios de bajo grado del CMIEP, y culminación de la Orogenia Pampeana relacionados a la colisión oblicua dextral del terreno Amazona-Arequipa Antofalla-Sierras Pampeanas Occidentales (AM-AA-WSP) contra la cuenca de antepaís Puncoviscana-Saldania (detalles en Rapela *et al.*, 2007). 3- Acoplamiento final entre la faja Pampeana y el cratón del Río de la Plata (Rapela *et al.*, 2007; Verdecchia *et al.* 2011) y sedimentación post-pampeana de los protolitos del Complejo Metamórfico Ambato (CMA; Verdecchia *et al.* 2011) y de la Fm. Suncho (Adams *et al.*, 2011). 4- Reactivación de la subducción, inicio del metamorfismo Famatiniano afectando al antepaís Pampeano y a la cuenca post-pampeana (líneas grises en guiones = metamorfismo y deformación). Comienza a instalarse el arco Famatiniano y a formarse la cuenca de retro-arco (protolitos del CMLC) con aporte de material proveniente de la faja Pampeana y del Cratón del Río de La Plata (Verdecchia *et al.* 2011). 5- Climax del metamorfismo regional progresivo Famatiniano (pico térmico) que se superpone al metamorfismo Pampeano (se genera el CMIEP; Larrovere *et al.* 2011), a la cuenca post-pampeana (se genera el CMA; Verdecchia *et al.* 2011) y afecta los niveles profundos de la cuenca de retro-arco generando parte del CMLC (parte sur en Quebrada de La Rioja; de los Hoyos *et al.* 2011). Continúa la sedimentación de la cuenca de retro-arco en niveles someros (presencia de fósiles; Verdecchia *et al.* 2007). 6- Última etapa del metamorfismo y cierre de la cuenca de retro-arco asociada a la acreción del terreno Precordillera que marca la finalización de la Orogenia Famatiniana (Thomas y Astini, 1996; Aceñolaza *et al.*, 2002; Finney, 2007). RPC: Cratón del Río de La Plata; K: Cratón Kalahari; AM: Amazonia; AA: terreno Arequipa-Antofalla; WSP: Sierras Pampeanas Occidentales; EAAO: Orogénico Africano-Antártico Oriental; DFGO: Orogénico Don Feliciano-Gariep; ERC: Edades de residencia cortical. Detalle de las edades de sedimentación y metamorfismo en el texto. El magmatismo no es considerado en los esquemas para simplificar la figura.

Zr, Y, U y Cu, y en las relaciones La/Sc, Th/Sc, Th/Co, Th/Cr y Eu/Eu*. La mayor variación litológica y geoquímica observada en el CMLC, incluso internamente entre los niveles psamíticos y pelíticos que lo conforman, permite inferir un régimen deposicional más inestable que el que habría controlado la sedimentación de los protolitos del CMIEP. Los sedimentos de la Formación Puncoviscana, depositados entre los ~570–540 Ma en un ambiente con menor dinámica y luego metamorfizados durante la orogenia Pampeana, habrían sido los protolitos del CMIEP. En cambio, los protolitos del CMLC correspondieron a depósitos sedimentarios del retro-arco Famatiniano de edad

Ordovícico Temprano-Medio. El rejuvenecimiento hacia el oeste de los protolitos de los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (*e.g.*, el CMLC) es consistente con el desarrollo de cuencas menos estables asociadas a la estructuración del nuevo frente orogénico instalado al oeste sobre el margen de Gondwana.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Jesús de la Rosa por los análisis geoquímicos realizados en España, y a Frank Söllner y Alex

