

Geoquímica y procedencia de los metasedimentos ordovícicos del complejo metamórfico La Cébila, provincia de La Rioja, Argentina

Sebastián O. Verdecchia* y Edgardo G. Baldo

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA) – CONICET,
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba,
Av. Veléz Sarsfields 1611, C. P. X5016CGA, Córdoba, Argentina.

* sverdecchia@efn.uncor.edu

RESUMEN

Dentro del basamento pre-Andino del centro oeste de Argentina, la faja orogénica Famatiniana del Paleozoico temprano (Cámbrico Tardío a Ordovícico Medio) representa parte de la evolución del paleomargen suroccidental de Gondwana. Esta faja está compuesta por rocas ígneas con signature de magmatismo de arco, sucesiones sedimentarias marinas y volcánicas y unidades metamórficas de baja y media presión. Una de estas unidades corresponde al complejo metamórfico La Cébila (CMLC) del Ordovícico Temprano a Medio, el cual se compone de sucesiones metasedimentarias de bajo a alto grado metamórfico constituidas principalmente por variedades litológicas enriquecidas en filosilicatos (filitas, esquistos micáceos y migmatitas) y cuarzo-feldespáticas (metapsamitas, esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas).

La señal geoquímica actual de los metasedimentos del CMLC permite equipararlos con al menos tres composiciones primarias referentes a tipos litológicos pelíticos, psamíticos y psamíticos cuarzosos. Esto sugiere que los procesos metamórficos superpuestos a estos sedimentos no modificaron sustancialmente la composición del protolito. Las bajas relaciones de La/Th (2.4–4.5; $n=7$) y el contenido de Hf (3.5–11.0; $n=7$), sumado a la ausencia de circones detriticos de edades famatinianas provenientes del arco volcánico (localizado al oeste), sugieren una procedencia desde un área fuente de composición félsica, consistente con el basamento pampeano (Cámbrico Temprano a Cámbrico Medio) localizado al este de las coordenadas actuales.

Los metasedimentos de CMLC resultan geoquímicamente equivalentes a los pertenecientes a la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico tardío – Cámbrico Temprano), mostrando sólo escasas diferencias en el contenido de algunos elementos inmóviles (e.g., Zr y Ti) y móviles (e.g., K, Sr y Rb). En consecuencia, los elementos mayores y traza no son confiables para diferenciar estas dos sucesiones metasedimentarias.

Palabras clave: Geoquímica, metasedimentos, cuenca de retroarco, orógeno Famatiniano, complejo metamórfico La Cébila, Argentina.

ABSTRACT

The Famatinian orogenic belt of Early Palaeozoic age (Late Cambrian to Middle Ordovician) represents part of the Gondwana southwestern paleo-margin evolution within the pre-Andean basement of central-western Argentina. This belt is composed of igneous rocks with arc signature, a sedimentary succession of marine and volcanoclastic origin and low- to medium-pressure metamorphic units. One of such units is the La Cébila metamorphic complex (LCMC, Early to Middle Ordovician), which includes

low- to high-grade metasedimentary successions composed mainly of phyllosilicate-rich (phyllite, mica schists and migmatites) and quartz-feldspar-rich (metapsammite, quartz-mica schists and quartzites) rock types.

The current geochemical signal of metasediments from LCMC allows comparing them with at least three primary compositions referring to pelitic, psammites and quartz-psammites lithology types. This suggests that the protolith composition was not substantially altered during the metamorphic event. Low La/Th ratios (2.4–4.5; $n = 7$) and Hf contents (3.5–11.0; $n = 7$), in addition to the absence of detrital zircon ages from the Famatinian volcanic arc (located to the west), suggest a provenance from a source area of felsic composition, consistent with the Pampean basement (Early Cambrian to Middle Cambrian) located to the east (current coordinates).

The metasediments from the LCMC are geochemically equivalent to those of the Puncoviscana Formation (Late Neoproterozoic - Early Cambrian), showing minimal differences only in the content of some immobile (e.g., Zr and Ti) and mobile (e.g., K, Sr and Rb) elements. Consequently, major and trace elements are not reliable to differentiate between these two metasedimentary successions.

Key words: Geochemistry, metasediments, retro-arc basin, Famatinian orogeny, La Cébila metamorphic complex, Argentina.

INTRODUCCIÓN

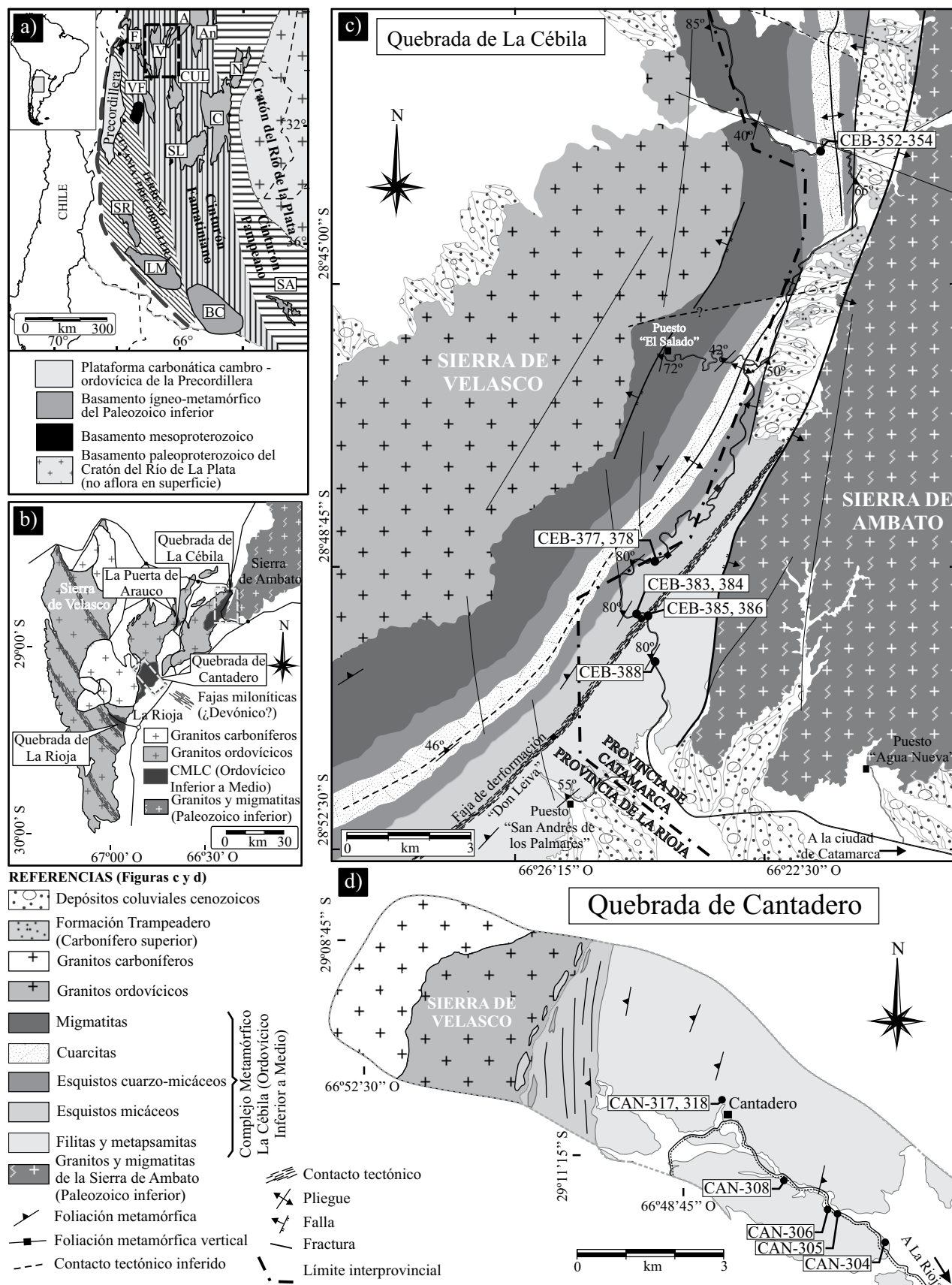
Dentro del basamento pre-Andino del centro-oeste de Argentina aflora una faja orogénica del Paleozoico temprano conocida como Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1977; Figura 1a). Los afloramientos de esta faja orogénica se extienden a lo largo del margen suroeste de Sudamérica, delimitando el paleomargen suroccidental de Gondwana (e.g., Pankhurst *et al.*, 1998; Chew, 2007; Ramos, 2008). Durante este periodo (Cámbrico Tardío a Ordovícico Medio), el borde suroccidental de Gondwana se comportó como un margen activo (Pankhurst *et al.*, 1998; Astini, 2003; Steenken *et al.*, 2004; Collo, 2009), dando lugar a la formación de un extenso arco magmático de composición tonalítico-granodiorítica (magmatismo Famatiniano, ca. 460–480 Ma; Dahlquist *et al.*, 2008). Contemporáneamente se depositaron, sobre corteza continental, sucesiones sedimentarias marinas y volcanoclásticas vinculadas a cuencas de intra-arco y retro-arco (Cámbrico Tardío - Ordovícico Medio; Astini, 2003; Astini *et al.*, 2007). Durante e inmediatamente posterior al emplazamiento de las unidades magmáticas de la orogenia Famatiniana se generaron los complejos metamórficos de baja y media presión, formados a partir de protolitos para- y ortoderivados (Pankhurst *et al.*, 1998; Baldo *et al.*, 2001; Murra y Baldo, 2006; Otamendi *et al.*, 2008).

