



Latin American Journal of Sedimentology
and Basin Analysis

ISSN: 1669-7316

eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar

Asociación Argentina de Sedimentología
Argentina

PERÓN ORRILLO, Juan Matías; RIVAROLA, David
DESCRIPCIÓN LITOFACIAL E INTERPRETACIÓN GENÉTICA DE LOS
METAENGLÓMERADOS DE LA FORMACIÓN SAN LUIS (PROTEROZOICO
SUPERIOR - CÁMBRICO), SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA
Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, vol. 21, núm. 1, 2014, pp.
25-48
Asociación Argentina de Sedimentología
Buenos Aires, Argentina

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=381739311004>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en [redalyc.org](http://www.redalyc.org)

[redalyc.org](http://www.redalyc.org)

Sistema de Información Científica
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

DESCRIPCIÓN LITOFACIAL E INTERPRETACIÓN GENÉTICA DE LOS METACONGLOMERADOS DE LA FORMACIÓN SAN LUIS (PROTEROZOICO SUPERIOR - CÁMBRICO), SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA

Juan Matías PERÓN ORRILLO^{1,2} y David RIVAROLA¹

¹ Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales Departamento de Geología. Ejercito de Los Andes 950, D5700HHW San Luis, Argentina. peronjm@gmail.com

² CONICET - CCT San Luis.

Resumen: La Sierra de San Luis forma parte de la región austral de las Sierras Pampeanas y está conformada por un basamento ígneo-metamórfico originado durante las orogenias Pampeana y Famatiniana. Las metamorfitas de bajo grado, denominadas Formación San Luis, incluyen metapelitas, meta-areniscas, metaconglomerados y metavolcanitas ácidas. Las mismas afloran en el sur de la Sierra de San Luis, en dos fajas de rumbo NNE-SSO, denominadas Oriental y Occidental, de 50 y 40 km de longitud respectivamente. La compleja estructura de deformación de la Formación San Luis dificulta precisar la potencia original de la secuencia sedimentaria, estimada en un mínimo de 3.500 m sin descomprimir. Esta unidad se habría depositado en una cuenca marina con influencia glaciaria, durante un periodo de tiempo comprendido en el lapso Neoproterozoico Tardío -Cámbrico. El objetivo de este trabajo es la descripción litofacial e interpretación genética del protolito de los metaconglomerados de esta unidad, para lo cual se relevaron 420 m de metasedimentitas distribuidos en tres afloramientos.

El Metaconglomerado Cañada Honda (270 m de espesor) aflora en la localidad de Tres Pasos, en el centro de la faja Oriental. Según las facies reconocidas fue dividido en tres intervalos. El intervalo inferior tiene 60 m de potencia y está conformado por paraconglomerados masivos con matriz fangosa (Cfm) intercalados con delgados niveles de pelitas masivas (Fm). Esta asociación de facies vertical (Cfm-Fm) se interpreta como depósitos de flujos de detritos cohesivos, que culminan con la depositación de remanentes suspendidos sobre los mismos. El segundo intervalo tiene 40 m de potencia y está conformado por lentes de sabulitas con gradación normal (Sg) y fangolitas masivas (Fm). Esta asociación de facies vertical (Sg-Fm) se considera como el producto de flujos turbidíticos desacelerantes y de densidad decreciente. El intervalo superior tiene 170 m de potencia y está conformado por paraconglomerados masivos con matriz areno-fangosa de fábrica abierta (Caa) y cerrada (Cac), delgados niveles de vaques finas (Vf) y fangolitas laminadas (Fl). Se reconocen las asociaciones de facies Caa-Vf-Fl y Cac-Vf-Fl, interpretadas como el producto de flujos hiperconcentrados con distinto grado de dilución que culminan con la depositación de remanentes suspendidos sobre los mismos. El conjunto de asociaciones de facies reconocidas en el Metaconglomerado Cañada Honda se habría depositado en un cañón desarrollado en la zona proximal de un sistema de talud – llanura abisal.

El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre (115 m de espesor) y el Metaconglomerado Cerro Blanco (35 m de espesor) se localizan en el sector norte y central, respectivamente, de la faja Occidental. El primero se compone de fangolitas laminadas (Fl) y fangolitas guijarrosas laminadas (Fgl), mientras que en el segundo las fangolitas laminadas alternan

con fangolitas sabulíticas laminadas (FSI). Las asociaciones de facies de estas dos unidades metasedimentarias (FI-FGI y FI-FSI) son interpretadas como depositadas a partir de decantación continua de material suspendido en plumas de baja densidad, asociada a eventos de lluvia de detritos transportados por *icebergs* y mantos de hielo marino en la zona de máximo proglacial. Se considera entonces que los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco corresponden al mismo intervalo estratigráfico; por lo que este último representaría posiciones más distales respecto del frente glaciario, dado que presenta menor espesor y disminución en la fracción dominante de su esqueleto.

Palabras clave: Metaconglomerado, Debita, Diamictita glacimarina, Formación San Luis, Sierra de San Luis.

EXTENDED ABSTRACT

*Lithofacies description and genetic interpretation
of San Luis Formation Metaconglomerates
(Upper Proterozoic - Cambrian) in
Sierra de San Luis, Argentina*

The Sierra de San Luis is part of the southern region of Sierras Pampeanas and it is composed of an igneous-metamorphic basement, mostly generated during the Pampean and Famatinian orogenies. The low-grade metamorphic rocks belong to the San Luis Formation (Prozzi & Ramos, 1988), and they include phyllites, slates, metapsammites, metaconglomerates and acid metavolcanic rocks. This unit is exposed in the south-central sector of the Sierra de San Luis, across two NNE – SSW elongated outcrops called Eastern and Western Belts, which are 50 and 40 km long, respectively (Fig. 1) (Ortiz Suárez *et al.*, 1992). The complex deformational structure of the San Luis Formation hinders its original thickness, estimated at a minimum of 3500 m without decompaction (von Gosen and Prozzi, 1996). According to different dating techniques, the age of the San Luis Formation would span between the Late Neoproterozoic to the Cambrian (Söllner *et al.*, 2000; Drobe *et al.*, 2009, 2011; Casquet *et al.*, 2014). The aim of this paper is to describe and interpret the preserved sedimentological features of coarse-grained units within the San Luis Formation (metaconglomerates), in order to shed light into depositional processes and systems. This research is particularly important due to the little knowledge available about the protolite sedimentologic and stratigraphic characteristics of the unit. Additionally, metaconglomerates might constitute a relevant element of stratigraphic correlation between different exposures of the San Luis

Formation, thus providing time lines that are not possible to obtain by other means.

Three main metaconglomerates are reported in this study, one for the Eastern Belt, and two for the Western Belt (Fig. 2). Conventional sedimentological information was collected in the field while logging stratigraphic section. The mineralogy and petrology of the coarse clastic fraction were studied in the field and samples of mudstones and sandstones were collected for microscopic analysis (Table 1).

Cañada Honda Metaconglomerate (Prozzi, 1990). This unit is exposed in the Eastern Belt, at Tres Pasos locality (Figs. 1, 3). This metasedimentite is 270 m thick and 10 km along strike. Here, this metaconglomerate has been divided into three sections. The lower section is 60 m thick and consists of disorganized, matrix-supported paraconglomerates (Cfm) (Fig. 4), with up to 30% of framework of pebbles to boulders, and over 70% of muddy matrix with low proportion of sand. Beds commonly have irregular geometries, probably due to the metamorphic deformation, and are thick to very thick bedded. They are interbedded with massive mudstones (Fm), which are up to 0.5 m thick. The second section is 40 m thick and is composed of lenses of normal-graded sabulites (Sg) with erosive bases and scarce lateral development, interbedded with massive mudstones (Fm) (Fig. 5). The upper section is 170 m thick and comprises two paraconglomerates. One of them (Caa) has a 40% of disorganized framework of pebbles and a mud-rich sandy matrix dominated by fine to coarse sand. The other one (Cac) has up to 70% of framework and a mud-rich sandy matrix dominated by fine to coarse sand, with disorganized fabric and uncommon inverse gradation in the first 10 cm of some thick beds. Moreover, coarse pebbles and cobbles (5 to 20 cm long) are commonly observed protruding

from the top of the beds (Fig. 7b). Both massive paraconglomerates (Caa and Cac) have tabular geometries with thick to very thick beds. They have flat to slightly erosive bases and transitional tops to fine-grained wackes (Vf) (Fig. 8), which are mostly tabular, thin- to medium-bedded layers. These facies are capped by thin, laminated mudstones (Fl). Four facies associations are recognized in the Cañada Honda Metaconglomerate (Fig. 13a-d). Association Cfm-Fm is interpreted as deposits from cohesive debris flows (Lowe, 1982; Mulder and Alexander, 2001), ending with settling processes associated with residuary particles suspended above those flows (Fig. 13a). Association Sg-Fm is interpreted to reflect deposition from waning turbidity currents with decreasing density (Lowe, 1982) (Fig. 13b). Associations Cac-Vf-Fl and Caa-Vf-Fl are interpreted as deposits of hyperconcentrated cohesionless flows (Mulder and Alexander, 2001), ending with settling processes associated to residuary particles suspended above those flows (Fig. 13c, d). All together, the four facies associations of this metaconglomerate would have deposited in the canyon area of a slope depositional system.

Arroyo Curtiembre Metaconglomerate (Ramos *et al.*, 1996). This unit is exposed in the headwaters of the homonymous creek in the northern sector of the Western Belt, where it attains 115 m in thickness and it extends over 2 km along strike (Fig. 9). It is composed of laminated pebbly mudstones (Fgl), with 15% of framework of coarse pebbles and 85% of muddy matrix (Fig. 10). The clasts disturb the lamination at their bases and are interpreted as dropstones (Fig. 11a). Beds have tabular geometry and are medium- to thick-bedded. They are typically interbedded with laminated mudstones (Fl) in strata of similar thickness, with transitional contacts (Fig. 11b). Systematic vertical relationship between facies Fl and Fgl (Fig. 13e) is inferred to reflect deposition from rain-out of debris, from icebergs and seasonal sea-ice, associated with continuous settling of suspended sediment in low-density plumes, in the maximum proglacial zone.

Cerro Blanco Metaconglomerate (new name). This coarse-grained unit is exposed in the eastern side of the homonymous hill in the Western Belt, where it is 35 m thick and no more than 300 m wide. It is composed of laminated pebbly mudstones (Fsl) with up to 15% of framework of granules to coarse pebbles (0.2 - 3 cm) and over 85% of muddy matrix

(Fig. 12). As in the previous case, the clasts slightly disturb the lamination at their bases, and are, thus, interpreted as dropstones (Fig. 12). Beds are tabular, less than to 2 m thick, and they vertically grade into laminated mudstones (Fl). The close relationship between facies Fsl and Fl (Fig. 13f) suggests that this association was formed by the same processes that accumulated the sediments of the Arroyo Curtiembre metasedimentite; that is to say rain-out of debris from icebergs with season fluctuations. In this location, however, there are a lower proportion of pebbles versus matrix and, in average, a smaller grain size (granules vs. pebbles). Considering the marked similarity in facies between Cerro Blanco Metaconglomerate and Arroyo Curtiembre Metaconglomerate, we conclude they would represent the same stratigraphic interval.

Keywords: Metaconglomerate, Debrite, Ice-rafted diamictite, San Luis Formation, Sierras Pampeanas.

INTRODUCCIÓN

La Formación San Luis es una unidad silicoclástica afectada por metamorfismo regional de bajo grado y fuertemente deformada por plegamiento. Presenta una potencia estimada en unos 3500 metros y amplia distribución en la Sierra de San Luis. Se compone de metaconglomerados, meta-areniscas y metapelitas, con intercalaciones delgadas y localizadas de metavolcanitas ácidas (capas félsicas), todas ellas en facies metamórficas de esquistos verdes. Su edad es aún incierta, pero se ubicaría dentro del lapso Neoproterozoico tardío – Cámbrico (Söllner *et al.*, 2000; Drobe *et al.*, 2009; 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2012; Casquet *et al.*, 2014). Existen estudios previos sobre la Formación San Luis, pero los mismos han estado enfocados a resolver problemas inherentes a su marco geológico regional, petrología, geoquímica y estructura tectónica. El avance del conocimiento alcanzado a la fecha en tales temáticas ha sido publicado en trabajos de Ortiz Suárez *et al.* (1992), von Gosen y Prozzi (1998), Sims *et al.* (1998), López de Luchi *et al.* (2003), Sato *et al.* (2003), Prozzi y Zimmermann (2005), Brodtkorb *et al.* (2009) y Drobe *et al.* (2011). Por su parte, los estudios relacionados a resolver aspectos estratigráficos y genéticos de su protolito son muy escasos, destacándose las comunicaciones de Zavala *et al.* (2000), Rivarola y Ortiz Suárez (2008) y Perón Orrillo *et al.* (2012).

En líneas generales, se ha sugerido que el protolito de esta unidad se habría depositado en una cuenca marina profunda, en zonas de talud y planicie abisal (Prozzi, 1990; Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; Zavala *et al.*, 2000). Trabajos más recientes sugieren que la sedimentación se habría desarrollado bajo influencia glaciaria (Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Perón Orrillo *et al.*, 2012).

