

La Formación Los Llantenes en la Precordillera de Jagüé (La Rioja) y la identificación de un episodio de extensión en la evolución temprana de las cuencas del Paleozoico superior en el oeste argentino

Ricardo A. Astini¹, Federico Martina¹ y Federico M. Dávila¹

¹ *Laboratorio de Análisis de Cuencas, CICTERRA, CONICET-UNC, Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina.*
raastini@efn.uncor.edu; fmartina@efn.uncor.edu; fmdavila@efn.uncor.edu

RESUMEN. En la región septentrional de la Precordillera, al NW de La Rioja, en el centro occidental de Argentina, afloran más de 4.000 m de rocas sedimentarias del Paleozoico superior entre las que se destaca una unidad basal psefítica, no descrita con anterioridad y cuyo análisis permite identificar un importante episodio de extensión cortical. El potente conglomerado (>1.000 m) de color morado, que proponemos denominar Formación Los Llantenes, se dispone en no concordancia sobre el basamento de la Precordillera Septentrional y por debajo del primer nivel con clara impronta glaciogénica, asociado a la glaciación gondwánica. Mientras que su gran espesor y escasa distribución areal indican subsidencia localizada, la estratofábrica cruda, la mala selección granulométrica y la presencia de bloques superiores al metro indicarían que se trata de depósitos de abanicos aluviales de alto gradiente, dominados por flujos de gravedad. Su composición y granulometría gruesa revelan procedencia local, resaltos topográficos pronunciados y fuerte compartimentación paleogeográfica. Una compleja historia glacial sucede a la Formación Los Llantenes sobre la que se han labrado profundos paleovalles en forma de 'U' que alojan tilitas y diamictitas glaciogénicas, pertenecientes a la Formación Cerro Tres Cóndores de edad viseana (Misisipiano Medio). La edad de los conglomerados de la Formación Los Llantenes, de naturaleza preglacial, quedaría acotada entre el sustrato del Devónico Medio, aflorante inmediatamente al sur de la región estudiada en sierra de Las Minitas, y el Misisipiano Medio (Formación Cerro Tres Cóndores), pudiendo parcialmente constituir un equivalente de la Formación Agua de Lucho (Tournaisiano-Viseano) que, en la región del Río del Peñón, también subyace a los niveles glaciogénicos de la Formación Cerro Tres Cóndores. La expresión cartográfica con limitada extensión areal y el gran espesor que presentan las psefitas de la Formación Los Llantenes, sumado a la procedencia local, permiten interpretar el desarrollo de depocentros asociados con un marco tectónico extensional o transtensivo, conclusiones importantes para reconstruir la historia de la cuenca.

Palabras clave: Formación Los Llantenes, Conglomerados inmaduros, Tectónica extensional, Carbonífero Inferior (Misisipiano), Precordillera septentrional.

ABSTRACT. The Los Llantenes Formation in the Precordillera of Jagüé (La Rioja Province) and the recognition of a rifting stage in the early evolution of the late Paleozoic basins in western Argentina. In the northern part of the Argentine Precordillera, northwestern La Rioja, the Upper Paleozoic is over 4,000 m thick. Very coarse conglomerates from the basal section have not been described nor adequately interpreted. This work analyses this unit in the context of a stratigraphic revision of the upper Paleozoic of the region, and interprets the conglomerate as a rift deposit. The thick (>1,000 m) and coarse purple conglomeratic succession, herein named 'Los Llantenes Formation', non-conformably rests on the basement rocks of the region and underlies deposits of the first glacial record associated with the Gondwanan glaciation. While its great thickness and restricted areal extent indicate localized subsidence, the crude stratification, poor sorting and abundance of >1-m boulders indicate an origin related to high-gradient, low-efficiency alluvial fans. Their composition and coarse-grained size indicate local provenance, abrupt relief and incipiently developed drainage systems and a highly compartmentalized and abrupt paleogeography. A complex

