

LA FORMACIÓN ACHAVIL: UNA NUEVA UNIDAD DE BAJO GRADO METAMÓRFICO EN LA EVOLUCIÓN CÁMBRICA SUPERIOR DEL FAMATINA

Gilda COLLO y Ricardo A. ASTINI

Laboratorio de Análisis de Cuencas, CICTERRA, CONICET-UNC. Avenida Vélez Sársfield 1611, X5016GCA Córdoba.
E-mails: gildacollo@efn.uncor.edu, raastini@com.uncor.edu

RESUMEN

La existencia de una unidad metamórfica de bajo grado, diferente a la Formación Negro Peinado, pudo establecerse a partir de estudios sedimentológicos, estratigráficos, mineralógicos, estructurales y geocronológicos de detalle realizados en el Famatina. Para esta nueva unidad se propone el nombre Formación Achavil (*nom. nov.*), se establece su localidad tipo y se detalla su extensión regional. En la misma se reconocen cuatro litofacies principales, que permiten interpretar ambientes de deposición más someros que los tradicionalmente aceptados para la Formación Negro Peinado. Su edad de depositación habría estado comprendida entre el Cámbrico Medio alto y el Cámbrico Superior, considerando la edad cámbrica superior-tremadociana de la suprayacente Formación Volcancito. Este intervalo sería correlativo con el Grupo Mesón en el Noroeste Argentino y no, como frecuentemente se ha interpretado, con la Formación Puncoviscana. En la Formación Achavil se reconocen, además, dos episodios de deformación superpuestos acotados al Cámbrico Superior, edad de depositación de las rocas no deformadas de la Formación Volcancito. A partir de los resultados expuestos se establecen potenciales correlaciones entre la Formación Achavil y otras unidades del paleozoico inferior de la región que permiten realizar una reconstrucción paleogeográfica y evolutiva para el margen occidental de Gondwana durante ese período.

Palabras clave: *Cinturón, Famatina, Cámbrico, Paleogeografía.*

ABSTRACT: *The Achavil Formation: A new low-grade metamorphic unit in the Upper Cambrian evolution of Famatina.* A new low-grade metamorphic unit, different from the well-known Negro Peinado Formation, is suggested from sedimentological, stratigraphical, mineralogical, structural and geochronologic criteria developed after detailed field mapping in the region of Famatina. For this new unit the name Achavil Formation (*nom. nov.*) is proposed and its type locality and regional extension are established. Four main lithofacies allow interpreting shallower water depositional environments than those traditionally accepted for the Negro Peinado Formation. The depositional age for the Achavil Formation ranges between Middle-Upper and Upper Cambrian, considering that the immediately overlying Volcancito Formation ranges between uppermost Cambrian and Tremadocian. This interval would correlate with the Mesón Group in northwest Argentina and not, as it has often been interpreted, with the Puncoviscana Formation. Two superposed deformational episodes inferred to be Cambrian are recorded within the Achavil Formation and clearly predate the deposition of the Volcancito Formation. From our results potential correlations between the Achavil Formation and other lower Paleozoic units in the surrounding regions allow establishing a paleogeographic reconstruction for the western Gondwana margin during this period.

Keywords: *Famatina, belt, Cambrian, Paleogeography.*

INTRODUCCIÓN

La identificación de unidades estratigráficas con características propias dentro de complejos metamórficos de bajo grado no constituye un problema nuevo. Un buen ejemplo de esto es representando por la denominada Formación Puncoviscana. Sin embargo, constituye un objetivo relevante no sólo a los efectos de mejorar la resolución estratigráfica y nuestro entendimiento sobre la evolución geológica

y paleogeográfica de regiones con cierta complejidad, sino también para facilitar la comprensión de guías prospectivas. Ocurre que, a menudo, las unidades involucradas dentro de estos complejos son de origen predominantemente detrítico y como resultado del metamorfismo de bajo grado adquieren tonalidades verdosas y grisáceas, típicas de los esquistos verdes, que dificultan la discriminación de los protolitos. En el análisis de regiones geológicas antiguas, como es el caso

del antepaís de la región andina central, donde se ubican numerosas fajas de rocas con metamorfismo de bajo grado, este objetivo reviste un particular interés, porque la diferenciación de una "estratigrafía" brinda la posibilidad de comprender la evolución geológica de intervalos "oscuros" de la historia geológica del Proterozoico tardío y Paleozoico temprano.

Las rocas con bajo grado de metamorfismo de la región de Famatina (Fig. 1) han

sido incluidas tradicionalmente dentro de la Formación Negro Peinado y, a partir de la década del 90, también dentro de la Formación La Aguadita y constituyen gran parte del encajonante de la conocida mineralización aurífera y polimetálica de la región, donde intrusivos dacíticos andinos han provocado una profusa alteración hidrotermal (Turner 1971, Lozada Calderón *et al.* 1994). Por su apariencia estas unidades han sido correlacionadas por varios autores con la Formación Puncoviscana a florante en el noroeste argentino y con las rocas de mediano a alto grado de metamorfismo de las Sierras Pampeanas Orientales (Schwartz y Gromet 2004, Zimmermann 2005, Fig. 2). Sus protolitos fueron generalmente interpretados como sucesiones turbidíticas depositadas en una gran cuenca denominada Puncoviscana (Sureda *et al.* 2002, Aceñolaza y Aceñolaza 2005) desarrollada hacia fines del Precámbrico y comienzos del Cámbrico durante el ciclo pampeano - brasiliano en el margen occidental de Gondwana (Omarini *et al.* 1999). Asimismo, numerosos autores (de Alba, 1979, Durand *et al.*, 1994; Rossi de Toselli, 1996; Rossi *et al.*, 1997; Saavedra *et al.* 1998, Rossi *et al.* 2002) identificaron al episodio metamórfico-deformacional que las afecta como vinculado a la orogenia pampeana (véase Rapela 2000).

Nuevos datos que surgen de relevamientos geológicos llevados a cabo en la región central del Famatina en el último tiempo, incluyendo análisis estratigráficos y estudios petrográficos, mineralógicos, estructurales y geocronológicos, han modificado enormemente el conocimiento previo acerca del Cámbrico y el Paleozoico inferior de esta región. Tal es el caso de las rocas de la Formación La Aguadita que han sido recientemente redefinidas en el borde más oriental del Famatina (Astini *et al.* 2005a). En su localidad tipo, de Loma de Las Damas ubicada al sureste de Angulos (Fig. 3) Astini *et al.* (2003) establecieron una edad SHRIMP U-Pb en zircones detríticos ca. 480 Ma, que permitió interpretar una edad no más antigua que Ordovícico

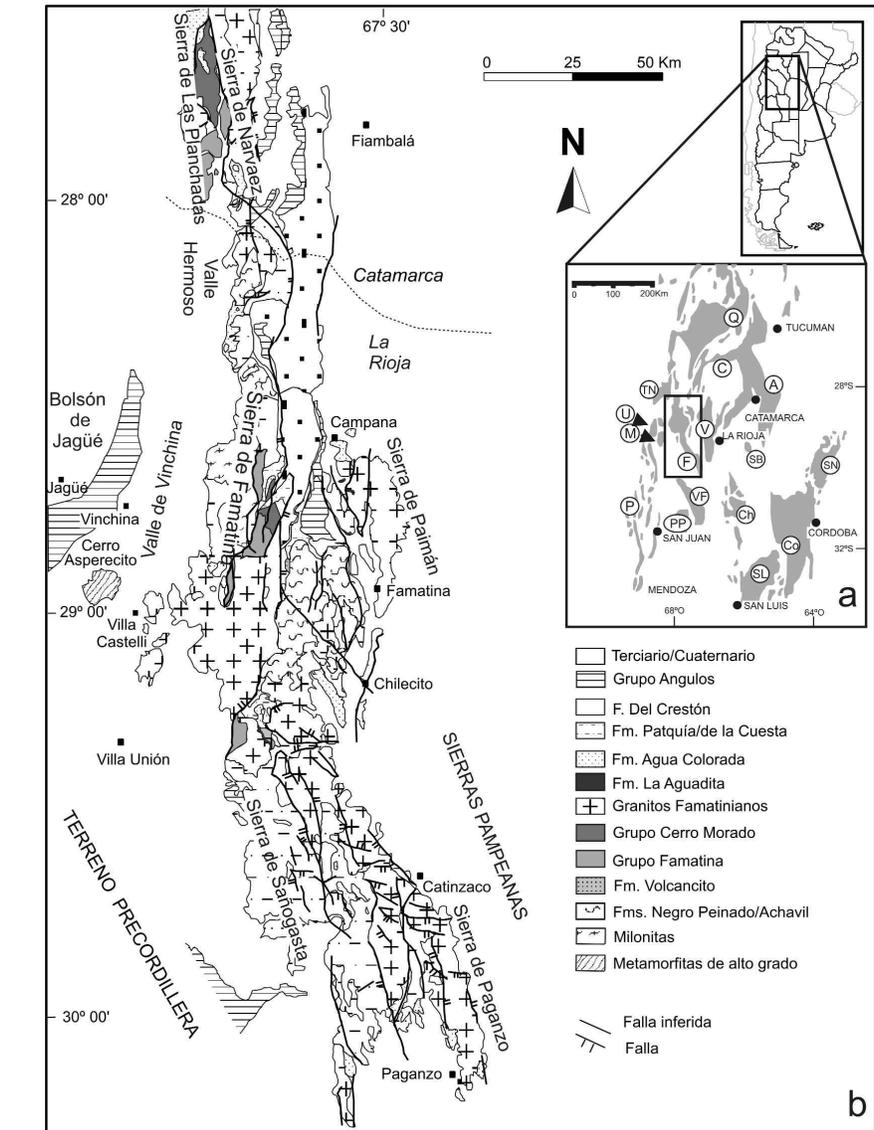


Figura 1: a) Segmento del actual antepaís andino entre 26° y 33° lat. Sur. Q: Sierra de Quilmes; C: Capillitas; A: Ancasti; V: Velazco; F: Famatina; U: Umango; M: sierra de Maz; TN: Toro Negro; VF: Valle Fértil; PP: Pié de Palo; Ch: Chepes y Llanos de La Rioja; SL: sierras de San Luis; Co: Sierra de Córdoba; SN: sierra Norte; SB: sierra Brava; P: faja plegada y corrida de Precordillera; b) mapa geológico regional del Famatina en el que se indican los afloramientos de rocas con bajo grado de metamorfismo en la región, modificado de Astini y Dávila (2004).

Medio, modificando la concepción proterozoica a cámbrica temprana que se tenía de la misma al considerarse equivalente de la Formación Puncoviscana. Considerando la edad ordovícica de esta unidad y sobre la base de estudios mineralógicos, petrológicos y microtectónicos, Collo *et al.* (2005a) interpretaron al episodio metamórfico-deformacional principal como vinculado con la orogenia Oclóyica, en el marco de la geodinámica

convergente que caracterizó al Ordovícico Medio y Superior de la región (Astini y Dávila 2004, Dávila y Astini 2005). Estos resultados revelan que no todas las rocas metamórficas de bajo grado del Famatina forman parte de un basamento metamórfico pampeano sobre el cual se depositaron las sucesiones cambro-ordovícicas. Por ende, no todas las unidades de pizarras, metagrauvacas y filitas de esta región forman parte del supuesto Com-

plejo Puncoviscana como indican recientes trabajos de síntesis (e.g., Omarini *et al.* 1999, Zimmermann 2005). En este contexto, la edad precámbrica-cámbrica temprana, atribuida tradicionalmente a las unidades metasedimentarias en el Famatina, sobre la base de similitudes litológicas con la Formación Puncoviscana, es cuestionable, pudiendo éstas constituir depósitos vinculados a un ciclo orogénico post-pampeano (cf. Astini *et al.* 2005a), considerando el marco tectónico acrecional que caracterizó al margen de Gondwana durante el Paleozoico temprano. Con el objeto de profundizar el conocimiento sobre estas unidades se brindan, en este trabajo, resultados que permiten sostener que dentro del complejo afectado por bajo grado en el Famatina pueden diferenciarse y cartografiarse unidades que conformarían una estratigrafía, generando un notable progreso en el entendimiento de la historia más antigua de la región. Nuestros resultados permiten identificar una unidad predominantemente pelítica para la que proponemos el nombre Formación Achavil (*nomen novum*), que puede separarse de las formaciones Negro Peinado y La Aguadita, mencionadas con anterioridad. En esta contribución presentamos el análisis que permite su caracterización y diferenciación del resto de las unidades de bajo grado del Famatina, así como una nueva reconstrucción paleogeográfica e interpretación evolutiva para esta región durante el Cámbrico Superior.