El objetivo del presente trabajo es la descripción sedimentológica e interpretación de los procesos responsables del transporte y depositación de diferentes facies presentes en los tres metaconglomerados reconocidos hasta el momento en la Formación San Luis, cuyo origen epiclástico nunca fue debidamente avalado con datos fehacientes. En estas unidades psefíticas la fábrica original del protolito es relativamente fácil de observar e interpretar, constituyéndose en un buen punto de partida para el estudio en rocas sedimentarias afectadas por metamorfismo de bajo grado. A partir de las facies identificadas y sus relaciones verticales, se postulan los posibles ambientes de sedimentación para cada asociación de facies reconocidas en dichas unidades gruesas. La interpretación paleoambiental individual de estos niveles de metasedimentitas permite considerar si podrían ser unidades temporales equivalentes, con lo cual podrían constituir un elemento sólido de correlación estratigráfica entre los afloramientos de las diferentes fajas de afloramientos. Finalmente, este trabajo se suma al estudio genético de metasedimentitas de bajo grado de Argentina, mediante la aplicación del marco conceptual del análisis de facies; campo del conocimiento de desarrollo reciente, siendo prueba de ello las publicaciones de Sánchez Bettucci y Ramos (1999), Aceñolaza y Aceñolaza (2005), Astini *et al.* (2005) y Aparicio González *et al.* (2010).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Sierra de San Luis forma parte de la región más austral de las Sierras Pampeanas y está conformada por un basamento de composición ígnea y metamórfica, generado durante las orogenias Pampeana y Famatiniana. La morfología que posee en la actualidad es consecuencia de la orogenia Andina. Las unidades metamórficas están distribuidas en diferentes complejos de grado metamórfico variable, desde facies de esquistos verdes hasta granulitas. Las rocas que presentan facies metamórficas de

esquistos verdes baja a media han sido denominadas Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988). Esta unidad aflora en el sector centro-sur de la Sierra de San Luis, en dos fajas denominadas Oriental y Occidental, con una extensión de 50 y 40 km respectivamente, y rumbo general NNE–SSO (Fig. 1) (Ortiz Suárez *et al.*, 1992). Las mismas acaban adelgazándose y acunándose hacia el sur y norte, en tanto al este y al oeste están en contacto con esquistos, ya sea en forma transicional o bien por cizallas dúctiles. Las litologías que componen dichas fajas son metapelitas (filitas y pizarras), meta-areniscas, metaconglomerados y metavolcanitas ácidas.

La Formación San Luis se halla afectada por la deformación penetrativa famatiniana D_{1F} , la cual origina un plegamiento cilíndrico apretado y levemente volcado (F_1) de los planos de estratificación (S_0), con clivaje de plano axial (S_1) de rumbo NNE–SSO y un clivaje de crenulación localizado (S_2) de rumbo NO–SE (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998). Las superficies S_0 y S_1 presentan buzamientos subverticales y son paralelas a subparalelas; lo cual dificulta medir con precisión la potencia original del paquete sedimentario, estimándose un espesor mínimo de 3.500 m sin descomprimir (von Gosen y Prozzi, 1996).

Las características geoquímicas de los sedimentos sugieren un origen de cuenca de antepaís, formada por materiales reciclados y de composición parcialmente felsítica (López de Luchi *et al.*, 2003; Prozzi y Zimmermann, 2005); en tanto que Steenken *et al.* (2006) han propuesto que la secuencia fue depositada en un retroarco durante la orogenia Pampeana. Por su parte, las capas félsicas intercaladas son metadacitas y metariolitas con geoquímica propia de la serie calcoalcalina, generada en un ambiente de arco de islas (Hack *et al.*, 1991) o asociadas a procesos extensionales post-Pampeanos (Brodtkorb *et al.*, 2009) y han sido interpretadas tanto como volcanitas extrusivas (Hack *et al.*, 1991; Söllner *et al.*, 2000), como filones capa (von Gosen y Prozzi, 1996; Casquet *et al.*, 2014).

Sobre la base de la información disponible, es posible asignar a la Formación San Luis al lapso Neoproterozoico tardío - Cámbrico; a partir de la interpretación de una serie de dataciones practicadas sobre distintas rocas de la faja Oriental y de la correlación tentativa de un nivel de origen glacialino de la faja Occidental, a un evento de

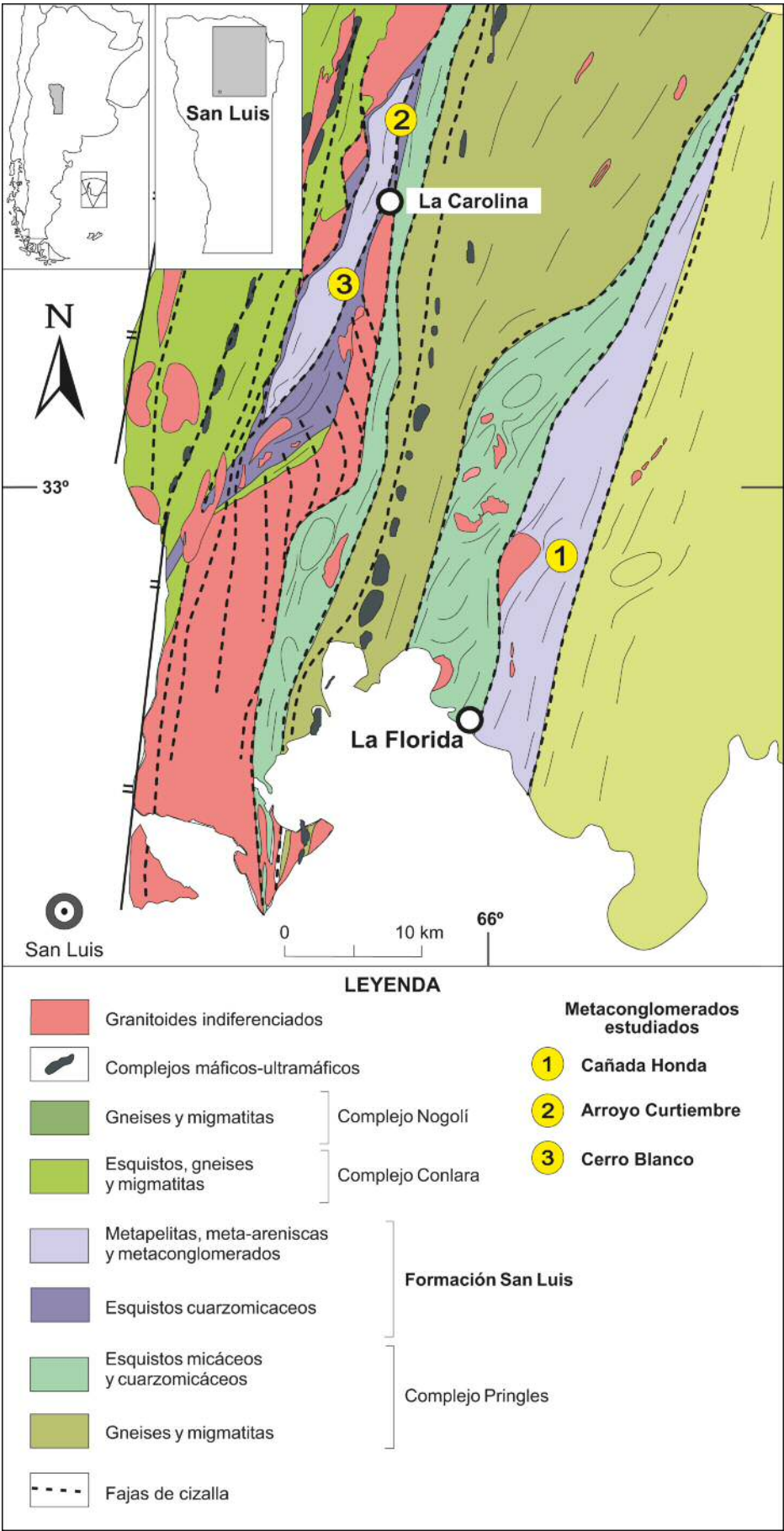


Figura 1. Mapa geológico del sector septentrional de la Sierra de San Luis y localización de las unidades metasedimentarias descriptas en este trabajo. Modificado de Ortiz Suárez (1998) y Sato *et al.* (2003). **Figure 1.** Geological map of the southern sector of Sierra de San Luis and locations of metasedimentary units described in this contribution. Modified from Ortiz Suárez (1998) and Sato *et al.* (2003).

glaciación global. En dos niveles psamíticos se obtuvieron edades de 590 a 520 Ma por método U-Pb SHRIMP en circones detríticos (Drobe *et al.*, 2009, 2011). En las capas félsicas (metavolcanitas) se obtuvo una edad de 529 ± 12 Ma por método U-Pb convencional en circones (Söllner *et al.*, 2000) y otra de $467,4 \pm 5,1$ Ma por método U-Pb SHRIMP en circones (Casquet *et al.*, 2014). Finalmente, Rivarola *et al.* (2011) y Perón Orrillo *et al.* (2012) mencionaron la presencia de un nivel de metaconglomerados de filiación glacimarina en la faja Occidental, al cual relacionan al evento de glaciación global Gaskiers de aproximadamente 580 Ma.

En este trabajo se ha optado por presentar por separado la estratigrafía de cada faja de la Formación San Luis (Fig. 2). Esto se debe a que, como se verá más adelante, se reinterpretan parte de los depósitos de esta unidad, lo cual pone en duda la validez del esquema estratigráfico dado a conocer por Perón Orrillo *et al.* (2012).

En la faja Oriental, la Formación San Luis tiene una potencia aproximada de 4500 m, en donde se observa un claro dominio de pelitas de planicie cuencal sobre el resto de las litologías que representan distintos sectores de un sistema de talud continental (Fig. 2a) (Perón Orrillo *et al.*, 2012). La unidad aquí estudiada, Metaconglomerado Cañada Honda, se intercala entre dichos depósitos de llanura abisal y talud, aproximadamente a 1300 m desde la base de la unidad. En conjunto esta metasedimentita ha recibido diferentes interpretaciones: desde facies de canal en secuencias turbidíticas (Prozzi, 1990; Ramos *et al.*, 1996) a lóbulos turbidíticos proximales (Zavala *et al.*, 2000), o bien como depósitos glacimarininos (Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Perón Orrillo *et al.*, 2012).

La faja Occidental tiene una potencia de 2700 m, en donde predominan depósitos asignados a distintos sectores de un talud continental con escasa participación de depósitos de planicie cuencal, influenciados parcialmente por eventos de deposición glacimarininos (Fig. 2b) (Perón Orrillo *et al.*, 2012). Los metaconglomerados Arroyo Curtiembre (115 m) y Cerro Blanco (35 m) se ubican en el centro y norte de dicha faja, donde suprayacen a una secuencia psamítica de espesor hectométrico interpretada como depósitos turbidíticos del sector proximal de un sistema de talud - llanura abisal. Son sucedidos por una secuencia pelítica de espesor decamétrico interpretada como depósitos de llanura

abisal (Perón Orrillo *et al.*, 2012) o bien contornitas (Zavala *et al.*, 2000).

El presente estudio, de carácter sistemático y detallado, permite mejorar la asignación paleoambiental de los metaconglomerados de la Formación San Luis y así reforzar o revisar interpretaciones previas.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Cada una de las unidades metasedimentarias que se abordan en este estudio fue analizada en su respectiva localidad tipo; el Metaconglomerado Cañada Honda en la faja Oriental y los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco en la faja Occidental (Fig. 1). Para este trabajo se relevaron en total 420 m de metasedimentitas en el campo y se tomaron fotografías de detalle para realizar esquemas de cada una que permiten remarcar sus rasgos principales, especialmente a nivel de la fábrica. Para la asignación de la granulometría de fracción mayor a 2 mm se utilizó la nomenclatura propuesta por Teruggi (1982); en tanto que su composición litológica fue caracterizada tanto *in situ* como en laboratorio, mediante observación macroscópica. Por otra parte, la composición textural y mineralógica de la fracción menor a 2 mm se identificó a partir de estudios microscópicos.

Es necesario recordar que la Formación San Luis presenta un grado metamórfico bajo y un grado de deformación importante, con al menos una generación de plegamiento apretado. Por lo tanto, los rasgos sedimentarios originales de los depósitos se ven parcialmente obliterados, lo que constituye una limitante al momento de su análisis. Los rasgos más complicados de analizar, y por lo tanto menos fiables en el proceso de interpretación, son los texturales y mineralógicos; la matriz muestra claros signos de recristalización y los minerales, en especial los comprendidos en el rango fango-arena fina, en gran parte son de origen metamórfico, tal como lo atestigua el análisis al microscopio óptico. No obstante, características tales como la litología, las estructuras sedimentarias, la geometría y el espesor de los cuerpos han sido preservadas y permiten estudiar el material mediante la aplicación de la metodología estándar de estudio de rocas sedimentarias en el marco conceptual del análisis de facies (e.g. Reading, 1996).