Una de estas unidades metamórficas de baja presión es el complejo metamórfico La Cébila (CMLC, Verdecchia, 2009), o Formación La Cébila (González Bonorino, 1951), el cual se ubica en el borde oriental de las sierras de Velasco en la provincia de La Rioja (Figura 1b). Este complejo consiste en una sucesión de protolitos paraderivados metamorfizados

en condiciones de baja presión durante el Ordovícico Medio. Estos metasedimentos han sido objeto de estudio desde el punto de vista metamórfico (Espizúa y Caminos, 1979; Verdecchia y Baldo, 2008; Verdecchia, 2009), no obstante, su aspecto geoquímico no ha tenido el mismo interés. Una de las pocas referencias corresponde a Zimmermann (2005), quien realizó una caracterización regional de metasedimentos del centro-oeste y noroeste de Argentina, incluyendo muestras de este complejo y tratándolas conjuntamente con otras pertenecientes a la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico tardío-Cámbrico Temprano), la cual aflora ampliamente en la región noroeste. Sin embargo, el reciente hallazgo de restos fósiles y los análisis de procedencia en circones (e.g., Rapela *et al.*, 2007; Verdecchia *et al.*, 2007) indican que los metasedimentos del CMLC fueron depositados durante el Ordovícico Temprano y no son correlacionables temporalmente con los metasedimentos de la Formación Puncoviscana.

En esta contribución se caracterizan geoquímicamente los metasedimentos del CMLC, con base en un muestreo representativo de las unidades metapsamíticas, metapelíticas y cuarcíticas tanto de bajo como de medio grado metamórfico. Los análisis comprenden elementos mayores y traza obtenidos por fluorescencia de rayos X. La nueva información geoquímica fue cotejada con los datos petrológicos, geocronológicos y sedimentológicos con el propósito de caracterizar adecuadamente el área de aporte. La comparación de estos metasedimentos con los de la Formación Puncoviscana, pone en relieve la dificultad que tiene la diferenciación de sucesiones paraderivadas a partir de la geoquímica como única herramienta.

Figura 1. a: Ubicación regional de las Sierras Pampeanas mostrando las principales sierras y fajas orogénicas en la parte central de Argentina (modificado de Baldo *et al.*, 2006). Abreviaturas: Bloque San Rafael (SR), Bloque Las Matras (LM), Bloque Chadileuvú (BC), Sierras Australes (SA). Sierras indicadas: Famatina (F), Velasco (V), Ambato (A), Ancasti (An), Valle Fértil (VF), Chepes-Ulapes-Los Llanos (CUL), Córdoba (C), Norte-Ambargasta (N), San Luis (SL). b: Mapa geológico esquemático de la Sierra de Velasco mostrando los principales afloramientos del complejo metamórfico La Cébila (CMLC). Los recuadros grises de líneas punteadas indican las áreas de estudio de este trabajo. c-d: Mapas geológicos simplificados de (c) la Quebrada de La Cébila y (d) la Quebrada de Cantadero, señalando los puntos de muestreo para análisis geoquímico.



MARCO GEOLÓGICO

Los metasedimentos del CMLC, ubicados dentro de la faja oriental de las Sierras Pampeanas Noroccidentales en el centro oeste de Argentina (Caminos, 1979; Figura 1a), forman el sustrato metamórfico de la Sierra de Velasco (provincia de La Rioja, Figura 1b). Sus afloramientos se restringen al borde oriental de esta sierra, siendo reconocidos y descritos en al menos cuatro áreas: 1) Quebrada de La Cébila, 2) Quebrada de Cantadero, 3) Quebrada de La Rioja y 4), el área de La Puerta de Arauco (Figura 1b), encontrándose las sucesiones más completas y representativas del complejo en los sectores de La Cébila y Cantadero, áreas de estudio de este trabajo.

La Sierra de Velasco (Figura 1b) se compone principalmente de plutones graníticos ordovícicos, deformados y de composición metaluminosa a peraluminosa (Pankhurst *et al.*, 2000; Grosse *et al.*, 2008 y referencias allí citadas) entre los cuales se encuentra el denominado Complejo Antinaco del Ordovícico Inferior (*e.g.*, De los Hoyos *et al.*, 2008). Estos cuerpos magmáticos han sido afectados por fajas de deformación milonítica devónicas (Höckenreiner *et al.*, 2003; Figura 1b) y localmente intruidos por batolitos graníticos no deformados de edad carbonífera (*e.g.*, granitos Huaco, Sanagasta, San Blas y Asha; Báez *et al.*, 2004; Dahlquist *et al.*, 2006; Grosse *et al.*, 2008; Figura 1b). Por otra parte, el CMLC consiste de sucesiones de metasedimentos de bajo a alto grado metamórfico, representados por filitas, metapsamitas, esquistos micáceos y cuarzo-micáceos, cuarcitas, gneises y migmatitas, con escasos afloramientos de calcosilicatos y esquistos grafiticos (Espizúa y Caminos, 1979; Verdecchia y Baldo, 2008; Verdecchia, 2009; Figuras 1c y 1d). Estos metasedimentos se encuentran intruidos por los granitos ordovícicos de la Sierra de Velasco (*e.g.*, Complejo Antinaco; De los Hoyos *et al.*, 2008) y por un complejo pegmatítico. Los mismos son cubiertos por depósitos continentales de la Formación Trampeadero del Carbonífero superior (Gutierrez y Barreda, 2006).

Con base en el registro fosilífero faunístico (Verdecchia *et al.*, 2007) y edades de procedencia U-Pb en circones (Finney *et al.*, 2003, 2004, Rapela *et al.*, 2007, Verdecchia, 2009), los metasedimentos del CMLC se habrían depositado durante el Ordovícico Temprano a Medio. Verdecchia *et al.* (2007) interpretan estas sucesiones como parte de una plataforma silicoclástica y las correlacionan con los depósitos volcano-sedimentarios de la Formación Suri del Grupo Famatina, vinculados a la cuenca de intra-arco Famatiniana (Astini *et al.*, 2007), ubicados al oeste de los depósitos del CMLC.

En la Quebrada de La Cébila y Quebrada de Cantadero, las sucesiones metasedimentarias se disponen de manera progradante en dirección oeste, hacia los granitos ordovícicos de la Sierra de Velasco (Verdecchia y Baldo, 2008; Figuras 1c y 1d). La zonación progradante responde a un metamorfismo regional sintectónico de baja presión, representado por asociaciones minerales sin granate y

desarrollo de paragénesis características de baja presión, como son: mica blanca-clorita en filitas, andalucita-cordierita en esquistos micáceos y cordierita-feldespatos potásico en migmatitas (Verdecchia, 2009). Posteriormente y de manera subsecuente, las sucesiones del CMLC registran eventos de blástesis y de deformación en condiciones de menor temperatura.

METODOLOGÍA

Los análisis de la composición geoquímica de elementos mayores y traza (excepto Hf, Th, y La) fueron realizados utilizando un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, modelo Philips PANalytical MagiX Pro, perteneciente al laboratorio SPECTRAU de la Universidad de Johannesburgo (Sudáfrica). Las perlas por fusión (para análisis de elementos mayores) fueron preparadas utilizando $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -LiBO₂-LiBr. Los elementos Hf, Th y La fueron determinados en muestras de metapsamitas utilizando un espectrómetro de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS) perteneciente al GeoAnalytical Laboratory (Universidad del Estado de Washington, Pullman, Estados Unidos) siguiendo la técnica descrita por Knaack (2003).

El estudio geoquímico de los metasedimentos del CMLC se realizó sobre muestras de la Quebrada de La Cébila y la Quebrada de Cantadero (Figuras 1c y 1d). En la Tabla 1 se listan las composiciones químicas de elementos mayores y de algunos elementos traza y de las tierras raras (REE). Las variedades litológicas abarcadas en este estudio comprenden unidades de bajo grado (filitas y metapsamitas) y medio a alto grado metamórfico (cuarcita, esquistos cuarzo-micáceos y esquistos micáceos con andalucita). Los contenidos de SiO_2 y Al_2O_3 varían en relación inversa, reflejando el mayor o menor contenido de cuarzo y aluminosilicatos en las muestras, por lo tanto, estos dos compuestos permiten hacer una primera discriminación en dos conjuntos principales, uno asignable a metapsamitas y otro a metapelitas.

Las metapelitas incluyen las muestras de filitas (CAN-305, CAN-317 y CEB-385) de las quebradas de Cantadero y La Cébila, así como también los esquistos micáceos de la quebrada de La Cébila (CEB-377, CEB-378, CEB-383 y CEB-384). Por otra parte, las metapsamitas incluyen las muestras de bajo grado de ambas áreas de estudio (CAN-304, CAN-306, CAN-318, CEB-386 y CEB-388) y los esquistos cuarzo-micáceos de medio grado metamórfico de la quebrada de La Cébila (CEB-353 y CEB-354). Se incluye además una muestra de cuarcita de la Quebrada de La Cébila (CEB-352).

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Los metasedimentos del CMLC (excluyendo las unidades de mayor grado metamórfico: gneises y mig-

Tabla 1. Análisis químicos de metasedimentos del complejo metamórfico La Cébila de la Quebrada de Cantadero y Quebrada de La Cébila.