glacial history generated deep 'U'-shaped paleovalleys in the Los Llantenes Formation, developing paleovalleys that accommodated basal lodgment tills and glacial diamictites with sedimentologic features comparable to the Cerro Tres Cóndores Formation (Viséan in age) exposed to the south. The age of the conglomerates of Los Llantenes Formation, clearly preglacial, can be stratigraphically bracketed between the Middle Devonian substrate cropping out to the south in the sierra de Las Minitas and the Middle Mississippian, age of the Cerro Tres Condores Formation. Consequently, Los Llantenes Formation may partly correlate with the Agua de Lucho Formation (Tournaisian-Viséan) that in the area of Río del Peñón, immediately to the south, underlies the glacial Cerro Tres Condores Formation. Mapping relationships with limited areal extent, together with the great thickness of Los Llantenes Formation and the local provenance, allow interpreting accommodation in extensional or pull-apart depocenters, conclusions that are relevant in order to reconstruct the history of the basin.

Keywords: Los Llantenes Formation, Immature conglomerates, Extensional tectonics, Lower Carboniferous (Mississippian), Northern Precordillera.

1. Introducción

El Paleozoico superior del centro-oeste de Argentina (~29°S) ha sido explicado a través de distintos modelos, incluyendo cuencas intracratónicas (e.g., Salfity y Gorustovich, 1983), sistemas de 'pull-apart' (e.g., Fernández Seveso y Tankard, 1995) y marcos de antepaís (e.g., López Gamundí *et al.*, 1994; Astini *et al.*, 2005). Su origen estaría vinculado a la propia evolución del margen protoandino de Gondwana como parte del orógeno Terra Australis que bordeó el continente desde el Cámbrico y por ~300 Ma (Cawood, 2005). Durante el Paleozoico superior, la sedimentación tuvo lugar en dos dominios diferentes (López Gamundí *et al.*, 1994): **1.** uno occidental, donde predominan depósitos de origen marino, conocido como la cuenca de Río Blanco (abarcando la región de Precordillera Occidental y Cordillera Frontal) y **2.** un dominio oriental, con rellenos esencialmente continentales, coincidente con la denominada cuenca de Paganzo, abarcando la región del actual antepaís fragmentado. De acuerdo con el registro estratigráfico, durante el Carbonífero Inferior (Misisipiano), la subsidencia habría estado limitada al dominio occidental, donde el relleno se caracteriza por un intervalo continental pefítico, seguido de una sucesión transgresiva (Pazos *et al.*, 2005; Astini *et al.*, 2009). Sobre este intervalo basal se apoyan unidades marinas con vestigios de influencia glacial hacia el tope (Azcuy *et al.*, 1999; Limarino *et al.*, 2006). La depositación en el dominio oriental, en cambio, comienza en el Carbonífero superior con el labrado de una paleosuperficie glacial (López Gamundí *et al.*, 1989, 1994) representada por paleovalles dirigidos hacia el oeste y expuestos

actualmente, entre otros, en la sierra de Los Llanos (Andreis *et al.*, 1986; Sterren y Martínez, 1996), en el Famatina (Ezpeleta y Astini, 2005; Astini, 2009) y en la terminación austral de la sierra de Velasco (Ezpeleta *et al.*, 2003). Luego de la historia glacial, los depocentros orientales gradualmente se aridizaron, pasando por una etapa templada húmeda con desarrollo de sistemas fluviales y palustres asociados (López Gamundí *et al.*, 1992). Ambos dominios engranan lateralmente mediante sistemas depositacionales de transición (Bossi y Andreis, 1985; Pazos, 2002).