De este modo, sobre la base de su composición,

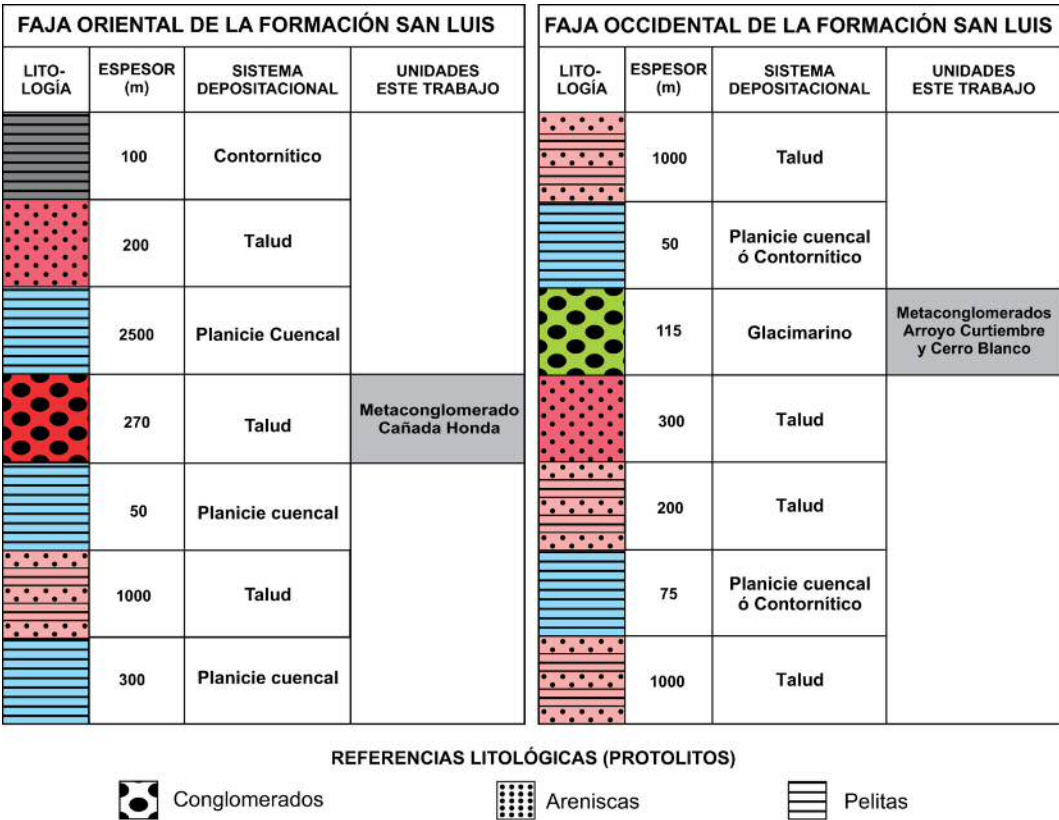


Figura 2. Esquema estratigráfico simplificado de la Formación San Luis. Intervalos estratigráficos fuera de escala. No se ha podido establecer una correlación precisa entre ambas fajas. Modificado de Perón Orrillo *et al.* (2012).

Figure 2. Simplified stratigraphic scheme of the San Luis Formation. Stratigraphic intervals are not to scale. No lateral correlation has been established between the two belts yet. Modified from Perón Orrillo *et al.* (2012).

textura, estructuras sedimentarias, espesor y geometría de los estratos, se reconocieron nueve facies; las cuales fueron codificadas con una o dos letras mayúsculas en referencia a la litología, seguida de una o dos letras minúsculas en referencia a texturas y estructuras primarias (Tabla 1). El color de los depósitos varía de gris verdoso a gris azulado y es un rasgo asociado a la presencia de minerales micáceos de génesis metamórfica.

En este trabajo las facies se presentan según su ubicación y abundancia en los tres distintos metaconglomerados estudiados, es decir: facies del Metaconglomerado Cañada Honda, facies del Metaconglomerado Arroyo Curtiembre y facies del Metaconglomerado Cerro Blanco. Los rasgos petrológicos complementarios de cada facies son presentados en una tabla auxiliar (Tabla 1).

Para la interpretación de las facies, asociaciones de facies y posibles sistemas de acumulación de ambientes marinos profundos se tuvieron en cuenta las propuestas elaboradas por Mutti (1992), Mutti

et al. (1994), Edwards (1986) y Bennett y Glasser (2009), entre otros.

FACIES DEL METACONGLOMERADO CAÑADA HONDA

El Metaconglomerado Cañada Honda fue denominado y descrito originalmente por Prozzi (1990), con aportes posteriores de Ortiz Suárez *et al.* (1992). Aflora en el centro de la faja Oriental de la Formación San Luis (Fig. 1), con una potencia media de 200 m y una extensión lateral de 10 km con rumbo NNE – SSO. Todos sus contactos son con metapelitas, de tipo transicional hacia el este y neto hacia el oeste; mientras que hacia el norte se acuña y hacia el sur se hace más potente, llegando a los 400 m de espesor antes de desaparecer bajo la cubierta sedimentaria moderna. Sus mejores afloramientos son los de la zona de Tres Pasos, ubicada en la intersección del río Cañada Honda y el camino de las canteras de filitas (Fig. 3a). Esta unidad presenta foliación de plano

FACIES Y CÓDIGO	TEXTURA METAMÓRFICA	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA – LITOLÓGICA		
		E: esqueleto – M: matriz D: dominante – S: secundario – A: accesorio		
Paraconglomerado con matriz fangosa masivo (Cfm)	Blastorudítica	E	D	Cuarcitas de textura poligonal – Cuarzo
			S	Filitas masivas
		M	D	Muscovita – Clorita
			S	Cuarzo
			A	Zircón – Turmalina
Paraconglomerado con matriz areno-fangosa, fábrica abierta (Caa) y fábrica cerrada (Cac)		E	D	Cuarcitas de textura poligonal
			S	Filitas masivas
		M	D	Filitas masivas – Cuarcitas de textura poligonal – Cuarzo
			S	Muscovita – Clorita
			A	Plagioclasa – Feld. potásico – Zircón – Turmalina – Pirita
Sabulita con gradación normal (Sg)		E	D	Cuarcitas de textura poligonal – Cuarzo
			S	Filitas masivas
		M	D	Cuarzo – Muscovita – Clorita
			A	Zircón – Turmalina – Plagioclasa – Feld. potásico
			Vaque fina (Vf)	Blastopsamítica a granolepidoblástica
A	Plagioclasa – Feld. potásico – Zircón – Turmalina – Pirita			
M	Cuarzo – Muscovita – Clorita			
Fangolita guijarrosa laminada (FGL) y Fangolita sabulítica laminada (FSI)	Blastorudítica con matriz granolepidoblástica	E	D	Cuarcitas de textura poligonal
			S	Cuarcitas micáceas – Cuarzo
		M	D	Muscovita – Clorita – Cuarzo
			S	Cuarcitas de textura poligonal
			A	Biotita – Plagioclasa – Feld. potásico – Zircón – Pirita
Fangolita masiva (Fm) y laminada (FI)	Lépidogranoblástica	D	Muscovita – Clorita – Cuarzo	
		S	Cuarcitas de textura poligonal	
		A	Biotita – Plagioclasa – Feld. potásico – Zircón – Turmalina – Pirita	

Tabla 1. Características complementarias de las litofacies identificadas en los metaconglomerados de la Formación San Luis.
Table 1. Supplementary characteristics of lithofacies identified in the metaconglomerates of San Luis Formation.

axial (S_1) irregular y subparalela a la estratificación original (S_0), ambas con buzamiento casi vertical y rumbo NNE. Los clastos se encuentran estirados según S_1 , con un parámetro de deformación (R_s) de 1.5 a 3.0 y un acortamiento de 50% (Ramos *et al.*, 1996).

En la sección relevada, esta unidad alcanza 270 m de potencia y ha sido dividida en tres intervalos,

sobre la base de la preponderancia de diferentes tipos de facies en el registro vertical. El intervalo inferior tiene 60 m de potencia y se conforma principalmente por paraconglomerados masivos con dominio de matriz fangosa (Cfm) y delgadas intercalaciones de fangolitas masivas (Fm). El segundo intervalo tiene 40 m de potencia y se compone de sabulitas con gradación normal (Sg), con intercalaciones de

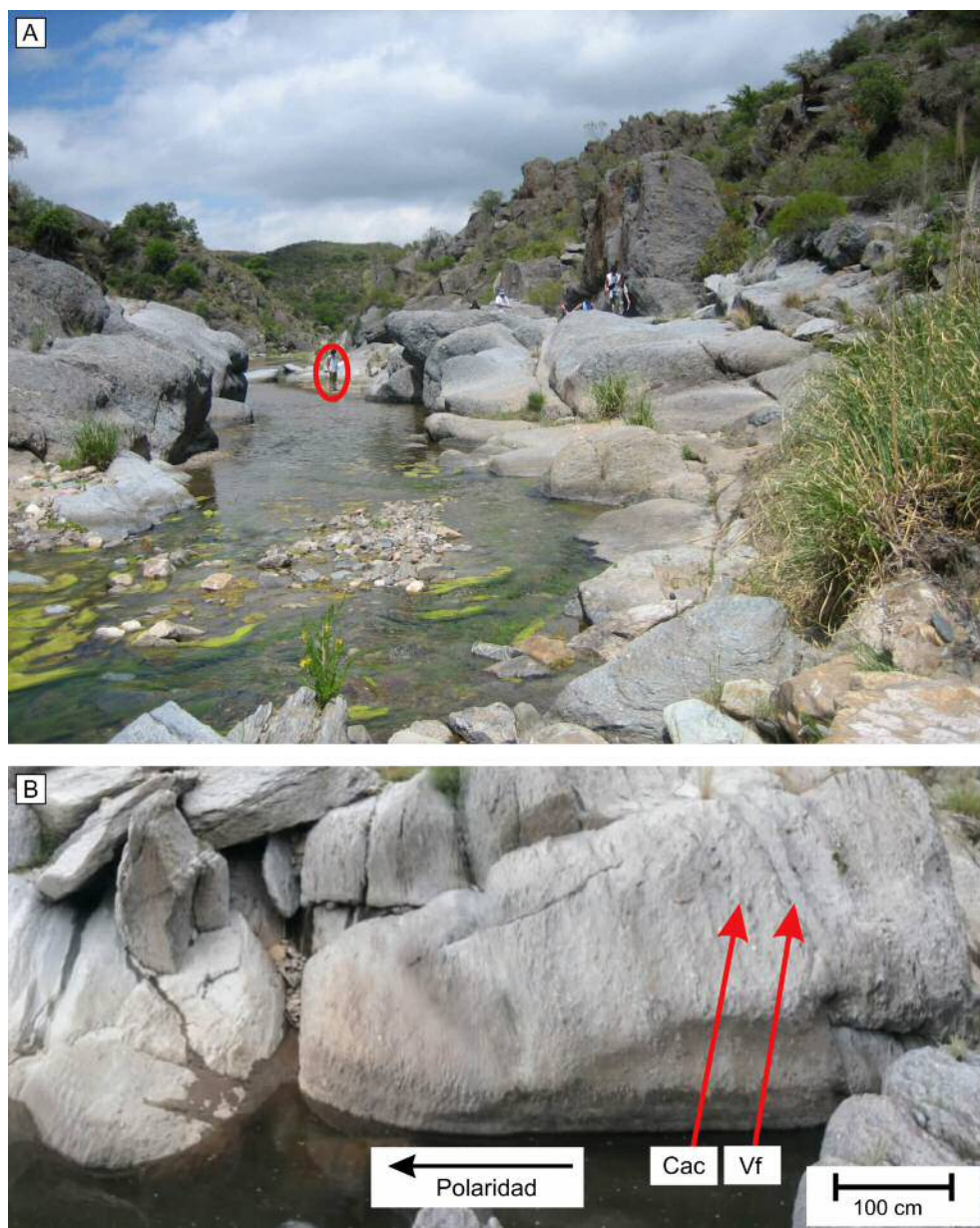


Figura 3. Metaconglomerado Cañada Honda en la localidad de Tres Pasos. **a)** Vista de afloramiento, persona como escala (círculo rojo). **b)** Vista de estratofábrica del intervalo superior. Cac = paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada. Vf = fangolitas arenosas masivas.

Figure 3. Cañada Honda Metaconglomerate at Tres Pasos locality. **a)** View of the outcrop, person for scale (red circle). **b)** Detailed view of the bedding of the upper section. Cac = massive paraconglomerate with sandy matrix and close framework. Vf = fine-grained wacke.

fangolitas masivas (Fm). El intervalo superior (Fig. 3b) tiene 170 m de potencia y está conformado por paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa), paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada (Cac), delgadas intercalaciones de fangolitas arenosas masivas (Vf) y fangolitas laminadas (Fl) muy escasas.

Paraconglomerado con matriz fangosa masivo (Cfm)

Esta facies corresponde a paraconglomerados de gravas y bloques, predominantemente matriz sostén y de estructura masiva (Fig. 4a). El esqueleto ocupa

menos del 30% de la roca, se compone por una moda principal de guijarros (3 a 4 cm) y otra secundaria de bloques (40 cm), con tamaño máximo de 50 cm y contornos subredondeados a subangulosos. La matriz ocupa más del 70% de la roca y es fangosa, con cantidades subordinadas de arena (Fig. 4b). La fábrica es desorganizada, lo cual le imprime un carácter masivo al depósito, no obstante se ha observado una tendencia a la horizontalización de los ejes mayores de los clastos hacia el techo del nivel estratigráfico. Los estratos presentan espesor decimétrico a métrico (0,3 a 5 m), con bases irregulares. Se encuentran intercalados con bancos de fangolitas masivas (Fm) de espesor decimétrico.