SECTOR	QUEBRADA DE CANTADERO					QUEBRADA DE LA CÉBILA											Promedio de la corteza superior (McLennan, 2001)
	Metapelitas (Filitas)	Metapsamitas de bajo grado metamórfico			Metapelitas (esquistos micáceo con andalucita)			Metapelita (Filita)	Metapsamitas (esquistos cuarzo-micáceos)		Metapsamitas de bajo grado metamórfico						
Litología	CAN-305	CAN-317	CAN-304	CAN-306	CAN-318	CEB-377	CEB-378	CEB-383	CEB-384	CEB-385	CEB-352	CEB-353	CEB-354	CEB-386	CEB-388		
Muestra	CAN-305	CAN-317	CAN-304	CAN-306	CAN-318	CEB-377	CEB-378	CEB-383	CEB-384	CEB-385	CEB-352	CEB-353	CEB-354	CEB-386	CEB-388		
(% en peso)																	
SiO ₂	64.12	64.73	87.69	86.88	82.18	66.76	64.64	63.05	63.35	63.25	90.65	76.93	76.09	74.82	73.15		
TiO ₂	0.37	0.38	0.12	0.14	0.22	0.35	0.33	0.34	0.34	0.33	0.07	0.15	0.27	0.07	0.28		
Al ₂ O ₃	17.49	16.21	6.74	6.13	7.38	18.50	18.38	19.31	17.96	18.44	2.46	5.73	12.06	11.92	11.75		
Fe ₂ O ₃ t	4.13	4.88	1.56	1.15	2.49	4.39	4.48	5.26	5.33	5.26	0.82	8.28	3.43	1.62	4.13		
MgO	1.69	2.14	0.18	0.41	0.86	1.56	1.63	1.62	1.54	1.44	0.52	1.72	0.59	0.68	1.67		
MnO	0.01	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.06	0.03	0.02	0.04		
CaO	0.13	0.42	0.04	0.83	0.82	0.42	0.50	0.41	0.25	0.28	0.91	0.14	0.46	1.94	0.87		
Na ₂ O	1.07	2.08	0.65	2.21	2.98	1.26	1.34	1.75	1.35	1.32	0.52	0.63	0.84	2.00	0.40		
K ₂ O	3.90	2.67	0.44	0.40	0.25	3.56	3.92	3.92	4.05	4.05	0.66	0.92	3.24	1.50	2.76		
P ₂ O ₅	0.05	0.11	0.05	0.10	0.13	0.08	0.07	0.09	0.09	0.09	0.32	0.08	0.27	0.10	0.25		
LOI	4.67	3.41	2.59	1.00	1.59	2.40	2.79	3.40	3.28	3.89	1.19	2.69	1.52	2.87	3.54		
Total	97.63	97.07	100.07	99.27	98.94	99.28	98.11	99.19	97.57	98.37	98.12	97.32	98.79	97.53	98.83		
(ppm)																	
Ba	1513	777.3	261	177.4	253.1	783.3	712	766.3	708.1	771.4	180.9	—	1043.9	404.3	865.6		
Rb	173.4	122.7	41	30.8	21.5	168.3	181.4	181.3	178.5	161.3	48.5	—	141.0	87.9	123.6		
Sr	99.8	177	278.8	267.3	372.7	105.4	114.6	90.7	66.7	66.5	97.1	—	300.6	161.3	95.9		
Cr	72.5	72.1	24	34.6	38.3	81.6	70.7	83.9	77.6	65.9	22.8	—	57.5	14.8	45.7		
V	85.6	77.5	17.6	17.3	26.4	87.9	84.1	83.2	79.9	79.9	9.2	—	57.7	12.4	56.7		
Ni	15.1	18.8	18.5	15.9	15.4	18.8	17.3	20.2	19.9	17.1	19.2	—	15.2	9.1	17.8		
Nb	19.1	18.1	9.4	10.8	13.4	18.9	18.9	19.4	18.6	18.6	9.4	—	15.1	12.9	16.5		
Y	38.8	32.2	9.9	16.6	22.0	32.9	34.1	39.0	36.5	38.0	21.7	—	37.8	17.0	41.5		
Zr	169.2	222.6	328	420.5	465.6	173.7	167.8	153.9	152.7	169.4	127.2	—	224.6	123.7	235.7		
Hf*	—	—	7.9	11.0	10.7	—	—	—	—	—	—	4.9	6.0	3.5	7.4		
Th*	—	—	7.9	7.3	11.0	—	—	—	—	—	—	5.8	12.8	11.4	12.9		
Pb	27.4	33.3	53.1	21.9	35.7	17.2	25.3	33.1	36.1	29.9	18.9	—	16.4	24.1	55.6		
Ga	24.9	21.5	10.3	8.3	8.1	25.1	23.6	25.0	23.7	24.6	8.6	—	17.3	18.7	16.7		
Zn	86.6	110.4	33.4	35.6	59.8	99.6	102	103.4	112.5	113.5	17.9	—	55.3	65.5	128.5		
La*	—	—	35.9	20.0	33.3	—	—	—	—	—	—	14.2	27.6	23.6	24.3		
Ce	109.4	77.3	65.9	47	56.5	73	69.8	70.8	68.0	73.3	42.3	—	81.2	54.5	75.3		

Nota: todo el Fe está expresado como Fe₂O₃. * Valores obtenidos por medio de ICP-MS.

Nota: todo el Fe está expresado como Fe₂O₃. * Valores obtenidos por medio de ICP-MS.

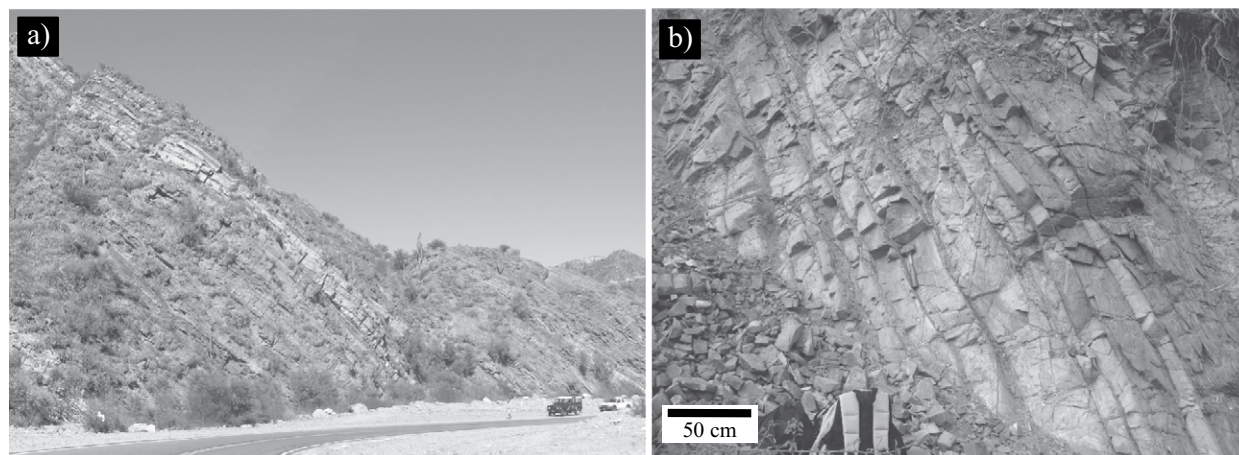


Figura 2. Vista macroscópica de los afloramientos de metasedimentos del complejo metamórfico La Cébila. a: Quebrada de La Cébila (banco de cuarcitas y esquistos cuarzo-micáceos). b: Quebrada de Cantadero (alternancia de filitas y metapsamitas).

matitas) afloran en sucesiones alternantes de arreglos tabulares (Figura 2) compuestas por capas enriquecidas en filosilicatos (composición marcadamente aluminosa, *e.g.*, filitas y esquistos micáceos) y capas enriquecidas en fases cuarzo-feldespáticas (de fuerte composición silícea, *e.g.*, metapsamitas, esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas). En general, estas sucesiones desarrollan una foliación metamórfica penetrativa (S_1), bien representada en los niveles más filosilicáticos (foliación espaciada, con blástesis orientada de filosilicatos) y menos desarrollada en niveles cuarzo-feldespático (foliación continua). Subsecuentemente, se superpone una segunda foliación por crenulación (S_2) y de menor desarrollo que la anterior, con blástesis de filosilicatos localizada y reconocida sólo en las unidades de bajo grado metamórfico, principalmente en filitas.

Las unidades de bajo grado metamórfico (filitas, metapsamitas y cuarcitas) presentan una asociación mineral compuesta por mica blanca, clorita, cuarzo y plagioclasa, con menores proporciones de muscovita y feldespato potásico clástico. Las fases accesorias se caracterizan por circón, apatita, turmalina, pirita y otros minerales opacos. Además, en algunas muestras se reconoció calcita, localizada mayormente en niveles cuarzo-feldespáticos rellenando delgadas fracturas u oquedades. En las filitas la mica blanca y la clorita se presentan como fases dominantes, concentrándose mayormente en dominios de clivaje (foliaciones S_1 y S_2) mientras que el cuarzo, la plagioclasa y el circón se concentran en microlitones. Por otra parte, las metapsamitas y cuarcitas son dominadas por cuarzo y plagioclasa, desarrollando texturas granoblásticas a granolepidoblásticas.

En los esquistos micáceos la asociación mineral consiste principalmente de muscovita, biotita (localmente reemplazada parcialmente por clorita), andalucita, cordierita (completamente retrogradada a pinnita), cuarzo y plagioclasa con escasas proporciones de sillimanita (fibrolita). En estas variedades litológicas, las micas comprenden las

fases minerales dominantes y se concentran en dominios de clivaje (S_1) que alternan con microlitones. Los niveles de esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas desarrollan texturas granoblásticas a granolepidoblásticas y son dominados por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, junto a biotita, fibrolita (sillimanita) y muscovita. En general, las fases accesorias están representadas por turmalina, circón, apatita, ilmenita, pirita y otros minerales opacos.

RESULTADOS GEOQUÍMICOS

Elementos mayores

Los metasedimentos del CMLC muestran una variación composicional asimilable a pelitas, grauvacas y arenitas, con escasa presencia de composiciones equivalentes a arcosas (Figuras 3a y 3b).

