

ESTRATIGRAFÍA DE LAS ROCAS METASEDIMENTARIAS (NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO) DE LA SIERRA DE MOJOTORO, CORDILLERA ORIENTAL ARGENTINA

Pamela A. APARICIO GONZÁLEZ^{1,2}, María Cristina MOYA¹, Agnes IMPICCINI²

¹ CIUNSa-CONICET. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Geología.

Buenos Aires 177 - (4400) Salta, Argentina. pamelaaparicio@gmail.com

² CIMAr. Universidad Nacional del Comahue, Departamento de Geología y Petróleo.

Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén, Argentina.

Resumen: El presente trabajo consiste en un estudio geológico detallado de las metamorfitas (Fm Puncoviscana *s.l.* o Complejo Puncoviscana) que constituyen el núcleo estratigráfico de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. El análisis integrado de este conjunto de rocas permitió dividir la clásica Fm Puncoviscana *s.l.* o Complejo Puncoviscana en tres unidades estratigráficas, que de más antigua a joven son: las Formaciones Chachapoyas, Alto de la Sierra y Guachos. La Formación Chachapoyas aflora en el flanco occidental de la sierra; está compuesta por facies de metapelitas y metaareniscas verdosas de grano muy fino, con un clivaje dominante de plano axial. Las rocas están fuertemente plegadas y afectadas por un metamorfismo dentro del campo de la anquizona alta-epizona. La Formación Chachapoyas esta intruida por diques ácidos de una edad de 533 ± 2 Ma. La facies arenosas son del tipo cuarzosas de grano fino clasto-soportadas y las facies pelíticas están compuestas por illita y clorita. La Formación Alto de la Sierra es una unidad metaarenosa, compuesta por metavaques cuarzosas, líticas y feldespáticas, donde la característica más notable es la presencia de material volcánico-clástico, claramente identificable a través de corte delgado. Las arcillas de esta unidad son del tipo illita y escasos interestratificados de illita/esmectita. Las rocas fueron afectadas en un grado metamórfico tipo anquizona débil a intensa. La Formación Guachos constituye una secuencia heterolítica de metaarenisca-metapelita de coloraciones parda, pardo verdosas, en la cual se identificaron trazas fósiles de la icnofacies de *Nereites*. Las metaareniscas son del tipo cuarzosas donde se reconocen algunos líticos volcánicos de textura felsítica y las metapelitas están compuestas por illita, illita/clorita y clorita. Las rocas se encuentran plegadas y afectadas por un evento de deformación reconocible a escala de campo y en corte delgado. El grado de metamorfismo al cual estuvieron sujetas las rocas es dentro del campo de la anquizona intensa-epizona.

Palabras clave: Complejo Puncoviscana, Metamorfismo, Illita, Cámbrico Inferior-Medio, Cordillera Oriental.

EXTENDED ABSTRACT

The basement of Argentine Eastern Cordillera is an heterogeneous succession of siliciclastic and chemical rocks of Neoproterozoic–Early Cambrian age, identified as the “Precambrian basement” (Keidel,

1910) underlying with angular unconformity the Cambrian and Ordovician deposits of the Mesón and Santa Victoria Groups. The unit was defined as the Puncoviscana Formation (Turner, 1960) in the Santa Victoria range, and assigned to the Neoproterozoic–Cambrian (Mirre and Aceñolaza, 1972) due to the

presence of *Oldhamia*, a trace fossil of the Lower Cambrian. However, the Puncoviscana Formation *s.l.* (Aceñolaza and Aceñolaza, 2005) is often adopted to identify all the basement of Eastern Cordillera, representing a heterogeneous group of rocks affected by low-grade metamorphism.

The basement of the Mojotoro range is part of the 1a tecto-metamorphic zone, as defined by Willner (1990). They are part of a near-surface structural level in which the sedimentary characteristics and the original microfabric could be studied in detail (Fig. 1).

From structural, stratigraphic and mineralogical information, a discontinuity (fault) could be inferred, and a new Early Cambrian stratigraphic unit named the Guachos Formation (Moya, 1998) in the Mojotoro Range can be defined.

The main purpose of this contribution is to characterize the similarities and differences between the stratigraphic units of the basement in the Mojotoro Range (Lower-Middle Cambrian) in order to assess their relative stratigraphic position. The metamorphic grade was established from the cartographic material and sedimentological, petrographical and mineralogical characterization, and enabled the identification of three stratigraphic units (Fig. 1): the Chachapoyas, the Alto de la Sierra and the Guachos Formations. Satellite images and aerial photographs were used to build up a map of the studied area, with structures, lithologic contacts and sampling sites placed using GPS. The compositional studies of the field samples were carried out with a binocular magnifying lens, optic and scanning electronic microscope (SEM), and X-ray diffraction (XRD).

The Chachapoyas Formation (*nomen. novum.*) crops out in the western flank of the range (Fig. 1), and consists of shales and very fine-grained, greenish sands, with a cleavage parallel to the axial plain (Fig. 3e). Rocks are strongly folded and affected by high anchizone-epizone grade metamorphism (Fig. 6). The unit is intruded by acidic dikes, dated at 533 ± 2 Ma, showing that the Chachapoyas Formation age is older than the other units in the Mojotoro basement (Fig. 2). Sandy facies are thin and mainly composed of grain-supported quartz arenites. Clay mineralogy corresponds to illite and chlorite. Another described unit is the Alto de la Sierra Formation (*nomen. novum.*), composed by layers of purple and gray sands with parallel bedding, shales and feldspatic

metawackes (Fig. 3a-c). Volcaniclastic material is recognized in thin sections (Fig. 4a-d), and clays mineralogy corresponds to illite and interlayer illite/smectite (Fig. 7c). The unit was affected by a weak to intense anchizone metamorphic grade (Fig. 6).

A heterolithic sequence of brown to greenish brown shaly sands, with *Nereites* ichnofacies (Fig. 3f-h), was recognized as the Guachos Formation (Moya, 1998). The sandstones are mainly composed of quartz, and less proportions of volcaniclastic grains with felsitic texture (Fig. 3f-h). Shales are composed of illite, illite/chlorite and chlorite (Fig. 5b, d). The outcrops are folded and affected by a deformation event, a characteristic reflected in thin sections. The metamorphic grade corresponds to a high anchizone-epizone (Fig. 5a).

The Guachos Formation can be correlated to the volcaniclastic rocks of Rancagua area, which presents similar facies and *Nereites* ichnofauna. The Rancagua succession has been studied by different authors (Lork *et al.*, 1990; Adams *et al.*, 2008) that described several rhyolitic detrital zircons in this unit and obtained a maximum age of sedimentation of Lower-Middle Cambrian.

Finally, the fault between the Guachos Formation and the Chachapoyas Formation (Fig. 1) corresponds to a possible Neoproterozoic-Cambrian unconformity, and the acidic dikes intruded in the Chachapoyas Formation could correspond to a part of the calc-alkaline Pampean magmatic arc, defined in the Eastern Pampean ranges, with a great extension in NW Argentina, were the volcanic cover was eroded and could represent the source rock of the Alto de la Sierra and the Guachos Formations.

Keywords: Puncoviscana Complex, Metamorphism, Illite, Lower-Middle Cambrian, Eastern Cordillera.

INTRODUCCIÓN

El núcleo estratigráfico de la Cordillera Oriental argentina comprende un heterogéneo complejo de rocas metamórficas de bajo grado de edad proterozoica tardía-cámbrica temprana, muy plegadas, afectadas por metamorfismo de bajo a muy bajo grado e intruidas por cuerpos ígneos de edad cámbrica inferior. Este concepto general sintetiza una larga historia de aportes y discusiones, surgidas a partir de Keidel (1943), quien describe las rocas del basamento del centro sur de la Cordillera Oriental,

como un conjunto de pizarras, filitas y esquistos de edad precámbrica, que subyacen en marcada discordancia angular a estratos que consideró del Cámbrico (*Kambrium*; K_1 , K_2 y K_3), por estar cubiertos por depósitos fosilíferos del Tremadociano inferior.

Turner (1960) siguió el esquema estratigráfico de Keidel (1943) y dió identificación formal a las unidades involucradas: Formación Puncoviscana para las rocas clásticas expuestas en el núcleo norte de la Cordillera Oriental, al que también consideró de edad precámbrica, y Grupo Mesón para los depósitos cámbricos que lo cubren, con las formaciones Lizoite (K_1), Campanario (K_2) y Chalhualmayoc (K_3).

La edad precámbrica fue cuestionada primeramente por Mirré y Aceñolaza (1972), a partir del hallazgo de *Oldhamia* isp. Numerosas contribuciones vinculadas con el contenido paleontológico del basamento y con las edades radimétricas obtenidas de las metamorfitas que lo componen y/o de los intrusivos que lo afectan, permitieron inferir una edad ediacarana-cámbrica temprana actualmente aceptada para el núcleo estratigráfico de la región (*vide* Toselli, 1992; Becchio *et al.*, 1999; Mángano y Buatois, 2004; Hongn *et al.*, 2001; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005 y bibliografía allí citada). Este conjunto de rocas de bajo y muy bajo grado metamórfico fue considerado un término informal y se identificó como Formación Puncoviscana *s.l.* integrando un heterogéneo conjunto de rocas. Posteriormente este complejo metamórfico que aflora en el noroeste argentino fue correlacionado con las rocas de mediano y alto grado metamórfico de las sierra Pampeanas Orientales (Schwartz y Gromet, 2004; Zimmermann, 2005). Este último autor identifica a la Formación Puncoviscana *s.l.* con el nombre de Complejo Puncoviscana.

Uno de los temas más controvertidos, al presente, es la división en unidades estratigráficas del Complejo Puncoviscana. En la literatura Argentina existen numerosos aportes en los cuales se proponen diferentes nombres de unidades estratigráficas, las cuales se caracterizan por un aspecto muy semejante. Sin embargo, las definiciones de estas unidades no fueron justificadas con mapeos a detalle o estudios integrales (sedimentarios, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos, etc). Algunas de las unidades definidas en el valle de Lerma, por ejemplo, es el Grupo Lerma (Salfity *et al.*, 1975). Este grupo está integrado por las Formaciones Sancha, Las Tienditas y Volcán, posteriormente el ordenamiento estratigráfico fue modificado por Baldis y Omarini

(1984). Los autores indican que los depósitos clásticos de las formaciones Sancha y Puncoviscana son de naturaleza turbidítica y destacan la dificultad de reconocerlas si no se tiene como guía a la Formación Las Tienditas (calizas). Esta última unidad estratigráfica fue correlacionada por su similitud litológica con las calizas que afloran en la zona de Volcán, pero recientes datos geoquímicos realizados por Toselli *et al.* (2005) indican que podrían tratarse de depósitos de edades diferentes.

Estudios estructurales del Complejo Puncoviscana permitieron reconocer distintas fajas de orientación meridiana con estilos de deformación diferentes (Mon y Hongn, 1988). Estas fajas fueron asignadas a zonas tectometamórficas desarrolladas a partir de una única cuenca (Willner, 1990) o a cinturones orogénicos que evolucionaron de modo independiente (Mon y Hongn, 1996).