ANTECEDENTES DE LAS ROCAS DE BAJO GRADO DE METAMORFISMO DE LA REGIÓN

Dado que las rocas metasedimentarias en el Famatina (Fig. 1) constituyen el principal encajonante de la mineralización aurífera en la región estas secuencias han sido objeto de estudio desde fines del siglo XIX y principios del siglo XX por varios autores (Stelzner 1872, Bodenbender 1911, 1916, 1922, Groeber 1940, Harrington 1942, 1957, Keidel 1947) que tu-

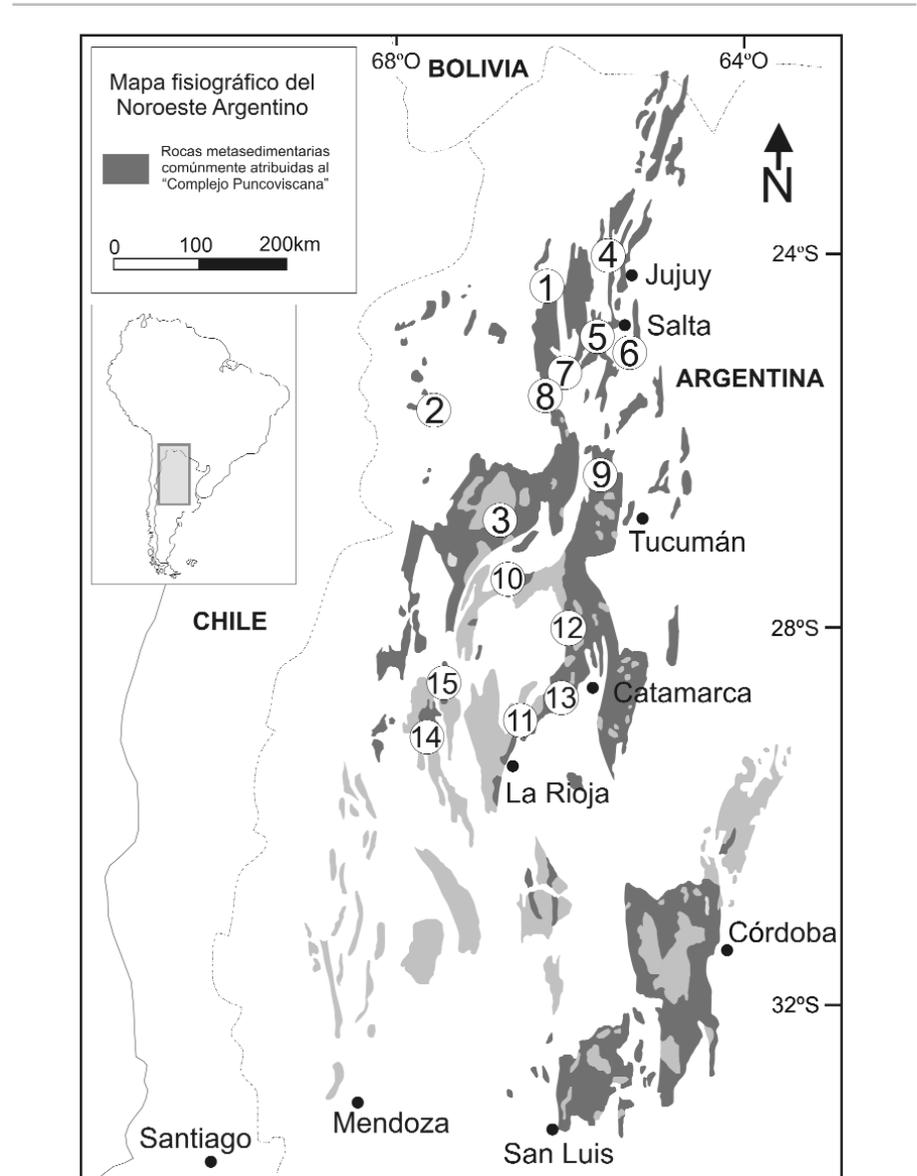


Figura 2: Mapa orográfico simplificado del noroeste argentino mostrando las unidades metasedimentarias consideradas parte del Complejo Puncoviscana por Zimmermann (2005). Puna: 1, Río Taique; 2, Quebrada del río Volcán; 3, Quebrada Randolpho; Cordillera Oriental: 4, Purmamarca; 5, Corralito; 6, La Pedrera; 7, Seclantas; 8, Molinos; 9, Choromoro; Ambato: 10, Quebrada de Suncho; 11, Quebrada La Cébila; 12, Siján; 13, Concepción; Famatina: 14, Los Corrales; 15, Quebrada de Paimán. El autor además vincula a este complejo algunos afloramientos en la sierra de Chepes, Sierras Pampeanas de Córdoba y Sierra de San Luis y los señala tal como se muestra en la figura.

vieron opiniones contrastadas sobre su edad proterozoica superior - paleozoica inferior. Fue Turner (1960) quien realizó los aportes más significativos al conocimiento geológico del área y creó el término Formación Negro Peinado para designar a "ectinitas, esquistos, pizarras, junto con cornubianitas y anfíbolitas aflorantes en ambas márgenes del Cordón de Famatina". Este autor atribuyó al conjunto una edad pre-

cámbrica diferenciándolo de las unidades no metamórficas que asignó al Ordovícico. Contraponiéndose a la interpretación de Turner (1960), Toselli (1975) consideró a las rocas de la Formación Negro Peinado como parte de la sedimentación del ciclo ordovícico y postuló, basado en resultados obtenidos a partir de dataciones K-Ar en roca total (Toselli 1978), que la edad del metamorfismo de

(Jezek *et al.* 1985, Rossi *et al.* 1997, Do Campo y Ribeiro Guevara 2005). Durante los análisis sedimentológicos y estratigráficos de detalle realizados por Astini *et al.* (2003) en la Formación La Aguadita estos autores reconocieron icnogéneros más evolucionados que les permitieron sugerir una edad más joven (Astini *et al.* 2005a), corroborada por análisis geocronológicos de zircones detríticos que precisaron una edad ordovícica media. A partir de esta reubicación temporal la unidad se interpretó como producto de sedimentación sinorogénica en un retroarco desarrollado durante el ciclo oclóyico (Astini y Dávila 2004, Astini *et al.* 2005a). A pesar de este avance, Zimmermann (2005) incluyó a esta unidad dentro de su Complejo Puncoviscana, agrupándola junto a otras unidades con bajo grado de metamorfismo de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Pampeanas y Famatina. Cabe destacar que en base a recientes evidencias geocronológicas y paleontológicas (Finney *et al.* 2003, Verdecchia *et al.* 2007, Rapela *et al.* 2007) las secuencias de metapelitas de la Sierra de Ambato (Fig. 2) no serían correlacionables con la Formación Puncoviscana, de manera similar a lo que ocurre con las secuencias de bajo grado del Famatina (Astini *et al.* 2003, Astini *et al.* 2005 a, Collo *et al.* 2005b, Collo 2006). En este sentido, Astini *et al.* (2005) indicaron que estas unidades podían haberse desarrollado en el antepaís ordovícico.

UBICACIÓN DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

El Sistema de Famatina está ubicado entre los 27° y 31° de latitud sur en el actual antepaís andino del oeste argentino y es interpretado como parte de un margen acrecional construido a lo largo de Gondwana occidental en el Paleozoico temprano. Las rocas con metamorfismo de bajo grado afloran en la zona central de esta región (Fig. 3) constituyendo la mayor parte de los cerros Áspero, Ñuñorco, del Filo Los Arenales y de la cumbre del cerro Negro Overo, así como

asomos menores aislados tanto hacia el norte como el sur. Dentro de esta región, la cartografía de detalle, incluyendo el levantamiento de datos estratigráficos-sedimentológicos y estructurales, con el complemento de técnicas analíticas tendientes a incrementar el conocimiento composicional (petrografía y DRX), así como análisis geocronológicos sobre procedencia detrítica, permiten reconocer, entre el complejo afectado por bajo grado metamórfico, dos unidades de diferente naturaleza. Una de ellas es la que hemos denominado en este trabajo Formación Achavil y que consiste en un conjunto de rocas predominantemente pelíticas aflorante sobre la quebrada del río del mismo nombre que drena la ladera oriental del Cordón de los Nevados (Fig. 3). Aunque en ninguna parte exhibe su base, en esta localidad la unidad presenta relaciones de techo que permiten satisfacer algunas de las normas exigidas por el Código Argentino de Estratigrafía y el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica (CAE 1992, ISG 1994) para la definición de una unidad estratigráfica, y así diferenciarla de la tradicional Formación Negro Peinado *sensu* Turner (1960) y Rossi *et al.* (1997).

LA FORMACIÓN ACHAVIL (*nom. nov.*)

Se utiliza este nombre para definir a un conjunto estratificado de rocas predominantemente pelíticas de colores verdes a grises oscuros que constituyen una serie desde relativamente homogénea hasta rítmica que en ningún caso ha perdido totalmente las características sedimentarias, a pesar del grado de metamorfismo y deformación alcanzado. Se trata de una unidad silicoclástica, sin componentes volcánicos ni intercalaciones carbonáticas, caracterizada por el desarrollo de clivaje penetrativo asociado a plegamiento de orden mesoscópico. En general la relación entre pelitas y areniscas es superior a 10 y excepcionalmente se preservan algunos niveles de microconglomerados. Las areniscas, con geometrías tabu-

lares continuas, raramente poseen espesores superiores a los 10 cm. Las litologías pelíticas dominantes son tanto arcillitas como limolitas, con un grado variable de bioturbación que queda representada por moteados y dificulta la observación de estructuras mecánicas y laminación primaria. La unidad, al momento, carece de restos fósiles preservados.

La localidad tipo de esta unidad se define en las márgenes del río Achavil (28°50' 35.06"S 67°45'25.10"O, Fig. 3) al que se accede por el camino que une la localidad de Famatina con el puesto Tres Piedras, pasando por las localidades de Carrizal y Los Corrales. El límite superior de la unidad puede ser observado en afloramientos del mismo cordón, sobre la margen izquierda del río Volcancito, en donde las calcarenitas fosilíferas del Miembro Inferior de la Formación Volcancito se apoyan en discordancia sobre la misma, por lo que desde un punto de vista estratigráfico, su edad tope queda limitada por la edad cámbrica tardía del tramo basal de la Formación Volcancito (Albanesi *et al.* 2005). Dado que no se ha observado relación estratigráfica de esta unidad con rocas más antiguas, a lo que debe sumarse el plegamiento por la que está afectada, el espesor de la misma no puede ser establecido con exactitud. Su potencia aflorante alcanza los 10 kilómetros en el Filo los Arenales. La gran extensión de estas secuencias hace pensar que antes de ser soterradas y deformadas habrían tenido un espesor y una distribución areal considerable. Actualmente afloran de manera relativamente continua principalmente en la parte sur de la escama estructural Los Damascos (Dávila 2003), extendiéndose desde la altura de la localidad de Chilcico al sur, hasta Peña Negra al norte (Fig. 3) por más de 50 km. Rocas con similares características litológicas afloran también en otras láminas de corrimiento cartográficamente menos importantes. En la escama del Cordón de los Nevados esta secuencia presenta metamorfismo de contacto y aflora como un gran colgajo de techo (*roof pendant*) sobre granitoides ordovícicos. En la esca-

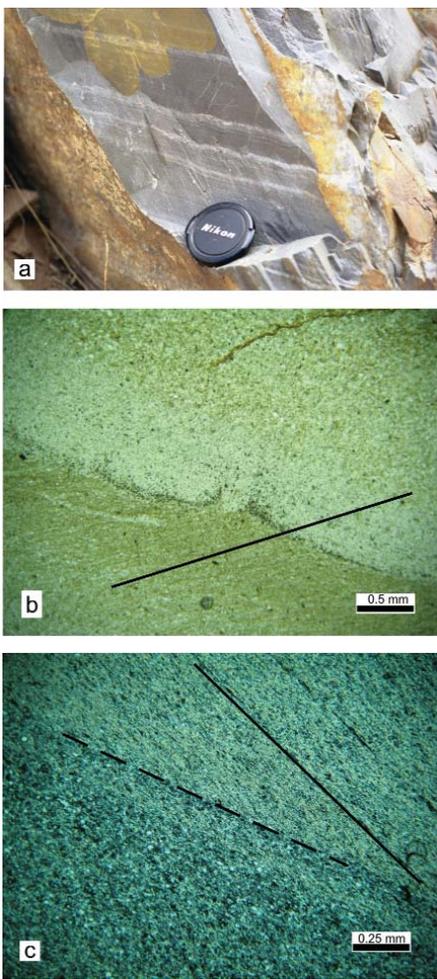


Figura 4: Litofacias de pizarras: a) metapelitas limo-arcillosas con laminación primaria milimétrica paralela (alternancia de bandas claras y oscuras) y clivaje secundario S1 superpuesto; fotomicrografías: b) Detalle del contacto entre metapelita y metalimolita gradada. Obsérvese el nivel con concentración de minerales pesados en la base de la metalimolita y la bioturbación afectando a la interfase. Nótese el clivaje metamórfico (línea continua), oblicuo a la estratificación primaria que se desarrolla predominantemente en la capa metapelítica (nicoles paralelos); c) metapelita limo arcillosa en la que se identifican el bandeado sedimentario (línea discontinua) y la foliación metamórfica S1 (línea continua) dispuesta oblicuamente (nicoles cruzados).