Las metapelitas muestran los menores porcentajes de SiO_2 y son bastantes homogéneas (63–66 %), mientras que en las variedades psamíticas los valores de SiO_2 son más elevados y variables (73–88 % en metapsamitas y 90 % en cuarcita, Figura 4). Utilizando la variación de SiO_2 en relación a los demás elementos mayores, se observa que las concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), MgO y K_2O exhiben marcadas correlaciones negativas respecto al incremento en el contenido de SiO_2 (Figuras 4a–4d y 4g), en correspondencia con la variación modal de filosilicatos (componente pelítico) y contenidos en cuarzo-feldespato (componente psamítico). En consistencia con esta última observación, el TiO_2 y el K_2O muestran una correlación positiva con el contenido de Al_2O_3 , respondiendo de la misma manera la relación entre el TiO_2 y el Fe_2O_3 (Figura 5). Con respecto al contenido de MnO y P_2O_5 , los mismos se concentran en valores muy bajos sin aparentar un control selectivo composicional. El CaO y Na_2O no exhiben tendencias claras con el incremento en el contenido de SiO_2 (Figuras

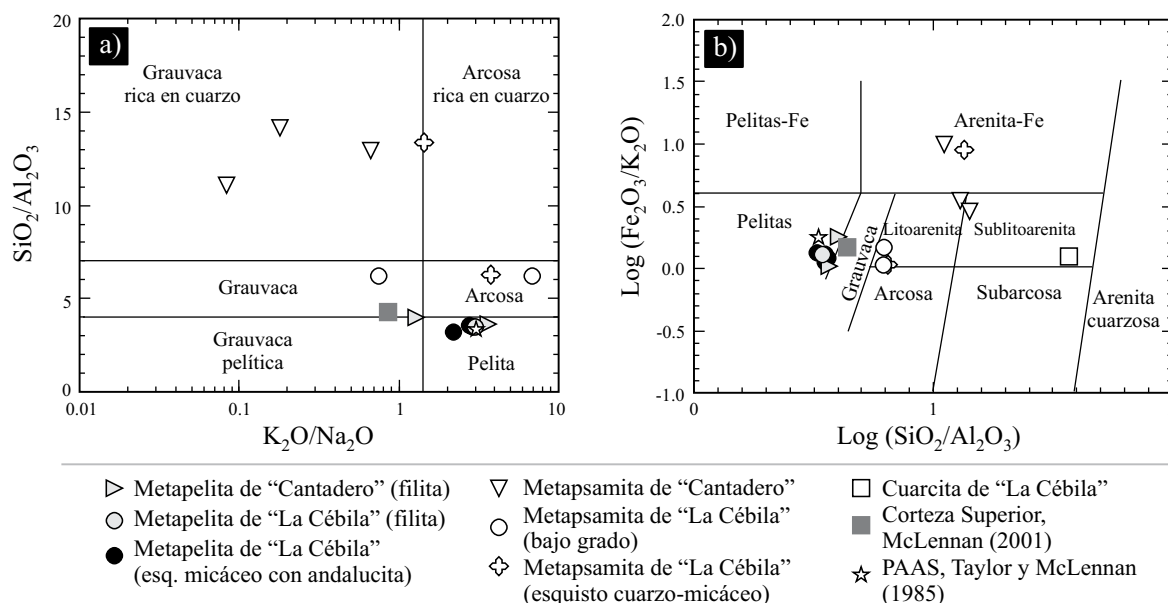


Figura 3. Clasificación geoquímica de los metasedimentos del CMLC en los sectores de la Quebrada de La Cébila y Quebrada de Cantadero. a: clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984), b: Clasificación geoquímica de Herron (1988). La muestra clasificada como metarenita sublitoarenita (cuarcita CEB-352) no se proyecta en el gráfico de Wimmenauer debido a su alta relación de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (36.8).

4e y 4f). Únicamente la muestra CEB-386 registra un valor relativamente alto de CaO (~2 %) en relación con las demás muestras analizadas.

Elementos traza

En la Figura 6 se proyectan algunas relaciones de interés entre elementos mayores y traza. El K_2O exhibe una correlación positiva con el Ba y el Rb, acrecentando sus concentraciones en las unidades de composición más ricas en filossilicatos (efecto del componente pelítico, Figuras 6a y 6c).

La mayoría de las muestras de metapsamitas del CMLC registran valores de $\text{Rb}/\text{Sr} < 1$ (0.06 a 0.54). El Sr puede comportarse como un elemento móvil en procesos de baja temperatura, como la meteorización, a diferencia del Rb que es más inmóvil en esta situación. De esta manera, la distribución del Rb vs. Sr puede utilizarse para discriminar sedimentos maduros de los químicamente inmaduros (ver Patocka y Storch, 2004). Los valores de Rb/Sr cercanos a uno indicarían sedimentos maduros, mientras que valores < 1 corresponderían a materiales inmaduros vinculados a una baja intensidad de meteorización. Los valores de Rb/Sr obtenidos sugerirían que estas metapsamitas no habrían sufrido procesos de meteorización significantes y por consiguiente serían inmaduros desde el punto de vista químico (Figura 6b).

El Zr muestra una correlación positiva con el SiO_2 , concentrándose preferentemente en metapsamitas con altos contenidos en SiO_2 y bajos en Al_2O_3 (efecto de circón en las fracciones psamíticas más maduras, Figuras 6e y 6f).

Diagramas de multielementos

Los diagramas de multielementos para las muestras del complejo metamórfico La Cébila fueron normalizados con base en la composición de la Corteza Superior de McLennan (2001, Tabla 1 y Figura 7). Las Figuras 7a y 7b corresponden a los patrones de distribución de las muestras de metapelitas del sector de la Quebrada de Cantadero y la Quebrada de La Cébila respectivamente. Ambas áreas exhiben patrones muy similares entre sí, siendo destacable la similitud entre los esquistos micáceos y las filitas de La Cébila. Además, éstos son muy semejantes al patrón de las pelitas del PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor y McLennan, 1985), aunque son algo deficientes en Ti, Sr y P. Por otro lado, las variedades metapsamíticas de ambos sectores (Figuras 7c y 7d) son parcialmente similares entre sí; las pertenecientes a la Quebrada de Cantadero muestran ser más deficientes en K y Rb y más enriquecidas en Zr y Hf en relación a los metasedimentos del sector de la Quebrada de La Cébila.

Análisis de procedencia

Utilizando las concentraciones de elementos mayores, se realizaron los clásicos diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos de procedencia sedimentaria propuestos por Roser y Korsch (1988), tanto para composiciones psamíticas y pelíticas (Figuras 8a y 8b) y por Bathia (1983) para composiciones de areniscas (Figuras 8c-8e). Como puede observarse en los diagramas de la Figura 8, la proyección de las muestras del CMLC no exhibe una clara

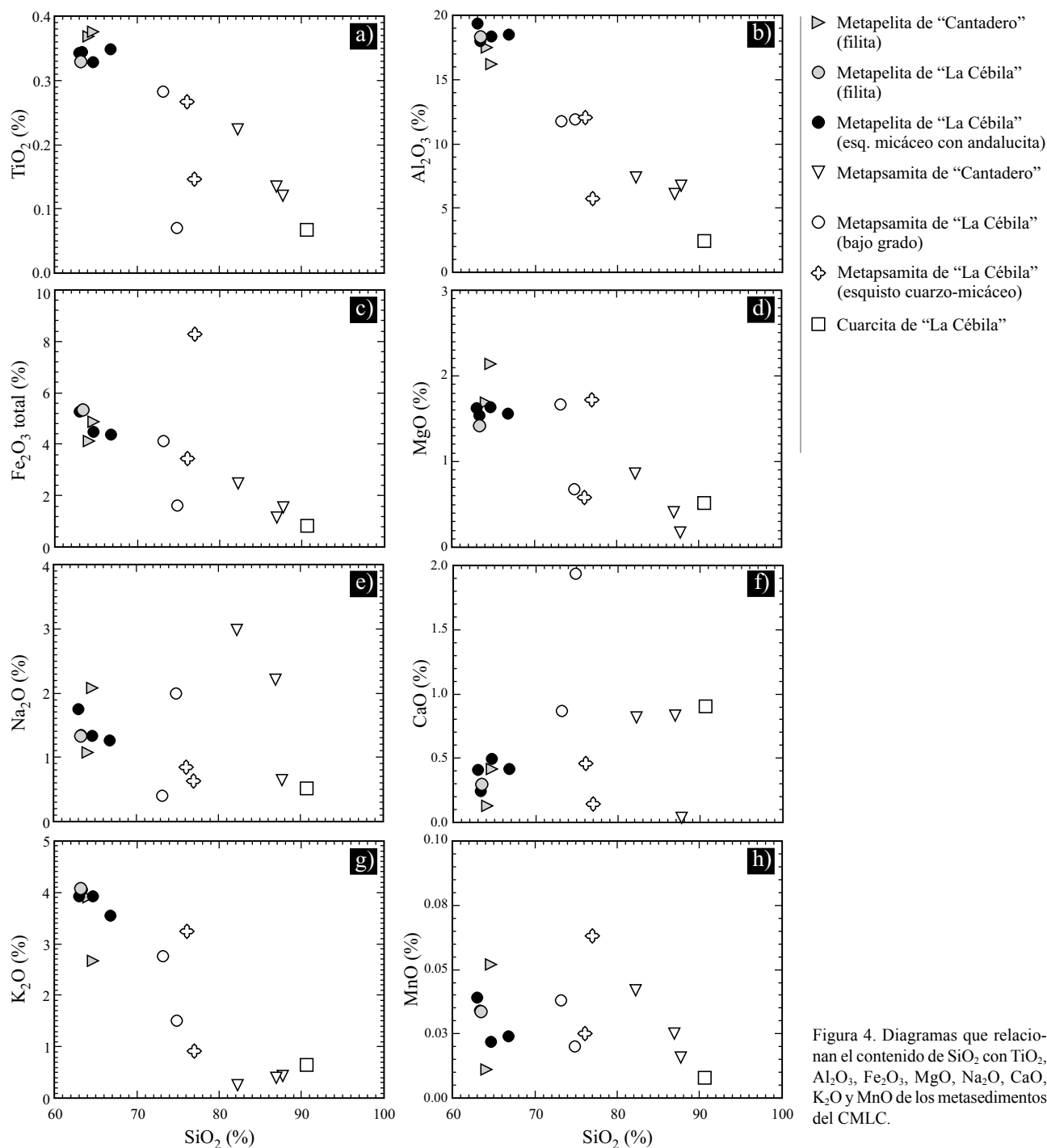


Figura 4. Diagramas que relacionan el contenido de SiO_2 con TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , CaO , K_2O y MnO de los metasedimentos del CMLC.