Una de estas fajas corresponde al cinturón Lules-Puncoviscana de Mon y Hongn (1996), o zona tectometamórfica 1a de Willner (1990), abarca los afloramientos del área de Cachi, Cuesta de Escoipe y Obispo, Amblayo y quebrada del Toro, incluyendo la sierra de Mojotoro. Esta última es el área que interesa a este trabajo y donde Sánchez, (1994) y Hongn y Moya (1993) señalaron la presencia de un basamento clástico, litológicamente heterogéneo y estructuralmente complejo, complejidad que, de acuerdo con Hongn (1996), respondería a la existencia de una discontinuidad de origen tectónico (falla) o sedimentario (discordancia). Moya (1998) consideró que tal discontinuidad estaría separando dos conjuntos clásticos y podría corresponder a una discordancia, cuyo plano estaría afectado tectónicamente. Al conjunto clástico más antiguo, lo asignó tentativamente al Proterozoico y lo identificó como integrado por las formaciones Sancha y Puncoviscana *sensu stricto*, según la definición que de estas unidades hicieran Salfity *et al.* (1975) y Turner (1960). Para identificar al conjunto más joven Moya (1998) definió la Formación Guachos, asignándola al Cámbrico Inferior a Medio, por correlación con la "*facies de turbiditas distales*" reconocida por Jêzek (1990) en el área de Cachi. En esta área, un estudio de los circones detríticos permitieron establecer una edad cámbrica (Lork *et al.*, 1990), además de la presencia de *Nereites* isp. e icnofauna asociada (Durand y Aceñolaza, 1990), esta última también presente en la Formación Guachos (Aceñolaza y Alonso, 2000; Aparicio González *et al.*, 2008, 2010;

Seilacher *et al.*, 2005).

La presencia de rocas ígneas en el basamento de la sierra de Mojotoro fue reportada por primera vez por Soto López (1969), quien describe un intrusivo granodiorítico en el faldeo norte del cerro La Candelaria. En ubicación similar, Moya (1998) identificó un dique ácido que intruye a las metapelitas referidas a la Formación Sancha (Moya, 1998). Por otro lado, Toselli y Alonso (2005) describieron rocas intrusivas en la misma área y las identificaron con el Pórfiro Granítico Mojotoro, al que consideran de probable edad pampeana. Recientemente, un análisis petrográfico y dataciones U-Pb (ICPMS) sobre circones procedentes de estos cuerpos permitieron clasificarlos como pórfidos graníticos de efectivamente edad pampeana de 533 ± 2 Ma (Aparicio González y Pimentel, 2010).

Los antecedentes señalados y los inconvenientes de identificación y correlación arriba discutidos, fijaron objetivos de trabajo destinados a identificar y delimitar cartográficamente, las unidades sedimentarias clásticas que componen el basamento de la región, a fin de determinar su posición estratigráfica relativa, establecer similitudes y/o diferencias respecto al grado de diagénesis/metamorfismo que presentan, integrando la información estratigráfica y sedimentológica, con la mineralógica, petrográfica y geoquímica. El área elegida para iniciar estos estudios se ubica inmediatamente al este de la ciudad de Salta, en el extremo sudoriental de la Cordillera Oriental y corresponde a la sierra de Mojotoro. Ésta resulta un complejo anticlinal de orientación N-S, volcado y fallado en su ala oriental y limitado al este y al oeste por los valles de Sianca y Lerma, respectivamente. El basamento allí expuesto es enteramente clástico y subyace en marcada discordancia angular a los depósitos de los grupos Mesón (Cámbrico Medio) y Santa Victoria (Cámbrico Superior-Ordovícico Superior). Las sedimentitas del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno) y del Grupo Orán (Neógeno), afloran en el sur y en el este de la sierra, respectivamente (Fig. 1).

La sierra de Mojotoro presenta una importante cobertura edáfica y vegetal. Esto hace que los perfiles estratigráficos más completos sean los descubiertos en trazados viales que atraviesan la sierra en sentido este-oeste, los que se corresponden con los principales accesos a distintos puntos del centro y norte de la sierra. Uno de ellos es la ruta nacional n° 9, en los tramos que unen El Carmen (Jujuy) con la ciudad de

Salta y ésta con Güemes. El primero de estos tramos comprende el camino de cornisa que atraviesa de este a oeste la parte norte de la sierra y luego recorre su flanco occidental, comunicando a los pueblos de La Caldera y Vaqueros con la ciudad de Salta; el tramo que comprende el camino Salta-Güemes, atraviesa la sierra a la latitud de la ciudad de Salta (Fig. 1). Las rutas provinciales n° 11 y n° 26 empalman con la ruta nacional n° 9 y atraviesan la sierra de Mojotoro en las latitudes de quebrada Gallinato y cuesta La Pedrera, respectivamente (Fig. 1). De modo similar, el trazado de la vía férrea General Belgrano entre Salta y Güemes, atraviesa la sierra por la margen norte del río Mojotoro. En base a las características litológicas y estructurales observadas en el campo y a los parámetros mineralógicos, petrográficos y geoquímicos determinados en laboratorio, se identificaron tres unidades litoestratigráficas, correspondientes a las formaciones Chachapoyas *nom. nov.*, Alto de la Sierra *nom. nov.* y Guachos (Figs. 1, 2).

METODOLOGIA DE TRABAJO

Los trabajos de campo en el basamento de la sierra de Mojotoro estuvieron destinados al mapeo de las tres unidades formacionales que lo componen, así como a la descripción y muestreo detallado de cada una de ellas. Para ello se usaron como base imágenes satelitales y fotografías aéreas a escala 1:50.000; las estructuras, contactos litológicos y puntos de muestreo se ubicaron con posicionador geográfico (GPS) y se volcaron en las poligonales que sirvieron de guía para el diseño de los afloramientos (Fig. 1).

Los estudios composicionales de las muestras extraídas en el campo se realizaron mediante lupa binocular, microscopía óptica, microscopio electrónico de barrido (SEM) y difracción de rayos X. Estos últimos fueron efectuados sobre polvo de la roca total; para ello las muestras se molieron en un molino a barras marca Micronising Mc-Crone. En las facies metapelíticas se separó la fracción <2mm, la cual previamente fue saturada y homoionizada con SrCl. Con dicha fracción se prepararon láminas orientadas, glicoladas en vapores de ethynel glycol durante 48 hs a 60°C y calcinadas a 550°C. En la preparación de las muestras se siguieron las recomendaciones de Moore y Reynolds (1997).

Los análisis de DRX sobre roca total, así como de la fracción arcilla, se realizaron en el Centro de

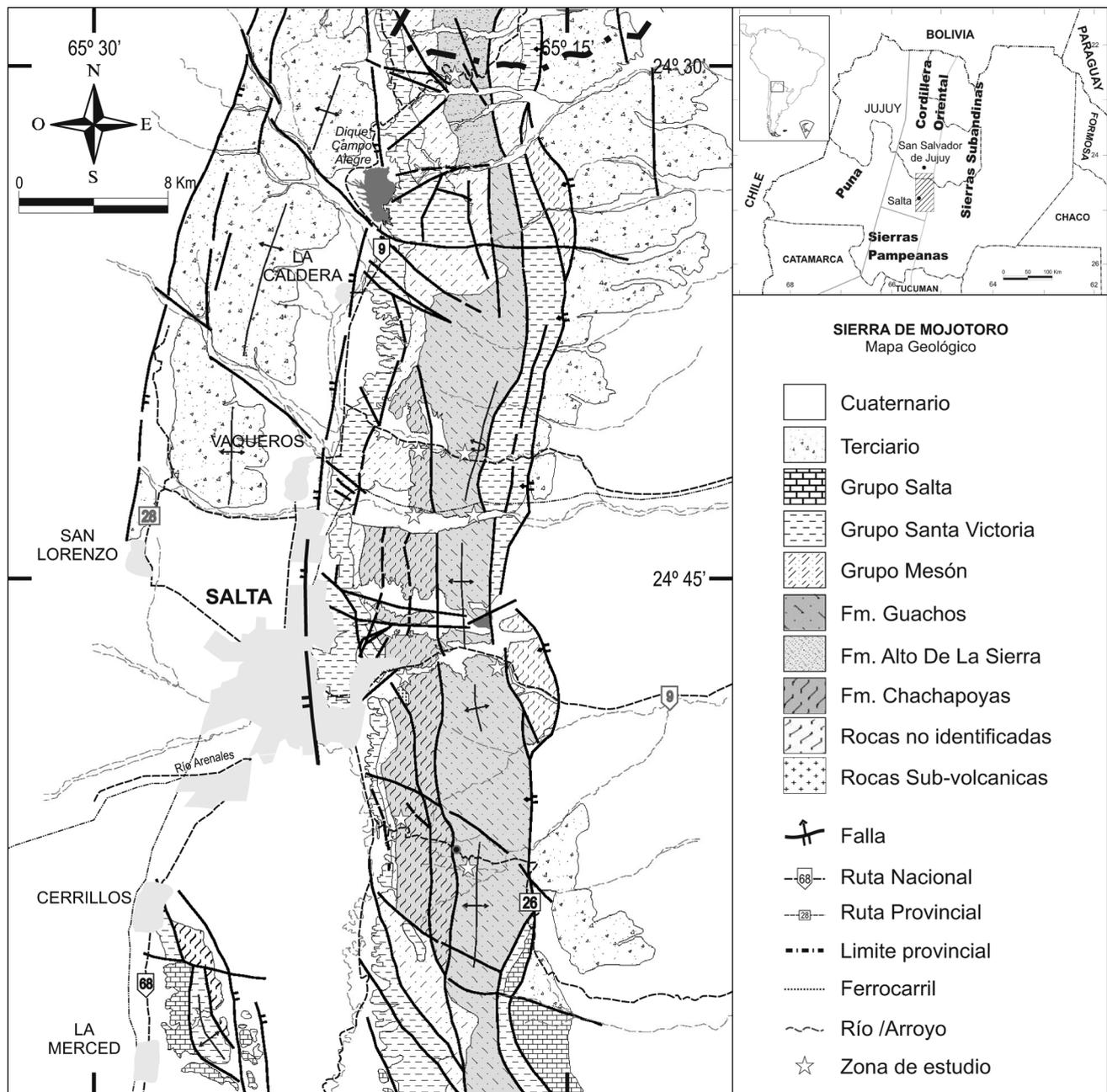


Figura 1. Mapa geológico de la sierra de Mojotoro, donde se observa la distribución de las diferentes unidades estratigráfica reconocidas (modificado de Amengual *et al.*, 1979; Moya , 1998; Barrientos Ginés, 2004).

Figure 1. Geological map of the Sierra de Mojotoro, showing the subdivision of the different stratigraphic units (modified after Amengual *et al.*, 1979; Moya, 1998; Barrientos Ginés, 2004).

Investigaciones de Minerales Arcillosos (CIMAr), Universidad Nacional del Comahue. El equipo utilizado fue un Rigaku D-Max IIC, con radiación Cu ($K\alpha = 1,5405 \text{ \AA}$), filtro de Ni. Las condiciones de barrido consistieron en 40 Kv, 20 mA, velocidad de goniómetro $2^\circ 2\theta/\text{min } 2^\circ$. Las difracciones sobre muestra total fueron realizadas desde 3° a $65^\circ 2\theta$, a $3^\circ 2\theta/\text{min}$ y en la fracción arcilla ($<2 \mu\text{m}$) sobre

agregados orientados, glicolados y calcinados se obtuvieron difractogramas desde 2° a $40^\circ 2\theta$ a $2^\circ 2\theta/\text{min}$ respectivamente.

En las fracciones menores a $<2 \text{ mm}$ también se midieron los Índices de Kubler, cuyos valores fueron corregidos según la escala estandarizada (CIS, *Cristallinity Index Standard*), definida por Warr y Rice (1994). Para realizar esta escala fue necesario

irradiar y preparar los patrones enviados por dichos autores (SW1, SW2, SW4, SW6); se siguió la misma técnica que la empleada en la preparación de las metapelitas del basamento. Con los valores de IK obtenidos en los patrones se calculó una curva de regresión para el difractorímetro Rigaku del CIMAR ($1,0316x + 0,0781$, R: 0,9945).