ma Los Damascos, que forma el Filo los Arenales, la unidad limita hacia el noreste con la zona triangular de Los Berros que la separa de la escama Las Trancas, formada principalmente por granitoides y metamorfitas atribuidas a la Formación Negro Peinado. No se han observado en el campo relaciones de contacto entre esta última unidad y la Formación Achavil

CUADRO 1: Concentraciones relativas de los minerales de arcilla*.

| Muestra | Illita | Clorita | Esmectita | Chl/Vm | IK (001) | IK (002) | Pb |
|---------|--------|---------|-----------|--------|----------|----------|-------|
| AA1 | 85 | 15 | - | - | 0,41 | - | - |
| AA2 | 72 | 28 | - | - | 0,37 | - | - |
| QV5m | 92 | 8 | - | x | 0,34 | - | 9,011 |
| QV10 | 99 | 1 | - | - | - | - | - |
| QV11 | 87 | 13 | - | x | 0,27 | - | - |
| QV12 | 84 | 13 | 4 | - | 0,41 | 0,34 | 9,013 |
| QV13 | 96 | 4 | - | - | 0,39 | - | - |
| QV14 | 83 | 17 | - | - | 0,38 | - | - |
| QV15p | 75 | 25 | - | - | 0,40 | - | 9,006 |
| QV15a | - | - | - | - | - | - | 9,011 |
| QV16 | 79 | 21 | - | - | 0,39 | - | 9,017 |
| ACH1 | 73 | 27 | - | - | 0,26 | - | - |
| QA | - | - | - | - | - | - | 9,011 |
| 547 | 68 | 32 | - | - | 0,27 | - | - |

* Identificados en la fracción <2µm de las pizarras de la Formación Achavil. Chl/Vm: clorita/vermiculita. X: No cuantificado. Se presentan además los valores del índice de Kübler (IK) medidos sobre las reflexiones (001) y (002) y los valores del parámetro b (Pb) de la mica blanca.

(Fig. 3).

La separación entre esta formación y el resto de las rocas con bajo grado de metamorfismo del sistema de Famatina está fundada predominantemente en resultados de análisis sedimentológico-estratigráficos, geocronológicos, petrográficos, mineralógicos y estructurales que permiten marcar claras diferencias en algunos aspectos.

Aspectos sedimentológico-estratigráficos

Litofacies: Sobre la base del análisis cartográfico y estratigráfico se diferencian dentro de la Formación Achavil cuatro litofacias principales:

a) *Pizarras:* Se trata de niveles de pizarras verdosas del orden de la decena de centímetros, con una laminación primaria paralela, milimétrica, con alternancia granulométrica de láminas claras y oscuras, concentración de minerales opacos y evidencias de bioturbación (Figs. 4a y b). Microscópicamente se observa que estas rocas presentan abundantes granos de biotita y moscovita detríticos (>0,02 mm) con extinción ondulosa, orientados con su eje mayor paralelo a la laminación primaria que se identifica muy bien a escala de campo. En general las pizarras presentan a esta escala los rasgos primarios obliterados por la neoformación y

transformación de mica blanca de grano fino y la clorita (<0,01 mm) que envuelven granos muy pequeños, predominantemente cuarzosos, definiendo una foliación metamórfica débil (cf. Passchier y Trouw 1998) subparalela a oblicua al bandeado sedimentario (Fig. 4c). Análisis de DRX realizados en la fracción tamaño arcilla de las rocas de esta facies muestran que, en todos los casos, la fracción de filosilicatos <2µm, neoformados y transformados a partir de fracciones detríticas, se compone principalmente de illita (83 a 98 %) y clorita (2 a 17 %), con presencia de clorita/vermiculita (chl/vm) y esmectita (Sm) en algunas muestras (Cuadro 1). La fracción de minerales no arcillosos <2µm presente en las muestras se compone de cuarzo y plagioclasa. La ausencia de feldespato potásico en esta fracción, probablemente se deba a su transformación a illita y plagioclasa durante las modificaciones posdeposicionales (Potter et al. 2005). Esta litofacies estaría vinculada a depósitos de decantación.

b) *Metalimolitas y metaareniscas finas cuarzosas laminadas dispuestas en capas delgadas y muy delgadas:* Los niveles de metalimolitas y metaareniscas cuarzosas finas (con granos de hasta 0,08 mm) son tabulares, de coloración pardo-verdosa y varían en espesor entre 0,05 y 0,15 m pero pueden llegar a 0,60 m en los casos extremos. En el campo las capas tabulares presentan

contactos relativamente netos con las metapelitas (pizarras) con las que alternan (Fig. 5a y b). Localmente, suelen presentar amalgamación de varios niveles, como estructuras mecánicas portadoras de laminación paralela próxima a la base y laminación cruzada de pequeña escala hacia el tope, esta última dispuesta en conjuntos escalonados, aunque en varias localidades se han observado conjuntos con laminación cruzada directamente desarrollada a partir de la base de la capa (estructuras lenticulares). En algunos topes se identificaron configuraciones de trenes de ondulitas asimétricas, con crestas discontinuas y linguoides de hasta 15 cm de longitud de onda (Fig. 5c). Localmente se diferencian formas hambrientas (ondulas lenticulares) y conjuntos de ondulitas agradacionales o escalonadas que forman conjuntos de hasta 0,10 m de espesor. Las capas metalimo-arenosas cuarzosas suelen presentarse, además, como niveles laminares con espesores de entre 0,1 y 1 cm, intercalados entre metapelitas a manera de particiones dentro de intervalos predominantemente finos (Fig. 5d). Microscópicamente se observa que la laminación paralela milimétrica primaria, es dada por alternancias granulométricas, y por la presencia de niveles con concentración de circones detríticos y minerales opacos.

Las metaareniscas, que presentan una fábrica relictica grano-soportada, pueden ser clasificadas a esta escala como metaareniscas cuarzosas a metagrauvacas cuarzosas (Fig. 5e). Estos niveles metaarenosos poseen granos de cuarzo de hasta 0,13 mm, que extinguen en forma ondulosa y presentan bordes suturados hasta aserrados y granos de plagioclasa, feldespato potásico y fragmentos líticos subordinados. Los escasos filosilicatos neoformados (mica blanca de grano fino y clorita) se orientan paralelamente al bandeado sedimentario. Se observaron también cristales de biotita, moscovita y clorita detríticas de mayor tamaño que los cristales neoformados (hasta 0,016 mm), orientadas paralelamente a la estratificación primaria y con extinción ondulosa pro-

ducto de deformación intracristalina (cf. Passchier y Trouw 1998). En ocasiones se identificaron cristales de biotita transformándose a clorita. La pirita es abundante en algunas secciones formando desde agregados framboidales de 0,04 mm a cristales euhedrales de hasta 0,25 mm, que podrían relacionarse con la acción de procesos posdeposicionales vinculados al soterramiento. Análisis de DRX realizados en muestras de roca total indican que las metaareniscas de esta facies tienen contenidos de cuarzo de entre 78 y 100% y entre 0 y 22% de plagioclasa, mientras que no se identificó feldespato potásico (Cuadro 2).

Por su parte, las metalimolitas presentan una laminación granulométrica a menor escala. Microscópicamente se observa blástesis de mica blanca de grano fino y clorita, ambas orientadas con sus planos (001) subparalelos definiendo un clivaje metamórfico espaciado (cf. Passchier y Trouw 1998), en general subparalelo a oblicuo a la estratificación primaria. Estos filosilicatos neoformados rodean a los granos cuarzo-feldespáticos (predominantemente cuarzo, con plagioclasa y feldespato potásico subordinados, 0,02 a 0,05 mm) que se alargan levemente en el sentido de la foliación metamórfica. Por lo general, el cuarzo presenta extinción ondulosa y bordes de granos suturados y aserrados producto de dislocaciones, procesos de disolución por presión y recristalización, respectivamente. Se observaron algunos granos de biotita detrítica con los bordes alterados a clorita. Las metalimolitas están frecuentemente atravesadas por venas cuarzosas sin deformación, perpendiculares al bandeado sedimentario que, a su vez, son cortadas por venas cuarzo feldespáticas subparalelas a dicha foliación, lo cual señala la complejidad de los procesos posdeposicionales por los que fue afectada la unidad.

Dada su continuidad lateral, las capas que conforman esta facies parecen representar colas diluidas de flujos densos.

c) *Metaareniscas medianas con particiones metapelíticas*. Se trata de capas dominante-

CUADRO 2: Mineralogía de metaareniscas de la Formación Achavil*.

| Muestra | Cuarzo | Plagioclasa | Feldespato potásico |
|---------|--------|-------------|---------------------|
| 534 Va | 78 | 22 | 0 |
| ACH Zr | 100 | 0 | 0 |

*Las abundancias son relativas a la fracción cuarzo feldespática presente en las muestras. La muestra "ACH Zr" corresponde a la muestra en la que se realizaron las mediciones isotópicas en circones para esta unidad.

mente arenosas, de granulometría fina a media y colores claros, con abundante laminación cruzada y frecuentes particiones metapelíticas, que se preservan como laminaciones continuas o discontinuas y que recuerdan a estructuras heterolíticas, más particularmente laminación flaser (Fig. 5f). Estas capas están particularmente bien preservadas en la parte superior de la sección aflorante sobre la quebrada del río Volcancito (Fig. 3), donde presentan una marcada tabularidad, continuidad lateral notable y alcanzan a tener 0,3-0,4 m. Desde un punto de vista composicional estas metaareniscas son las más maduras que se registran en la unidad, alcanzando el extremo de las metaareniscas cuarzosas. Los niveles metapelíticos intercalados presentan evidencias de bioturbación. Ocasionalmente muestran un clivaje en lápiz, que se refracta e incluso desaparece al pasar a las litologías más gruesas, asociado al metamorfismo de bajo grado.

La variación entre capas predominantemente arenosas y metapelitas descripta, permite interpretar una alternancia de condiciones de tracción y decantación para esta facies. Este arreglo interno recuerda a depósitos de ritmitas mareales (*sensu* Nio y Yang, 1991), dado que resulta difícil explicar la alternancia de las dos condiciones mencionadas mediante otros procesos sedimentarios.

d) *Microconglomerados*: Se trata de microconglomerados arenosos y ortoconglomerados centimétricos, con clastos de cuarzo y fragmentos líticos ígneos y sedimentarios e intraclastos metapelíticos, que se encuentran esporádicamente sobre niveles de granulometría más fina en los que generan marcas de base. Los grá-