Las sucesiones neopaleozoicas que afloran en la Precordillera de Jagüé, al NW de La Rioja (Fig. 1), pertenecen al dominio occidental de la cuenca de Paganzo (López Gamundí *et al.*, 1994; Astini *et al.*, 2005), constituyendo el extremo norte de la subcuenca de Río Blanco (cf. Azcuy *et al.*, 1999). La importancia de su estudio en esta región radica en que el registro estratigráfico neopaleozoico es uno de los más completos de Sudamérica, incluyendo espesas sucesiones del Misisipiano (Fig. 2), ausentes en el dominio oriental de la cuenca de Paganzo y en el ámbito de la Precordillera Central de San Juan. Rocas de este sistema afloran principalmente a lo largo de la quebrada del Río del Peñón (Fig. 2), sobre el perfil de la Ruta Internacional 76, donde desarrollan más de 4.000 m de espesor. En comparación, los afloramientos en la región de cabecera del río Bonete (RB) y el distrito minero Los Llantenes (DL) (Fig. 2) afloran en facies distintas, con predominio de conglomerados y brechas gruesas, lo que ha permitido interpretar que esta región se comportó como borde de cuenca durante el Paleozoico superior (Aceñolaza *et al.*, 1971; Martina, 2009).

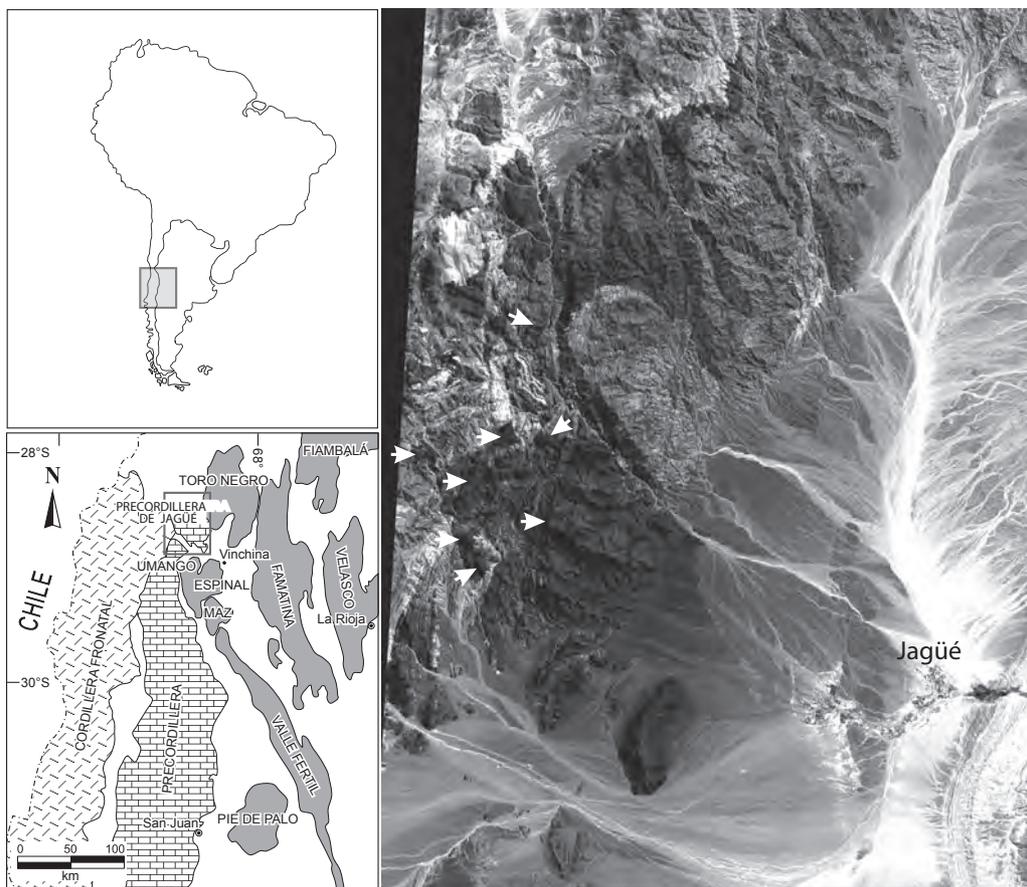


FIG. 1. Mapa de ubicación de la región de estudio en el extremo norte de la Precordillera (Precordillera Septentrional) e imagen Aster de la región cartografiada en detalle en la figura 2, señalando con flechas blancas los principales asomos del conglomerado de la Formación Los Llantenes.