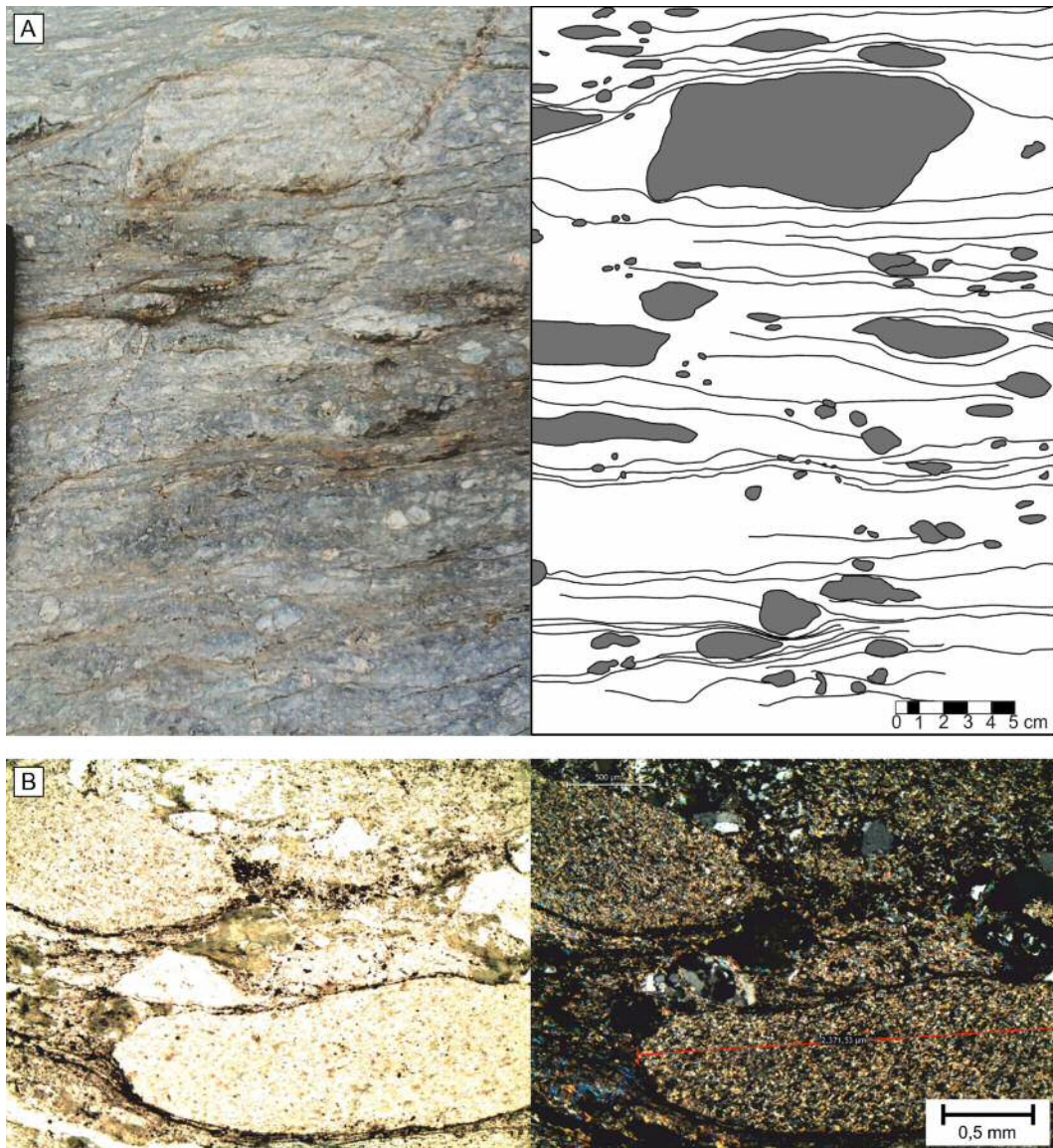


Figura 4. Facies de paraconglomerado masivo con matriz fangosa (Cfm), característico del intervalo inferior del Metaconglomerado Cañada Honda. **a)** Detalle de la matriz y la fracción gránulo a guijarro, fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **b)** Fotografía de corte delgado de clastos de filita sericítica y granos de cuarzo en matriz fangosa, nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

Figure 4. Massive paraconglomerate with muddy matrix (Cfm), the dominant lithofacies in the lower section of Cañada Honda Metaconglomerate. **a)** Detail of the matrix and granule- to pebble--size clasts, field photograph (left) and sketch (right). **b)** Thin section photograph of sericitic phyllite clasts and quartz grains floating in a muddy matrix; plane polarized light (left) and cross polarized light (right).

La fábrica caótica del depósito refleja la posición y la forma en que cada clasto viajaba entrampado por la abundante matriz cohesiva que impedía su movimiento individual. La presencia de bases irregulares se atribuye al efecto de la deformación dúctil sobre materiales con distinta competencia. Por lo tanto, se considera que las bases serían originalmente netas y no erosivas. De esta manera se

interpreta que esta facies habría sido transportada por flujos de detritos subácueos, cohesivos, densos, con reología plástica y baja eficiencia; donde los clastos fueron sustentados por flotación y cohesividad de la matriz arcilla-agua, cuya alta concentración aumenta la viscosidad, inhibiendo la turbulencia y favoreciendo el flujo laminar (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). La depositación

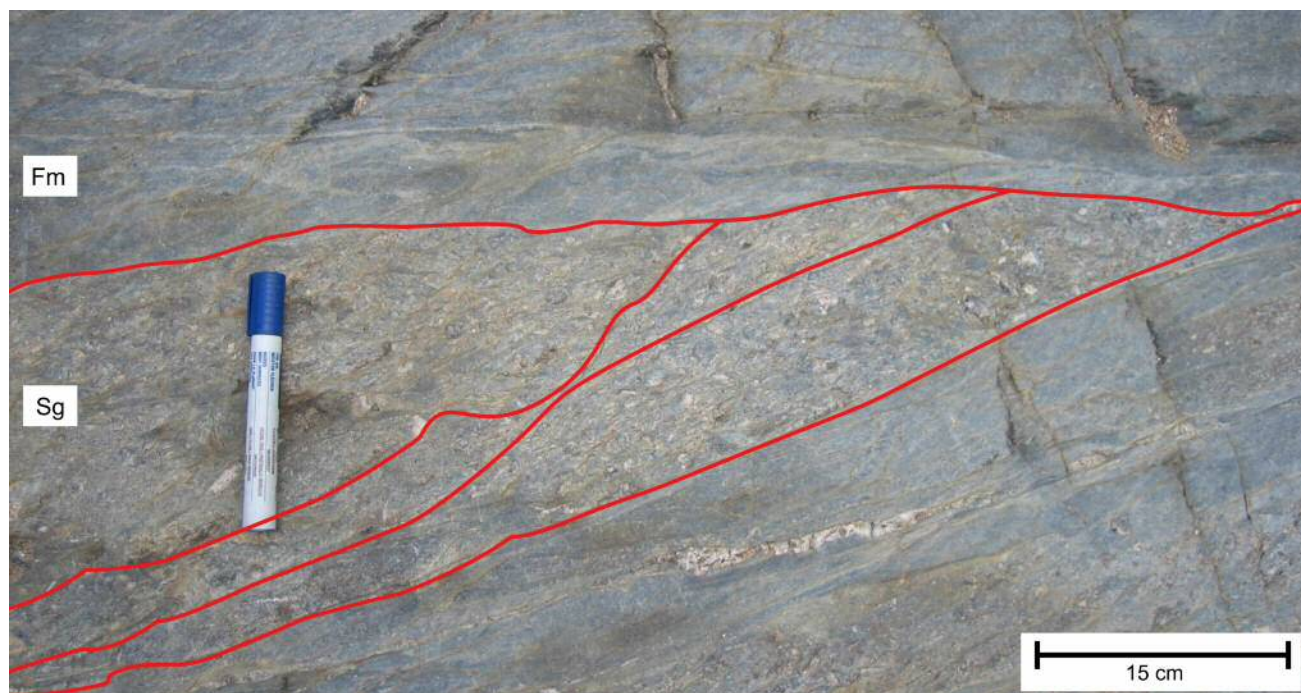


Figura 5. Facies de sabulita con gradación normal (Sg) y facies de fangolitas masivas (Fm), en el segundo intervalo del Metaconglomerado Cañada Honda. En rojo se resaltan las lentes amalgamadas de la facies Sg.

Figure 5. Facies of sabulite with normal gradation (Sg) and massive mudstones (Fm), typical of the middle section of Cañada Honda Metaconglomerate. Amalgamated lenses of lithofacies Sg are highlighted in red.

se habría producido en masa por congelamiento cohesivo (Lowe, 1982). Correspondería a la facies F1 del modelo de facies de Mutti (1992).

Sabulita con gradación normal (Sg)

Esta facies consiste en lentes de sabulitas clasto-sostén con gradación normal. El esqueleto ocupa hasta el 60% de la roca y se compone de una moda de gránulos a guijas en la base y una moda de arenas gruesas en el techo, todas con contornos subredondeados a subangulosos. La matriz ocupa como máximo el 40% de la roca y es fango-arenosa. Esta facies se presenta en lentes con bases erosivas (Fig. 5), de espesor decimétrico y hasta 2 m de extensión lateral; generalmente amalgamadas. Son el principal indicador de polaridad dentro del metaconglomerado, indicando su techo hacia el oeste. La aparición de esta facies define el inicio del segundo intervalo. Allí se presenta en dos situaciones distintas; principalmente como lentes aisladas en los bancos de fangolitas masivas (Fm), y en menor medida, directamente por encima de la facies Cfm, mediante superficies de erosión.

Las superficies erosivas basales se habrían generado durante la fase inicial del flujo, bajo un régimen supercrítico. Por su parte, la gradación normal refleja el aumento de la tasa de decantación conforme el flujo se desacelera, inhibiendo progresivamente los mecanismos de sustentación hasta que el flujo colapsa y deposita rápidamente su carga suspensiva. De este modo, se interpreta que esta facies habría sido transportada por corrientes de turbidez de alta densidad, con alta carga gravo-arenosa y régimen supercrítico. La depositación se habría producido por segregación gradual debido a la continua desaceleración del flujo (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). Esta facies sería equivalente a las divisiones S1 y S3 del esquema de facies de Lowe (1982); además presenta características comunes a las facies F3, F4 y F5 del modelo de facies de Mutti (1992).

Fangolita masiva (Fm)

Esta facies se compone de fangolitas masivas con cantidades subordinadas de arena, similar a la matriz de la facies Cfm. Se dispone en estratos tabulares

de espesor decimétrico (0,1 a 0,5 m), con bases transicionales que copian la forma de los techos de la facies Cfm, con la cual se encuentra intercalada. En el intervalo medio se observan niveles de hasta 1 m de potencia que intercalan con las capas lenticulares de la facies Sg (Fig. 5).

Esta facies habría sido transportada como remanentes suspendidos sobre los flujos de detritos cohesivos y las corrientes de turbidez de alta densidad; probablemente en una nube turbulenta de comportamiento variable entre flujo de detritos de baja densidad y flujo de turbidez (Mutti, 1992). La depositación se habría producido por colapso, ante una desaceleración súbita de los flujos basales responsables de su sustentación.

Paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa)

Esta facies consiste en paraconglomerados polimícticos masivos, matriz sostén y de fábrica abierta. El esqueleto ocupa hasta un 40% de la roca y presenta una moda de guijarros a guijones (3 a 10 cm), con un tamaño máximo de 35 cm y contornos subredondeados a subangulosos (Fig. 6a). La matriz presenta predominio de arenas finas a gruesas sobre el fango (Fig. 6b). Esta facies presenta fábrica principalmente desorganizada, pero con tendencia de los ejes mayores de los clastos a la horizontalidad (subparalelos a S_0 y S_1). Se dispone en estratos de geometría aparentemente tabular, con espesor decimétrico a métrico (3 m promedio). Las bases son netas a levemente erosivas y los techos son transicionales hacia niveles delgados de vaques finas (Vf), sin embargo son comunes las amalgamas.

Esta facies habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos, de comportamiento no newtoniano, reología plástica a fluida y régimen supercrítico; donde los clastos fueron sustentados, en parte, por flotación en un flujo laminar que atrapa agua intersticial a sobrepresión (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). La depositación se habría producido por congelamiento friccional. Se atribuye la ausencia de superficies basales erosivas de importancia al mecanismo de hidroplaneo que, si bien no es común, puede ocurrir en estos flujos (Mohrig *et al.*, 1998). La tendencia a la alineación horizontal de los ejes mayores de los clastos debe interpretarse con cuidado, pues podría estar resaltado por efecto de la deformación dúctil (Ramos *et al.*,

1996). Correspondería a la facies F2 del modelo de facies de Mutti (1992).

Paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada (Cac)

Esta facies consiste en paraconglomerados polimícticos, matriz a clasto-sostén, de fábrica semi-cerrada a cerrada. El esqueleto ocupa hasta el 75% de la roca y presenta una moda de guijarros a guijones (3 a 10 cm), con un tamaño máximo de 45 cm y contornos subredondeados a subangulosos (Fig. 7a). La matriz presenta predominio de arenas finas a gruesas sobre el fango. Esta facies presenta fábrica parcialmente organizada, con los ejes mayores de los clastos en posición subhorizontal (subparalelos a S_0 y S_1); gradación inversa en los primeros 5 a 10 cm de los estratos de mayor potencia y clastos de 5 a 20 cm sobresaliendo del techo de los estratos (Fig. 7b). Se dispone en estratos de geometría aparentemente tabular, con espesor decimétrico a métrico. Las bases son netas a levemente erosivas y los techos son transicionales hacia niveles delgados de vaques finas (Vf) (Fig. 8); aunque en ocasiones pueden observarse niveles conglomerádicos amalgamados.

Esta facies habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos similares a lo descrito para la facies Caa. En este caso, la depositación se habría producido por segregación gradual debido a dilución del flujo. La presencia de gradación inversa en la base de algunos litosomas se debería a un aumento de velocidades hacia arriba, causado por presión dispersiva en la base de flujos con alta concentración de partículas (Sanders, 1965). Asimismo, este mecanismo inhibe el flujo turbulento en favor del flujo laminar, propiciando la alineación horizontal de los ejes mayores de los clastos (Mulder y Alexander, 2001). Sin embargo, tal ordenamiento de clastos debe interpretarse con cuidado, pues podría estar resaltado por efecto de la deformación dúctil (Ramos *et al.*, 1996). Correspondería a la facies F3 del modelo de facies de Mutti (1992).

Vaque fina (Vf)

Esta facies consiste en vaques masivas con 50 a 70% de esqueleto compuesto por arenas finas; y 50 a 30% de matriz fangosa. Sucede transicionalmente a las facies Caa y Cac, en bancos de geometría aparentemente tabular y espesor centimétrico (hasta 0,4 m) (Fig. 8).

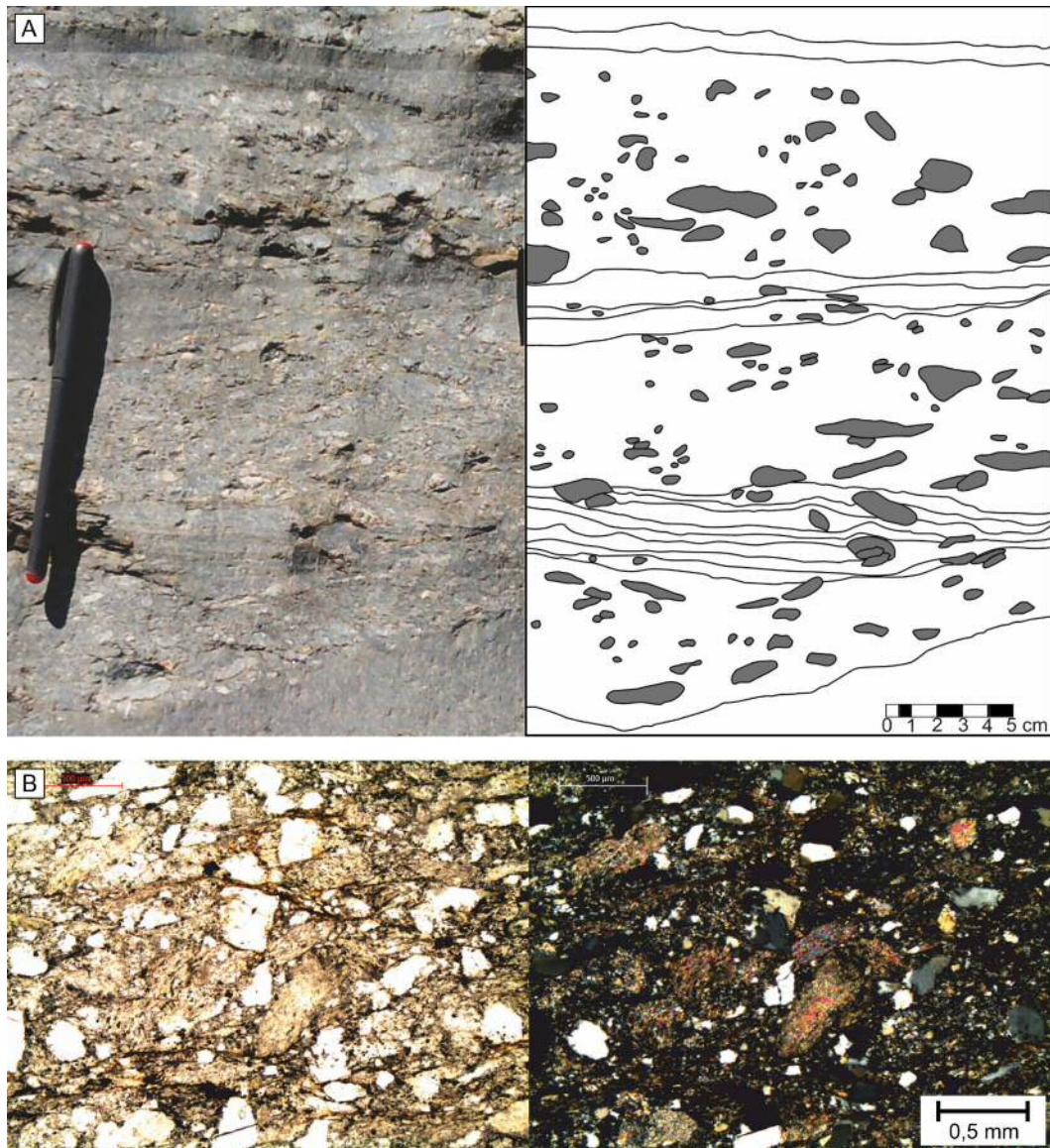


Figura 6. Facies de paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa), en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda. **a)** Detalle de clastos flotantes subparalelos a la laminación primaria (S_0) y metamórfica (S_1); fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **b)** Fotografía de corte delgado de la matriz areno-fangosa, con granos de filita sericítica y cuarzo monocristalino; nicóles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

Figure 6. Paraconglomerate with sand-rich, muddy matrix and open framework (Caa), at the upper section of Cañada Honda Metaconglomerate. **a)** Detailed view of floating clasts subparallel to the primary (S_0) and metamorphic (S_1) laminations, field photograph (left) and sketch (right). **b)** Thin section photograph of mud-rich sandy matrix, with grains of sericitic phyllite and monocrystalline quartz; plane polarized light (left) and cross polarized light (right).

Se interpreta que esta facies habría sido transportada como remanentes suspendidos sobre los flujos hiperconcentrados, probablemente en una nube turbulenta de comportamiento variable entre flujo de detritos de baja densidad y flujo de turbidez (Mutti, 1992). La depositación se habría producido por colapso, ante la desaceleración de los flujos basales responsables de su sustentación.

Fangolita laminada (Fl)

Esta facies corresponde a fangolitas con laminación planoparalela bien desarrollada. Conforma cuerpos con geometría laminar de espesor milimétrico, que suceden a la facies Vf mediante contactos netos (Fig. 8).

Esta facies habría sido depositada por decantación

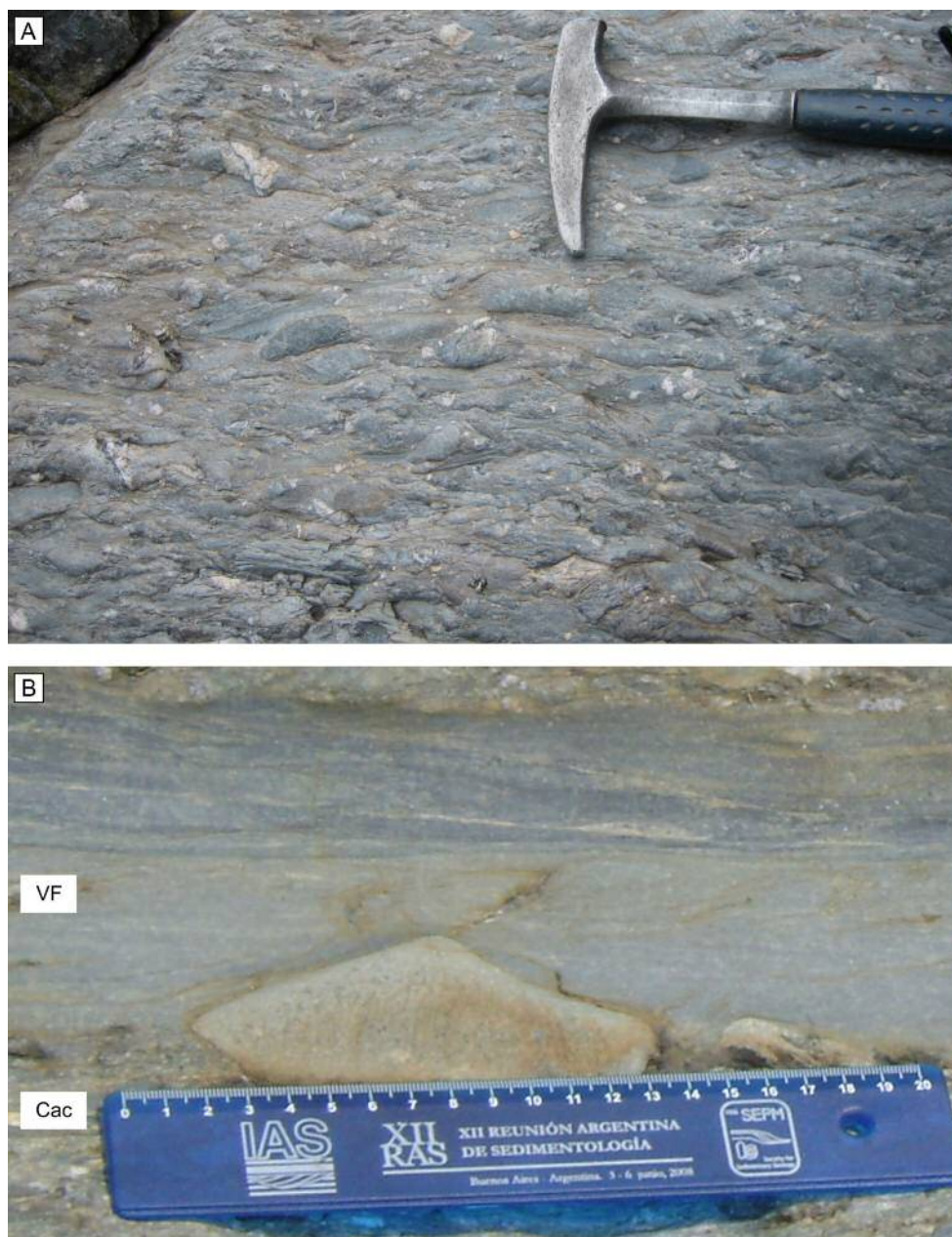


Figura 7. Facies de paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada (Cac), en el intervalo superior del Metaconglomerado Cañada Honda. **a)** Detalle de la fábrica cerrada, con clastos subparalelos a la laminación primaria (S_0) y metamórfica (S_1). **b)** Clasto de 11 cm sobresaliendo del techo del banco conglomerádico.

Figure 7. Paraconglomerate with sand-rich, muddy matrix and closed framework (Cac), at the upper section of Cañada Honda Metaconglomerate.

a) Detailed view of closed packing and clasts subparallel to the primary (S_0) and metamorphic (S_1) laminations. **b)** 11-cm long clast protruding from the top of the conglomeradic layer (outsized clast).

de material transportado directamente en suspensión como plumas de baja densidad en el agua marina (Bennett y Glasser, 2009).

FACIES DEL METACONGLOMERADO ARROYO CURTIEMBRE

El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre fue mencionado originalmente por Ortiz Suárez *et al.* (1992) y denominado y descripto por Ramos *et al.* (1996) y Ortiz Suárez (1999). El mismo aflora en el sector norte de la faja Occidental de la Formación San Luis, a unos 5 km al noreste de La Carolina (Fig. 1).

Tiene una potencia media de 115 m y una extensión lateral de 2 km con rumbo NNE – SSO. Sus mejores afloramientos se observaron en las nacientes del Arroyo Curtiembre, 300 m al oeste de la Estancia Los Cerros (Fig. 9a), donde se reconoce una sola facies psefítica intercalada con una facies pelítica (Fig. 9b). Este metaconglomerado presenta distintos tipos de contactos litológicos, siendo el contacto con metaareniscas transicional hacia el norte y neto al oeste, en tanto que el contacto con filitas es transicional hacia el sur y neto al este, con intercalaciones de metavolcanitas. Presenta buzamiento casi vertical con foliación de plano axial (S_1) subparalela a los



Figura 8. Facies de vaque fina (Vf) gradando a fangolita laminada (Fl), coronando un estrato de paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada (Cac).

Figure 8. Fine-grained wackes (Vf) grading to laminated mudstone (Fl), capping a bed of paraconglomerate with a sand-rich muddy matrix and closed framework (Cac).

planos de estratificación (S_0), además de clivaje de crenulación (S_2). Los clastos se encuentran estirados según S_1 , con un parámetro de deformación (R_s) de 3,0 y una asimetría de 4° al oeste de S_1 , interpretada como una orientación de clastos predeformacional (S_0) (Ramos *et al.*, 1996).