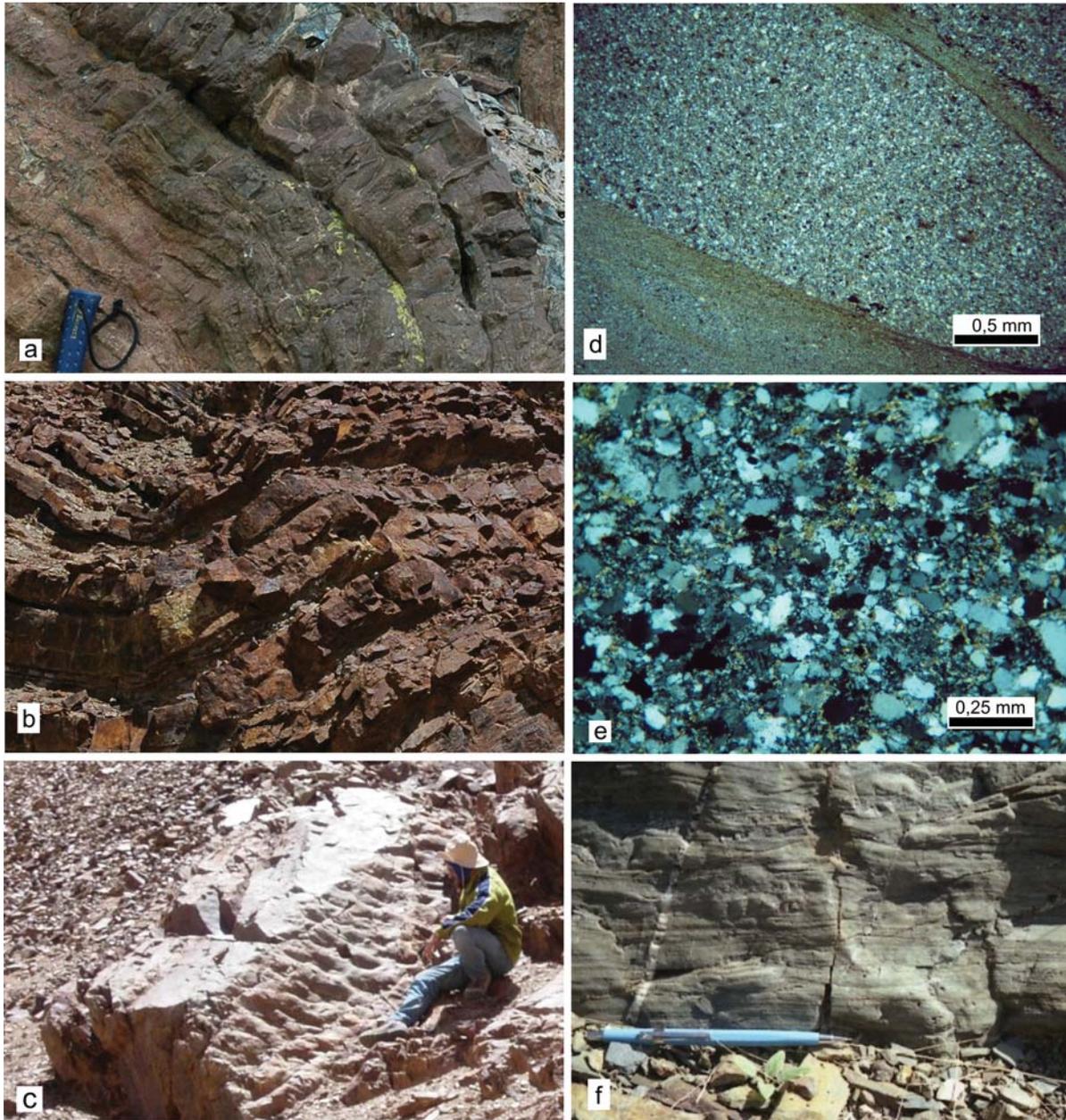


Figura 5: a y b) Afloramientos de la Formación Achavil próximos a Cueva de Pérez (véase Fig. 3) en las que se observan bancos tabulares de areniscas cuarzosas finas con contactos netos (facies 2); c) niveles de areniscas con planos de estratificación en los que se observan ondulitas de hasta 15 cm de longitud de onda con crestas discontinuas; d) particiones pelíticas en una metaarenisca; e) metaarenisca cuarzosa con fábrica apretada y granos de cuarzo con contactos suturados y extinción ondulosa. Nótese la carencia de clivaje metamórfico; f) capas predominantemente arenosas aflorantes en la quebrada del río Volcancito, con abundante laminación cruzada y frecuentes particiones pelíticas continuas o discontinuas que recuerdan a estratofábricas heterolíticas (laminación flaser).

nulos llegan a tener 0,5 cm de diámetro y son predominantemente cuarzosos.

Paleoambiente: Si bien no se han reconocido estructuras diagnósticas concluyentes para sostener la acción de flujos oscilatorios en los depósitos de la Formación Achavil, es posible que al menos algunas laminaciones escalonadas (*climbing ripples*)

procedan de flujos combinados que tienen una mayor capacidad de separación granulométrica que los flujos unidireccionales, e imprimen una fuerte bipartición en las capas gradadas (*cf.* Myrow *et al.* 2002). Esto se traduce en la presencia de un término arenoso y uno pelítico contrastados como ocurre en el caso de

la facies de *metaareniscas medianas con particiones metapelíticas*. Si bien no se ha demostrado que esta alternancia sea del todo sistemática, la misma es propia de ambientes con fuerte influencia de mareas (Nio y Yang 1991) y sólo se registra en ambientes relativamente someros. En estas situaciones el efecto mencionando

puede explicarse por el movimiento de arenas por tracción, durante los semiciclos de marea entrante y saliente, y decantación que ocurre entre semiciclos (período de reposo). Resulta difícil generar esta estructura en otros medios sedimentarios o en condiciones de cierta profundidad, por lo que se interpreta que al menos algunas secciones de la unidad fueron depositadas en ambientes someros, hecho compatible con el grado de bioturbación que localmente contiene y con la presencia de microconglomerados que indican la acción de flujos tractivos poco comunes en ambientes marinos profundos. La composición predominantemente cuarzosa de las metaareniscas de esta facies indica, a su vez, un mayor retrabajo de las fuentes detríticas primarias o un cierto reciclado sedimentario, en consistencia con los índices de alteración (CIA: 77 - 84, Collo 2006).

Asimismo, la facies de *metalimolitas y metaareniscas finas cuarzosas laminadas dispuestas en capas delgadas y muy delgadas*, intercaladas en relaciones de arena/pelita <10 con la facies de pizarras, podría representar una asociación de facies más distal dentro de un ámbito de plataforma.

Aunque resulta difícil realizar una caracterización ambiental precisa para la Formación Achavil, pueden discriminarse en general arreglos propios de ambientes más someros que los identificados comúnmente en la Formación Negro Peinado (CIA: 69-80, Collo 2006), caracterizada como depósitos turbidíticos de ambiente marino profundo (Clemens y Miller, 1996; Rossi *et al.*, 1997; 2002). Cabe destacar que diferentes historias de reciclado pueden interpretarse entre ambas unidades a partir de los contrastes en los valores de CIA y en la madurez textural y mineralógica.

Aspectos estructurales: El plegamiento que afectó a la Formación Achavil presenta variaciones tanto en su orientación como en su intensidad y estilo, configurando desde pliegues simétricos abiertos de gran longitud de onda (~300 metros) hasta pliegues asimétricos cerrados con longitudes de onda del orden de los 50 cm

(Fig. 6a, b y d), con ejes orientados alternativamente ~N-S y ~E-O. Debido a estas variaciones, la disposición del bandeado sedimentario cambia de una localidad a otra y, como se observa en el diagrama de densidad de los planos S_0 , no puede establecerse una orientación general que lo identifique (Fig. 7a).

Del análisis detallado de las relaciones entre estos plegamientos pudieron establecerse dos episodios deformacionales, tal como lo muestran las rocas aflorantes en la quebrada del Río El Oro (Fig. 6e). Aquí la unidad preserva el bandeado sedimentario y el principal episodio de plegamiento ($P1_A$) está formado por pliegues abiertos (ángulo interlimbo ~90°), simétricos e isopáquicos, con el plano axial orientado ~75°/85°S, el eje orientado ~250°/20° y una longitud de onda de ~150 metros. Asociada a dicho plegamiento se desarrolla una foliación metamórfica denominada S_1 , marcada por la orientación de illita y clorita (neoformadas y transformadas) subparalela al plano axial (~100°/85°S) y transversal a la orientación de las estructuras oclóyicas en la región central de Famatina (Dávila *et al.* 2003, Collo *et al.* 2006, Fig. 7b). Pliegues con orientaciones comparables a las del plegamiento del río El Oro se observan además en varias localidades del Famatina. Tal es el caso de quebrada Ancha y el río Amarillo próximos al distrito minero Los Bayitos (GPS: 28°58'42"S 67°47'19"O).

A este plegamiento se le superpone uno de extensión regional ($P2_A$) que puede ser identificado a escala cartográfica 1:100.000, con un plano axial orientado aproximadamente N-S, caracterizado por pliegues abiertos (ángulo interlimbo ~120°) horizontales a levemente buzantes al norte (<10°), con una longitud de onda de ~300 metros (Fig. 6c). Asociado al mismo se desarrolla un clivaje discontinuo denominado S_2 con orientación 20°/70° SE que no genera recristalización mineral evidente. La existencia de dos episodios deformacionales es evidenciada también a partir del análisis del diagrama de densidades de las foliaciones metamórficas,

que muestra claramente dos disposiciones diferentes, una NNO con buzamiento en alto ángulo tanto hacia el este como hacia el oeste y otra E-O también con buzamiento en alto ángulo tanto hacia el norte como hacia el sur (Fig. 7b).

Para los afloramientos de la Formación Achavil en la quebrada del río Volcancito, se estableció un plegamiento suave a abierto (ángulo interlimbo ~120°), reclinado subhorizontal, con un plano axial orientado NNO y un eje 170°/10° (Fig. 6e). En esta región, los filosilicatos neoformados y transformados se disponen, por lo general, paralelamente al bandeado sedimentario, aunque en algunos sectores generan una foliación metamórfica oblicua a dicho plano de estratificación y subparalela al plano axial del plegamiento (NNO-/70°E). Esta foliación metamórfica es la única foliación secundaria identificada en esta localidad. Inmersiones del eje de plegamiento alternativamente al norte (Peña Negra, GPS: 28°50'29"S 67°45'24"O) y sur (río Volcancito, GPS: 28°52'28"S 67°45'40"O) podrían asociarse al primer episodio de plegamiento definido en la quebrada del Río El Oro (véase Collo *et al.* 2006).

Estructuralmente la Formación Negro Peinado difiere considerablemente de la Formación Achavil. En la Formación Negro Peinado el rumbo general de los bancos es ~NNO a ~NNE con buzamiento predominantemente al ~NE hacia el norte de la región y entre ~OSO y ~ONO hacia el sur, orientación que corresponde a la foliación metamórfica de la secuencia. Además, la Formación Negro Peinado presenta evidencias de haber sido afectada por un único episodio de plegamiento regional intenso, intrafoliar y muy apretado, en el que las metaareniscas están boudinadas entre las metapelitas (Figs. 8a y b). Hacia el norte de la región estos pliegues son en general reclinados (Fleuty 1964) orientados NO (PA: ~230°/70°, Eje: ~230°/60°; PA: ~35°/45°, Eje: 120°/50°), en tanto que hacia el sur el plegamiento es predominantemente vertical con inmersión moderada, y está orientado NE (PA: ~130°/80°, Eje:

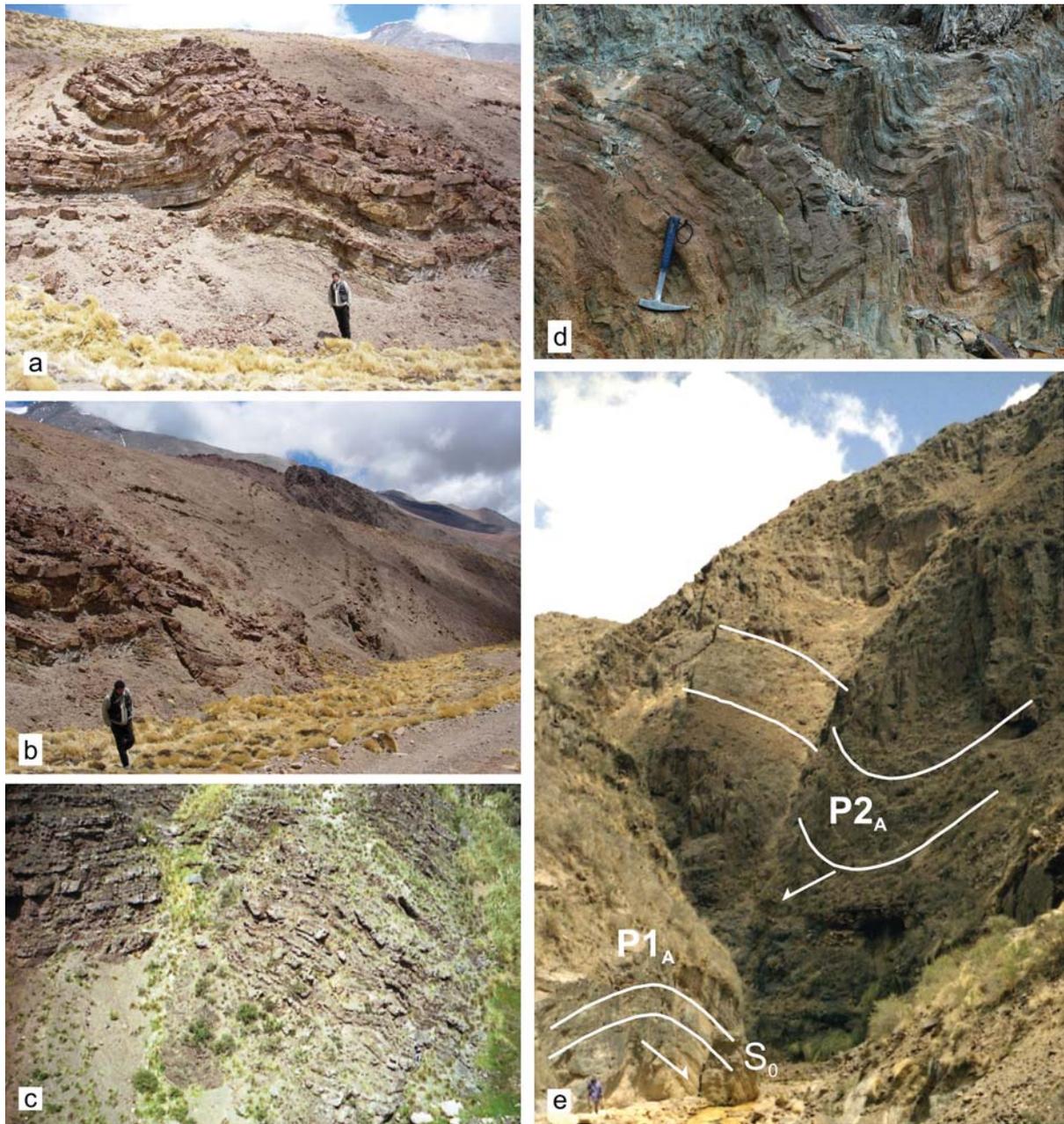


Figura 6: Plegamiento en la Formación Achavil: a) región central de la escama Los Damascos, vista al oeste; b) ídem anterior, vista al noroeste; c) flanco oriental del plegamiento identificado en la quebrada del río Volcancito; d) región de Cueva de Pérez; vista al noroeste; e) plegamientos N-S ($P1_A$) y E-O ($P2_A$) en la quebrada del río El Oro, vista al sureste.