En esta región, la estratigrafía neopaleozoica desarrolla un registro psefítico excepcional (Fig. 2), no reconocido en los afloramientos del Río del Peñón y sierra de Las Minitas, que sirve de sustrato al conjunto de unidades neopaleozoicas de la región (Fig. 3). Para ella se propone la denominación de Formación Los Llantenes y su reconocimiento y descripción resultan de importancia, no sólo a los efectos de completar el cuadro estratigráfico de la región, sino para comprender la evolución tectónica de las cuencas neopaleozoicas tempranas del oeste argentino, que durante mucho tiempo se ha sobresimplificado. Su análisis constituye el objetivo central de este trabajo y permite reconocer una etapa de extensión cortical a partir de argumentos estratigráficos y sedimentológicos, complementados con evidencias de cartografía regional y estructurales.

2. Marco geológico y estratigráfico

La Precordillera de Jagüé (Aceñolaza *et al.*, 1971) constituye un cinturón orográfico de orientación norte-sur, comprendido entre el bolsón de Jagüé y la Cordillera Frontal, en Argentina en la provincia de La Rioja (28°31'S-68°30'W; Fig. 1). Está formada exclusivamente por rocas precámbricas y paleozoicas que, hacia el norte, se hunden por debajo de sucesiones volcánicas cenozoicas pertenecientes al dominio de la Puna Catamarqueña. Si bien inicialmente se pensó que estos afloramientos pertenecían al sistema de sierras Pampeanas, la presencia de importantes cuerpos calcáreos y restos fósiles ordovícicos (Aceñolaza *et al.*, 1971) asociados con basaltos almohadillados (Kay *et al.*, 1984) permitieron incluirla dentro del ámbito de la Precordillera.