Fangolita laminada (Fl)

Esta facies corresponde a fangolitas con laminación planoparalela bien desarrollada. Conforman cuerpos con geometría tabular de espesor decimétrico a métrico (0,3 a 5 m) (Fig. 9b).

Se interpreta que esta facies se habría depositado por decantación de material transportado directamente en suspensión como plumas de baja densidad en el agua marina (Bennett y Glasser, 2009).

Fangolita guijarrosa laminada (Fgl)

Esta facies corresponde a fangolitas guijarrosas con laminación planoparalela. El esqueleto rara vez supera el 15% de la roca y su moda son guijarros (3 a 4 cm) con tamaño máximo de 15 cm, de contornos subredondeados a subangulosos (Fig. 10a). Los

clastos presentan sus ejes mayores paralelos a subparalelos con las superficies S_0 y S_1 . La matriz ocupa más de 85% de la roca, es fangosa y con escasa proporción de arena (Fig. 10b). Presenta laminación planoparalela bien desarrollada, que en muchos casos se observa deformada en la base de los clastos (Fig. 11a), indicando la polaridad de la secuencia hacia el este. Esta facies conforma cuerpos con geometría tabular de espesor decimétrico a métrico (0,3 a 8 m); los cuales se intercalan con estratos de fangolitas laminadas sin guijas (Fl) mediante contactos transicionales (Figs. 9b, 11b).

Se considera que esta facies habría sido depositada por lluvia de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino (Bennett y Glasser, 2009). Un rasgo distintivo es la presencia de relictos de laminación premetamórfica deformada por debajo de la base de los clastos, lo cual es una característica diagnóstica de *dropstones* transportados por hielo (Hladil, 1991). Sin embargo, no se han registrado otros rasgos de importancia para la determinación del origen glacial de esta litofacies, tal como la presencia de clastos con superficies estriadas y pulidas. No obstante, el reconocimiento de tales características no es eviden-



Figura 9. Sección tipo del Metaconglomerado Arroyo Curtiembre, 300 m al oeste de Estancia Los Cerros. **a)** Vista de afloramiento, persona como escala (círculo rojo). **b)** Vista de estratofábrica, con alternancia de las facies típicas de esta unidad; cada división del jalón mide 20 cm. FGI = fangolita guijarrosa laminada. FI = fangolitas laminadas.

Figure 9. Arroyo Curtiembre Metaconglomerate at its type section, 300 m west of Estancia Los Cerros.

a) View of the outcrop, person for scale (red circle). **b)** Detailed view of the bedding with alternation of the two facies comprising this unit; each division of the stick is 20 cm long. FGI = pebbly laminated mudstone. FI = laminated mudstone.

cia imprescindible para identificar depósitos de origen glacial (Pickering *et al.*, 1986). En este caso particular, la ausencia de este rasgo podría atribuirse al efecto del metamorfismo y deformación dúctil a la que fue sometida la Formación San Luis, que habrían causado la recristalización parcial de los clastos obliterando las texturas superficiales. Un caso similar ocurre con los *dropstones* del Grupo Gwna de la isla Llanddwyn de Gales, estudiados por Kawai

et al. (2008). La facies FGI sería similar a las *pebbly mudstones* descriptas por Crowell (1957), quien las interpretó como depositadas en ambiente glaciario.

FACIES DEL METACONGLOMERADO CERRO BLANCO

La primera mención que existe de este depósito es la de Fuentes (2010), quien lo reconoce sin proponer

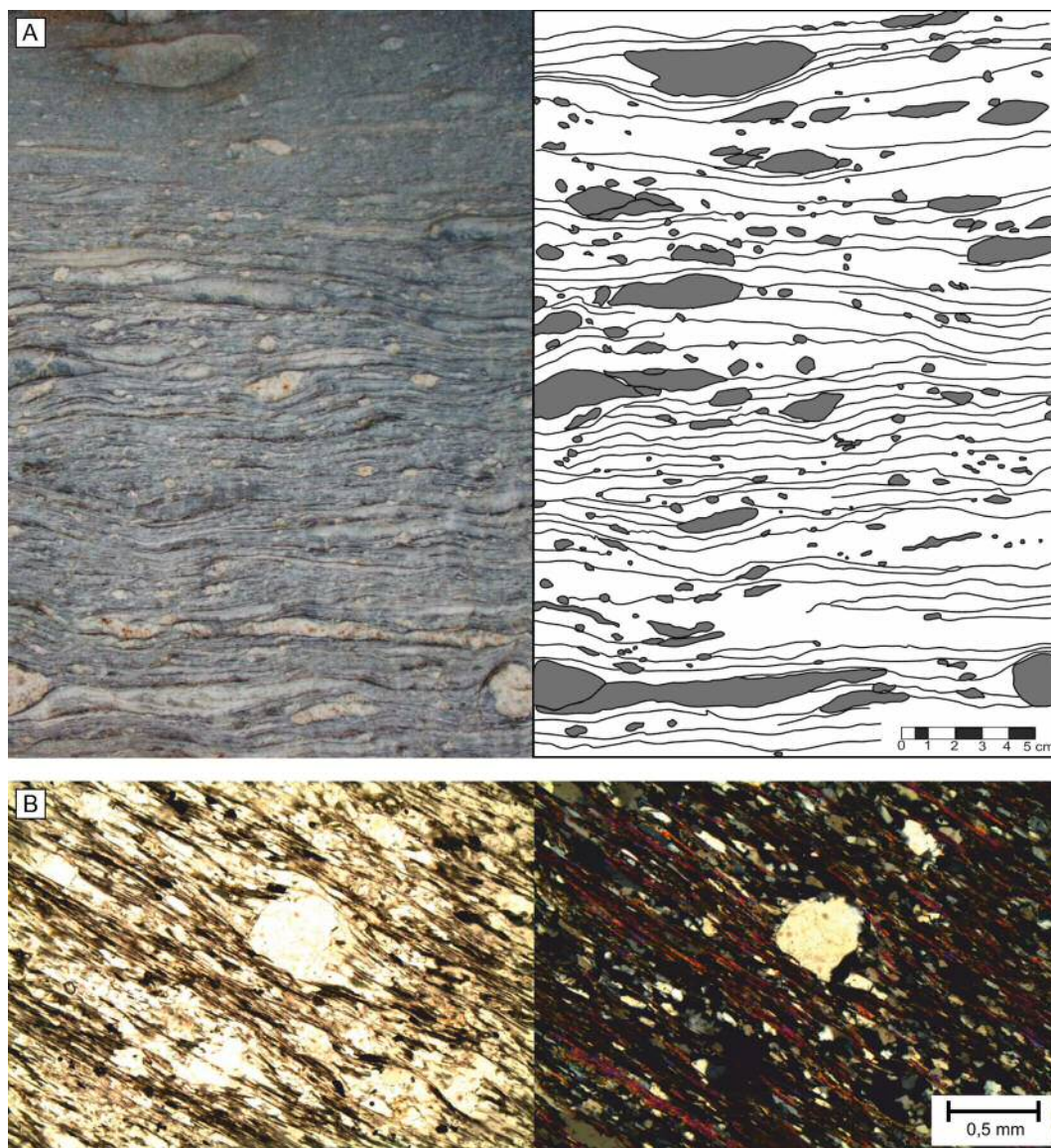


Figura 10. Facies de fangolita guijarrosa laminada (FGL) del Metaconglomerado Arroyo Curtiembre. **a)** Laminación primaria (S_0) deformada por alta concentración de guijarros (*dropstones*); fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **b)** Fotografía de corte delgado de grano de arena flotando en matriz fangosa; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

Figure 10. Facies of pebbly laminated mudstone (FGL) of Arroyo Curtiembre Metaconglomerate. **a)** Primary lamination (S_0) disturbed by high concentration of pebbles (*dropstones*), field photograph (left) and sketch (right). **b)** Thin section photograph of quartz grains floating on a muddy matrix; plane polarized light (left) and cross polarized light (right).

una denominación al mismo, por lo tanto ésta es la primera mención bajo este nombre. Aflora en la faja Occidental de la Formación San Luis, en la ladera oriental del Cerro Blanco, 6 km al suroeste de La Carolina y 1 km al norte de la Estancia Rama (Fig. 1). Tiene una potencia aproximada de 35 m y una extensión lateral de 300 m con rumbo NNE-SSO. Todos sus contactos litológicos son transicionales, con meta-areniscas hacia el oeste y con filitas hacia el norte, el sur y el este. Toda la unidad presenta

buzamiento subvertical, con foliación de plano axial (S_1) paralela a subparalela a las superficies de estratificación (S_0). Esta metasedimentita conglomerádica está conformada por la alternancia de fangolitas laminadas (Fl) y fangolitas sabulíticas laminadas (FSl).

Fangolita sabulítica laminada (FSl)

Corresponde a fangolitas sabulíticas con lami-

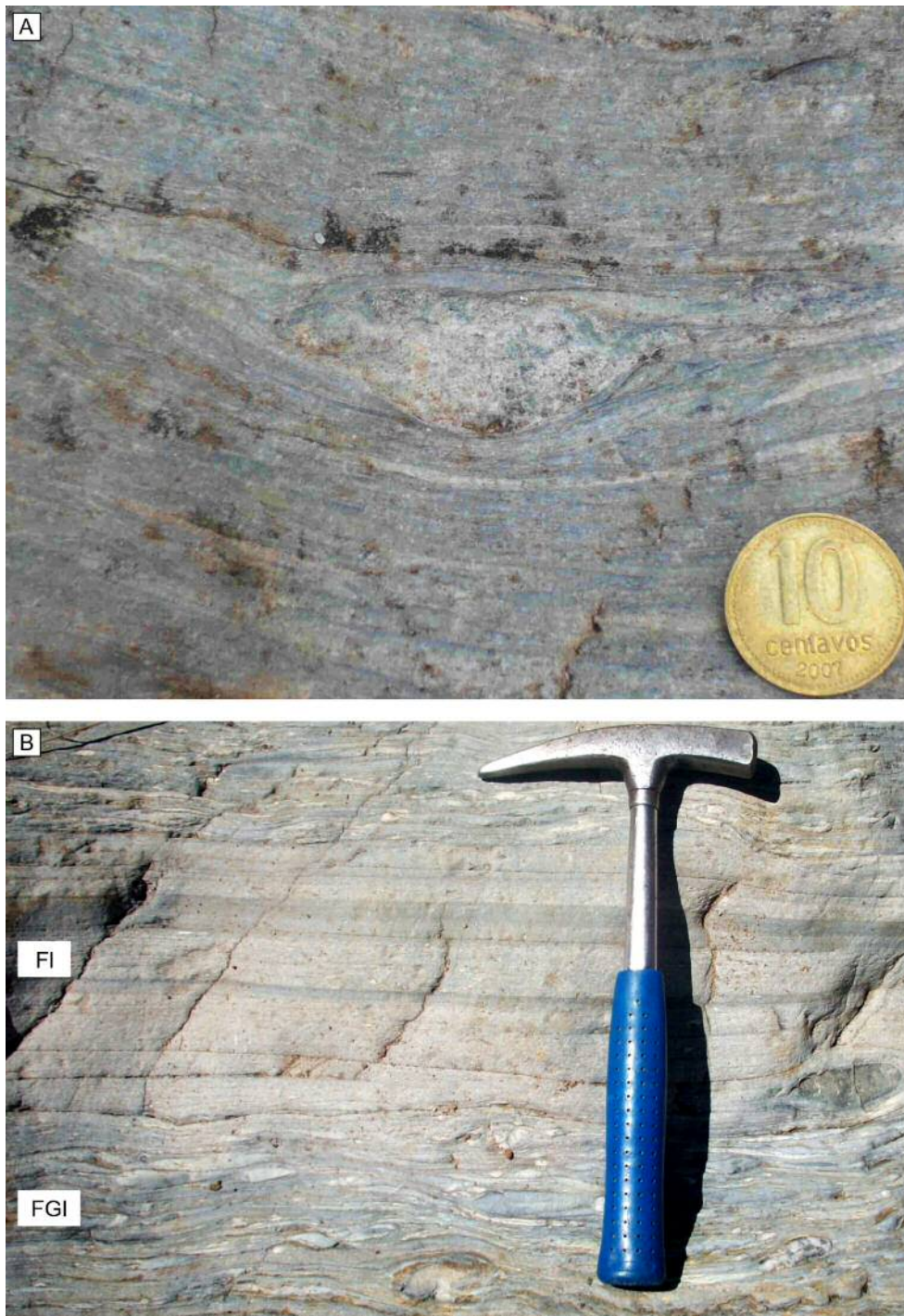


Figura 11. Facies de fangolita guijarrosa laminada (FGI) del Metaconglomerado Arroyo Curtiembre. **a)** Detalle de laminación sedimentaria (S_0) deformada por guijarro. **b)** Facies de fangolita laminada (FI) con contacto transicional desde niveles de fangolita guijarrosa laminada (FGI), martillo (30 cm de largo) de escala.