210°/50°; Fig. 8c). Estas orientaciones se corresponden con un acortamiento E-O, consistente con la dirección de acortamiento establecida para la fase deformacional más joven en la Formación Achavil.

Aspectos vinculados a su historia de soterramiento: Con el objeto de establecer mayores precisiones sobre la evolución post-depositacional de la Formación Achavil y

de realizar comparaciones entre las historias de soterramiento de esta unidad y de la Formación Negro Peinado, se efectuarán análisis mineralógicos y cristalográficos cuyos resultados se exponen a continuación.

Aunque en la mayoría de las localidades la Formación Achavil preserva claramente sus atributos sedimentarios, las rocas presentan evidencias petrográficas claras

de la acción de procesos de reorientación de granos detríticos, deformación intracristalina, disolución por presión y recristalización mineral. Valores del índice de Kübler (IK) obtenidos para rocas de esta unidad (0,41 y 0,26 $\Delta^{\circ}2\theta$, n: 11; Collo 2006, Collo en preparación) indican que la misma fue metamorfizada en el rango de la *anquizona débil a la anchizona intensa* (Merriman y Peacor 1999), lo que permi-

te estimar temperaturas entre 200° y 280° C para el clima del metamorfismo. La asociación de filosilicatos determinada en la fracción <2 µm de las metapelitas, compuesta predominantemente por illita y clorita, se corresponde con los valores de IK obtenidos. El parámetro b de la mica, medido en 4 muestras, arrojó un valor promedio preliminar de 9,011 Å, que corresponde a la serie de *facies de presión intermedia a intermedia - baja* (30-35° C/km, Guidotti y Sassi 1986), lo que asociado a las temperaturas inferidas, implicaría que la Formación Achavil habría alcanzado profundidades máximas de entre 6 y 9 km.

Localmente esta unidad fue afectada por metamorfismo de baja presión producto de la intrusión de los granitoides ordovícicos. Hacia la parte central de la escama del Cordón de los Nevados, en lo que hoy constituye la cima del cerro Negro Overo (Figs. 3 y 9a), afloran corneanas descritas inicialmente por Bodenbender (1911), quien mencionó su riqueza en biotita, y posteriormente por Turner (1964) y Toselli (1975). Se trata de hornfels en facies de albita - epidota que habrían alcanzado temperaturas entre 300 y 500° C y presiones de hasta 2,5 kb. Microscópicamente estas rocas presentan una textura moteada, cuyas motas anhedralas isopoiquilíticas de plagioclasa se desarrollan en la matriz de grano fino (Figs. 9b y c). La laminación primaria de estas rocas se identifica claramente, ya que fue preservada del metamorfismo térmico que la afectó.

Por su parte, los análisis petrográficos, mineralógicos y microtexturales realizados en la Formación Negro Peinado permitieron establecer que esta unidad está afectada por un evento metamórfico-deformacional M1_{NP} - D1_{NP} de mayor grado que el establecido para la Formación Achavil. El mismo está comprendido entre la *anquizona intensa - epizona* (IK: 0,16 - 0,28Δ°2θ, n: 5, medido en rocas sin biotita blástica) y la *zona de biotita*, con temperaturas estimadas de entre 290 y 400° C (Collo 2006, Collo en preparación). Para esta unidad análisis prelimina-

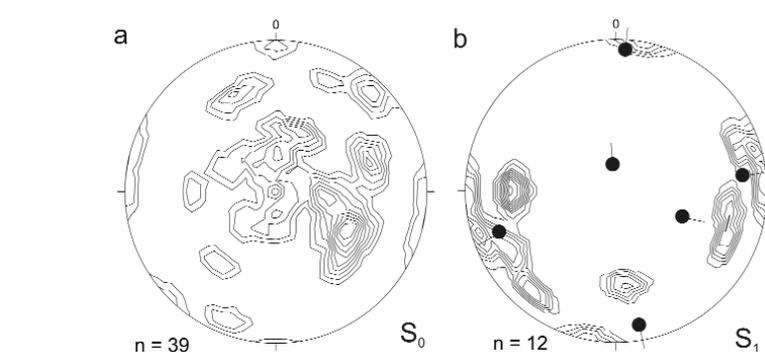


Figura 7: a) Orientación de los planos sedimentarios primarios (S_0) en la Formación Achavil; b) orientación de los planos de foliación S_1 y de los ejes de plegamiento identificados en la Formación Achavil. En ambas figuras los datos fueron volcados en el hemisferio inferior de la red estereográfica equiareal de Schmidt (Stereonet1). Nótese la dispersión de los planos sedimentarios y la distribución de las foliaciones secundarias en dos direcciones. Contornos: 0,90; 1,80; 2,70; 3,60; 4,50; 5,40; 6,30; 7,20; 8,10; 9,00; 9,90; 10,80; 11,70; 12,60; 13,50; 14,40.

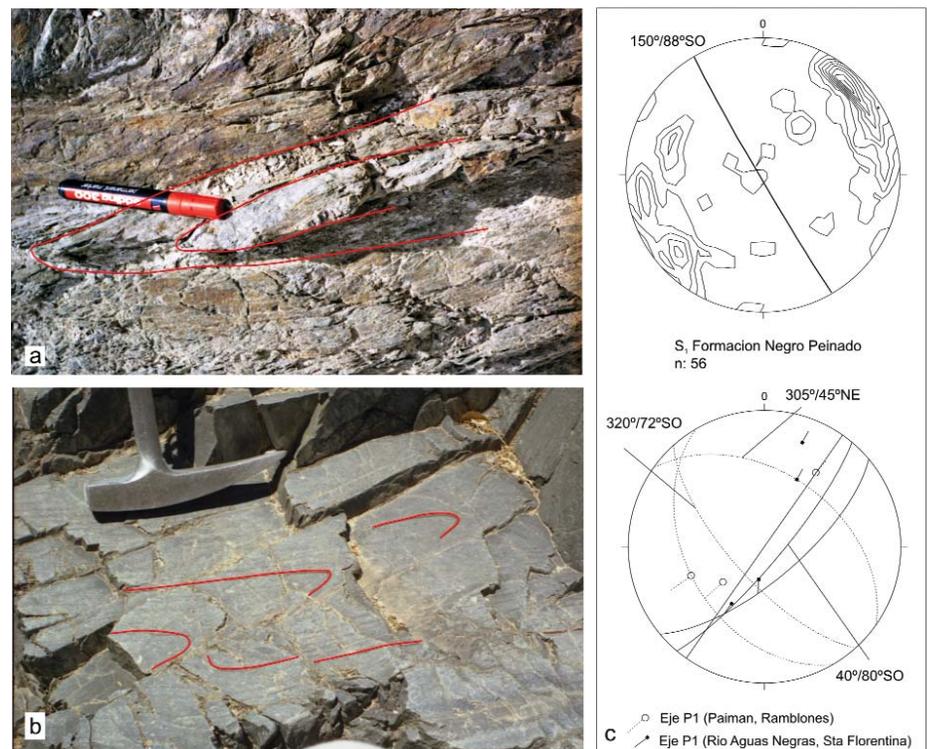


Figura 8: Plegamiento reconocido en la Formación Negro Peinado: a) charnela relicta asociada al plegamiento intrafoliar, obsérvese el paralelismo entre la foliación metamórfica S_1 y el bandeo sedimentario S_0 hacia la zona de los flancos; b) plegamiento intrafoliar en la región de Las Trancas, el bandeo sedimentario se identifica por la alternancia de bandas milimétricas claras y oscuras, mientras que la foliación S_1 subparalela corresponde a bandas de cuarzo diferenciado; c) datos de orientación de los planos de foliación S_1 y del plegamiento P1_{NP} en el norte y sur de la región (véase Fig. 3), graficados en el hemisferio inferior de la red estereográfica equiareal de Schmidt (Stereonet1). Contornos: 0,90; 1,80; 2,70; 3,60; 4,50; 5,40; 6,30; 7,20; 8,10; 9,00; 9,90; 10,80; 11,70; 12,60; 13,50; 14,40.

res del parámetro b de la mica blanca, medido en rocas en las que no hay biotita blástica, arrojaron un valor de 9,025 Å, que corresponde a la *serie de presión media*

(25-35° C/km, Guidotti y Sassi, 1986). En base a estos resultados puede estimarse que la Formación Negro Peinado habría alcanzado profundidades de entre

9 y 16 km (superiores a las alcanzadas por la Formación Achavil) en un contexto metamórfico regional asociado a un engrosamiento cortical en márgenes de placa convergentes (cf. Merriman y Frey 1999, Merriman 2002, 2005).

Aspectos geocronológicos: Una edad relativa puede establecerse para la Formación Achavil si consideramos que el miembro inferior de la Formación Volcancito, se apoya en discordancia angular sobre ella. La Formación Volcancito tiene una edad cámbrica superior-tremadociana superior (Albanesi *et al.* 1999, Esteban *et al.* 1999, Gutierrez - Marco y Esteban 2003; Albanesi *et al.* 2005) lo que permite deducir que la Formación Achavil debió haberse depositado con anterioridad. Adicionalmente, Collo *et al.* (2005b) proveyeron edades U-Pb SHRIMP en circones detríticos de una muestra ubicada en la sección superior de la unidad, en la quebrada del río Volcancito. Los resultados muestran un rango de edades comprendido entre el Paleoproterozoico y el Cámbrico Inferior a Medio, que en un diagrama de probabilidades se agrupan en una población principal del Neoproterozoico Tardío (630 ± 13 Ma), una segunda del Cámbrico Inferior (519 ± 23 Ma), y varias poblaciones subordinadas cuyas edades se distribuyen entre el Mesoproterozoico (791 ± 29 Ma, 1041 ± 44 Ma, 1118 ± 37 y 1294 ± 10 Ma) y Paleoproterozoico (1908 ± 30 Ma y 2097 ± 17 Ma) (Fig. 10). Estos resultados, que probablemente representan una amplia gama de fuentes detríticas gondwánicas, permiten establecer que la Formación Achavil sería más joven que el Cámbrico Medio dada la presencia de la importante población de 519 ± 23 Ma ($\sim 17\%$), en la que se incluyen dos circones con edades de cristalización de 504 ± 16 y 506 ± 16 Ma correspondientes al Cámbrico Medio alto. El predominio de edades brasilianas (neoproterozoicas, $\sim 55\%$), con presencia de granos meso y paleoproterozoicos en la Formación Achavil sugiere que el aporte desde fuentes pampeanas habría sido diluido por la participación de fuentes más antiguas.