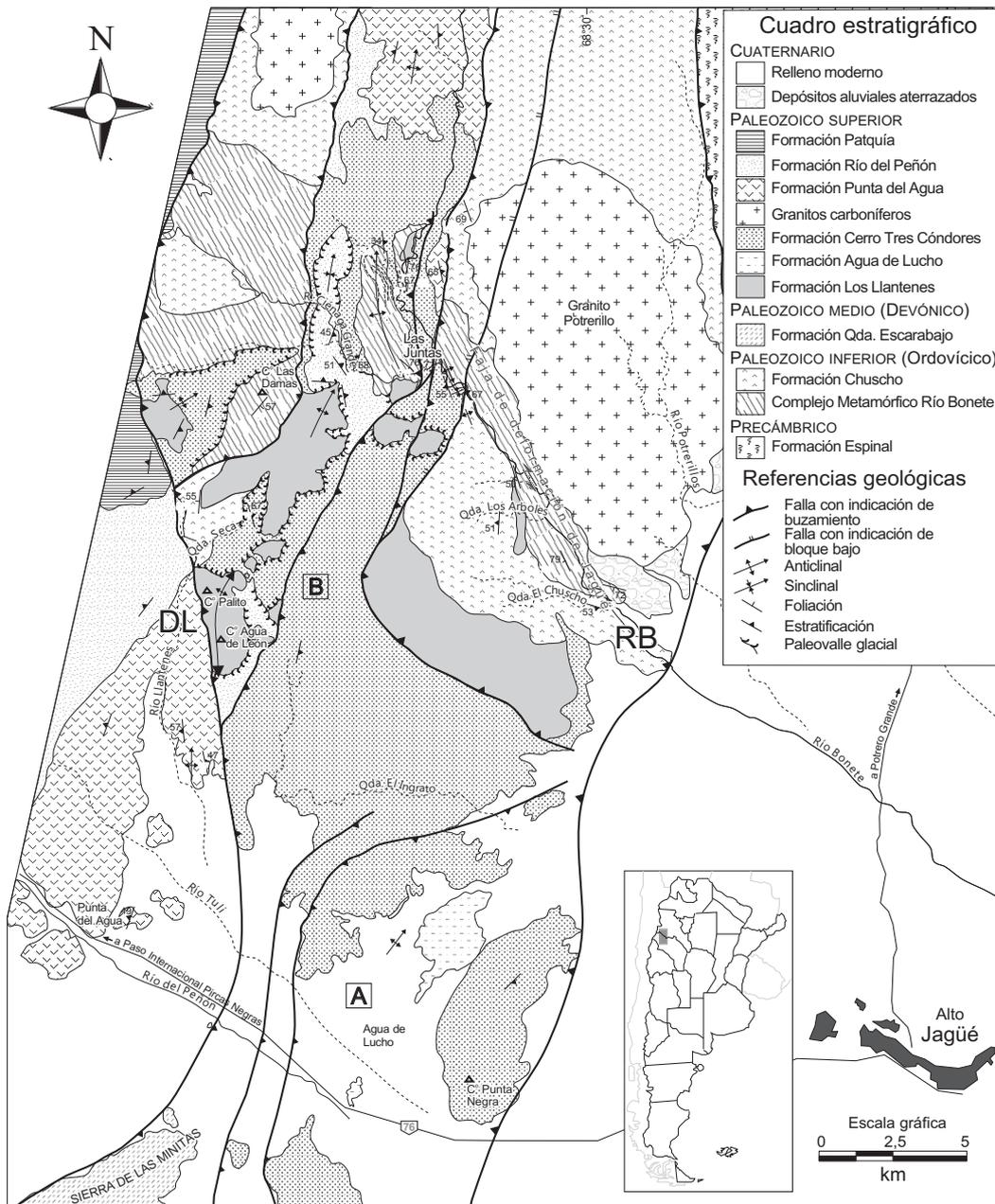


FIG. 2. Mapa geológico de detalle del bloque de Los Llantenes-río Bonete (al oeste del poblado de Jagüé, en el antepaís andino, Provincia de La Rioja), caracterizado por una geología que expone basamento cristalino, una cubierta metasedimentaria con volcanitas básicas del Ordovícico y la cubierta sedimentaria neopaleozoica descrita en este trabajo. **A** y **B** señalan respectivamente las localidades del Río del Peñón y Los Llantenes de donde son representativas las columnas estratigráficas de la figura 3. **DL**: Distrito Los Llantenes, **RB**: Río Bonete.

El basamento de la región aflora en el bloque comprendido entre la quebrada de Los Llantenes y el cauce del río Bonete (Figs. 2, 3) y está formado por una serie de metamorfitas y granitos miloni-

tizados de edad precámbrica-paleozoica inferior (Martina y Astini, 2009a) sobre las que se apoyan basaltos almohadillados y sucesiones alternantes de areniscas y pelitas marinas pertenecientes a la

Formación Chuscho, asignadas al Ordovícico Superior sobre la base de graptofaunas y dataciones radiométricas (Astini et al., 2000; Fauqué y Villar, 2003). Estas unidades sirven de sustrato al conjunto de unidades del Paleozoico superior que se analizan en este trabajo (Figs. 2, 3). El Paleozoico superior se apoya en discordancia regional, angular y fuertemente erosiva sobre el basamento. En cambio,

hacia el sur (en sierra de Las Minitas, Fig. 2), las sucesiones del Paleozoico superior descansan sobre un sustrato devónico plegado, pobremente estudiado (Formación Quebrada Escarabajo, Coughlin, 2000), en una relación similar a la que ocurre en sierra de La Punilla en la Provincia de San Juan (Cingolani et al., 1990; Caminos et al., 1993; Astini y Ezpeleta, 2008).