Figure 11. Facies of pebbly laminated mudstone (FGI) of Arroyo Curtiembre Metaconglomerate. **a)** Detailed view of the sedimentary lamination (S_0) deformed by pebble. **b)** Facies of laminated mudstone (FI) with transitional contact from underlying pebbly laminated mudstone (FGI), hammer (30 cm long) for scale.

nación planoparalela. El esqueleto ocupa hasta un 15% de la roca y su moda es de gránulos a guijas (0,2 a 1 cm) con tamaño máximo de 3 cm, de contornos subredondeados a subangulosos (Fig. 12a). Los clastos presentan sus ejes mayores paralelos a subparalelos con las superficies S_0 y S_1 . La matriz ocupa más de 85% de la roca, es fangosa con escasa proporción de arena y presenta laminación horizontal bien desarrollada, que se observa levemente deformada

en la base de algunos clastos mayores (Fig. 12a, b). Esta facies se presenta en cuerpos con geometría tabular de espesor decimétrico a métrico (0,3 a 2 m), que se intercalan con estratos de la facies FI mediante contactos transicionales.

Esta facies se habría depositado por lluvia de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino (Bennett y Glasser, 2009). La misma posee muchas similitudes con las *pebbly mudstones*

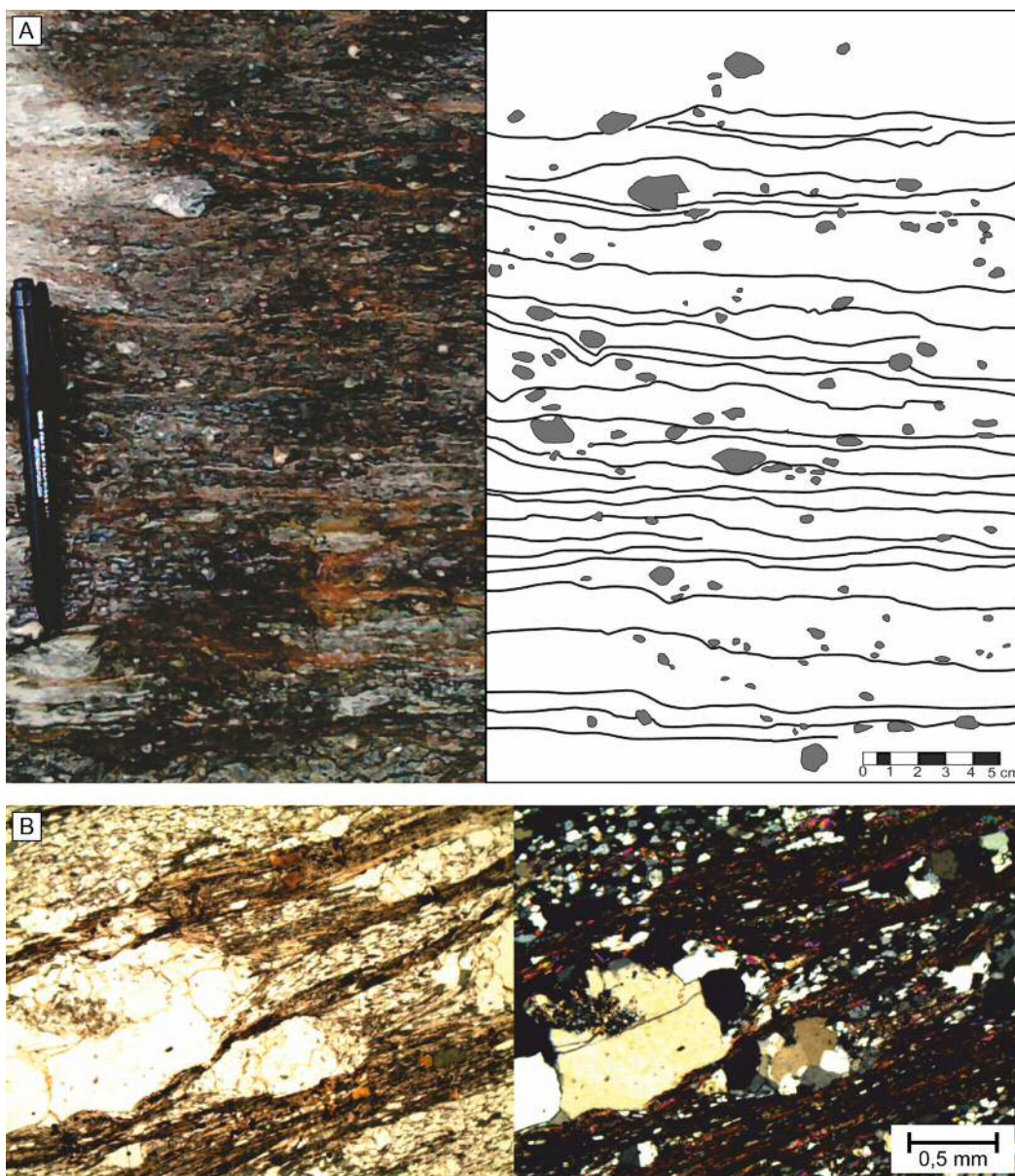


Figura 12. Facies de fangolita sabulítica laminada (FSL) del Metaconglomerado Cerro Blanco. **a)** Laminación primaria (S_0) levemente deformada por escasos gránulos aislados (*dropstones*), fotografía de campo (izquierda) y esquema (derecha). **b)** Fotografía de corte delgado de la matriz fangosa con laminación alternada de cuarzo y micas, deformada alrededor de gránulos de cuarcita; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

Figure 12. Lithofacies of sabulitic laminated mudstone (FSL) of Cerro Blanco Metaconglomerate. **a)** Primary lamination (S_0) slightly disturbed by sparse granules (*dropstones*), field photograph (left) and sketch (right). **b)** Thin section photograph of muddy matrix with alternated laminites of quartz and mica, disturbed around quartz granules; plane polarized light (left) and cross polarized light (right).

descriptas por Crowell (1957), quien las interpretó como generadas en ambiente glaciario.

ASOCIACIONES DE FACIES Y SISTEMAS DE DEPOSITACIÓN

En el presente apartado se resumen las principales

asociaciones verticales de facies registradas en las distintas unidades metasedimentarias para posteriormente discutir su significado desde el punto de vista de los sistemas de acumulación que podrían representar.

En el Metaconglomerado Cañada Honda se registran tres intervalos estratigráficos con asocia-

ciones verticales de facies características. El intervalo basal (60 m) está caracterizado por la asociación de facies Cfm-Fm (Fig. 13a), definida como conglomerados masivos fango sostén (Cfm) sucedidos por delgados bancos de fangolitas masivas (Fm). Esta asociación se interpreta como el producto de flujos de detritos cohesivos que culminan con la depositación de remanentes suspendidos sobre los mismos. Tales flujos son característicos de los cañones de talud que representan la zona de transferencia del sistema de talud – llanura abisal (Mutti *et al.*, 1994; Posamentier y Walker, 2006).

El segundo intervalo (40 m) se compone de la asociación de facies Sg-Fm (Fig. 13b), compuesta por sabulitas con gradación normal (Sg) sucedidas por fangolitas masivas (Fm). Esta asociación es interpretada como el producto de flujos turbidíticos desacelerantes y de densidad decreciente, los cuales se habrían desarrollado durante las etapas finales de relleno del cañón.

El tercer intervalo (170 m) queda caracterizado por dos asociaciones de facies. La asociación dominante en la base del intervalo es Cac-Vf-Fl (Fig. 13c), constituida por paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada (Cac), vaques finas (Vf) y fangolitas laminadas (Fl); mientras que hacia el techo del intervalo domina la asociación de facies Caa-Vf-Fl, constituida por paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa), acompañados de vaques finas y fangolitas laminadas como en el caso anterior (Fig. 13d). En las dos asociaciones que componen el tercer intervalo predominan las facies de conglomerados sobre el resto de las litologías; y ambas asociaciones son interpretadas como productos de flujos hiperconcentrados no cohesivos con diferentes grados de dilución, los cuales culminan con la depositación de remanentes suspendidos sobre los mismos. Flujos con esas características pueden evolucionar a partir de la progresiva dilución de flujos cohesivos y caracterizan zonas distales de los cañones de talud, las cuales representan la zona de depositación proximal del sistema de talud – llanura abisal (Mutti *et al.*, 1994; Posamentier y Walker, 2006).

A partir del análisis regional de los depósitos, se observa que los niveles de conglomerados y areniscas se intercalan entre potentes depósitos pelíticos de planicie cuencal (Fig. 2); lo cual constituye un argumento adicional a favor de su interpretación como depósitos de talud. Esta interpretación es

coincidente con lo que propusieran Prozzi (1990), Ramos *et al.* (1996) y Zavala *et al.* (2000). Sin embargo, se contraponen con las propuestas de Rivarola y Ortiz Suárez (2008) y Perón Orrillo *et al.* (2012), quienes asignaran parcial o totalmente estos depósitos a un ambiente glacimarino.

Los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco fueron considerados como unidades estratigráficas equivalentes por Perón Orrillo *et al.* (2012), en función de: su ubicación dentro de la misma faja y en idéntica posición estratigráfica (ambos suprayacen a niveles de areniscas sabulíticas e infrayacen a pelitas), así como sus similitudes litológicas. En concordancia con esa propuesta, en este trabajo son tratados en forma conjunta, ya que presentan asociaciones de facies similares, que responderían al mismo conjunto de procesos de acumulación.

El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre queda caracterizado por la intercalación de fangolitas laminadas (Fl) y fangolitas guijarrosas laminadas (Fgl); mientras que, en el Metaconglomerado Cerro Blanco dichas fangolitas intercalan con fangolitas sabulíticas laminadas (Fsl) (Figs. 13e, f). Ambas asociaciones de facies (Fl-Fgl y Fl-Fsl) serían el producto de la decantación continua de material transportado en suspensión como plumas de baja densidad (facies Fl) asociado a eventos de lluvia de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino (facies Fgl y Fsl). Estos procesos habrían tenido lugar en la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarino, según el modelo de Edwards (1986). La marcada alternancia de las facies mencionadas indicaría períodos relativamente cortos, con y sin presencia de *icebergs* y mantos de hielos marinos. A pesar de todas las coincidencias antes mencionadas, es importante señalar algunas diferencias entre los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco, tales como la diferencia en el espesor total de ambos intervalos estratigráficos y la marcada disminución de la fracción dominante de su esqueleto, de guijas a gránulos respectivamente. Tales diferencias permiten postular que el Metaconglomerado Cerro Blanco fue depositado en posiciones más distales respecto del frente glaciarario.

CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico y petrográfico detallado de tres metasedimentitas psefíticas pertene-