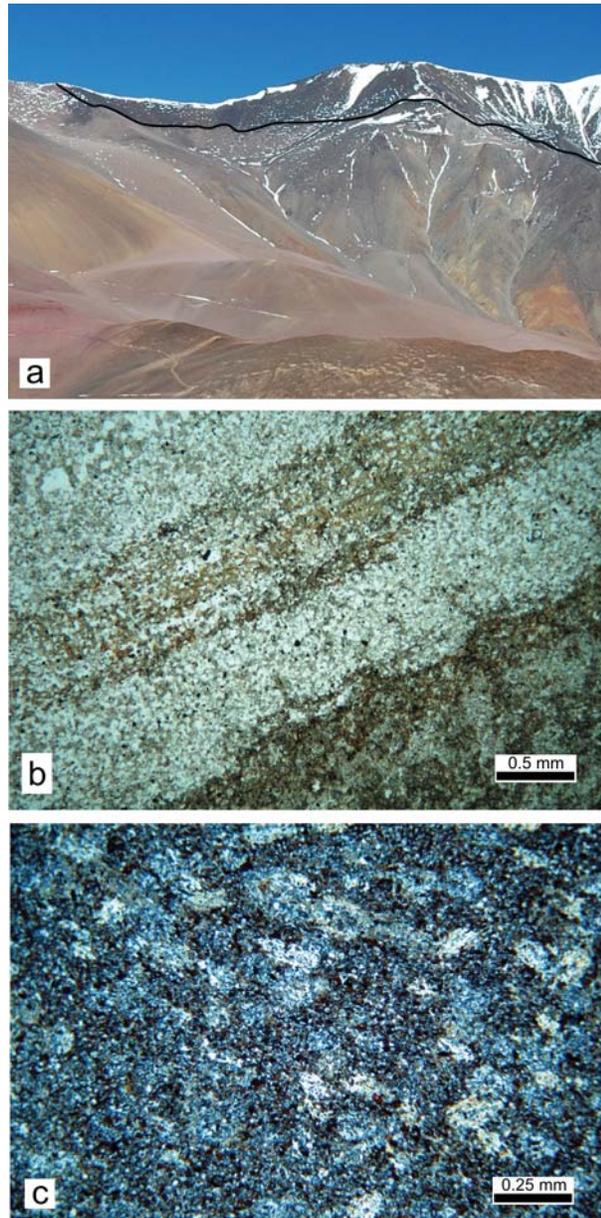


Figura 9: a) Cumbre del cerro Negro Overo en el que la Formación Achavil aparece como un colgajo de techo con metamorfismo de contacto sobre los granitoides ordovícicos; b) hornfels en facies de albita-epidoto en el que claramente se preservan el bandeo y las estructuras sedimentarias (nicos paralelos), así como la falta de orientación de los minerales neoformados que señala el carácter estático del metamorfismo; c) motas anhedralis isopoiuiliticas de plagioclasa (nicos cruzados) asociadas al metamorfismo térmico.

Para la Formación Negro Peinado, en cambio, se estableció una distribución relativamente uniforme de edades comprendidas entre el Mesoproterozoico y el Cámbrico Inferior a Medio, con una población típicamente pampeana (522 ± 8 Ma) de dispersión mucho menor que el resto de las poblaciones (Fig. 10; Collo *et al.* 2005b). Contrariamente a lo que ocurre con la Formación Achavil, en las rocas de la Formación Negro Peinado las fuentes pampeanas habrían sido algo más importantes en el aporte de detritos ($\sim 24\%$) que las fuentes neoproterozoicas

(brasilianas, $\sim 16\%$). Si consideramos que las diferencias entre las poblaciones de circones detríticos reflejan predominio de diferentes edades en las áreas fuente (Schwartz y Gromet 2004), podría interpretarse que ambas unidades tuvieron distintas procedencias o al menos diferentes historias de reciclado. En la Formación Negro Peinado el área de aporte habría estado constituida por proporciones similares de rocas con edades pampeanas y mesoproterozoicas, mientras que en la Formación Achavil habría sido preponderante la contribución de circones

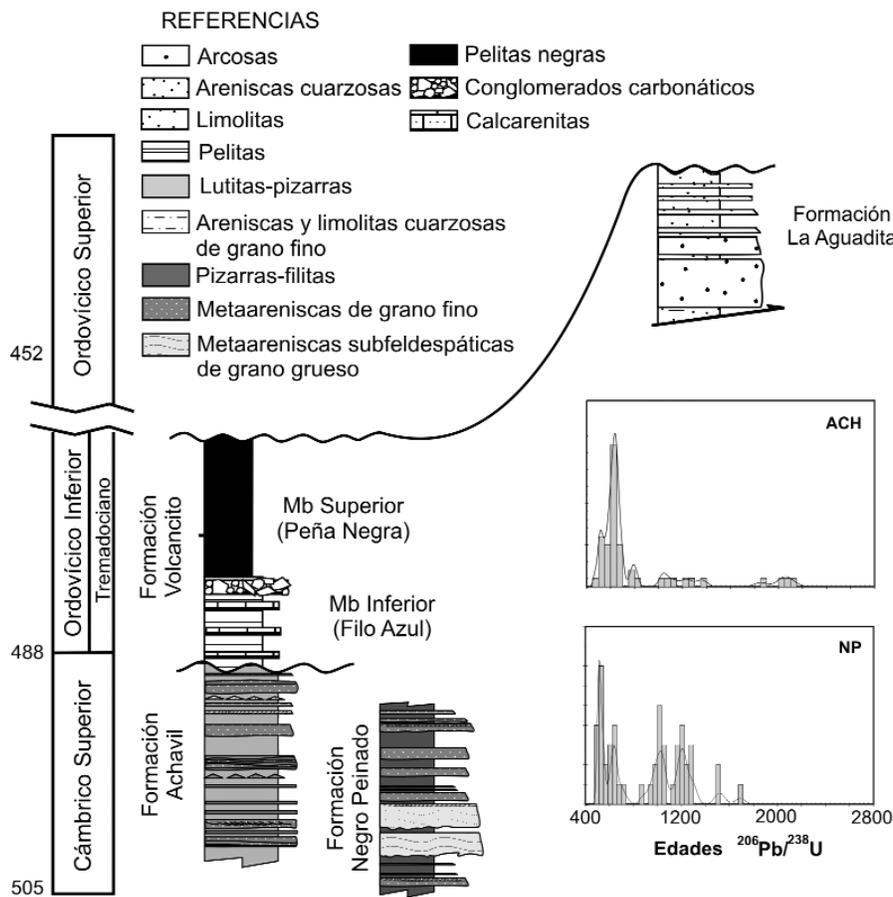


Figura 10: Columna estratigráfica de las unidades afectadas por bajo grado de metamorfismo en el Famatina Central (Modificado de Astini 2003). En el margen inferior derecho se muestran los diagramas de probabilidad acumulada con la distribución de edades U-Pb para las unidades cámbricas (Collo et al. en rev.). NP: Formación Negro Peinado; ACH: Formación Achavil.

pertenecientes al basamento brasiliano. Basados en estos resultados, es probable que durante su depositación la Formación Achavil haya tenido un área de aporte diferente a la de la Formación Negro Peinado, aunque en ambos casos se trataría de unidades sinorogénicas en relación con el ciclo Pampeano, compatibles con un antepaís periférico (Collo 2006). La falta de relaciones estratigráficas de campo entre ambas unidades impide establecer mayores precisiones al respecto. Las poblaciones establecidas para ambas unidades difieren claramente de las fuentes detríticas ordovícicas encontradas por Astini *et al.* (2003) en la Formación La Aguadita, que permitieron a dichos autores interpretarla como parte de una cuña clástica depositada en una cuenca de retroarco oclóyica con aporte de granos

con edades tremadocianas (ca. 470-480 Ma) (Astini *et al.* 2003, 2005a).

POTENCIALES CORRELACIONES DE LA FORMACIÓN ACHAVIL

La tradicional correlación entre la Formación Puncoviscana y equivalentes en el noroeste argentino y las unidades de bajo grado de metamorfismo en el Famatina ha sido realizada predominantemente en base a sus caracteres litoestratigráficos y ciertos índices geoquímicos. Todas estas unidades son consideradas parte de la cuenca Puncoviscana y generalizadas como por una monótona sucesión de secuencias turbidíticas e interpretadas como el basamento metasedentario sobre el que se apoyan las secuen-

cias cambro-ordovícicas (Rossi *et al.* 1997; Zimmermann 2005). Cabe aquí destacar que secuencias antiguas de este tipo, es decir depósitos turbidíticos afectados por metamorfismo de muy bajo grado, comprendidas entre el Precámbrico y el Cámbrico que se distribuyen mundialmente, presentan rasgos sedimentológicos, posdeposicionales y hasta geoquímicos muy similares entre sí (Frey y Robinson 1999). Esto impide que una correlación precisa pueda ser realizada en base únicamente a estos aspectos.

Para la Formación Puncoviscana la integración de datos icnológicos y estratigráficos sugiere que la misma se habría extendido probablemente desde el Ediacario hasta la parte baja del Cámbrico Inferior (Nemakitiano-Daldiniano, Mángano y Buatois 2004), dado que esta unidad es cubierta en discordancia angular por las sedimentitas del Grupo Mesón, de edad cámbrica media a superior, e intruida con anterioridad por cuerpos ígneos con edades de ca. 535 Ma (Bachmann *et al.* 1987). Análisis U-Pb (SHRIMP) sobre circones realizados para rocas de la Formación Puncoviscana, indican que la edad detrítica más joven es de ca. 580 Ma, que forma parte de una población de edades brasilianas (580-760 Ma, Lork *et al.*, 1990, Adams *et al.* 2005, Adams *et al.* 2006). Esta edad resulta consistente con el rango temporal establecido para la sedimentación de la unidad en base a los aspectos icnológicos y estratigráficos mencionados. Asimismo, en análisis U-Pb SHRIMP realizados recientemente en dos muestras procedentes de secciones pertenecientes a la Formación Puncoviscana, se habría identificado una población importante de circones detríticos de ca. 530 Ma (Miller, com. epist., 2006). Dado que los granos de esta edad no presentan redondeamiento, esta población fue interpretada como procedente de tobas ácidas. La presencia de esta población, en niveles probablemente asociados a la parte superior de la unidad, permitiría extender el intervalo de sedimentación de la Formación Puncoviscana hasta el Cámbrico Inferior alto. Esto resulta

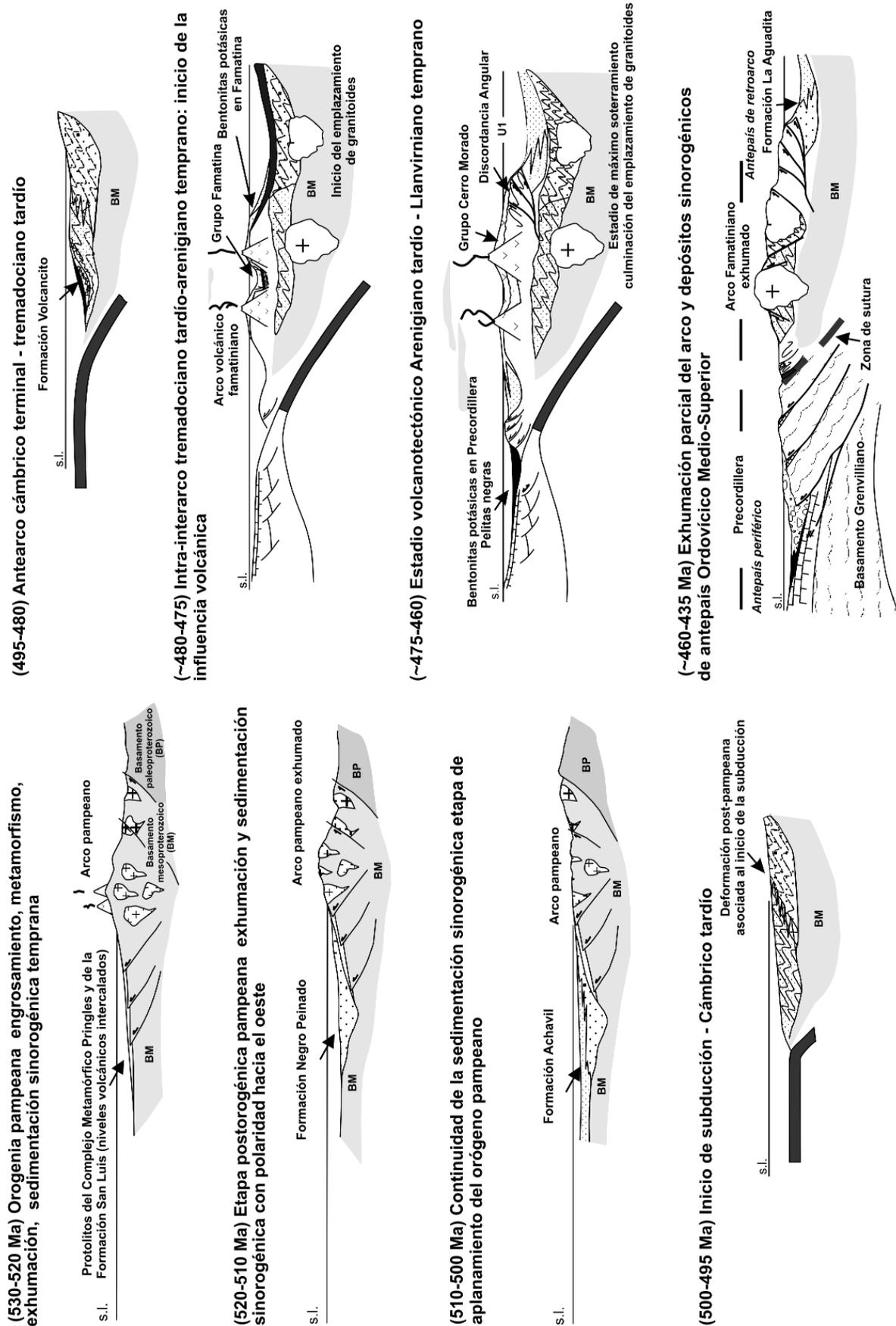


Figura 11: Esquema evolutivo propuesto para el Paleozoico Inferior del margen occidental de Gondwana (modificado de Collo 2006).

consistente con los datos de Lork *et al.* (1990) y la interpretación posterior de Moya (1998), quien define la Formación Guachos para agrupar un intervalo con escasa deformación, tectónicamente interpuesto entre la Formación Puncoviscana y el Grupo Mesón. Asimismo, constituye una evidencia más de la gran complejidad de las sucesiones atribuidas a la Formación Puncoviscana y equivalentes ya mencionada por autores como Mon y Hongn (1991), Hongn (1996), Becchio *et al.* (1999), Buatois y Mángano (2003) y Mángano y Buatois (2004), quienes consideran que la misma es susceptible de ser dividida dado que incluye diferentes litotipos, con grados metamórficos y estilos de deformación variables, y una mayor variabilidad ambiental que la tradicionalmente aceptada.