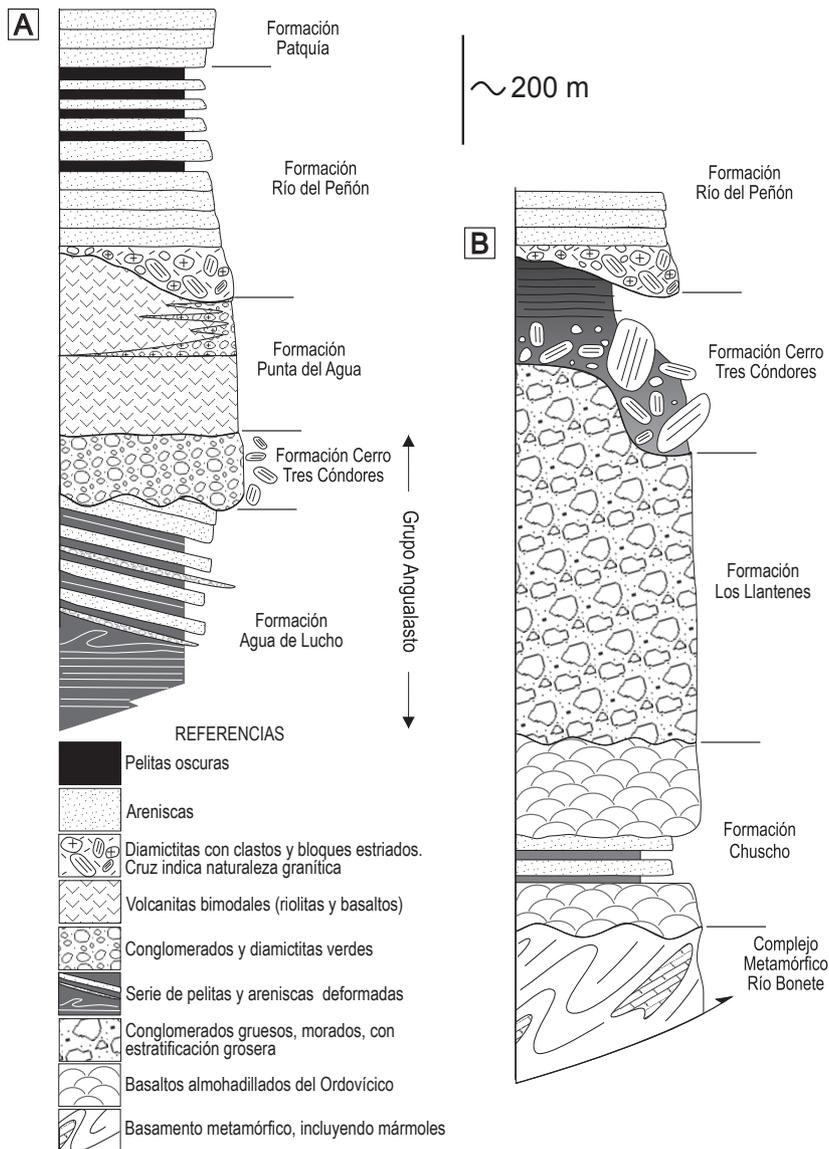


FIG. 3. Columnas estratigráficas sintéticas, enfatizando la estratigrafía neopaleozoica de la zona de estudio. **A.** Sección clásica sobre el río del Peñón (modificada de González y Bossi, 1986) y **B.** distrito Los Llantenes (este trabajo). La correlación se realiza sobre la base del primer nivel glaciogénico con continuidad cartográfica entre ambas regiones.