definición del ambiente geotectónico de las rocas fuente. Los diagramas de Roser y Korsch (1988) indican fuentes de composición intermedias a sedimentarias cuarzosas, mientras que los diagramas de Bathia (1983) muestran variaciones desde el margen pasivo al arco de la isla continental. En estos mismos diagramas también se proyectaron las muestras publicadas por Espizúa y Caminos (1979); siete muestras de composición metapelítica, una metapsamítica y tres cuarcíticas y Zimmermann (2005; tres muestras me-

tapelíticas y cuatro metapsamíticas), todas correspondientes a metasedimentos del CMLC de la quebrada de La Cébila. La distribución de estos análisis en los diagramas de Roser y Korsch (1988, Figuras 8a y 8b) resulta parcialmente similar a los datos presentados en este trabajo, mientras que en los diagramas de Bathia (1983, Figuras 8 c-e) muestran algunas diferencias con los datos publicados por Zimmermann (2005) y Espizúa y Caminos (1979).

La mayor parte de las muestras exhiben moderados

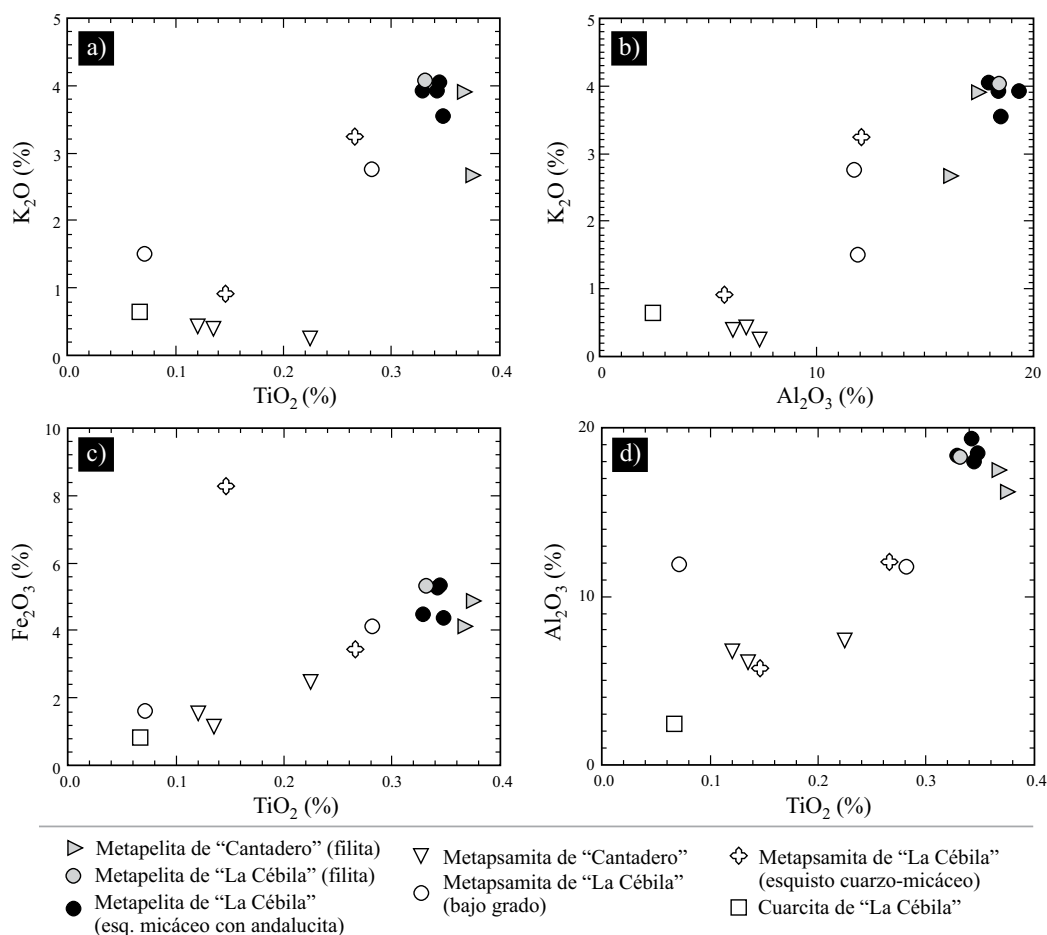


Figura 5. Diagramas que muestran las relaciones K_2O vs. TiO_2 , K_2O vs. Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total) vs. TiO_2 y Al_2O_3 vs. TiO_2 .

contenidos de Hf (3.5–11.0; $n=7$) y bajas relaciones de La/Th (2.4–4.5; $n=7$), compatible con una fuente primaria de arco de composición ácida y leves tendencias a los ambientes de márgenes pasivos (Figura 9). En este mismo diagrama se observa que las metapsamitas del sector de la Quebrada de Cantadero exhiben mayores tenores de Hf que el resto de las muestras.

DISCUSIÓN

Caracterización geoquímica de los metasedimentos del CMLC

El tratamiento de la composición geoquímica de los metasedimentos del complejo metamórfico La Cébila sugiere que los mismos derivan de protolitos de composiciones similares a pelitas, grauvacas y arenitas (Figura 3). Aunque se identificaron muestras con composiciones equivalentes a arcosas, variedades de meta-arcosa no han sido reconocidas en las sucesiones metasedimentarias estudiadas. La correlación negativa del Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 (total), MgO y K_2O con el SiO_2 se vincula principalmente al porcentaje modal de

filosilicatos en relación al componente cuarzo-feldespático de las muestras analizadas (Figuras 4 y 5). La similitud en la concentración de TiO_2 entre variedades de esquistos y filitas sugiere que la biotita (concentrada en esquistos) no sería la única fase que ejerce un control sobre la concentración de titanio. La presencia de accesorios como ilmenita estaría jugando un papel importante en el aporte de TiO_2 , principalmente en las metapelitas de bajo grado metamórfico (Figuras 5), en consistencia con las observaciones mineralógicas. A pesar de que el CaO y el Na_2O no muestran una clara correlación con el contenido de SiO_2 y Sr (Figuras 4e, 4f y 6d), lo cual podría evidenciar algún grado de movilidad del CaO y/o Sr durante el metamorfismo, la tendencia positiva del Sr con el SiO_2 en la mayoría de las muestras estaría sugiriendo que la concentración del Sr podría estar influenciada por la concentración modal de plagioclasa. Respecto al Ba y al Rb, estos se encontrarían sujetos al contenido de K_2O (Figuras 6a y 6c) en probable respuesta al mayor porcentaje modal de fases micáceas (biotita y muscovita-mica blanca) y en menor medida al contenido de feldespato potásico, favorecido por la preferencia del Rb a ingresar dentro de la estructura de las micas. Con referencia al Zr, su tendencia positiva con el SiO_2 sería controlada por la concentración