Como lo muestran las poblaciones de circones detríticos obtenidas en las secuencias de bajo grado del Famatina, las rocas de la Formación Achavil se habrían depositado en algún momento a partir de Cámbrico Medio alto (edad concordia más joven de 504 ± 16 Ma), por lo que su actual correlación con la Formación Puncoviscana y equivalentes no parece ser posible. Algo similar ocurre con las restantes unidades que componen el basamento metamórfico del Famatina, Formaciones Negro Peinado y La Aguadita, para las cuales se estableció la presencia de poblaciones de circones detríticos pampeanos y oclóyicos respectivamente (Astini *et al.* 2003; Collo *et al.* 2005b). Un sincronismo entre la parte superior de la Formación Puncoviscana y las Formaciones Achavil y Negro Peinado resulta poco probable a la luz de la evidencia actual, dado que la población atribuida al Pampeano para las unidades del Famatina (ca. 520 Ma, con granos concordantes que alcanzan los 504 Ma) es algo más joven que los 530 Ma. A esto debe agregarse que en las unidades del Famatina la población pampeana está formada por circones detríticos, a diferencia de lo que ocurriría en la Formación Puncoviscana con una población ígnea pampeana sin-sedimentaria.

A partir principalmente de los aspectos geocronológicos mencionados se deduce que las rocas metamórficas de bajo grado del Famatina no serían correlacionables con la Formación Puncoviscana. De manera similar a lo que ocurre con las unidades de bajo grado del Famatina, algunas sucesiones pertenecientes a la Formación San Luis y el Complejo Metamórfico Pringles, ambos aflorantes en las sierras de San Luis, y algunos protolitos del Complejo Metamórfico Olta, aflorante en la sierra de Chepes, consideradas anteriormente como equivalentes a la Formación Puncoviscana, presentan poblaciones de circones detríticos de edad pampeana (ca. 530-545 Ma, Sims *et al.* 1998, Söllner *et al.* 2000, Steenken *et al.* 2006). Para esquistos aflorantes en la cantera Verde en la sierra de San Luis, que comparan con la Formación San Luis, Chernicoff *et al.* (2006) mencionan para edades U/Pb SHRIMP en circones detríticos de ca. 500 Ma., sugiriendo incluso para algunas unidades de esta región una edad de sedimentación ordovícica.

Teniendo en cuenta el rango temporal que comprende la sedimentación de la Formación Achavil (Cámbrico Medio alto - Cámbrico Superior), resulta posible correlacionarla con las rocas del Grupo Mesón, depositado en el noroeste argentino en discordancia sobre las rocas deformadas y con metamorfismo de bajo grado de la Formación Puncoviscana. Aunque la edad de este grupo es relativamente incierta por la falta de indicadores bioestratigráficos, en general se acepta que se habría depositado a partir del Cámbrico Inferior alto - Cámbrico Medio (Mángano y Buatois 2004, Astini 2005). Asimismo, se sugiere una correlación entre la Formación Volcancito (Cámbrico Superior - Tremadociano Inferior, Albanesi *et al.* 2005), depositada en discordancia angular sobre la Formación Achavil, y la Formación Santa Rosita (Grupo Santa Victoria), para la cual también se estableció una edad cámbrica superior cuspidal - tremadociana inferior (Moya *et al.* 1994, Brussa *et al.* 2003, Mán-

gano y Buatois 2004).

SIGNIFICADO PALEOGEOGRÁFICO Y EVOLUTIVO

Las unidades metasedimentarias cámbricas pertenecientes a algunos complejos metamórficos de las Sierras de San Luis y Chepes fueron consideradas alternativamente como depósitos vinculados a una cuenca extensional de trasarco desarrollada entre la culminación del ciclo orogénico pampeano y el comienzo del ciclo Oclóyico (Steenken *et al.* 2004), o como depósitos de una cuenca de antepaís (Chernicoff y Ramos 2003). Estas unidades habrían sido deformadas y metamorfizadas posteriormente durante la orogénesis oclóyica en el lapso ordovícico temprano a medio (edades U/Pb en bordes de circones detríticos y monacitas entre 452 - 498 Ma; Sims *et al.* 1998, Steenken *et al.* 2006). En el caso de las rocas de la Formación Achavil, la relación respecto a las rocas suprayacentes no deformadas de la Formación Volcancito es clara, y como se mencionó anteriormente, se interpreta que el episodio deformacional que afectó a la primera habría tenido lugar con antelación al Cámbrico Superior tardío. En este caso, la misma fase diastrófica Irúyica, generadora de la discordancia entre los Grupos Mesón y Santa Victoria en el NOA (Turner 1960, Astini *et al.* 2005b) podría ser la responsable del episodio deformacional en la región del Famatina, lo que evidenciaría en tal caso la distribución regional del inicio del régimen de subducción ordovícico en el margen occidental de Gondwana. Así los depósitos sinorogénicos del ciclo Pampeano en el Famatina (Formaciones Achavil y Negro Peinado, Collo *et al.* 2005b) y los episodios deformacionales que afectaron a la Formación Achavil constituirían un estadio previo a los propuestos por Astini y Dávila (2004) para la evolución cambro-ordovícica de la región (Fig. 11), y más joven que el episodio de deformación que afectó a la Formación Puncoviscana. Considerando la

ausencia de evidencias de vulcanismo activo durante la depositación de las Formaciones Achavil y Negro Peinado y los arreglos litofaciales mencionados para estas unidades, se considera que las mismas se habrían depositado en un contexto de antepaís periférico respecto del orógeno Pampeano. Este contexto es compatible con el contexto de antepaís propuesto por Chernicoff y Ramos (2003) para algunas unidades de la sierra de San Luis. Por su parte, la Formación La Agudita, formaría parte un último estadio de evolución Ordovícica en la región del Famatina, constituyendo los depósitos sinorogénicos del ciclo oclóyico.

CONCLUSIONES

Se propone el nombre Formación Achavil (*nom. nov.*) para definir una nueva unidad, dentro del basamento leptometamórfico del Famatina. La misma se discrimina del resto de las unidades de bajo grado de metamorfismo por contrastes litológicos, icnológicos, isotópicos y mineralógicos. Su localidad tipo se define en las márgenes del río Achavil. Su límite superior está representado por la discordancia que la separa de la Formación Volcancito expuesta sobre la quebrada del río Volcancito, mientras que su base aflorante es un corrimiento de primer orden. A partir de análisis sedimentológico-estratigráficos se definen para la Formación Achavil cuatro litofacias principales y se infieren arreglos propios de ambientes más someros que los identificados comúnmente para la Formación Negro Peinado. Sobre la base de resultados isotópicos y de las relaciones estratigráficas se ubica en el intervalo Cámbrico Medio alto - Cámbrico Superior. El análisis de cuenca permite interpretarla como depósitos de antepaís periférico respecto del orógeno Pampeano. Se establece que tanto la Formación Achavil como la Formación Negro Peinado no constituyen unidades correlativas con la Formación Puncoviscana y que la deformación y metamorfismo que las afectan serían producto de un episodio más joven que el

orógeno pampeano. Para la Formación Achavil se propone además, una correlación con el Grupo Mesón aflorante en el noroeste argentino, aunque no se descarta que pueda correlacionarse con la Formación Los Guachos, una unidad diferenciada del Complejo Puncoviscana.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (62/03 SECyT-UNC), a la Agencia Nacional de Promoción de Ciencia y Tecnología (PICT-2002/07-11741 FONCYT/ANCYT) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP-CONICET 5873) que subsidian nuestros proyectos de investigación. Las discusiones constructivas con el Geol. Juan Carlos Candiani (SEGEMAR) y Federico Dávila (Universidad Nacional de Córdoba) y las revisiones de la doctora Norma Brogioni y de un revisor anónimo contribuyeron a mejorar significativamente nuestro trabajo. Este trabajo constituye aspectos parciales de la Tesis Doctoral presentada por la primera autora en la Universidad Nacional de Córdoba.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, G. 2003. The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and paleontological framework. *Geológica Acta* 1: 23-39.

Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: Su interpretación como orógeno de margen continental activo. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A55-A67, Antofagasta.

Aceñolaza, G. y Aceñolaza, F. 2000. The Cambrian System in Northwest Argentina. En Aceñolaza, G. y Peralta, S. (eds.) *Cambrian from the Southern edge*, Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Miscelánea 6: 46-50.

Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G. 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. *La*

tin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 12(2): 65-87.

Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 2000. The Pampean and Famatinian Cycles - Superposed orogenic events in West Gondwana. *The Geological Evolution of the Andes*, Sonderheft ZAG: 337-343.

Adams, C.J., Miller, H. y Toselli, A.J. 2005. Rb-Sr age of metasediments of the Puncoviscana Formation, northwest Argentina, and U-Pb detrital zircon age evidence for their provenance. *Gondwana* 12: 35, Mendoza.

Adams, C.J., Miller, H., y Toselli, A.J. 2006. Maximum age and provenance area of the Puncoviscana Fm. sediments (NW Argentina) based on detrital zircon geochronology - a pilot study. XI Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 11-14, Antofagasta.

Albanesi, G.L., Esteban, S.B., y Barnes, C.R. 1999. Conodontes del intervalo del límite Cámbrico-Ordovícico en la Formación Volcancito, Sistema de Famatina, Argentina. *Temas Geológico-Mineros ITGE* 26: 521-526.

Albanesi, G.L., Esteban, S.B., Ortega, G., Hünicken M.A. y Barnes, C.R. 2005. Bioestratigrafía y ambientes sedimentarios de las Formaciones Volcancito y Bordo Atravesado (Cámbrico Superior - Ordovícico Inferior), Sistema de Famatina, provincia de La Rioja. En Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino P.H. (eds.) *Geología de la provincia de La Rioja, Precámbrico - Paleozoico Inferior*. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8: 42-64.

Astini, R.A., 2003. The Ordovician proto Andean basins. En Benedetto, J.L., (ed.) *Ordovician fossils of Argentina*. Universidad Nacional de Córdoba p.1-74

Astini, R.A. 2005. Las sedimentitas que apoyan en no concordancia sobre el "Granito Rojo" en el Angosto de la Quesera (Cordillera Oriental, Salta): Una revisión crítica a más de 60 años de los trabajos pioneros de J. Keidel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 513-523.

Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Oclóyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23, TC4008, doi:10.1029/2003TC001620.