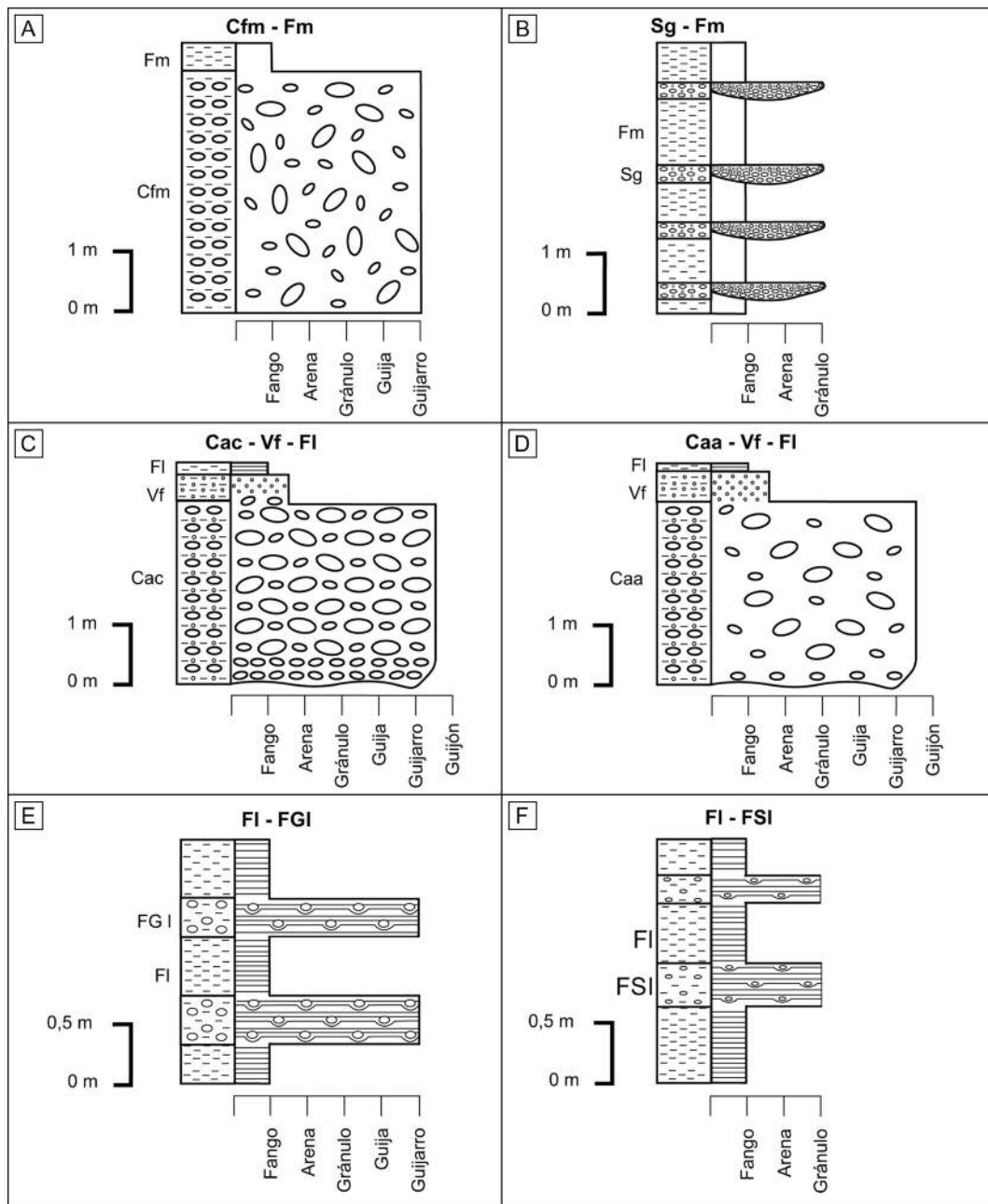


Figura 13. Esquema de las asociaciones de facies reconocidas en los metaconglomerados de la Formación San Luis. **a)** Asociación Cfm-Fm, flujos de detritos cohesivos que culminan con la depositación de remanentes suspendidos. **b)** Asociación Sg-Fm, flujos turbidíticos desacelerantes y de densidad decreciente. **c)** Asociación Cac-Vf-FI y **d)** Asociación Caa-Vf-FI; flujos hiperconcentrados no cohesivos con diferente grado de dilución, que culminan con la depositación de remanentes suspendidos. Estas cuatro asociaciones de facies se habrían desarrollado en un cañón de talud, en la zona proximal de un sistema de talud – llanura abisal. **e)** Asociación FI-FGI y **f)** Asociación FI-FSI corresponden a procesos de decantación continua de material transportado en suspensión como plumas de baja densidad asociado a eventos de lluvia de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino, ocurridos en la zona de máximo proglacial del sistema glacimarinero.

Figure 13. Schematic illustration of the facies association recognized and interpreted in the metaconglomerates of the San Luis Formation. **a)** Cfm-Fm is interpreted as deposits of cohesive debris flows ending with settling processes associated with residuary particles suspended above them. **b)** Sg-Fm is interpreted as deposited by waning turbidity currents with decreasing density. **c)** Cac-Vf-FI and **d)** Caa-Vf-FI are interpreted as deposits of hyperconcentrated cohesionless flows finishing with settling processes associated with residuary particles suspended above them. These four facies associations are interpreted as deposited in a canyon of a slope system. **e)** FI-FGI and **f)** FI-FSI are inferred to reflect deposition from rain-out of debris from icebergs and seasonal sea-ice associated with continuous settling of suspended sediment in low-density plumes, in the maximum proglacial zone of the glaciomarine system.

cientes a la Formación San Luis permiten arrojar las siguientes conclusiones:

a) En el Metaconglomerado Cañada Honda (faja Oriental) se han definido tres intervalos estratigráficos en función de las facies y asociaciones dominantes.

b) El primer intervalo se compone de la asociación de facies Cfm-Fm, constituida por paraconglomerados con dominio de matriz fangosa (Cfm) y delgados niveles de pelitas masivas (Fm). Corresponderían a depósitos de flujos de detritos cohesivos que culminan con la depositación de remanentes suspendidos sobre los mismos, desarrollados en el cañón de talud de un sistema de talud - llanura abisal.

c) El segundo intervalo se compone de la asociación de facies Sg-Fm, constituida por lentes de sabulitas con gradación normal (Sg) y delgados niveles de pelitas masivas (Fm). Serían el producto de flujos turbidíticos desacelerantes y de densidad decreciente, desarrollados durante las etapas finales del relleno del cañón de talud.

d) El tercer intervalo se compone de dos asociaciones de facies, en la base domina Cac-Vf-Fl, de paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada (Cac), vaques finas (Vf) y fangolitas laminadas (Fl), mientras que en el techo domina Caa-Vf-Fl, de paraconglomerados con matriz areno-fangosa y fábrica abierta (Caa), vaques finas (Vf) y fangolitas laminadas (Fl). Ambas asociaciones habrían sido depositadas por flujos hiperconcentrados no cohesivos con diferentes grados de dilución, los cuales culminan con la depositación de remanentes suspendidos sobre los mismos. Estos depósitos se habrían desarrollado en el cañón de talud correspondiente a la zona de depositación proximal del sistema de talud - llanura abisal.

e) Los metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco (faja Occidental) están compuestos por alternancias de fangolitas laminadas (Fl) y fangolitas guijarrosas laminadas (Fgl) en el primer caso, que se vuelven fangolitas sabulíticas laminadas (Fsl) en la segunda unidad. Ambas asociaciones de facies serían el producto de la decantación continua de material transportado en suspensión como plumas de baja densidad (Fl) asociado a eventos de lluvia de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino (Fgl y Fsl). Estos procesos habrían ocurrido en la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarinero, dentro del cual, el

Metaconglomerado Cerro Blanco, habría ocupado posiciones más distales respecto del frente glaciario.

Agradecimientos

El presente trabajo forma parte de la tesis doctoral del Lic. Juan M. Perón Orrillo, desarrollado en el marco del proyecto P-3-2-0114 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de San Luis: Geología del Lapso Precámbrico Superior - Mioceno de Provincia de San Luis y su Correlación con Regiones Circunvecinas y bajo una Beca Interna de Postgrado de CONICET. Se agradece al Dr. Ariel Ortiz Suárez, director del proyecto, por la lectura y discusión del manuscrito. También se agradece a los revisores, Dr. Carlos Zavala y Dra. María Cristina Moya, y especialmente al editor de LAJSBA Dr. Ernesto Schwarz, por sus valiosos aportes que han contribuido sustancialmente a la mejora de la calidad de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceñolaza, F. y G. Aceñolaza, 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico - Cámbrico temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12:65-87.
- Aparicio González, P.A., M.C. Moya y A. Impiccini, 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico - Cámbrico) de la Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17:65-83.
- Astini, R.A., F.M. Dávila, G. Collo y F. Martina, 2005. La Formación La Aguadita (Ordovícico Medio - Superior?): su implicancia en la evolución temprana del Famatina y como parte del orógeno oclóyico en el oeste de Argentina. En: J.A. Dahlquist, E. Baldo y P.H. Alasino (Eds.): *Geología de la Provincia de La Rioja, Precámbrico-Paleozoico*. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8:67-84.
- Bennett, M.M. y N.F. Glasser, 2009. *Glacial geology: ice sheets and landforms*, 2nd edition. John Wiley & Sons, Reino Unido, 364 pp.
- Brodtkorb, M., N. Pezzutti, S. Poma y R. Fernández, 2009. Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65:429-445.
- Casquet, C., E. Baldo, C. Galindo, R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, y M.C. Fanning, 2014. Las vulcanitas de la Formación San Luis (Sierra de San Luis, Argentina): Nueva edad (SHRIMP) y geoquímica isotópica (Sr - Nd). *XVIII Congreso Geológico Argentino* Actas:345, Córdoba.
- Crowell, J., 1957. Origin of pebbly mudstones. *Geological Society of America Bulletin* 68:993-1010.
- Drobe, M., M. López de Luchi, A. Steenken, R. Frei, R. Naumann, S. Siegesmund y K. Wemmer, 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera

- Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28:239-262.
- Drobe, M., M. López de Luchi, A. Steenken, K. Wemmer, R. Naumann, R. Frei y S. Siegesmund**, 2011. Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm-Nd, Pb-Pb and SHRIMP data. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 100:631-657.
- Edwards, M.**, 1986. Glacial Environments. En: H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd edition. Blackwell Science, Oxford:445-470.
- Fuentes, G.**, 2010. *Análisis Sedimentológico y Estratigráfico de las metasedimentitas de la Formación San Luis (Proterozoico Tardío – Paleozoico Temprano) de la zona central de la Faja Occidental de la Sierra de San Luis, Argentina*, Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 77 pp. (inédito).
- Hack, M., M.K. de Brodtkorb, R. Höll y A. Brodtkorb**, 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheeliticos entre el dique la Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: M.K. de Brodtkorb (Ed.) *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de la Plata, 1:113-152.
- Hladil, J.**, 1991. The Upper Ordovician dropstones of Central Bohemia and their paleogravity significance. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 66:65-74.
- Kawai, T., B.F. Windley, M. Terabayashi, H. Yamamoto, Y. Isozaki, y S. Maruyama**, 2008. Neoproterozoic glaciation in the mid-oceanic realm: An example from hemi-pelagic mudstones on Llanddwyn Island, Anglesey, UK. *Gondwana Research* 14:105-114.
- López de Luchi, M.G., M.E. Cerredo, S. Siegesmund, A. Steenken y K. Wemmer**, 2003. Provenance and tectonic setting of the protoliths of the metamorphic complexes of Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58:525-540.
- Lowe, D.R.**, 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52:279-297.
- Mohrig, D., K.X. Whipple, M. Hondzo, C. Ellis, y G. Parker**, 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin* 110:387-394.
- Mulder, T. y J. Alexander**, 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48:269-299.
- Mutti, E.**, 1992. *Turbidite sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese, 275 pp.
- Mutti, E., G. Davoli, S. Mora y L. Papani**, 1994. Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. En: P. Weimer, A.H. Bouma y B. Perkins (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems*. GCS SEPM 15th Annual Research Conference, 257-268.
- Ortiz Suárez, A.**, 1999. *Geología y petrología del área de San Francisco del Monte de Oro. San Luis*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 259 pp. (inédito).
- Ortiz Suárez, A., C. Prozzi y E. Llambías**, 1992. Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48:209-381.
- Perón Orrillo, J.M., D. Rivarola, A. Ortiz Suárez, D. Olsen, G. Fuentes, C. Grasso, M. Icazatti y P. Perocco**, 2012. Análisis paleoambiental y evolutivo de la Formación San Luis (Proterozoico Superior – Paleozoico Inferior), San Luis. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes:167-168, Salta.
- Pickering, K., D. Stow, M. Watson y R. Hiscott**, 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and clasification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Review* 23:75-174.
- Posamentier, H.W. y R.G. Walker**, 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. En: H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.), *Facies models revisited*. SEPM Special Publication 84:399-520.
- Prozzi, C.**, 1990. Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. *XI Congreso Geológico Argentino* Actas I:452-455, San Juan.
- Prozzi, C. y A. Ortiz Suárez**, 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). *7º Congreso Geológico Chileno* Actas II:1167-1171, Concepción.
- Prozzi, C. y G. Ramos**, 1988. La Formación San Luis. *Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas Abstracts*, 1 p., San Luis.
- Prozzi, C. y U. Zimmermann**, 2005. Provenance of Metasedimentary Successions of the Sierra de San Luis: First Results. *XVI Congreso Geológico Argentino* Actas en CD, La Plata.
- Ramos, G., C. Prozzi y A. Ortiz Suárez**, 1996. Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos* Actas I:607-617, Buenos Aires.
- Reading H.G.**, 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed. Blackwell Science, Reino Unido, 704 pp.
- Rivarola, D. y A. Ortiz Suárez**, 2008. Los metaconglomerados de la Formación San Luis. Origen glacimarinó? *XII Reunión Argentina de Sedimentología* Acta:152, Buenos Aires.
- Rivarola, D., A. Ortiz Suárez y J.M. Perón Orrillo**, 2011. Facies de diamictitas glaciarias en la Formación San Luis (Proterozoico superior – Paleozoico inferior?), implicancias cronológicas. *XVIII Congreso Geológico Argentino* Actas:227-228, Neuquén.
- Sánchez Bettucci, L. y V. Ramos**, 1999. Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, sudeste de Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências* 29:557-570.
- Sanders, J.E.**, 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. En: G.V. Middleton (Ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. SEPM, Special Publication 12:192-219.
- Sato, A.M., P.D. González, y E. Llambías**, 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58:487-504.
- Sims, J., T. Ireland, A. Camacho, P. Lyons, P. Pieters, R. Skirrow, P. Stuart Smith y R. Miró**, 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: R. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.), *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142:259-281, London.
- Söllner, F., M.K. de Brodtkorb, H. Miller, N. Pezzutti y R. Fernández**, 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanics rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55:15-22.
- Steenken, A., S. Siegesmund, M.G. López de Luchi, R. Frei y K. Wemmer**, 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.
- Teruggi, M.**, 1982. *Diccionario Sedimentológico Volumen 1: Rocas Clásticas y Piroclásticas*. Ediciones Científicas Argentinas Librart. Argentina. 104 pp.
- von Gosen, W.**, 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina) - structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences* 11:79-109.
- von Gosen, W. y C. Prozzi**, 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos* Actas 2:301-314, Buenos Aires.
- von Gosen, W. y C. Prozzi**, 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto- Andean Margin of Gondwana. En: R. Pankhurst y C.W. Rapella (Eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special publication 142:235-258.
- Zavala, C., C. Prozzi y H. Freije**, 2000. Hallazgo de facies contorníticas en el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano de las Sierras Pampeanas, Argentina. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología* Resúmenes:187-188, Mar del Plata.