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

La casi totalidad de los antecedentes cartográficos disponibles de la Cordillera Oriental argentina, muestran una división bipartita de las rocas del basamento; por un lado, una entidad que comprende todas las sedimentitas y leptometamorfitas que lo componen (*Formación Puncoviscana s.l.*), y por otro, los intrusivos que las afectan. En este marco, se conoce la ubicación y diseño de los cuerpos ígneos (Kilmurray e Igarzábal, 1971; Toselli, 1992; Hongn *et al.*, 2001; Aparicio González *et al.*, 2010) y de las rocas sedimentarias carbonáticas (Porto *et al.*, 1990). Las rocas clásticas en cambio, fueron consideradas y cartografiadas en conjunto, destacándose para ellas sólo aspectos estructurales o metamórficos (Ramos, 1973; Willner, 1990; Toselli, 1990; Mon y Hongn, 1996). De allí la importancia de los trabajos de campo realizados, los que dieron como resultado la elaboración de un mapa donde se muestra la distribución de afloramientos de tres unidades litoestratigráficas de naturaleza clástica; de más antigua a joven son las formaciones Chachapoyas *nom. nov.*, Alto de la Sierra *nom. nov.* y Guachos (Figs. 1, 2).

La Formación Chachapoyas *nom. nov.*

Se identifica con este nombre al conjunto de rocas clásticas, predominantemente metapelíticas, que integran la faja occidental del basamento de la sierra de Mojotoro, desde un poco al norte del arroyo Gallinato, hasta aproximadamente la latitud de La Merced hacia el sur (Fig. 1). El nombre hace alusión al cerro Chachapoyas, cuyo flanco septentrional desciende al río Mojotoro, donde este cuerpo de roca tiene sus mejores exposiciones. La Formación Chachapoyas fue observada además en la ruta nacional n° 9, inmediatamente al este de la ciudad de Salta y en la cuesta La Pedrera (Fig. 1). En el borde occidental de las tres secciones señaladas, subyace discordantemente al Grupo Mesón (Discordancia

Tilcara) y, hacia el este, tiene contacto tectónico con la Formación Guachos.

La Formación Chachapoyas está compuesta, principalmente, por facies de metapelitas y metafangolitas laminadas, de colores verde, gris y morado. En forma esporádica, esta facies se asocia con otra de metaarenisca fina y mediana, gris y verde, la que se presenta en bancos discontinuos, aparentemente macizos (Fig. 3e). La Formación Chachapoyas se presenta muy plegada, con marcado clivaje de plano axial; esta afectación tectónica dificulta la observación de mayores atributos sedimentarios que permitan discutir sobre su probable paleoambiente de depósito.

Si bien el plegamiento también dificulta aproximar espesores reales, es claro que el conjunto tiene rumbo general NE-SO y los planos de estratificación inclinan hacia el E-SE y hacia el O-NO, con ángulos variables. De acuerdo con Hongn (1996), los planos axiales de los pliegues inclinan hacia el SE con ángulos pronunciados y el clivaje de plano axial correspondiente, tiene rumbo ENE e inclina hacia el SE.

Inmediatamente al este de la ciudad de Salta, sobre el camino Salta-Güemes (ruta nacional n° 9), la Formación Chachapoyas está intruida por diques ácidos.

La Formación Alto de la Sierra *nom. nov.*

Se identifica con esta nomenclatura, a la unidad esencialmente metaarenosa que constituye el núcleo estratigráfico del anticlinal Mojotoro, en el tramo norte de la estructura. El nombre alude al portal del camino de cornisa (ruta n° 9) que atraviesa la sierra y se dirige al El Carmen (Fig. 1); ésta es la sección donde la Formación Alto de la Sierra tiene sus mejores exposiciones. Allí, la unidad aflora en forma más o menos continua, desde 5 km al este del Alto de la Sierra en el flanco occidental del anticlinal, hasta el Abra de Santa Laura, en el flanco oriental (Fig. 1). Los depósitos se disponen como un conjunto que buza hacia el NE con ángulos pronunciados a intermedios, desarrollando un espesor aproximado de 300 m.

En el flanco occidental de la estructura, la Formación Alto de la Sierra subyace en discordancia de ángulo al Grupo Mesón (Discordancia Tilcara) (Fig. 1), en tanto que en el flanco oriental, el contacto entre ambos es tectónico (Fig. 1).

La Formación Alto de la Sierra está compuesta por metavaques, gruesamente estratificados, y escasos y delgados intervalos de metalimolitas y metafangolitas laminadas (Fig. 2). Como se verá al tratar los aspectos petrográficos de los depósitos, el rasgo más notable de esta unidad es el material volcánoclastico que contienen las metavaques, entre los que se distinguen dos conjuntos; uno de color gris rojizo, violáceo y morado y otro, de color gris medio.

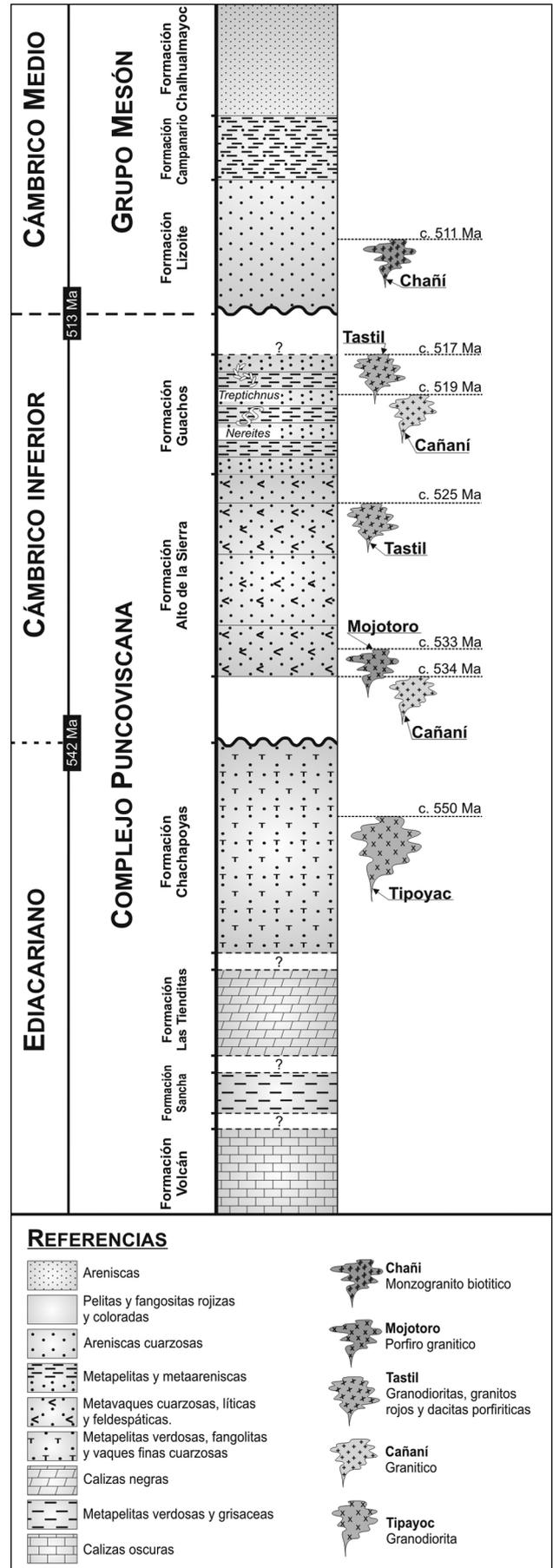
La facies de metavaque gris rojiza, violácea o morada se dispone en bancos tabulares gruesos y muy gruesos, macizos. Los depósitos de esta facies subyacen discordantemente al Grupo Mesón en el extremo occidental de la sección tipo; se presentan muy alterados y están atravesados por numerosas venas de cuarzo (Fig. 3a). La facies de metapelita asociada, se dispone en escasos y aislados intervalos de 0,10 - 0,40 m de espesor y desarrolla clivaje de crenulación (Fig. 3b).

La facies de metavaque gris presenta términos de grano grueso, mediano y fino; los de grano fino se disponen en bancos aparentemente macizos, de 0,50 - 0,70 m de espesor, con estratificación bien marcada (Fig. 3c). Los metavaques de grano grueso y mediano son menos frecuentes; se presentan en bancos más delgados, con laminación plana horizontal de alto régimen, óndulas de corriente en el techo y desarrollo de gradación positiva; en algunos casos, gradan a una facies heterolítica de metaarenisca-metapelita que se dispone en ritmos de 0,03 - 0,05 m de espesor (Fig. 3d).

La asociación de metavaques macizos y gradados, gruesamente estratificados, estaría indicando condiciones de rápida acumulación e importante disponibilidad de material. Éstas serían similares a las imperantes en un ámbito de gradiente pronunciado y espacio confinado, como el de canales submarinos, donde se desarrollan procesos gravitacionales que desencadenan, entre otros, flujos de granos y flujos fluidizados (Selley, 2000), cuyos productos son semejantes a los aquí descritos. La facies heterolítica

Figura 2. Columna estratigráfica sintética donde se muestra la relación estratigráfica de las diferentes unidades definidas en la Cordillera Oriental y las dataciones de los principales intrusivos.

Figure 2. Synthetic stratigraphic column showing the stratigraphic relationship of the different units defined in the Eastern Cordillera and the ages of the main intrusive rocks.