Astini, R.A., Dávila, F.M., Rapela, C.W., Pank-

- hurst, R.J. y Fanning, C.M. 2003. Ordovician back-arc clastic wedge in the Famatina Ranges: New ages and implications for reconstruction of the Proto-Andean Gondwana Margin, En Albanesi, G.L., Beresi, M.S. and Peralta, S.H. (eds.) Ordovician from the Argentina, Serie Correlación Geológica 17: 375-380.
- Astini, R.A., Dávila, F.M., Collo, G. y Martina, F. 2005a. La Formación La Aguadita (Ordovícico medio-superior): Su implicancia en la evolución temprana del Famatina y como parte del orógeno oclóyico en el noroeste argentino. En Dahlquist, J.A., Baldo, E.G. y Alasino P.H. (eds.) Geología de la provincia de La Rioja, Precámbrico - Paleozoico Inferior. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8: 67-84.
- Astini, R.A., Spagnuolo, C.C., Dávila, F.M. y Rapalini, A.E. 2005b. El Grupo Mesón y la discordancia Irúyica en el Noroeste Argentino: Un aporte para la discusión se su origen. 165° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 595-597, La Plata.
- Bachmann, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H. 1987. El magmatismo del Cámbrico medio-Cámbrico superior en el basamento del Noroeste Argentino: investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre granitoides de los complejos intrusivos Santa Rosa de Tastil y Cañaní. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 125-127, Tucumán.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999. El basamento paleozoico inferior del Noroeste de Argentina (23°-27°) - Metamorfismo y geocronología. En González Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J. (eds.) Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 58-72, Salta.
- Bodenbender G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias 19(1): 5-220, Córdoba.
- Bodenbender, G. 1916. El Nevado de Famatina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 21: 100-182, Córdoba.
- Bodenbender, G. 1922. El Nevado de Famatina. Anales Ministerio Agricultura., Sección Geología, Mineralogía y Minería 16(1): 1-68, Buenos Aires.
- Brussa, E.D., Toto, B.A. y Benedetto, J.L. 2003. Biostratigraphy. En: Benedetto, J.L. (es.): Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba: 75-90.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2003. Early colonization of the deep sea: Ichnologic evidence of deep-marine benthic ecology from the Early Cambrian of Northwest Argentina. *Palaios* 18: 572-581.
- CAE 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina Serie B 20: 64 p., Buenos Aires.
- Candiani, J.C., Astini, R.A., Dávila, F.M., Collo, G., Ezpeleta, M., Dahlquist, J., Alasino, P. y Martina, F. En prensa. Hojas Geológicas Famatina y Sañogasta. Programa Nacional de Cartas Geológicas.
- Chernicoff, C.J. y Ramos, V.A. 2003. El basamento de la sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(4): 511-524.
- Chernicoff, C., Santos, J., Zappettini, E. y Mc Naughton, N. 2006. Identification and zircon U-Pb SHRIMP dating of the Green Quartzschists, Southern San Luis province, Argentina. 5° SSAGI, Abstracts: 120, Montevideo.
- Clemens, K. 1992. Sedimentologie, Herkunft und geotektonische Entwicklung präkambrischer und altpaläozoischer Gesteinsserien des Sistema de Famatina in Nordwest - Argentinien, Tesis Doctoral inedita, 163 p., Munich.
- Clemens, K. y Miller, H. 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A., (eds.) Geología del Sistema de Famatina, Müncher Geologische Hefte (Reihe A Allgemeine Geologie) A19: 31-49, Munich.
- Collo, G. 2006. Caracterización petrográfica y termobarométrica de las unidades con bajo grado de metamorfismo de la región central de Famatina. Universidad Nacional de Córdoba, Tesis Doctoral inédita, 263 p. Córdoba.
- Collo, G., Do Campo, M. y Astini, R.A. 2005a. Caracterización mineralógica, microestructural e historia posdeposicional de La Formación La Aguadita, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 22 (3): 283-297.
- Collo, G., Astini, R.A., Cawood, P.A. y Buchan, C. 2005b. Preliminary detrital ages and stratigraphy for the basement in Famatina, proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana* 12: 109, Mendoza.
- Collo, G., Dávila, F.M., Candiani, J.C. y Astini, R.A. 2006. Plegamiento transversal a la deformación oclóyica en rocas pre-ordovícicas del Sistema de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(1): 112-117.
- Dávila, F.M. 2003. Transecta Estratigráfica-Estructural a los 28°30'-28°45' de Latitud sur, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja Argentina. Universidad Nacional de Córdoba, Tesis Doctoral inédita: 516 p. Córdoba.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2005. La deformación oclóyica en el Famatina y su vinculación con la estructuración del antepaís protoandino. En Dahlquist, J., Baldo, E. y Alasino, P. (eds.) Geología de la Provincia de La Rioja (Precámbrico-Paleozoico inferior), Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 8(D): 133-148.
- Dávila, F.M., Astini, R.A. y Schmidt, C.J. 2003. Unraveling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of Type 0 superposed folding. *Geology* 31(3): 275-278.
- De Alba, E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito, provincia de La Rioja: 87 pp. Servicio Geológico Nacional.
- Do Campo, M. y Ribeiro Guevara, S. 2005. Provenance análisis and tectonic setting of Late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 143-145.
- Durand, F.R., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Lech, R.G., Pérez, W.A. y Lencina, R. 1990. Geología de la sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 15-18, S.M. Tucumán.
- Durand, F.R., Aceñolaza, F.G. y Esteban, S.B. 1992. El Proterozoico superior y Cámbrico inferior metasedimentario de la región de Bordo Atravesado y extremo norte de la Sierra de Paimán, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja. Serie Correlación Geológica 9: 31-40.
- Durand, F.R., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G. y Rossi de Toselli, J.N. 1994. Evolución geológica del Sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico: Serie Monográfica y Didáctica, Facultad de Ciencias Naturales e Ins-

- tituto Miguel Lillo 14, 76 p.
- Esteban, S., Tortello, F., Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Aceñolaza, F.G. 1999. Bioestratigrafía del Paleozoico inferior del Sistema del Famatina. En Gonzalez Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) Geología del Noroeste Argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 217-223, Salta.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G. Peralta, S. y Aceñolaza G. 2003. Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 349-359.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geological Association* 75: 461-492.
- Frey, M. y Robinson, D. 1999. Low grade metamorphism. Blackwell Science: 313 p., Oxford.
- Groeber, P. 1940. Descripción geológica de la provincia de La Rioja. Aguas minerales República Argentina, Comisión Nacional Climatología y Aguas Mineral, Ministerio del Interior 6: 17-29, Buenos Aires.
- Guidotti, C.V. y Sassi, F.P. 1986. Classification and Correlation of Metamorphic Facies Series by Means of Muscovite b0 data from Low - Grade Metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 153(3): 363-380.
- Gutierrez - Marco, J.C. y Esteban, S.B. 2003. Reappraisal of the Tremadocian graptolite sequence of the Famatina System, NW Argentina. En Ortega, G. y Aceñolaza, G. (eds.) *Proceedings 7th IGC-FMSS, Serie de Correlación Geológica* 18: 39-44.
- Harrington, H. 1942. Algunas consideraciones sobre el sector norte argentino del Geosinlinal de Samfrau. *Anales Primer Congreso de Ingeniería de Minas y Geología* 2: 319-341, Santiago de Chile
- Harrington, H.J. 1957. Ordovician Formations of Argentina. En Harrington, H.J. y Leanza, A.F. (eds.) *Ordovician trilobites of Argentina*, University of Kansas Special Publication 1: 1-59.
- Hongn, F. 1996. La estructura pre-Grupo Mesón (Cámbrico) del basamento del Valle de Lerma, Provincia de Salta. 13° Congreso Geológico Argentino y 13 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 137-145, Buenos Aires.
- ISG 1994. International Stratigraphic Guide. En Amos, S. (ed.) *The Geological Society of America*, Wiley and Sons, Inc., 214 p.
- Jezeq, P., Willner, A.P., Aceñolaza, F.G. y Miller, H. 1985. The Puncoviscana trough-a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian Shield. *Geologische Rundschau* 47(3): 573-584.
- Keidel, J. 1947. El Precámbrico y el Paleozoico. *Geografía de la República Argentina I. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*: 43-304.
- Keppie, J.D. y Bahlburg, H. 1999. Puncoviscana Formation of Northwestern and Central Argentina: Passive margin or foreland basin deposits? En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, Geological Society of America Special Paper 336: 139-143.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'S), Argentina. *Revista de la Avocación Geológica Argentina* 50: 47-59.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. y 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 (prov. De Salta, Argentina). En Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (eds.) *El Ciclo Pampeano en el Noreste Argentino*, Serie Correlación Geológica 4: 199-208.
- Lozada Calderón, A.J.; McBride, S.L. y Bloom, M.S. 1994. The geology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina mining district, La Rioja province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 9-24.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 2004. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e incnología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 273-280.
- Merriman, R.J. 2002. Contrasting clay mineral assemblages in British Lower Palaeozoic slate belts: the influence of geotectonic setting. *Clay Minerals* 37: 207-219.
- Merriman, R.J. 2005. Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy* 17: 7-20.
- Merriman, R.J. y Frey, M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. En M. Frey, M. y Robinson, D. (eds.) *Low Grade Metamorphism*, Blackwell Science: 61-107. Cambridge.
- Merriman, R.J. y Peacor, D.R. 1999. Very low grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. En M. Frey y D. Robinson (eds.) *Low-Grade Metamorphism*, Blackwell Science: 10-60, Cambridge
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32°S. Lat. *Geologische Rundschau* 80(3): 745-758.
- Moya, M.C. 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(2): 219-238.
- Moya, M.C., Malanca, S., Monteros, J.A. y Cuerdo, A.J. 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental, Argentina, basada en graptolitos, *Revista Española de Paleontología* 9: 91-104.
- Myrow, P.M., Fischer, W. y Goodge, J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica, *Journal of Sedimentary Research* 72: 641-656.
- Nio, S.D. y Yang, C.S. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. y Rahmani, R.A. (eds.) *Clastic tidal sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16: 3-28.
- Ogg, J.G. 2004. Status of Divisions of the International Geologic Time Scale. *Lethaia* 3: 183-199.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, H.J., Seilacher, A. y Pflüger, F.P. 1999. Puncoviscana folded belt in the Northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic fragmentation and pre-Gondwanic collisional episodes. *Geologische Rundschau* 88: 76-97.
- Passchier, C. y Trouw, R.A.J. 1998. *Microtectonics*, Springer: 289 p. New York.
- Potter, P.E., Maynard, J.B. y Depetris P. 2005. *Mud and Mudstones. An introduction and overview*. Springer: 296 p., New York.
- Rapela, C.W. 2000. The Sierras Pampeanas of Argentina: Paleozoic building of the southern Proto-Andes. En Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., (eds.)

- Tectonic Evolution of South America. 31° International Geological Congress: 381-387, Rio de Janeiro.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Gonzalez-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83(1-2): 49-82.
- Rossi de Toselli, J.N. 1996. El basamento metamórfico del Sistema de Famatina. En Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología del Sistema del Famatina*. *Munchner Geologische Hefte*, A19: 23-30.
- Rossi, J.N., Durand, F.R., Toselli, A.J. y Sardi, F.G. 1997. Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos de basamento metamórfico de bajo grado del Sistema del Famatina, Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(4): 469-480.
- Rossi, J.N., Willner, A.P. y Toselli, A. 2002. Ordovician Metamorphism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, Northwestern Argentina. En Aceñolaza, F.G. (es.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 16: 225-242.
- Saavedra, J., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Pellitero, E., y Durand, F.R. 1998. The Early Paleozoic magmatic record of the Famatina System: a review. En Pankhurst, R.J., y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. *Geological Society, Special Publication* 142: 283-295, London.
- Schwartz, J.J. y Gromet, L.P. 2004. Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research* 129: 1-21.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y 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. y Rapela, C.W. (Eds) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. *Geological, Special Publications* 142: 259-296, London.
- Söllner, F., Brodtkorb, M.K., Miller, H., Pezzutti, N.E. y Fernández, R.R. 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1-2): 15-22.
- Stelzner, A. 1872. Brieffliche Mittheilung über seine Reise in den Provinzen Tucumán, Catamarca und La Rioja. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleotologie*, 630 p., Stuttgart.
- Steenken, A.; Wemmer, K.; López de Luchi, M. G.; Siegesmund, S. y 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.; López de Luchi, M.G.; Feri, R. y 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* 163: 965-982.
- Sureda, R.J., Omarini, R.H. y Matteini, M. 2002. La evolución del basamento en el Noroeste Argentino y sus implicancias geológicas para el Precámbrico de los Andes Centrales. 11° Congreso Peruano de Geología, CD-volumen de Presentaciones Multimedia, 13 p., Lima.
- Toselli, A.J. 1975. Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito, sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. Tesis Doctoral inédita, Facultad de ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 170 p., Córdoba.
- Toselli, A.J. 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 86-89.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 42: 77-126, Córdoba.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15C, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 100, 81 p., Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincias de Catamarca y La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 126, 106 p. Buenos Aires.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., benedetto J.L. y Borghi, P.A. 2007. The first shelly fauna from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, Sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographical implications. *Nota Paleontológica en Ameghiniana*. 44(2): 493-498.
- Zimmermann, U. 2003. Provenance study on Neoproterozoic rocks of NW Argentina: Puncoviscana Formation-first results. 10° Congreso Geológico Chileno, *Actas PAGINAS Y TOMO*, Concepción.
- 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. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Terrane Processes at the margins of Gondwana*. *Geological Society of, Special Publications* 246: 381-416, London.

Recibido: 26 de junio, 2007

Aceptado: 30 de julio, 2008