Rocholl por su ayuda con los análisis isotópicos realizados en Alemania. También agradecemos a CONICET, ANPCyT y DAAD por las becas otorgadas a los autores durante sus estudios doctorales y post-doctorales. Estamos agradecidos por el soporte técnico brindado por la Universidad Nacional de La Rioja, Universidad Nacional de Tucumán, CRILAR-CONICET, INSUGEO-CONICET y Fundación Miguel Lillo. Los trabajos de campo fueron financiados por los proyectos PICT 0159 (CONICET), 07-09686 (ANPCyT), 26-G321 y 26G-438 (CIUNT) otorgados a Juana Rossi y Alejandro Toselli, a los cuales se les agradece su colaboración. Los comentarios y sugerencias del editor T. Calmus y de los revisores R. Vega Granillo, E. Jaillard y J. Madhavaraju mejoraron considerablemente la calidad de este trabajo.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G., Durand, F.R., 1986, Upper Precambrian – Lower Cambrian biota from the northwest of Argentina: *Geological Magazine*, 123(4), 367-375.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H., 1982, Early Palaeozoic orogeny in Southern South America: *Precambrian Research*, 17(2), 133-146.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., 1976, Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino, *en 2° Congreso Latinoamericano de Geología*, Caracas, 1973: 755-763.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., 1977, Esquema geológico de la Sierra de Ancasti, provincia de Catamarca: *Acta Geológica Lilloana*, 14, 233-259.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., 1981, Geología del Noroeste Argentino: San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, 212 pp.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J., 2000, The Pampean and Famatinian Cycles- Superposed Orogenic Events in West Gondwana: *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 1, 337-344.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J., 2002, Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America – a discussion: *Tectonophysics*, 354(1-2), 121-137.
- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J., 1990, Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncovicana y equivalentes, NW de Argentina, *en Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (eds.), El Ciclo Pampeano en el noroeste Argentino: San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, 4, 209-219.
- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J., Griffin, W.L., 2008, The Puncovicana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 247(3), 341-352.
- Adams, C.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., Griffin, W.L., 2011, The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting: *Gondwana Research*, 19(1), 71-83.
- 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 the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: a record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting: *Gondwana Research*, 22(3-4), 992-1008.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004, Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Research*, 74(2), 285-297.
- Bachmann, G., Grauert, B., 1987a, Datación de metamorfismo basado en el análisis isotópico Rb/Sr en perfiles de pequeña sección de metasedimentos polimetamórficos en el Noroeste Argentino, *en 10° Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán, III, 17-20.
- Bachmann, G., Grauert, B., 1987b, Análisis isotópico Rb/Sr y edad del granate - almandino en los gneises bandeados polimetamórficos de la Sierra de Ancasti y Tafi del Valle (Sierras Pampeanas, NW – Argentina), *en 10° Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán, III, 21-24.
- Báez, M.A., Basei, M.A., 2005, El Plutón San Blas, magmatismo posdeformacional Carbonífero en la Sierra de Velasco, *en Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J. (eds.), Simposio Bodenbender: San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, 19, 239-246.
- Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: *Journal of Geology*, 91(6), 611-627.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986, Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 181-193.
- Büttner, S.H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R., Franz, G., 2005, Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the Northern Sierras Pampeanas (NW Argentina): *Lithos*, 83(1-2), 143-181.
- Caminos, R., 1979, Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan, *en 2° Simposio de Geología Regional Argentina: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias*, I, 225-291.
- Collo, G., Astini, R.A., Cawood, P.A., Buchan, C., Pimentel, M., 2009, U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatinian belt: implications for late Neoproterozoic - early Paleozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana: *Journal of the Geological Society of London*, 166(2), 303-319.
- Cullers, R.L., 1994, The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(22), 4955-4972.
- Cullers, R.L., 2000, The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies: *Lithos*, 51(3), 181-203.
- Cullers, R.L., Barrett, T., Carlson, R., Robinson, B., 1987, Rare earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case of study in the Wet Mountains, Colorado, U.S.A.: *Chemical Geology*, 63(3-4), 275-297.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P., Báez, M., 2006, The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), 341-350.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P.H., Fanning, C.M., Saavedra, J., Baldo, E., 2008, New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex: constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina: *Geologica Acta*, 6(4), 319-333.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, N.G., Galindo, C., Casquet, C., 2010, Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis: *Lithos*, 115(1-4), 65-81.
- de la Rosa, J.D., Chacón, H., Sánchez de la Campa, A., Carrasco, R., Nieto, J.M., 2001, Metodología y análisis de elementos trazas-REE mediante ICP-MS del Standart SARM I granito y SARM 4 norita, *en 3° Congreso Ibérico de Geoquímica: Zaragoza*, 435-438.
- de los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Larrovere, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J., Basei, M.A.S., 2011, Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina: *Gondwana Research*,