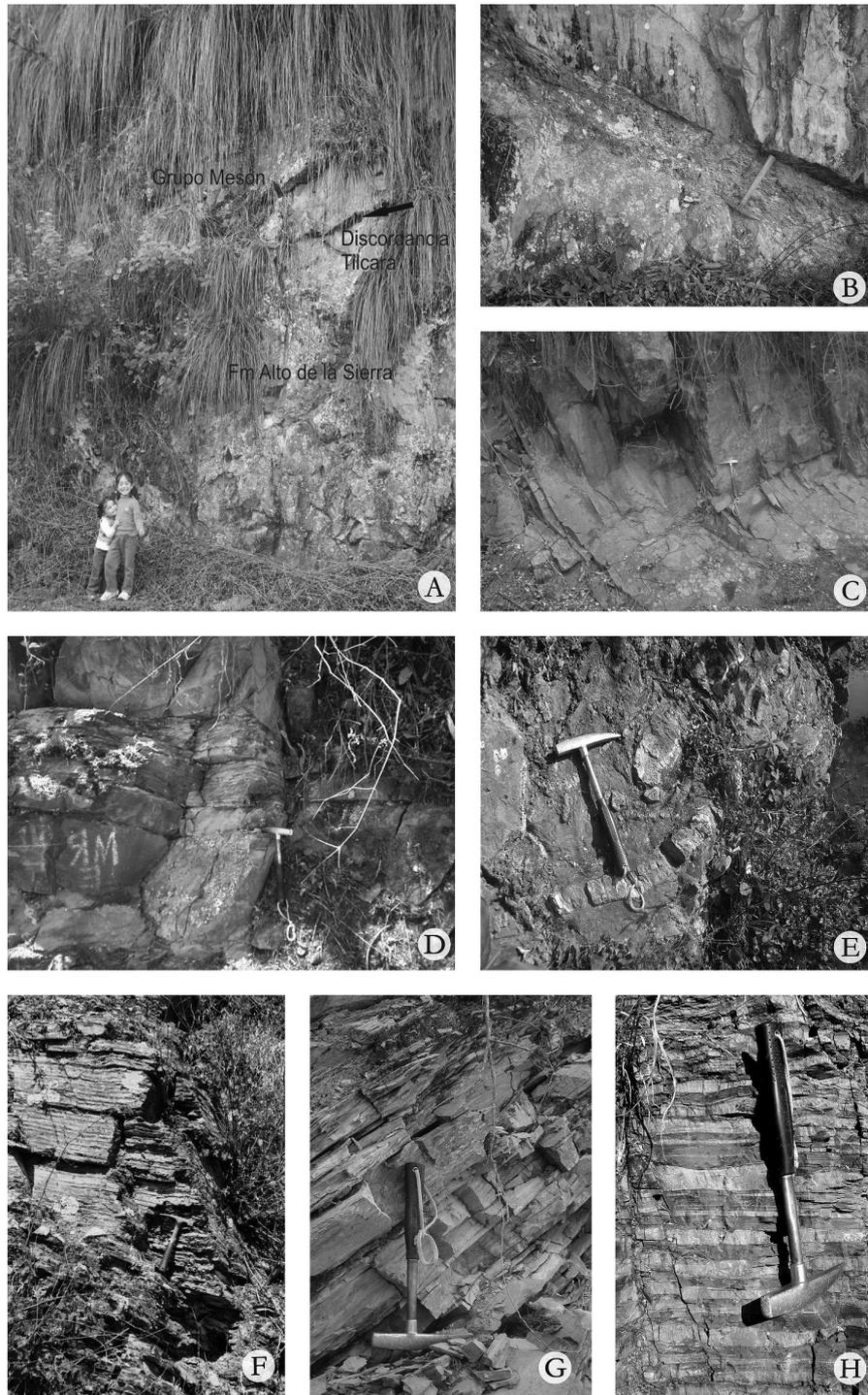


Figura 3. a) Discordancia Tilcara que separa la Formación Alto de la Sierra del Grupo Mesón. b) Metaareniscas y metapelitas interestratificadas de la Formación Alto de la Sierra. c) Metaareniscas grises muy bien estratificadas de la Formación Alto de la Sierra. d) Bancos de metaareniscas laminadas con ondulitas asimétricas en el techo que intercalan con facies heterolíticas (Formación Alto de la Sierra). e) Bancos de metaareniscas de grano muy fino color verdoso (Formación Chachapoyas) que subyacen al Grupo Mesón en el perfil del río Mojotoro. f, g, h) Facies heterolíticas de la Formación Guachos en el perfil ruta n°9 Salta-Güemes y en la Pedrera.

Figure 3. a) Tilcaric angular unconformity between the Alto de la Sierra Formation and the Meson Group. b) Interbedded metasandstone and metapelite deposits (Alto de la Sierra Formation). c) gray sandstone of the Alto de la Sierra Formation d) Laminated gray sandstone with asymmetric ripples on the top of heterolithic facies (Alto de la Sierra Formation). e) Fine-grained, greenish, sandstones, underlying the Mesón Group in the Mojotoro river section (Chachapoyas Formation). f, g, h) Interbedded sandstone and mudstone deposits in the Guachos Formation.

respondería al ingreso de flujos menos efectivos, en tanto que la facies de metapelita laminada representaría lapsos de sedimentación normal por decantación, en un ambiente con baja energía. En base a esto, se interpreta que la Formación Alto de la Sierra representa una sucesión esencialmente arenosa, que se habría acumulado en canales y lóbulos, en la parte intermedia de un sistema de abanico submarino.

La Formación Guachos (Moya, 1998)

Esta unidad comprende una espesa y monótona sucesión de ritmitas de grano fino, que constituye la faja oriental del basamento de la sierra de Mojotoro, en sus tramos central y austral (Fig. 1). Los límites de esta faja son tectónicos; al oeste, con la Formación Chachapoyas y al este, con depósitos del Paleozoico inferior, principalmente ordovícicos (Fig. 1). La Formación Guachos se dispone monoclinamente buzando hacia el NO y tiene un espesor aproximado de 2.000 metros.

Las mejores exposiciones de la Formación Guachos se observan en la ruta n° 26, que atraviesa la sierra de Mojotoro a la latitud de la estancia La Quesera (Fig. 1), permitiendo recorrer la cuesta de La Pedrera y acceder a las canteras La Quesera y Guachos; esta última, perfil tipo de la unidad (Moya, 1998). Otros afloramientos analizados corresponden a las secciones ubicadas en la quebrada Gallinato, en el río Mojotoro y en la ruta nacional n° 9 (tramo Salta-Güemes), 11 km al este de la ciudad de Salta (Fig. 1).

La Formación Guachos comprende una sucesión de delgadas secuencias rítmicas, compuestas por facies de metaarenisca y de metapelita (Figs. 2, 3f, g). La facies de metaarenisca está representada, principalmente, por metaareniscas cuarzosas de grano fino y muy fino, color gris, gris verdoso y pardo verdoso y, en menor proporción, por metaareniscas cuarzo-micáceas de grano mediano y color pardo amarillento. Esta última se presenta en bancos tabulares gruesos, generalmente macizos. La facies de grano fino y muy fino se dispone en capas de 0,5-7 cm de espesor, con base erosiva (ocasionalmente con calcos de flujo o de carga de pequeño tamaño), estratificación tabular y notable persistencia en la continuidad lateral de los estratos; éstos son macizos o presentan gradación positiva, laminación horizontal de alto régimen, cruzada, de ondulitas

escalonadas (*climbing ripples*) y convoluta.

La facies de metapelita está representada por metalimolitas, metafangolitas y metaarcilitas de colores verde, gris verdoso y pardo grisáceo oscuros; esta facies integra intervalos interlaminados de 0,5 - 3 cm de espesor, que se asocian con los bancos de metaarenisca para formar pares o ritmos heterolíticos, de base nítida y erosiva, con un término metapsamítico que grada a otro metapelítico con laminación paralela. La facies de metapelita raramente se presenta aislada; cuando esto ocurre conforma paquetes de metapelitas laminada de espesor variable, que inicia o culmina ciclos grano y estratocrecientes o grano y estratodecipientes, respectivamente (Fig. 3h).

Una de las características más notables de la Formación Guachos es su contenido en trazas fósiles. En el área tipo de esta formación, se identificaron los icnogéneros *Treptichnus*, *Helminthoidichnites*, *Helminthopsis* y *Nereites*. El icnogénero *Treptichnus* corresponde a excavaciones tridimensionales que evidencian estrategias de pastoreo; precisamente, la primera aparición de una de las especies de este icnogénero -*Treptichnus pedum*- constituye el bioevento formalmente aceptado como indicador de la base del Cámbrico. La Formación Guachos en su perfil tipo aportó la icnofauna mencionada por Aceñolaza y Alonso (2000), quienes citan *Helminthopsis* isp., *Nereites* isp., *Cochlichnus* isp., *Neonereites uniserialis*, *Corophiodes* isp., cf. *Dendrotichnium* isp., *Gordia marina* y *Planolites* isp. Para la misma área, Seilacher *et al.* (2005) describen cf. *Treptichnus pedum*, *Curvolithus* isp., *Heliochone* isp., *Psammichnites saltensis*, *Psammichnites* isp. cf. *P. gigas* y *Tasmanadia cachii*.

Al definir la Formación Guachos, asignándola al Cámbrico, Moya (1998) estableció una correlación entre estos depósitos y los correspondientes a la "facies de turbiditas distales" descrita e ilustrada por Jézek (1990) en el área de Cachi, en base a la identidad entre las facies y al contenido paleontológico en ambas sucesiones.

Los depósitos de la Formación Guachos fueron analizados por Buatois y Mángano (2004), quienes también los vinculan genéticamente con corrientes de turbidez, aunque interpretan a éstas como generadas por tempestades. Indican para los depósitos, un paleoambiente marino somero, inmediatamente por encima y por debajo del nivel de base de olas de tormenta, debido a la presencia de capas de

metaarenisca con laminación de flujos combinados (*combined-flow-ripple lamination*). Poco después, Seilacher *et al.* (2005) señalaron que las facies de la Formación Guachos sugieren una génesis a partir de corrientes turbidíticas distales, en un ámbito cercano al quiebre del talud, más que en un ambiente de cuenca profunda.

De acuerdo a lo analizado en el presente trabajo, los pares o ritmos que componen los depósitos de la Formación Guachos, están formados por asociaciones de facies de metaareniscas y de metapelitas, cuyo arreglo se ajusta al descrito por Walker (1992) para las “*turbiditas clásicas*” finamente estratificadas y por Brigde y Demicco (2008) para las “*turbiditas distales*”; éstas serían las únicas en las que se aplica la secuencia de Bouma. En la Formación Guachos la gran mayoría de los ritmos están compuestos por facies que tipifican las divisiones B, C y D o sólo C y D de Bouma. De acuerdo con Brigde y Demicco (2008), las laminaciones convoluta y de ondulitas escalonadas, son estructuras que típicamente se presentan asociadas en metaareniscas de grano muy fino depositadas por corrientes de turbidez o por crecidas fluviales. De hecho, definen la división C de las “*turbiditas clásicas*” de Walker (1992), quien señala que su presencia indica una alta tasa de sedimentación por suspensión. Precisamente, la deformación que implica la laminación convoluta, se la señala como sincrónica con el depósito, debido a la deshidratación del sedimento, en respuesta a una rápida acumulación de material, que eleva la presión de los fluidos intersticiales (Selley, 2000).

Sin embargo, lo apuntado por Buatois y Mángano (2004) es igualmente válido, toda vez que las olas de tormenta inundan y erosionan las costas y retornan al mar como corrientes geostróficas, en las que se combinan flujos unidireccionales y oscilatorios. La injerencia de estos últimos está limitada al nivel de base de olas de tormenta, dado que por desaceleración, pérdida de carga y aumento de fluidez, entre otros procesos, esas corrientes se convierten en flujos turbidíticos unidireccionales. En consecuencia, las estructuras generadas por flujos combinados, como las señaladas por los autores de referencia, se desarrollan por encima del nivel de base de olas de tormenta, que en los océanos actuales se ubica a profundidades variables: 20 m promedio en las costas atlánticas y más de 100 m en plataformas abiertas del Pacífico.

Por lo antedicho cabe la posibilidad de que no

toda la Formación Guachos haya evolucionado en un sistema de abanico submarino. Se aclara, sin embargo, que se considera poco conveniente ajustar una interpretación paleoambiental en base sólo a estructuras sedimentarias, que si bien son frecuentes en depósitos genéticamente vinculados con eventos de tormenta, tal relación no es excluyente. En efecto, Mutti *et al.* (2001) señalaron estructuras generadas a partir de flujos oscilatorios o combinados, originados por el ingreso de flujos hiperpícnicos e hiperconcentrados en sistemas fluvio-deltaicos dominados por avenidas fluviales. De modo similar, Lamb *et al.* (2008) analizaron una sucesión de prodelta que comprende depósitos de flujos combinados que ensamblan lateralmente con otros de flujos unidireccionales; estos últimos, con un ordenamiento de facies que refleja parcial o totalmente la secuencia de Bouma.

PETROGRAFIA

Formación Chachapoyas

Las metaareniscas se caracterizan por su composición cuarzosa y por presentar una textura clasto-soportada, moderadamente seleccionada. En general la matriz es escasa, aproximadamente un 5% y está compuesta por filosilicatos y cuarzo de grano muy fino. Los clastos de cuarzo en su mayoría son del tipo monocristalino, subangulares, con extinción ondulosa y se encuentran en contactos cóncavo-convexos y suturados, con bordes muy difusos. También se identificaron algunos contactos planos entre los granos de cuarzo, producto de sobrecrecimiento del mismo mineral en continuidad óptica. Son muy comunes los fenómenos de reacción entre los granos de cuarzo con la matriz. El cuarzo policristalino es muy escaso, al igual que las plagioclasas. Estas últimas son ácidas y tienen maclas polisintéticas. Como accesorios se reconocen piritas, óxidos de Fe y circones milimétricos redondeados. Se identificaron venas de cuarzo y de carbonatos. Estas últimas se presentan como precipitados modernos sobre las venas de cuarzo. Los filosilicatos identificados son cloritas milimétricas que conforman la escasa matriz de estas metaareniscas.