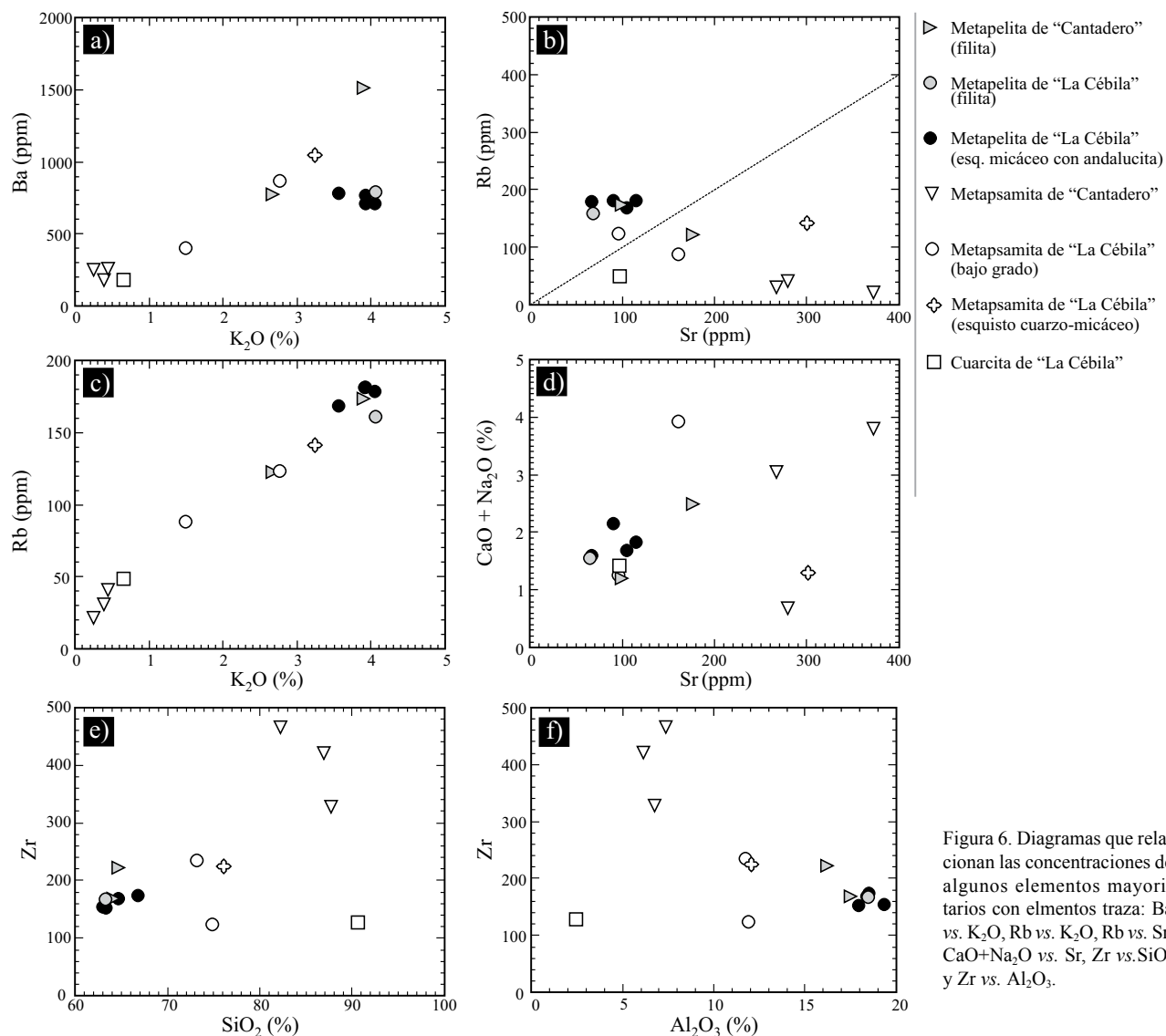


Figura 6. Diagramas que relacionan las concentraciones de algunos elementos mayoritarios con elementos traza: Ba vs. K_2O , Rb vs. K_2O , Rb vs. Sr, $CaO + Na_2O$ vs. Sr, Zr vs. SiO_2 y Zr vs. Al_2O_3 .

preferencial de circón en la metapsamitas.

Estos resultados sugieren que la distribución actual de los distintos elementos se encuentra ligada a la abundancia relativa de las fases primarias de los protolitos, controladas a su vez por procesos de selección sedimentaria y las cuales dieron posterior origen a las fases metamórficas. En consecuencia, a partir de niveles de composición pelítica se desarrollaron filitas y esquistos micáceos enriquecidos en fases filosilicáticas (por ejemplo clorita y micas) y accesorios (por ejemplo ilmenita). Por otra parte, los niveles de composición más psamíticos fueron los protolitos de las metapsamitas de bajo grado, esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas, concentrando preferencialmente el cuarzo, plagioclasa y fases minerales pesadas (por ejemplo circón) resistentes a procesos de erosión y meteorización. De esta manera, los procesos metamórficos que sufrieron estos metasedimentos no modificaron sustancialmente la composición geoquímica primaria de los protolitos sedimentarios.

Los diagramas bidimensionales y multielementales muestran una fuerte similitud en el comportamiento geoquímico de las metapsamitas y metapelitas de los metasedimentos de la Quebrada de La Cébila y la Quebrada de Cantadero. En los diagramas de multielementos (Figura 7) se observa claramente la similitud entre las composiciones de metapelitas de ambos sectores, así como también en las unidades más arenosas (metapsamitas). Estas observaciones sugieren que los metasedimentos analizados de ambos sectores son equivalentes y corresponden a una misma sucesión sedimentaria. Otra observación importante es la semejanza composicional entre las filitas y los esquistos micáceos con andalucita de la Quebrada de La Cébila, sugiriendo también que ambas pertenecen a una misma sucesión sedimentaria. Esto resulta significativo debido a que en este sector el contacto entre ambas unidades no es progresivo sino de tipo tectónico, encontrándose separadas mediante una faja de cizalla (faja de deformación "Don

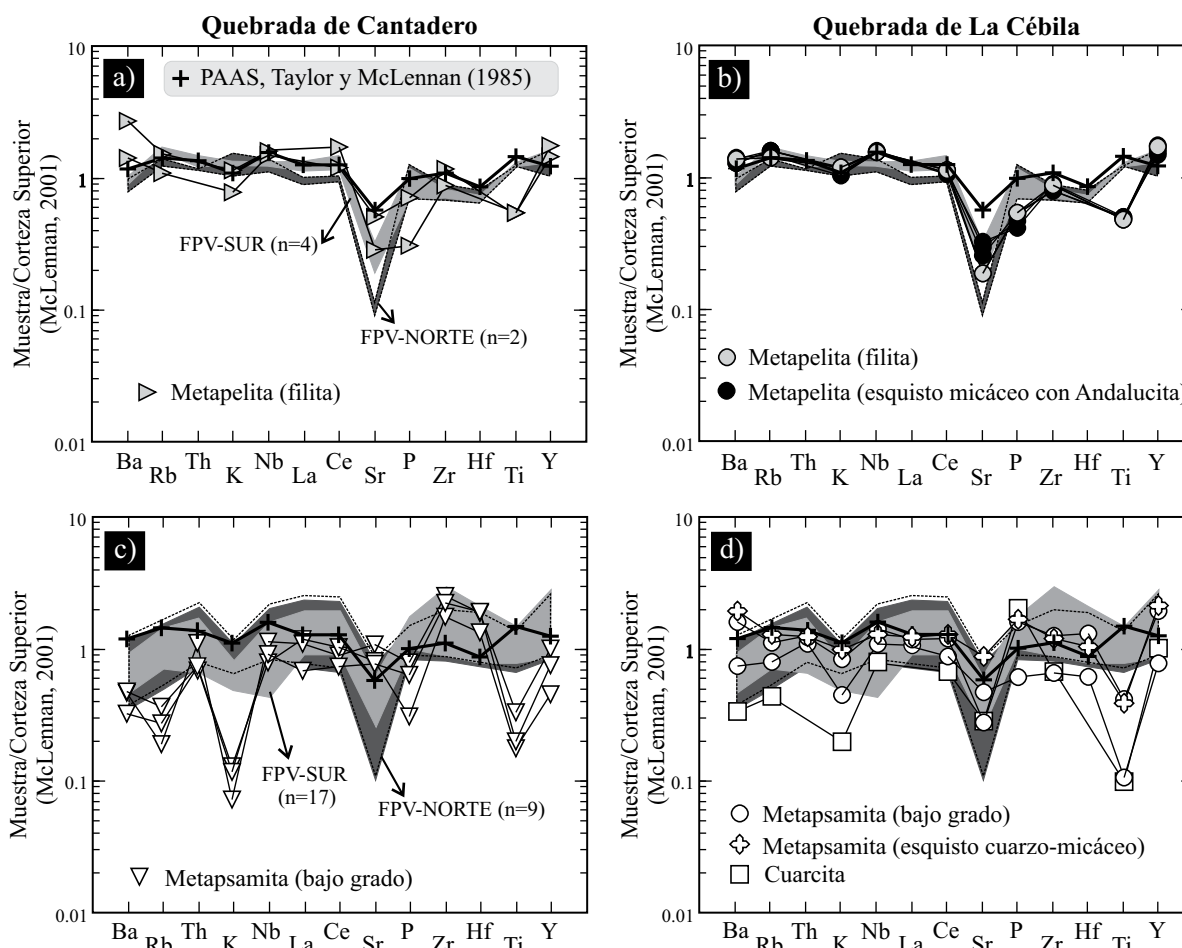


Figura 7. Diagramas comparativos de multielementos para los metasedimentos del CMLC normalizados a la composición de la corteza superior de McLennan (2001). a: metapelitas de la Quebrada de Cantadero (filitas), b: metapelitas de la Quebrada de La Cébila (filitas y esquistos micáceos con andalucita), c: metapsamitas de bajo grado de la Quebrada de Cantadero, d: metapsamitas de bajo grado, esquistos cuarzo-micáceos y cuarcita de la Quebrada de La Cébila. Se proyecta la composición del PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor y McLennan, 1985) y la base de datos perteneciente a la Formación Puncoviscana y equivalentes: FPV-Sur y FPV-Norte (representadas como áreas de relleno sólido).

Leiva”, ver Figura 1c).

La similitud entre los patrones multielementales de metapelitas y el PAAS, con leve empobrecimiento en Ti, Sr y P de las primeras, refuerza la evidencia de que las filitas y esquistos micáceos provienen de protolitos de composición pelítica. Por otro lado, las leves diferencias composicionales entre las metapsamitas de ambos sectores (representadas por las concentraciones de K, Rb y especialmente Zr y Hf) podrían estar evidenciando diferencias en los procesos de selección entre los metasedimentos de ambos sectores.

Características del área fuente

La determinación del ambiente geotectónico de las rocas fuente no dieron buenos resultados utilizando los clásicos diagramas de Roser y Korsch (1988) y Bathia (1983) (Figura 8), mostrando resultados dispersos sin claras tendencias a un determinado ambiente, poniendo en evidencia la poca eficacia de estos elementos, tal como lo indican

Armstrong-Altrin y Verma (2005). A pesar de la dispersión exhibida por los datos presentados en este trabajo, existe una afinidad con áreas fuente de composición ácida a intermedia. En correspondencia con esta observación, la aplicación del diagrama de La/Th vs. Hf (Figura 9), sugiere que los protolitos del CMLC provienen de fuentes compatibles con un arco de composición ácida, con poco reciclado cortical sedimentario, esto último sustentado por los contenidos intermedios de Hf, en consistencia con las interpretaciones de Zimmermann (2005). La diferencia en el contenido de Hf entre ambas áreas de estudio indicaría áreas de aporte con un mayor reciclaje cortical y/o selección sedimentaria para los protolitos de la Quebrada de Cantadero. En este último sector se habrían concentrando fases minerales enriquecidas en Zr y Hf (circón) y se habrían empobrecido en fases minerales enriquecidas en K y Rb (por ejemplo micas).