- 20(2-3), 309-324.
- Dostal, J., Keppie, J.D., 2009, Geochemistry of low-grade clastic rocks in the Acatlán Complex of southern Mexico: Evidence for local provenance in felsic-intermediate igneous rocks: *Sedimentary Geology*, 222 (3-4), 241-253.
- Drobe, M., Lopez de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009, Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 28(3), 239-262.
- Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, L.G., 2008, Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation: *Gondwana Research*, 14, 451-473.
- Finney, S.C., 2007, The parautochthonous Gondwanan origin of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of Argentina: A re-evaluation of evidence used to support an allochthonous Laurentian origin: *Geologica Acta*, 5(2), 127-158.
- Finney, S.C., Gleason, J.D., Gehrels, G.E., Peralta, S., Aceñolaza, G., 2003, Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane: *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 349-359.
- Finney, S.C., Gleason, J.D., Gehrels, G.E., Peralta, S., Aceñolaza, G., 2004, Corrigendum to "Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane": *Earth and Planetary Science Letters*, 219, p. 413.
- Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987, Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones: *Journal of the Geological Society of London*, 144(4), 531-542.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G., 1989, Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Lomond group of Gairloch, Scotland: *Precambrian Research*, 45(1-3), 203-214.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1984, A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems: *Earth Planetary Science Letters*, 70(2), 221-236.
- González-Bonorino, F., 1951, Una nueva formación Precámbrica en el noroeste Argentino: *Museo de La Plata, Comunicaciones Científicas*, 5, 4-6.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984, The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12), 2469-2482.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., de la Rosa, J.D., 2009, Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes: *International Journal Earth Sciences*, 98(5), 1001-1025.
- Grosse, P., Bellos, L.I., de los Hoyos, C.R., Larrovere, M.A., Rossi, J., Toselli, A.J., 2011, Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco: *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 110-126.
- Gutiérrez, A.A., Mon, R., 2008, Macroindicadores cinemáticos en el bloque Ambato, provincias de Tucumán y Catamarca: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1), 24-28.
- Haskin, M.A., Haskin, L.A., 1966, Rare earths in European shales: a re-determination: *Science*, 154(3748), 507-509.
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H., Ohmoto, H., 1997, Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4115-4137.
- Herron, M.M., 1988, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5), 820-829.
- Höckenreiner, M., Söllner, F., Miller, H., 2003, Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between Famatinian and Pampean systems (NW Argentina): *Journal of South American Earth sciences*, 16(1), 45-66.
- Indri, D.A., Barber, L.E., 1987, Características geológicas y químicas del granito San Ignacio- Los Pinos, Provincias de Tucumán y Catamarca, Argentina, en 10° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, IV, 135-138.
- Knüver, M., 1983, Dataciones radiométricas de rocas plutónicas y metamórficas, en Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (eds.), *La Geología de la Sierra de Ancasti: Münster, Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 59, 201-218.
- Larrovere, M., 2009, Petrología de la faja migmatítica entre el flanco noroccidental de la Sierra de Ancasti, su continuación en la Sierra de Aconquija y el flanco nororiental de la Sierra de Ambato: Córdoba, Universidad Nacional de Córdoba, tesis doctoral, 234 pp.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S., Belmar, M.E., 2011, High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 279-297.
- López, J.P., Sales de López, A., Stipp Basei, M., 2000, Nueva edad K/Ar en la historia deformativa de la Faja Milonítica Típa, en el Noroeste Argentino: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I(7/8), 895-902.
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Siegesmund, S., Steenken, A., Wemmer, K., 2003, Provenance and tectonic setting of the protholiths of the Metamorphic complexes of Sierra de San Luis: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4), 525-540.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U., Grauert, B., 1990, Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la Sierra de Cachi (Provincia de Salta, Argentina), en Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (eds.), *El Ciclo Pampeano en el noroeste Argentino: San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica*, 4, 199-208.
- Lucassen, F., Becchio, R., 2003, Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29°S): *Journal of Metamorphic Geology*, 21(7), 649-662.
- McLennan, S.M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, en Lipin, B.R., McKay, G.A. (eds.), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements: Chantilly, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 21, 169-200.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990, Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(7), 2015-2050.
- Murra, J.A., Baldo, E.G., Galindo, C., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Dahlquist, J., 2011, Sr, C and O isotope composition of marbles from the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: age and constraints for the Neoproterozoic-Lower Paleozoic evolution of the proto-Gondwana margin: *Geologica Acta*, 9 (1), 79-92.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S., Moutte, J., 2007, Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 150-160.
- Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I., Viñao, G.A., 2008, Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 313-335.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000, Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 91(1-2), 151-168.

- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths J., Condie, K.C., 1989, Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archaean low- to high-grade transition zone of southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites: *Journal of Geology*, 97(5), 537-550.
- Piñán-Llamas, A., Simpson, C., 2006, Deformation of Gondwana margin turbidites during the Pampean orogeny, north-central Argentina: *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10), 1270-1279.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59-78.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Saavedra, J., 2001, Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto- andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina: *Journal of Iberian Geology*, 27, 23-41.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Murra, J.A., 2005, Coeval S- and I-type granites in the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina, *en* Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Mendoza: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, p. 307.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007, The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana: *Earth-Science Reviews*, 83(1-2), 49-82.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*: London, Longman, 352 pp.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data: *Chemical Geology*, 67(1-2), 119-139.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E., Ferreira, V.P., 2002, Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina: *Gondwana Research*, 5(2), 325-337.
- Ryan, K.M., Williams, D.M., 2007, Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins: *Chemical Geology*, 242(1-2), 103-125.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P., 2004, Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina: *Precambrian Research*, 129(1-2), 1-21.
- Shaw, D.M., 1968, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(6), 573-602.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., Miró, R., 1998, U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin, *en* Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*: United Kingdom, Geological Society of London, Special Publications, 142, 259-281.
- Steenken, A., Wemmer, K., Lopez de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Pawlig, S., 2004, Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana: *Gondwana Research*, 7(4), 1171-1195.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Lopez de Luchi, M.G., Frei, R., Wemmer, K., 2006, Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): *Journal of the Geological Society of London*, 163(6), 965-982.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., López de Luchi, 2008, Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, 25(3), 336-358.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from metasedimentary rocks: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 301(1461), 389-399.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*: Oxford, Blackwell Scientific, 312 pp.
- Thomas, W.A., Astini, R.A., 1996, The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia: *Science*, 273(5276), 752-757.
- Toselli, G.A., 1983, Petrografía del stock granitoide de Las Juntas y metamorfitas encajantes, Sierra de Ambato, provincia de Catamarca: *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 14(1-2), 15-24.
- Toselli, A.J., 1992, El magmatismo del noroeste argentino. Reseña sistemática e interpretación: San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 8, 243 pp.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Rossi de Toselli J.N., 1986, A Proposal for the Systematization of the Upper Precambrian-Lower Paleozoic Basement in the Sierras Pampeanas, Argentina: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I(9-10), 1227-1233.
- Toselli, A.J., Sial, A.N., Saavedra, J., Rossi de Toselli, J.N., Pinto Ferreira, V., 1996, Geochemistry and genesis of the S type, cordierite-andalusite-bearing Capillitas Batholith, Argentina: *International Geology Review*, 38(11), 1040-1053.
- Turner, J.C.M., 1960, Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias: *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 4, 163-169.
- Verdecchia, S.O., 2009, Las metamorfitas de baja presión vinculadas al arco magmático Famatiniano: las unidades metamórficas de la Quebrada de La Cébila y el borde oriental del Velasco. Provincia de La Rioja – Argentina: Córdoba, Universidad Nacional de Córdoba, tesis doctoral, 312 pp.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Benedetto, J.L., Borghi, P.A., 2007, The first shelly fauna from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, Sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographic implications: *Ameghiniana*, 44(2), 493-498.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., 2010, Geoquímica y procedencia de los metasedimentos orodivícos del complejo metamórfico La Cébila, provincia de La Rioja, Argentina: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1), 97-111.
- Verdecchia, S.O., Casquet, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, M., Galindo, C., 2011, Mid- to Late Cambrian docking of the Río de La Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina): *Journal of the Geological Society of London*, 168(4), 1061-1071.
- Willner, A.P., Lottner, U.S., Miller, H., 1987, Early Paleozoic structural development in the NW Argentine basement of the Andes and its implication for geodynamic reconstructions, *en* McKenzie, G.D. (eds.), *Gondwana 6: Structure, Tectonics and Geophysics*: American Geophysical Union Monograph, 40, 229-239.
- Willner, A.P., Miller, H., Jezek, P., 1990, Composición geoquímica del basamento sedimentario-metamórfico de los Andes del NW Argentino (Precámbrico superior-Cámbrico inferior), *en* Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (eds.), *El Ciclo Pampeano en el noroeste Argentino*: San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4, 161-179.
- Zimmermann, U., 2005, Provenance studies of very low- to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina, *en* Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (eds.), *Terrane processes at the margins of Gondwana*: United Kingdom, Geological Society of London, Special Publications, 246, 381-416.

Manuscrito recibido: Octubre 27, 2011

Manuscrito corregido recibido: Junio 25, 2012

Manuscrito aceptado: Junio 29, 2012