Formación Alto de la Sierra

Las metaareniscas estudiadas corresponden a

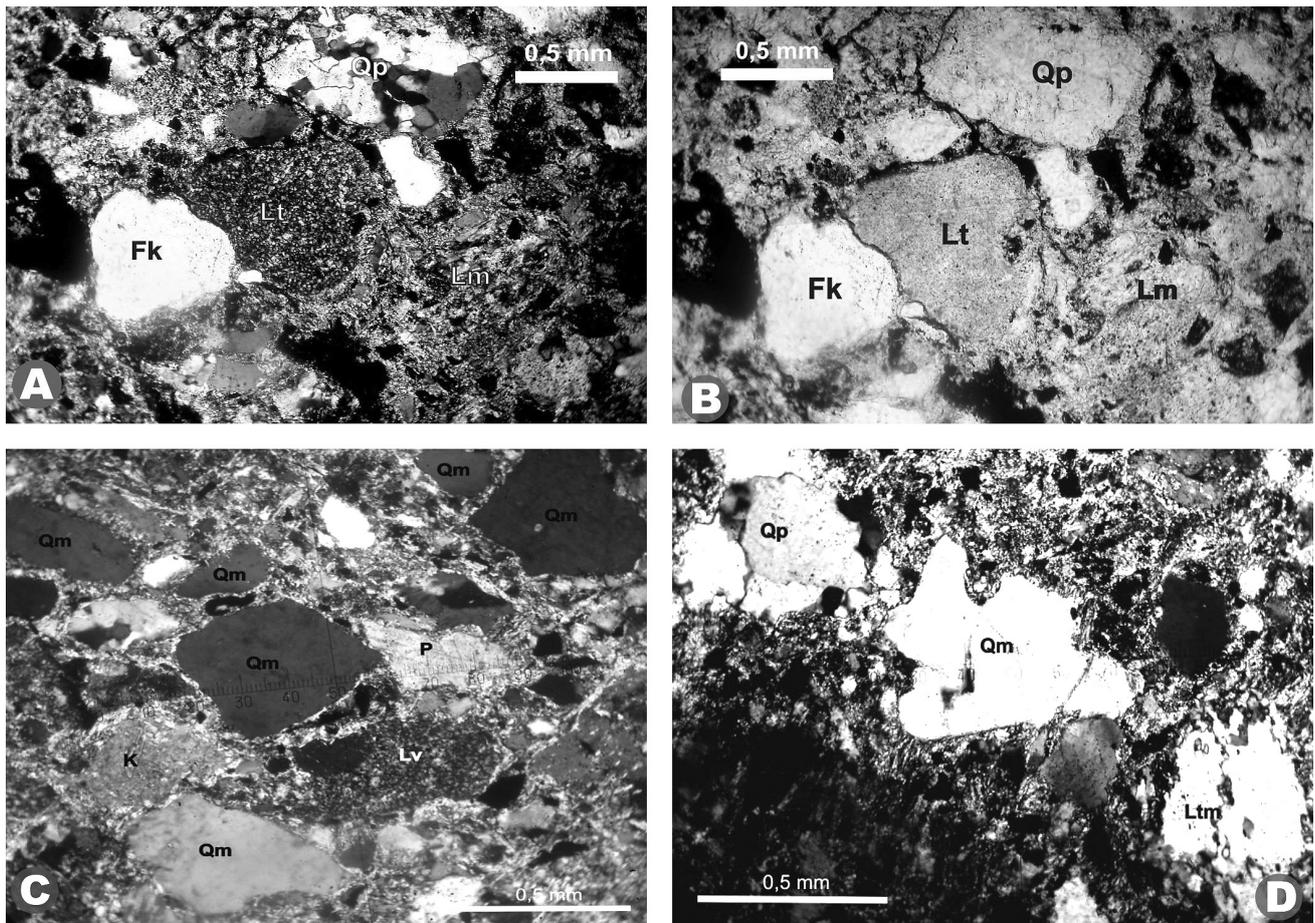


Figura 4. a, b) Microfotografía con nicoles cruzados y paralelos, respectivamente, de una metavaque de la Formación Alto de la Sierra. Se observa un clasto tipo chert (Lt), un cuarzo policristalino (Qp) y feldespatos potásicos (FK). c) Microfotografía con nicoles cruzados de una metavaque de la Formación Alto de la Sierra donde se reconocen clastos de cuarzo euhedrales (Qm), un litoclasto volcánico ácido de textura felsítica (Lv), feldespatos potásicos (FK) y plagioclasa (P). d) Microfotografía con nicoles cruzados de una metavaque de la Formación Alto de la Sierra. Se observa un clasto de cuarzo engolfado típico de origen volcánico (Qm), un cuarzo policristalino (Qp) y un lítico metamórfico (Lm).

Figure 4. a, b) Photomicrographs of the Alto de la Sierra Formation (crossed nicols and plane polarized) General view of metawacke, showing polycrystalline quartz (Qp), sedimentary lithic (Ls) and potassium feldspars (FK). c) Photomicrograph of the Alto de la Sierra Formation metawacke (crossed nicols), showing polycrystalline and monocrystalline quartz (Qm), volcanic lithic fragments (Lv), feldspars (potassium FK and plagioclase P) and sedimentary lithic fragment (Ls). d) Photomicrograph of the Alto de la Sierra Formation metawacke (crossed nicols), showing monocrystalline quartz with embayments (Qm), polycrystalline quartz (Qp) and metamorphic lithic fragment (Lm).

metavaques cuarzosos, líticos y feldespáticos (Folk *et al.*, 1970), en general de grano medio a fino. En la base de la Formación Alto de la Sierra dominan los metavaques líticos de color morado, mientras que en el techo son más abundantes los metavaques cuarzosos y feldespáticos de colores grisáceos, con un 80 % del cuarzo total de tipo monocristalino de extinción recta. Las rocas presentan una textura seriada debido a los procesos de sedimentación y facturación de clastos por deformación; con evidencias de metamorfismo sobrepuesto. La matriz de las metaareniscas es

abundante, mayor a un 15% (Fig. 4a-d), siendo muy común la presencia de pseudomatrix producto de la deformación y alteración de líticos volcánicos. El cemento es argílico, silíceo, en menor proporción carbonático y ferruginoso. Este último se reconoce en los metavaques de la base de la Formación Alto de la Sierra. Otra característica común de este grupo de rocas son los bordes de reacción entre clastos y matriz, los procesos disolución y facturación por presión.

Las características de los componentes detríticos

de las rocas son las siguientes:

Cuarzo: Se observaron individuos mono y policristalinos, de distintos tamaños desde arena mediana hasta limo. El cuarzo monocristalino es el dominante y se presenta con extinción relámpago y ondulosa (Figs. 4c, 5a). El cuarzo de extinción relámpago es límpido e idiomorfo libre de inclusiones y con aspecto fresco, en algunas muestras se identificaron clastos de cuarzo de 0,5 mm con engolfamientos y bahías típicas del cuarzo de origen volcánico (Figs. 4d, 5a). El cuarzo de extinción ondulosa presenta vacuolas o trenes de inclusiones globulares, también, se reconocen fracturas en las cuales cristalizaron sílice o minerales arcillosos, pero el cuarzo monocristalino límpido de extinción tipo relámpago es el dominante. Los cuarzos policristalinos conforman mosaicos de cristales con contactos suturados, y otros con contactos cóncavo-convexo, de 0,4 a 0,5 mm (Figs. 4a, 5a).

Feldespatos: Se identificaron plagioclasas (P) y feldespatos alcalinos (FK), estos últimos se caracterizan por presentar menor birrefringencia e índice de refracción. Se identificó principalmente plagioclasa sódica con su macla característica, feldespato potásico de tipo ortosa y sanidina. En los metavaques cuarzosos y feldespáticos domina la plagioclasa sódica, de forma tabular, a veces deformada, con maclado polisintético. El feldespato potásico es más abundante en los metavaques líticos. En general se observa subredondeado a redondeado la mayoría muy alterado a arcillas y otros con maclas tipo Carlsbad (Fig. 4a-c).

Clastos líticos: Aparte de los individuos policristalinos cuarzosos, aparecen fragmentos metamórficos y volcánicos. Los líticos metasedimentarios (Ls) incluyen metapelitas, chert, metamórficos (Lm) como filitas y esquistos y líticos metavolcánicos (Lv) muy bien preservados. Estos últimos se encuentran en dos variedades, por un lado los más abundantes son de tipo ácido con textura felsítica y que se reconocen a escala de microscopio óptico y barrido (SEM) (Figs. 4a-c, 5a). La otra variedad corresponde a líticos de menor tamaño, deformados y alterados, compuestos por microfenocristales de plagioclasas inmersos en una pasta de opacos procedentes probablemente de rocas volcánicas mesosilícicas o básicas. Los líticos de cuarzo microcristalino, con

cristales $< 1 \mu\text{m}$ (chert) son los más abundantes y es difícil diferenciar si su origen es sedimentario o se trata de rocas volcánicas silicificadas. En los casos en los que se reconoce la presencia de feldespatos se puede establecer con claridad su origen volcánico (Dickinson, 1970). También en menor proporción se reconocen clastos compuestos por una masa de cuarzo con intercrecimiento de plagioclasas similares a fragmentos de granofiros.

Accesorios: Son comunes los clastos de micas blancas deformadas y también se observó clorita pleocroica milimétrica y clastos de mica blanca intercrecida con clorita, las cuales presentan internamente restos de óxido de hierro. La clorita es tabular, verde pleocroica con birrefringencia baja, similar al clinocloro ferroso. Como otros accesorios se observan turmalina, rutilo, epidoto, circón y opacos. El epidoto asociado a clorita se considera un producto de alteración hidrotermal, observaciones similares fueron realizadas en muestras de otros sectores del basamento de la Cordillera Oriental argentina (Zimmermann, 2005).

Formación Guachos

En esta unidad estratigráfica las facies metaarenosas se encuentran subordinadas, en general se reconocieron metaareniscas cuarzosas de grano fino a medio. Por los procesos de metamorfismo y deformación la descripción y caracterización de componentes resultó más compleja que para la Formación Alto de la Sierra.

Las rocas identificadas en este conjunto son metaareniscas de grano mediano, muy fino y metalimolitas, en general con escasa matriz; en algunas muestras se observa claramente gradación positiva. Por otro lado, se observan alternancias de metalimolitas y metaarcilitas en paquetes de 0,1 a 1 mm, representando depósitos de colas de flujos menores diluidos. Las láminas claras están constituidas por cuarzo, feldespato, líticos, opacos milimétricos y las láminas oscuras son principalmente filosilicatos.