Los estudios de procedencia llevados a cabo por distintos autores en los metasedimentos del CMLC de la Quebrada de La Cébila muestran una ausencia de circones detríticos de edad ordovícica (*e.g.*, Finney *et al.*, 2003, 2004;

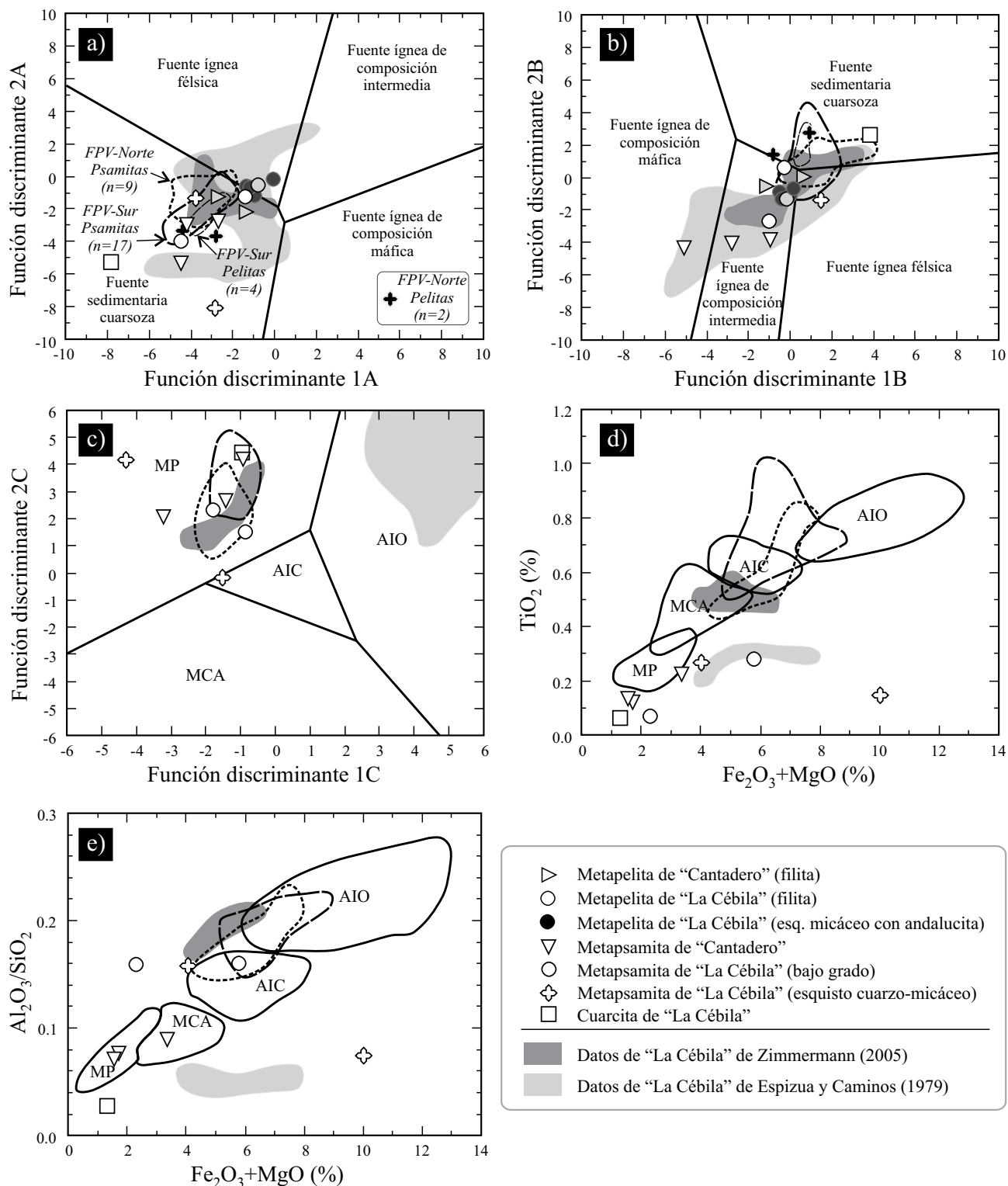


Figura 8. Diagramas discriminatorios de ambientes geotectónicos utilizando el contenido en elementos mayoritarios. a-b: diagramas de Roser y Korsch (1988) para composiciones de areniscas y pelitas, donde las funciones discriminatorias son (1A): $-1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$; (2A): $0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$; (1B) $30.638 \text{ TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \text{ MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \text{ K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$; (2B) $56.500 \text{ TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \text{ MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \text{ Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.879 \text{ K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$; c-e: diagramas de discriminación de Bathia (1983) para composiciones de areniscas, donde en (c) las funciones son (1C): $-0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 3.082 \text{ MnO} + 0.140 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.303$; (2C): $-0.421 \text{ SiO}_2 + 1.988 \text{ TiO}_2 - 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$. En todos los casos, el Fe_2O_3 representa el Fe total. En el diagrama (b), la muestra CEB-353 (metarenita) se proyecta fuera del gráfico, dentro del campo de "Fuente ígnea de composición máfica". Abreviaciones: AIO (Arco de isla oceánico), AIC (Arco de isla continental), MCA (Margen continental activo), MP (Margen pasivo).

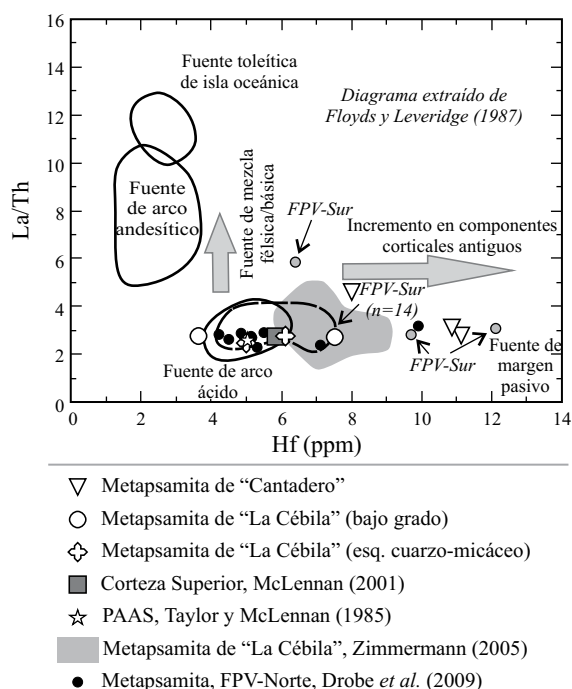


Figura 9. Diagrama de discriminación de distintas fuentes de rocas sedimentarias según la relación entre Hf y La/Th (extraído de Floyd y Leveridge, 1987).

Rapela *et al.*, 2007), lo cual indicaría una relativa lejanía de estos depósitos respecto a la posición del arco volcánico Famatiniano. Por otra parte, estos mismos estudios indican un aporte significativo desde un basamento ígneo-metamórfico con edades similares a las fajas orogénicas Pampeana (ca. 540–520 Ma), Brasiliana (ca. 675–560 Ma) y del Cratón del Río de La Plata (ca. 2.200–2.080 Ma) (Rapela *et al.*, 2007), afines con un basamento ígneo-metamórfico localizado inmediatamente al este-sureste del área de estudio (por ejemplo Sierra de Ancasti, Sierra Norte de Córdoba y el basamento paleoproterozoico, Figura 1a; ver Rapela *et al.*, 2007). Estas interpretaciones son consistentes con las observaciones realizadas a partir del contenido de Hf y la relación La/Th, que sugieren la presencia de un área de aporte de composición ácida cercana a la cuenca en donde se depositaron los sedimentos del CMLC, los cuales representarían el margen oriental (coordenadas actuales) de la cuenca marina ordovícica.

CMLC vs. Formación Puncoviscana

A partir de observaciones petrológicas, estructurales y geoquímicas y ante la ausencia de datos geocronológicos, los metasedimentos del CMLC fueron clásicamente correlacionados con la Formación Puncoviscana del Neoproterozoico tardío a Cámbrico Temprano, aflorante en el noroeste de Argentina (Toselli, 1990; Rapela *et al.*, 1998; Aceñolaza *et al.*, 2000; Zimmermann, 2005). La Formación Puncoviscana está constituida principalmente por una

potente sucesión turbidítica silicoclástica de bajo grado metamórfico y representada por la alternancia de niveles de composición pelítica y psamítica (Jezek, 1990), exhibiendo rasgos estructurales complejos (e.g., Piñán-Llamas y Simpson, 2006) similares a los observados en el CMLC. No obstante, los recientes estudios geocronológicos realizados en el CMLC determinan una edad de sedimentación del Ordovícico Temprano a Medio (Verdecchia *et al.*, 2007) permitiendo desvincular definitivamente ambas unidades. Teniendo en cuenta la información geocronológica, se realizó una comparación geoquímica de los metasedimentos del CMLC y la Formación Puncoviscana con el objeto de verificar posibles diferencias en la impronta geoquímica de ambas secuencias.

Los metasedimentos de la Formación Puncoviscana han sido correlacionados con otros complejos metamórficos localizados al sur de la región clásica donde aflora esta secuencia. En las Sierras de Córdoba se reconocen sucesiones de bajo grado equivalentes con la Formación Puncoviscana (filitas de Los Túneles, Rapela *et al.*, 1998; ver Figura 1a) y más al sur, en la Sierra de San Luis, los metasedimentos del complejo metamórfico Conlara (c.f. Drobe *et al.*, 2009; ver Figura 1a). Teniendo en cuenta estas dos últimas localidades se generaron dos bases de datos de análisis geoquímico para la Formación Puncoviscana: Norte (FPV-Norte) y Sur (FPV-Sur). La FPV-Norte está conformada por los análisis geoquímicos obtenidos de localidades clásicas donde aflora la Formación Puncoviscana, publicados por Drobe *et al.* (2009; dos muestras de metapelitas y nueve muestras de metapsamitas). Por otro lado, la FPV-Sur resulta de la combinación de los análisis geoquímicos pertenecientes a las filitas de Los Túneles (Baldo *et al.*, 1998; cuatro muestras de metapelitas y 11 muestras de metapsamitas) y metasedimentos del complejo metamórfico Conlara (Drobe *et al.*, 2009; seis muestras de metapsamitas).