En las metaareniscas de grano muy fino, el cuarzo es el mineral dominante y constituye más del 90% de la roca, en general de extinción ondulosa y recta. Debido a los fenómenos de recristalización, crecimiento autigénico en continuidad y al tamaño de grano, no puede apreciarse con seguridad la redondez

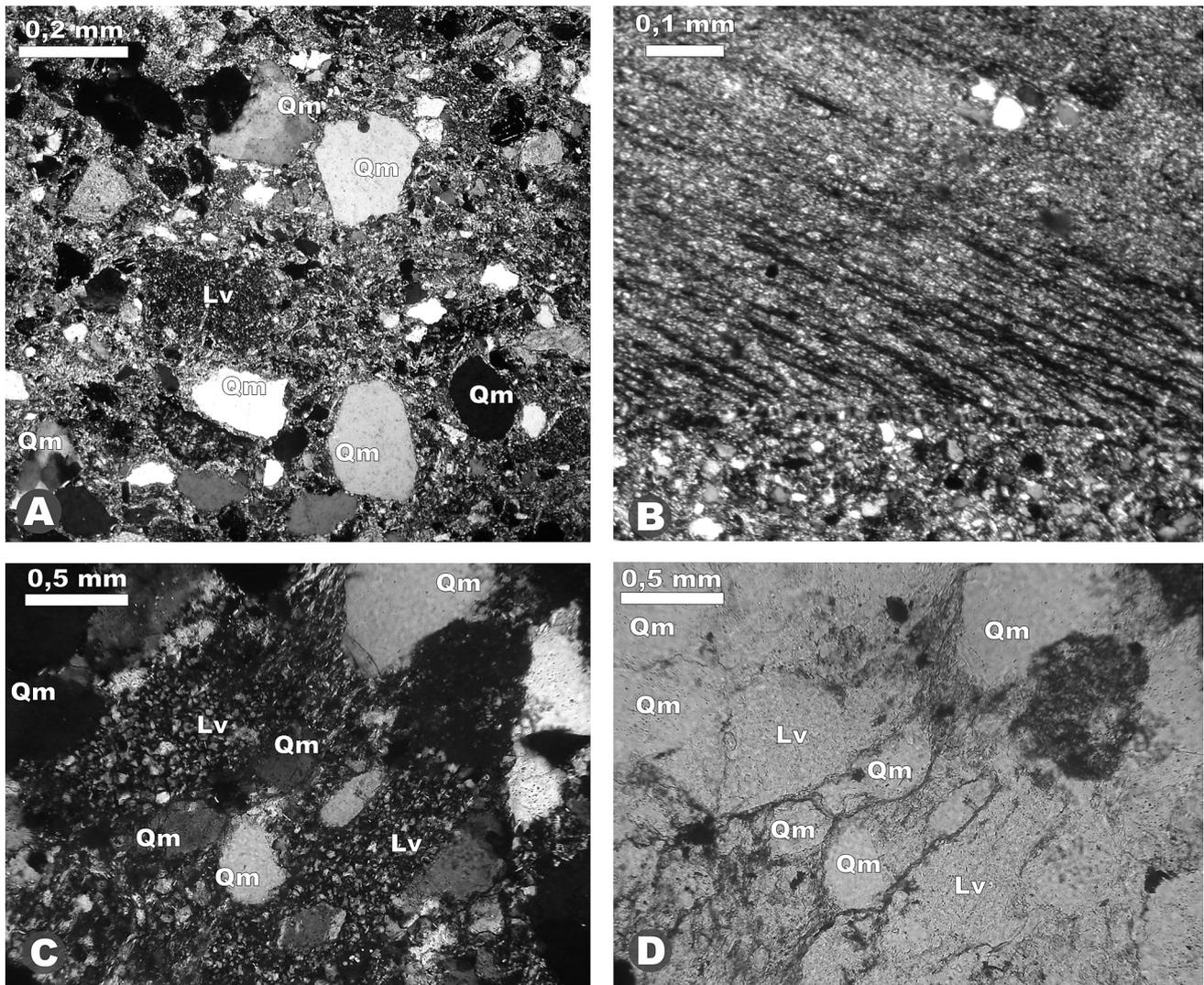


Figura 5. a) Microfotografía con nicoles cruzados de una metavaque de la Formación Alto de la Sierra donde se reconocen clastos de cuarzo subhedral de extinción recta (Qm), algunos con engolfamientos (en el centro) y otros de extinción ondulosa (abajo izquierda) y litoclastos volcánicos ácidos de textura felsítica (Lv). b) Fotomicrografía de la Formación Guachos, sección La Pedrera. Interlaminaciones en la facies de metapelita; bandas claras de minerales félsicos y bandas oscuras de filosilicatos. c, d) Microfotografía con nicoles cruzados y paralelos, respectivamente, de una metaarenisca de la Formación Guachos. Se observan líticos deformados tipos chert (Lt), líticos volcánicos ácidos (Lv) y cuarzo (Qm).

Figure 5. a) Photomicrograph of a metawacke of the Alto de la Sierra Formation (crossed nicols) showing monocrystalline quartz (Qm), some of them with embayments and volcanic lithic fragments (Lv). b) Photomicrograph of the mudstone facies of the Guachos Formation; light bands represent felsic minerals and dark bands are composed of phyllosilicates. c, d) Photomicrographs of a metawacke of the Guachos Formation (crossed nicols and plane polarized) showing chert fragments (Lt), volcanic lithic fragments (Lv) and monocrystalline quartz (Qm).

de los clastos. La plagioclasa domina por encima del feldespato potásico, se encuentra fracturada con bordes irregulares y maclas polisintéticas. Los líticos son escasos en general, se trata de microcuarzo policristalino tipo chert. La matriz está conformada por filosilicatos, micas blancas y cloritas. Las cloritas milimétricas rodean a los clastos de cuarzo y plagioclasa. También se observan mezclas de mica

blanca-clorita orientadas siguiendo los planos de clivaje. Como accesorios son comunes los clastos de pirita, circón y opacos.

A partir de las descripciones de campo y las observaciones petrográficas de cortes delgados orientados, se logró determinar la existencia de dos foliaciones en las rocas de la Formación Guachos. La primera se corresponde con la estratificación primaria

de las rocas (S0) que coincide con la sedimentación primaria y es evidente en las estructuras sedimentarias tipo laminación, gradaciones positivas. El S0 se dispone con rumbo NE-SW. Al S0 se le sobreimpone una foliación secundaria S1 que tiene la misma orientación subparalela a la anterior. Se asocia a un evento de deformación de las rocas, que es evidente en los afloramientos como un clivaje de fractura y petrográficamente se reconoce en la orientación de los filosilcatos neoformados, que desarrollan un clivaje continuo de tipo pizarreño, ubicándose entre los cristaloclastos y definiendo una foliación metamórfica (Fig. 5b).

Las metaareniscas cuarzosas de grano mediano son muy escasas. En general tienen una textura seriada que responde a los procesos de sedimentación y también de fracturación de los granos debido a la deformación. Los clastos de cuarzo de extinción relámpago conforman más del 80% del cuarzo total de la roca, en general idiomórfico de 0,2 mm; también son comunes los clastos de cuarzo con inclusiones globulares y en algunos casos en continuidad óptica producto del sobrecrecimiento del mismo. Domina la plagioclasa de maclas polisintéticas y el feldespato potásico tiene una alteración argílica muy marcada. Los líticos de chert y volcánicos de textura felsítica (Fig. 5c, d) son los más comunes y se encuentran en porcentajes bajos. La matriz es micácea y se observa abundante pseudomatrix producto de la deformación de los clastos. Los accesorios más comunes son circón, pirita y opacos.

MINERALOGÍA DE ARCILLAS

Un análisis comparativo con respecto al grado diagenético-metamórfico entre las metapelitas del basamento, las metapelitas de la Formación Campanario (Grupo Mesón) y los depósitos ordovícicos de las formaciones San José, San Bernardo, Santa Gertrudis y Floresta indican una relación directamente proporcional en la relación edad vs. grado diagenético-metamórfico (Fig. 6) (Aparicio González e Impiccini, 2010). En todas las muestras se identificó por DRX la presencia de illita. La illita es un argilomineral estable en condiciones de metamorfismo de bajo grado, por ello era esperable su presencia debido a la historia posdeposicional a la que estuvieron sujetas estas rocas.

En las metapelitas de la Formación Chachapoyas (Neoproterozoico) se reconocieron sólo illitas y

cloritas ricas en hierro, los valores de los índices de Kübler (IK) varían desde la anquizona alta hasta la epizona.

En las metapelitas de la Formación Alto de la Sierra (Cámbrico Inferior), la illita politipo $2M_1$ constituye el principal filosilicato; también se reconocieron reflexiones de trazas del interestratificado illita/esmectita. Los valores de los IK para este conjunto de muestras oscilan entre 0,31–0,36 $\Delta^2\Theta$, valores que concuerdan con un metamorfismo dentro del campo de la anquizona débil a límite con la anquizona intensa, es decir aproximadamente, temperaturas de metamorfismo de 250 a 225 °C (Merriam y Peacor, 1999).

En las metapelitas de la Formación Guachos (Cámbrico Inferior–Medio) se reconocieron reflexiones características de los filosilcatos tipo illita, clorita, illita/clorita y trazas de illita/esmectita. Illita/clorita fue identificado por primera vez en el área El Chemical, flanco oriental de la sierra de Mojotero (Do Campo y Nieto, 2005) y, al presente, fue también reconocido en otros perfiles que presentan la facies heterolítica de la Formación Guachos (Aparicio González *et al.*, 2006, 2008). El interestratificado illita/clorita es una mezcla menos común que la de una biotita/clorita, ya que se trata de un interestratificado de una mica trioctaédrica con una dioctaédrica y fue asignado a diferentes orígenes. Algunos autores consideran que es producto de la alteración de biotitas ígneas durante la diagénesis y metamorfismo de bajo grado (Jiang *et al.*, 1994; Li *et al.*, 1994; Barrenechea *et al.*, 2000). En este grupo de rocas los valores de los IK varían desde la anquizona alta hasta la epizona, es decir entre 0,25 a 0,32 $\Delta^2\Theta$, que indicaría una temperatura de metamorfismo de 250 a 300 °C, aproximadamente, lo que implica profundidades de soterramiento de 8 a 10 kilómetros. En cuanto al interestratificado illita/esmectita no es estable en condiciones de metamorfismo de bajo grado, por lo que se infiere un origen retrodiagenético para este argilomineral.

En las metapelitas moradas de la Formación Campanario (Cámbrico Superior) se determinó sólo illita, con una proporción de arcilla superior al 50%. En tanto, en la Formación San José (Ordovícico), que está compuesta por un conjunto de metalutitas de color verde y gris claro, se obtuvieron dos resultados diferentes. En las muestras de metalutitas verdes se reconocieron illita dominante y en menor proporción clorita (clinocloro); en las muestras de metalutitas

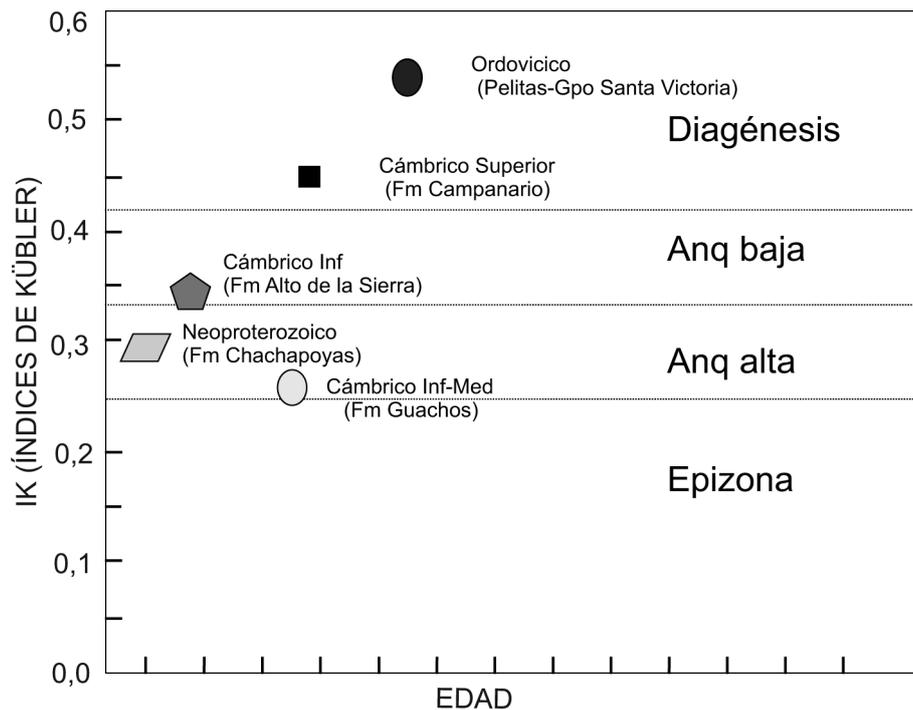


Figura 6. Valores de IK obtenidos para muestras del Neoproterozoico, Cámbrico y Ordovícico.

Figure 6. Kübler index of Neoproterozoic, Cambrian and Ordovician samples.

gris clara se determinó sólo illita, con una proporción superior al 60% respecto de cuarzo y feldespato. En muestras de las formaciones San Bernardo y Formación Santa Gertrudis (Ordovícico) se reconoció illita en la fracción arcillosa y por microscopía óptica se observó la presencia de glauconita; sobre el análisis de roca total se diferenciaron las reflexiones basales características de este mineral. Los resultados obtenidos en la medida de los IK en estas muestras varían entre $0,44 \Delta^2\theta$; $0,5 \Delta^2\theta$; $0,53 \Delta^2\theta$; $0,58 \Delta^2\theta$, respectivamente; es decir estas rocas fueron afectadas por un grado diagenético avanzado.

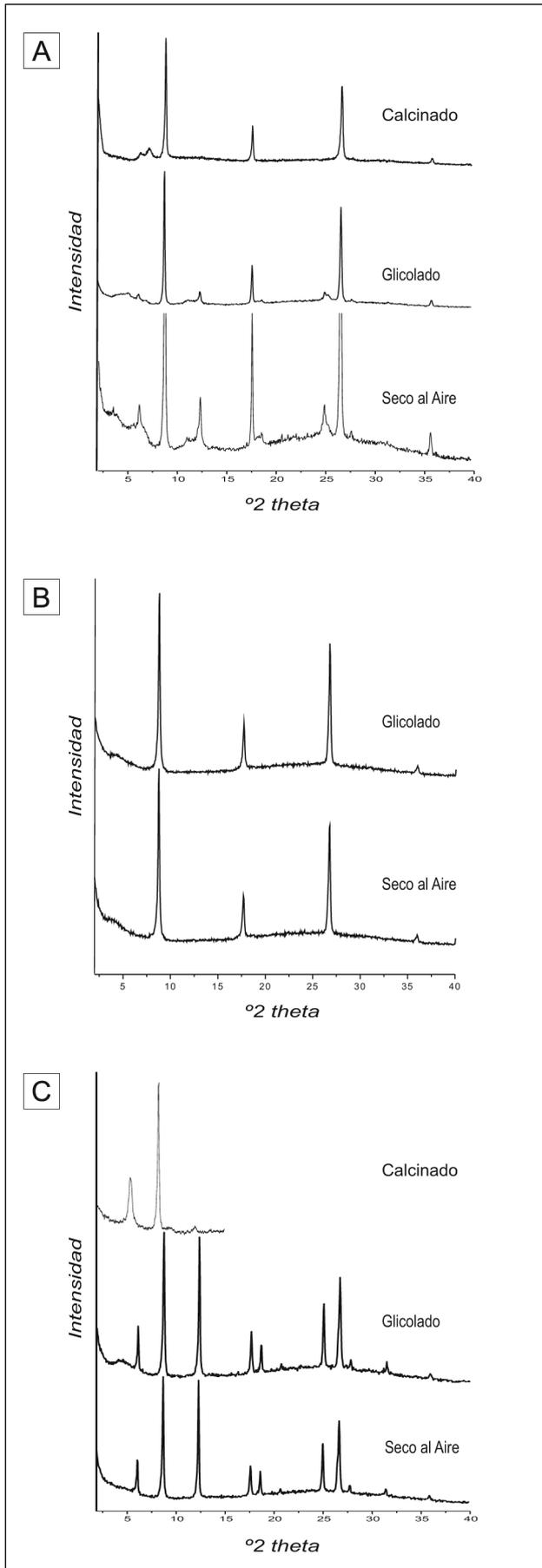
Se reconoció también illita, por sus tres reflexiones basales más importantes: $10,1 \text{ \AA}$ correspondiente al plano (001), $5,00 \text{ \AA}$ al plano (002) y $3,34 \text{ \AA}$ al plano (003); estos picos no se desplazan al glicolar o calcinar a $550 \text{ }^\circ\text{C}$ la muestra (Fig. 7a-c). Por otro lado, clorita se caracteriza por su reflexión basal de $14,2 \text{ \AA}$ para (001), $7,10 \text{ \AA}$ para (002), $4,74 \text{ \AA}$ para (003) y $3,55 \text{ \AA}$ para (004) (Fig. 7a, b) (Moore *et al.*, 1997).

El interestratificado illita/clorita es de tipo irregular y presenta una serie de reflexiones en $12,5$; $7,99$; $6,2$; $4,8$ y $3,5 \text{ \AA}$ que no se modifican en el glicolado y en el calcinado. El pico correspondiente a la reflexión en $12,5 \text{ \AA}$, de este interestratificado se hace más intenso y se desplaza a $11,8 \text{ \AA}$ (Fig. 7a).

DISCUSION

En el presente trabajo se destaca la presencia de tres unidades estratigráficas claramente diferenciables en el Complejo Puncoviscana, de base a techo, las formaciones Chachapoyas, Alto de la Sierra y Guachos. Al presente, de la Formación Puncoviscana *s.s.*, según la definición postulada por Turner (1960), no se conoce su lapso depositacional y sus equivalentes temporales en la región (facialmente similares o no), aspectos que todavía están pendientes de resolver, por lo cual se considera adecuado utilizar el término Complejo Puncoviscana (Fig. 2).

La Formación Chachapoyas es la unidad más antigua de la secuencia, en la cual no se reconocieron líticos o cuarzos volcánicos en los sedimentos, sin embargo la presencia de diques ácidos de $533 \pm 2 \text{ Ma}$ intruyendo a estas rocas, (Aparicio González *et al.*, 2010) permite deducir una edad más antigua que $533 \pm 2 \text{ Ma}$ y, por lo tanto, la unidad más antigua en la sierra de Mojotoro. En contacto no visible se dispone la Formación Alto de la Sierra, la cual se caracteriza por estar compuesta por material volcánoclastico temporalmente vinculado con los diques ácidos. La Formación Guachos es la unidad más joven en el



basamento de la sierra de Mojotoro, por su similitud con los depósitos de Rancagua, donde se identificaron trazas fósiles de la icnofacies de *Nereites*, entre las que se destaca el incnogénero *Treptichnus*, que evidencia estrategias de alimentación. *Treptichnus* es una típica traza del Fanerozoico, con la primera aparición de *Treptichnus pedum* como indicador del límite Precámbrico-Cámbrico. Sin embargo, en Namibia y Newfoundland aparece en estratos que contienen fósiles del Ediacarano (Seilacher *et al.*, 2005)

Las edades relativas establecidas son coherentes con las recientes dataciones U-Pb (ICPMS) y los análisis de procedencia realizadas sobre circones detríticos en las tres unidades estratigráficas definidas (Aparicio González y Pimentel, 2010). De acuerdo a las edades relativas establecidas y según el mapa geológico presentado, es posible establecer una discontinuidad de tipo falla, probablemente una discordancia intrabasamento que define el contacto entre la Formación Guachos y la Formación Chachapoyas (Figs. 1, 2).

Según, los estudios petrográficos llevados a cabo sobre muestras de las formaciones Alto de la Sierra y Guachos es posible acercar conclusiones con respecto de la procedencia del material detrítico. El elevado enriquecimiento en cuarzo que presenta las muestras estudiadas indican la existencia de un cinturón orogénico reciclado, en el sentido de Dickinson y Suzeck (1979) (Jézek, 1990). Sin embargo, la presencia de diferentes tipos de líticos permite realizar inferencias respecto del área de procedencia del material detrítico. La existencia de fragmentos de rocas metamórficas señala la presencia de una unidad más antigua a las aquí descritas. Por otra parte, se reconocieron líticos de origen volcánicos, reconocibles en la mayoría de los casos a escala SEM, y cuarzoes engolfados de origen volcánico, los cuales sugerirían la presencia de un arco volcánico.

Figura 7. a) Difractogramas representativos de las arcillas de la Formación Guachos. b) Difractogramas representativos de las arcillas de la Formación Alto de la Sierra. c) Difractogramas representativos de las arcillas de la Formación Chachapoyas.

Figure 7. a) Representative X-ray diffractogram of clay minerals of the Guachos Formation. b) Representative X-ray diffractogram of clay minerals of the Alto de la Sierra Formation. c) Representative X-ray diffractogram of clay minerals of the Chachapoyas Formation.

Si, además, se tiene en cuenta la presencia de diques ácidos en la Formación Chachapoyas, probablemente asociados a rocas graníticas, se podría deducir que dichas rocas ígneas hayan formado parte de las raíces de un arco magmático, que actualmente se encuentra expuesta por remoción gradual de la cubierta volcánica.

De acuerdo a las descripciones presentadas se reconoce la similitud entre la Formación Guachos y la Formación Alto de la Sierra (volcanismo sinsedimentario), aunque también es posible establecer diferencias entre estas dos unidades. Entre ellas, las distintas litologías que las componen, la disposición en escamas estructurales diferentes, la composición mineralógica y grado metamórfico. Este conjunto de diferencias podría indicar unidades estratigráficas diferentes. Como se demostró previamente, las muestras procedente de la Formación Guachos están compuestas principalmente por illita, illita/clorita y clorita y el grado metamórfico de la rocas corresponde a la anquizona alta-epizona ($0,25$ a $0,32 \Delta^2\Theta$), es decir, temperaturas de 250 a 300 °C. En cambio, las rocas de la Formación Alto de la Sierra se encuentran metamorfizadas en el campo de la anquizona baja-límite con anquizona alta ($0,31$ - $0,36 \Delta^2\Theta$), es decir temperaturas de metamorfismo de 250 a 225 °C. Estas diferencias en cuanto al grado metamórfico son de gran importancia, ya que es claro, que las rocas analizadas no fueron afectas por un evento metamórfico en común.

Al presente, las edades más jóvenes (Cámbrico inferior) en algunos sectores del basamento de la Cordillera Oriental son procedentes de las dataciones de circones límpidos, bien preservados, que no evidencian transporte, y de morfologías volcánicas ácidas, que indican un evento volcánico ácido sinsedimentario. Como ejemplo, se puede mencionar las dataciones realizadas por Lork *et al.* (1990) quienes extraen una población de circones de este tipo de un grupo de metaareniscas volcanoclásticas, con valores entre 560 y 530 Ma. Recientemente, Adams *et al.* (2007, 2008) dataron una población de circones detríticos procedentes de metaareniscas de la misma zona y determinó edades entre 523 y 534 Ma, por lo que dichos autores reconocieron que los pulsos volcánicos están registrados en las rocas que contienen trazas fósiles asignadas al Cámbrico inferior. También se conocen menciones de la presencia de material volcánico ácido en otros lugares del basamento de la Cordillera Oriental, tal

como es el caso de los litoclastos que conforman el conglomerado de Seclantás (Jêzek, 1990).

De acuerdo a los datos presentados destacamos que la presencia de material volcánico ácido en las rocas del basamento de la Cordillera Oriental, marca un evento de gran importancia que podría ser tomado como un nivel guía para el reconocimiento de las rocas más jóvenes de la cuenca. De este modo, se diferenciarían las unidades netamente cámbricas de otras más antiguas.