En general no se aprecian diferencias significativas en los diagramas de multielementos (Figura 7), aunque las metapsamitas pertenecientes a la Formación Puncoviscana (FPV-Norte y FPV-Sur), están más enriquecidas en elementos inmóviles (e.g., Zr y Ti) así como también en algunos móviles (e.g., Rb y K) y empobrecidos en Sr, este último especialmente en metapsamitas y metapelitas de FPV-Norte. Similares comportamientos se aprecian en los diagramas de discriminación de Roser y Korsch (1988, Figuras 8a y 8b) y Bathia (1983, Figura 8c), en donde los análisis de metapsamitas de la Formación Puncoviscana (FPV-Norte y FPV-Sur) se proyectan de manera similar a las metapsamitas pertenecientes al CMLC. Por otra parte, en las Figuras 8d y 8e (diagramas de Bathia, 1983) se observa una mayor dispersión de los datos pertenecientes a la Formación Puncoviscana en relación con los análisis del CMLC publicados por Zimmermann (2005) y escasas similitudes con los presentados en este trabajo.

Los contenidos de Hf que caracterizan a las metapsamitas de la Formación Puncoviscana (FPV-Norte y FPV-Sur) son similares a los de los metasedimentos del

CMLC (Figura 9) y en ambos casos compatibles con la proveniencia de un área fuente de arco ácido. Además, los contenidos intermedios de Hf registrados en la mayor parte de estos análisis sugieren un área fuente proximal y de poco reciclado cortical. De esta manera tanto los protolitos del CMLC como los pertenecientes a la Formación Puncoviscana tendrían un área fuente cercana a un arco de composición ácida.

CONCLUSIONES

En los metasedimentos del CMLC, las modificaciones producidas por los procesos metamórficos no habrían perturbado significativamente la composición primaria de los protolitos. De esta manera, la composición actual de estos metasedimentos puede ser vinculada con la composición mineralógica primaria de los protolitos y con el control establecido por los procesos de selección sedimentaria, registrado principalmente en las unidades psamíticas.

La información geocronológica de procedencia, la relación La/Th (2.4–4.5; $n=7$) y el contenido de Hf (3.5–11.0; $n=7$) sugieren que los depósitos de los protolitos del CMLC habrían ocurrido en una posición distanciada del arco volcánico Famatiniano y en cercanías a un basamento de composición ácida probablemente localizado al este-sureste (coordenadas actuales).

Los metasedimentos del CMLC registran amplias similitudes geoquímicas con la Formación Puncoviscana, reconociéndose sólo pequeñas diferencias en el contenido de elementos inmóviles (e.g., Zr y Ti) y algunos móviles (e.g., Sr, K y Rb). La relación La/Th y el contenido de Hf evidencian una similitud en la composición y grado de evolución del reciclado cortical del área fuente para ambas unidades litológicas. Esto indicaría que la impronta geoquímica (representada por la concentración de elementos mayores y traza) adquirida durante los procesos sedimentarios no es una herramienta confiable para discriminar estas dos sucesiones en el ámbito de las Sierras Pampeanas y el noroeste de Argentina.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. Udo Zimmermann, al laboratorio SPECTRAU (Universidad de Johannesburgo) y al Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica (CRILAR) por facilitarnos el uso de sus equipos e instalaciones. El financiamiento de este trabajo fue realizado a través de los proyectos FONCyT PICT-07-10735 (Fondo para la Investigación Científica y Tecnológica) y CONICET PIP-5719 (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas). También un especial agradecimiento al Dr. Solari y al Dr. Steenken por los comentarios y sugerencias que permitieron mejorar y enriquecer este trabajo.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F., Toselli, A., 1977, Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, Provincia de Catamarca: *Acta Geológica Lilloana*, 14, 55–81.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J., 2000, Geología de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Argentina (en cd-rom), en 17. Geowissenschaftliches Lateinamerika – Kolloquium, Stuttgart, extended abstracts: Profil, 18, 38.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005, Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings: *Sedimentary Geology*, 177(1–2), 115–129.
- Astini, R.A., 2003, The Ordovician proto-Andean basins, in Benedetto, J.L. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina: Argentina, Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba*, 1–74.
- Astini, R., Collo, G., Martina, F., 2007, Ordovician K-bentonites in the upper-plate active margin of Western Gondwana, (Famatinian Ranges): stratigraphic and palaeogeographic significance: *Gondwana Research*, 11(3), 311–325.
- Báez, M.A., Basei, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., 2004, Geocronología de granitos de la sierra de Velasco (Argentina): reinterpretación de la secuencia magmática en *Simpósio Cuarenta Años de Geocronología en Brasil, São Paulo, Brasil*, 1, p. 85.
- Baldo, E., Bertolino, S., Saavedra, J., Bombin, M., 1998, Geoquímica y génesis de las metasedimentitas cámbricas del margen occidental de la Sierra de Pocho, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina, en X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, II, p. 371.
- Baldo, E., Casquet, C., Rapela C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J., 2001, Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas (en cd-rom), en III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile: Santiago de Chile, Sociedad Geológica de Chile, S6, 4 pp.
- Baldo, E., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Dahlquist, J., Murra, J., 2006, Neoproterozoic A-type magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): evidence for Rodinia break-up along a proto-Iapetus rift?: *Terra Nova*, 18(6), 388–394.
- Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstone: *Journal of Geology*, 91(6), 611–627.
- Caminos, R., 1979, Sierras Pampeanas noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan, en II Simposio de Geología Regional Argentina: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, I, 225–291.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miškovic, A., 2007, U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the northcentral Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 119(5–6), 697–711.
- 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 Famatina belt: implications for late Neoproterozoic – early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana: *Journal of the Geological Society of London*, 166(2), 303–319.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P., Báez, M.A., 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., 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.
- De los Hoyos, C.R., Basei, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J., 2008, Four new ID-TIMS U-Pb monazite ages for deformed and undeformed granitoids in the eastern sector of the Velasco range, Sierras

- Pampeanas, Argentina (en cd-rom), *en* Linares, E., Cabaleri, N., G., Do Campo, M.D., Ducós, E.I., Panarello, H.O. (eds.), VI South American Symposium on Isotope Geology, extended abstract, 15, 6 pp.
- Drobe, M., López 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.
- Espizúa, L., Caminos, R., 1979, Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, provincias de Catamarca y La Rioja: Argentina, *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 53(1-2), 125-142.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., 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., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S., Aceñolaza, G., 2004, Corrigendum to "Early Gondwana 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 turbiditic sandstones: *Journal of the Geological Society of London*, 144(4), 531-542.
- González-Bonorino, F., 1951, Una nueva Formación Precámbrica en el Noroeste Argentino: *Museo de La Plata, Comunicación Científica*, 5, 4-6.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A.J., Rossi, J.N., De la Rosa, J., 2008, 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 of Earth Sciences*, 98(5), 1001-1025.
- Gutierrez, P.R., Barreda, V.D., 2006, Palinología de la Formación El Trampeadero (Carbonífero Superior), La Rioja, Argentina: significado bioestratigráfico: *Ameghiniana*, 43(1), 71-84.
- 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.
- Jezek, P., 1990, Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana, *en* Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A.J. (eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*: Argentina, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4, 9-36.
- Knaack, C.M., 2003, REE and trace element analysis of rocks and minerals by ICP-MS using a combined fusion-dissolution, *en* 5th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials, Proceedings, Rovaniemi, Finlandia.
- McLennan, S.M., 2001, Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust (en línea): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G³)*, 2, 1021, doi:10.1029/2000GC000109.
- Murra, J., Baldo, E., 2006, Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de la Huerta de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina): *Revista Geológica de Chile*, 33(2), 277-298.
- 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., Rapela, C., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C., 1998, The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin, *in* Pankhurst, R., Rapela, C. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*: Geological Society of London, Special Publication, 142, 343-397.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C., 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, 151-168.
- Patocka, F., Storch, P., 2004, Evolution of geochemistry and depositional setting of Early Paleozoic siliciclastics of the Barrandian (Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif, Czech Republic): *International Journal Earth Science*, 93(5), 728-741.
- 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., 2008, The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 289-324.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M., 1998, The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba, *in* Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*: United Kingdom, Geological Society of London, Special Publications, 142, 181-217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González-Casado, J., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007, The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana: *Earth-Science Reviews*, 83(1-2), 49-82.
- 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.
- Steenken, A., Lopez de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., 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.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Oxford, Blackwell, 312 pp.
- Toselli, A.J., 1990, Metamorfismo del ciclo Pampeano, *en* Aceñolaza, F., Millar, H., Toselli, A.J. (eds.), *El ciclo pampeano en el NO argentino*: San Miguel de Tucumán, Argentina, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4, 181-191.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Benedetto, J.L., Borghi, P.A., 2007, The first shelly faunas 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., 2008, Evidencias de polimetamorfismo en los metasedimentos de la quebrada de Cantadero y su comparación con los de la quebrada de La Cébila, provincia de La Rioja, Argentina, *en* XVII Congreso Geológico Argentino, Actas, III, 1393-1394.
- 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, Argentina, Universidad Nacional de Córdoba, Tesis doctoral, 312 pp.
- Wimmenauer, W., 1984, Das Prävariskische Kristallin im Schwarzwald: *Fortschritte der Mineralogie*, 62(2), 69-86.
- Zimmermann, U., 2005, Provenance studies of very low to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana Complex, northwest Argentina, *in* 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: Julio 14, 2009

Manuscrito corregido recibido: Noviembre 3, 2009

Manuscrito aceptado: Noviembre 3, 2009