CONCLUSIONES

De acuerdo a los datos obtenidos a partir de la cartografía, sedimentología, petrografía y análisis metamórficos-mineralógicos es posible definir tres unidades litoestratigráficas, de más antigua a más joven, son las formaciones Chachapoyas, Alto de la Sierra y Guachos; las cuales por las características se diferencian de la Formación Puncoviscana *s.l.* o el Complejo Puncoviscana.

Se establece una discontinuidad previa a la discordancia Tilcara entre unidades netamente cámbricas y otras neoproterozoicas.

Se considera que estas unidades correspondientes al Cámbrico Inferior-Medio son depósitos sinorogénicos en el Complejo Puncoviscana y tienen un vínculo directo con otras unidades litoestratigráficas de la misma edad descritas al presente en otras provincias geológicas.

Agradecimientos

Agradecemos a los Investigadores y Técnicos del Centro de Investigaciones de Minerales Arcillosos (CIMAr), a los alumnos y colegas que nos acompañaron en las campañas. Así también, se desea destacar la colaboración de Eric Cayo y Norberto Uriz. Se agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores (Dr. Udo Zimmermann y Dr. Guillermo Aceñolaza) y a los editores de la revista que ayudaron a mejorar la versión final del trabajo. Esta contribución forma parte de la tesis doctoral de la primera autora en la Universidad Nacional de Salta.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aceñolaza, F.G. y R.N., Alonso, 2000. La formación Puncoviscana *s.l.* a partir de nuevos elementos icnológicos en la provincia de Salta. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina. *Ameghiniana* 37(4) Suplemento: 4R.

- Aceñolaza, F.G. y G. Aceñolaza**, 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal Sedimentology and Basin Analysis* 12:65-87.
- Adams, C.J., H. Miller y A.J. Toselli**, 2007. Detrital zircon ages of the Puncoviscana Formation of NW Argentina, and their bearing on stratigraphic age and provenance. 20th *Colloquium on Latin American Earth Sciences*, Abstracts:68-69. Kiel.
- Adams, C.J., H. Miller, A.J. Toselli y W.L. Griffin**, 2008. The Puncoviscana Formation of Northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 247:341-352.
- Amengual, R., V. Mendez, A. Navarini, O. Viera y J.C. Zanettini**, 1979. Geología de la región noroeste argentino. *Segundo Congreso Latinoamericano de Geología*. Actas 2:755-763. Caracas.
- Aparicio González, P. A. y A. Impiccini**, 2010. Diagenetic-metamorphic characterization of Paleozoic pelitic units of the Mojotoro Range, Eastern Cordillera Argentina. *18th International Sedimentological Congress*. Abstracts on CD. Mendoza.
- Aparicio González, P. A. y M. Pimentel**, 2010. U-Pb LA-ICPMS geochronology of detrital zircon grains from low-grade metasedimentary rocks (Neoproterozoic-Cambrian) of the Mojotoro Range, northwest Argentina. *VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology*:170-173. Brasilia, Brasil.
- Aparicio González, P.A., A. Impiccini y M.C. Moya**, 2006. Análisis mineralógico en rocas del basamento (Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior) de la sierra de Mojotoro. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología*. Libro de Resúmenes:45. S.C. de Bariloche.
- Aparicio González, P.A., M.C. Moya y A. Impiccini**, 2008. Caracterización Sedimentológica de dos unidades clásticas del basamento de la sierra de Mojotoro (Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior) Cordillera Oriental argentina. En Coira, B. y E. Zappettini (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, S. S. de Jujuy. 1:337-338.
- Aparicio González, P.A., M. Pimentel y N. Hauser**, 2011 Datación U-Pb por LA ICPMS de diques graníticos del ciclo Pampeano, sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Aceptado.
- Baldis, B.A. y R. Omarini**, 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. *9º Congreso Geológico Argentino*. Actas 1:64-78. S. C. de Bariloche.
- Barrenechea, J.F., M. Rodas, M. Frey, J. Alonso-Azcárate y J.R. Mas**, 2000. Chlorite, corrensite, and chlorite-mica in late Jurassic Fluvio-Lacustrine sediments of the Cameros basin of northeastern Spain. *Clay and Clay Minerals*, 48:256-265.
- Barrientos Ginés, A.** 2004. El Ordovícico Inferior en los Cerro San Bernardo y 20 de Febrero (sierra de Mojotoro, Salta). Tesis Profesional. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. 79 pp. (inédito).
- Becchio, R., F. Lucassen, G. Franz, J. Viramonte y K. Wemmer**, 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S) - metamorfismo y geocronología. En Bonorino, R., R. Omarini, y J. Viramonte (Eds.), *Geología del noroeste Argentino*. XIV Congreso Geológico Argentino:58-72. Salta.
- Bridge, J. y R., Demicco**, 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment posits*. Cambridge University Press. Nueva York, 815 págs
- Buatois, L.A. y M.G. Mángano**, 2004. Terminal Proterozoic-Early Cambrian ecosystems: ichtnology of the Puncoviscana Formation, northwest Argentina. *Fossils and Strata* 51:1-16.
- Dickinson, W.R.**, 1970. Interpreting detrital modes of metawacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40:695-705.
- Dickinson, W.R. y C.A. Suczek**, 1979. Plate tectonics and sandstones compositions: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63:2164-2182.
- Do Campo, M. y F. Nieto**, 2005. Origin of mixed-layered (R1) muscovite-Chlorite in an anchizonal slate from Puncoviscana Formation (Salta Province, Argentina). *Clay Minerals* 40:317-332.
- Durand, F.R. y F.G. Aceñolaza**, 1990. Caracteres Biofaunísticos, Paleoecológicos y Paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F.G., H. Millery A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noreste Argentino*. Serie Correlación Geológica 4:71-112.
- Folk, R.L., P.B. Andrew y D.W. Lewis**, 1970. Detrital Sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.
- Hongn, F.D.**, 1996. La Estructura Pre-Grupo Mesón (Cámbrico) del Basamento del Valle de Lerma, Provincia de Salta. *13º Congreso Geológico Argentino*, Actas 2:137-145. Buenos Aires.
- Hongn, F.D. y M.C. Moya**, 1993. Problemas Estructurales en el Basamento de la Sierra de Mojotoro. *8º Reunión de Microtectónica*, Acta:39-42. S. C. Bariloche.
- Hongn, F.D., J.M. Tubia, A. Aranguren y R. Mon**, 2001. El batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. *Boletín Geológico y Minero de España* 112:113-124.
- Jézek, P.**, 1990. Análisis Sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noreste Argentino*. Serie Correlación Geológica 4:9-36.
- Jiang, W.T. y D.R. Peacor**, 1994. Formation of corrensite, chlorite and chlorite-mica stacks by replacement of detrital biotite in low-grade pelitic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 12 (6):867-884.
- Keidel, J.**, 1910. Estudio geológico en la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. *Anales del ministerio de Agricultura. Sección Geológica, Mineralogía y Minería* 5:76-77.
- Keidel, J.**, 1943. El Ordovícico Inferior en Los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín* 36:140-229.
- Kilmurray, J.O. y A.P. Igarzábal**, 1971. Petrografía y rasgos geomórficos del batolito granítico de Santa Rosa de Tastil, prov. de Salta, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25:417-438.
- Lamb, M. P., P.M. Myrow, C. Lukens, K. Houck y J. Strauss**, 2008. Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 78:480-498.
- Li, G., D. Peacor, R.J. Merriman, B. Roberts y B.A. Pluijm**, 1994. TEM and AEM constraints on the origin and significance of chlorite-mica stacks in slates: an example from Central Wales, U.K. *Journal of Structural Geology* 16:1139-1157.

- Lork, A., H. Miller, U. Kramm y B. Grauert**, 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad de máxima sedimentación en la sierra de Cachi (Prov. De Salta, Argentina). En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noreste Argentino*. Serie Correlación Geológica 4:199-208.
- Mángano M.G. y L.A. Buatois**, 2004. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e icnología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59:273-280.
- Merriam, R.J. y D.R. Peacor**, 1999. Very low grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. En M. Frey y D. Robinson (Eds.), *Low Grade Metamorphism*:10-60. Blackwell Science, Cambridge.
- Mirré, J.C. y F.G. Aceñolaza**, 1972. El hallazgo de Oldhamia isp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, Provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 9:72-78.
- Mon, R. y F. Hongn**, 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43:124-127.
- Mon, R. y F.D. Hongn**, 1996. Estructura del Basamento Proterozoico y Paleozoico Inferior del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51:3-14.
- Moore, D.M. y R.C. Reynolds**, 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press. Oxford. 378 pp.
- Moya, M.C.**, 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53:219-238.
- Mutti, E., R.Tinterri, D. di Biase, L. Fava y N. Mavilla**, 2001. Asociaciones de facies de frente deltaico en sistemas fluvio-deltaicos fósiles dominados por avenidas fluviales. *Boletín de Informaciones Petroleras* 65:18-44.
- Porto, J.C., R.I. Fernández y M.H. Carrión**, 1990. Calizas y dolomías de la Formación Puncoviscana s.l. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.L. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Serie de Correlación Geológica 4:37-52.
- Ramos, V.A.**, 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Salto-Jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino. Actas 4:159-202. Carlos Paz.
- Sánchez, M.C.**, 1994. *El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta. 248 pp. (inédito).
- Salfty, J.A., R.H. Omarini, B. Baldis y W. Gutierrez**, 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y Paleozoico Inferior del Norte de Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4:341-361.
- Seilacher, A., L.A. Buatois y M.G. Mángano**, 2005. Trace fossils in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 227:323-356.
- Selley, R.C.**, 2000. *Applied Sedimentology*. Segunda Edición. Academic Press, San Diego, California. 523 pp.
- Soto López, R.**, 1969. Perfil Geológico desde el Cerro San Bernardo hasta el Cerro Alto de la Ovejera. Dto. Capital - Provincia de Salta. Seminario II. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, Salta. (inédito)
- Schwartz, J. J. y P.L., Gromet**, 2004. Provenance of a late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research* 129:1-21.
- Toselli, A.J.**, 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Serie de Correlación Geológica 4: 181-197.
- Toselli, A.J.**, 1992. El magmatismo del Noroeste Argentino. Reseña sistemática e interpretación. *Serie Correlación Geológica* 8:1-243.
- Toselli, A.J. y R.N. Alonso**, 2005. Pórfiro granítico Mojotoro (Salta): ¿Una cúpula intrusiva o un dique en el ciclo pampeano? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2):428-430.
- Toselli, A.J., F.G. Aceñolaza, A.N., Sial, J.N. Rossi, V.P. Ferreira y R.N. Alonso**, 2005. Rocas carbonáticas de la Formación Puncoviscana en las Provincias de Salta y Jujuy, norte de Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:647-652. La Plata.
- Turner, J.C.M.**, 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y Adyacencias. *Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba* 41:163-196.
- Walker, R.G.**, 1992. Turbidites and Submarine Fans. En R.G. Walker y N.P. James (Eds.), *Facies Models Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada. Ontario, 408 pp.
- Warr, L.N. y A.H.N. Rice**, 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology* 12:141-152.
- Willner, A.P.**, 1990. División tectometamórfica del Basamento del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F., H. Miller y A.J. Toselli (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Serie de Correlación Geológica 4:113-159.
- Zimmermann, U.**, 2005. Provenance studies of very low to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana Complex, northwest Argentina. En Vaughan, A.P.M., P.T. Leat y R.J. Pankhurst (Eds.), *Terrane Processes at the margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 246:381-416.