2.1. El Paleozoico superior en la Precordillera de Jagüé

Si bien las sucesiones neopaleozoicas de la Precordillera de Jagüé expuestas sobre el curso del Río del Peñón han sido estudiadas por numerosos autores (e.g., Aceñolaza *et al.*, 1971; Scalabrini Ortiz, 1973; González y Bossi, 1986; Coughlin, 2000; Gutiérrez y Limarino, 2006, entre otros), no existe consenso sobre la denominación formal del conjunto, ni respecto a las relaciones estratigráficas entre las unidades y el significado que tienen las discordancias limitantes. Este estudio, realizado en la región de cabeceras del río Bonete y en el distrito minero Los Llantenes, permite resolver algunas de estas controversias por cuanto se observan los contactos entre algunas unidades, no preservados en regiones de más al sur.

Una revisión estratigráfica de los depósitos neopaleozoicos de la Precordillera de Jagüé realizada por Azcuy *et al.* (1999) reconoce cuatro unidades que de base a techo son: **1.** Formación Agua de Lucho, compuesta por areniscas y pelitas de edad tournaisiana; **2.** Formación Cerro Tres Cóndores, formada esencialmente por conglomerados gruesos de composición polimíctica de edad viseana; **3.** Formación Punta del Agua, constituida por volcanitas bimodales y depósitos volcano-sedimentarios, presumiblemente del Carbonífero medio, y **4.** Formación Río del Peñón, compuesta en su base por arcosas blanquecinas seguidas de un espeso conjunto areno-pelítico asignado a complejos deltaicos (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973). Esta última unidad es pensilvaniana y contiene el límite Carbonífero-Pérmico en el tope de su sección inferior (Cisterna y Simanaukas, 2000; Sterren, 2000; Gutiérrez y Limarino, 2006). La sedimentación neopaleozoica en la región se completa con depósitos de areniscas rosadas y rojas del Pérmico, cartografiadas en la región como Formación Patquía e interpretada como equivalente de la Formación De la Cuesta o La Colina en el dominio oriental de la cuenca de Paganzo (Aceñolaza *et al.*, 1971; López Gamundí *et al.*, 1989; Caminos y Fauqué, 2001; Azcuy *et al.*, 1999).

Las formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores se agrupan dentro del Grupo Angualasto (Azcuy *et al.*, 1999), definido originalmente por Limarino y Césari (1993) en sierra de La Punilla (Precordillera Occidental en la Provincia de San Juan). Según estos autores, una discordancia angular lo separa de las sucesiones devónicas subyacentes,

habiendo reconocido la presencia de intervalos glaciogénicos en su desarrollo. En la Precordillera de Jagüé, sobre el perfil tipo del Río del Peñón y zonas adyacentes, la base del Grupo Angualasto no aflora, mientras que hacia el sur, en la sierra de Las Minitas, el mismo está ausente. En esta última región, conglomerados y volcanitas de la Formación Punta del Agua apoyan en discordancia angular sobre sucesiones devónicas plegadas (Coughlin, 2000; Astini y Ezpeleta, 2008).

La Formación Agua de Lucho en la Precordillera de Jagüé incluye areniscas y pelitas y fue interpretada como depósitos de plataforma fangosa con participación esporádica de capas de tormenta (González y Bossi, 1987). En su parte superior, la unidad incluye lentes gravosos y paquetes arenosos afectados profusamente por deformación sinsedimentaria ('slumping') (González y Bossi, 1987). La suprayacente Formación Cerro Tres Cóndores está esencialmente compuesta por paquetes de conglomerados gruesos y diamictitas que representan depósitos de deltas gravosos. Estas psefitas verdes y grises oscuras contienen numerosos clastos estriados y facetados, con forma de 'plancha' y 'bala', que indican un origen glacial, tal como lo sugirieran Fauqué y Limarino (1990). En la localidad de Agua de Lucho ambas unidades se encuentran dispuestas con marcada angularidad (González y Bossi, 1987) y el conjunto subyacente posee intensa deformación plástica de naturaleza sinsedimentaria ('slumps' y colgajos en almohadilla). La angularidad entre el paquete predominantemente fino (Formación Agua de Lucho) y el paquete psefítico (Formación Cerro Tres Cóndores) alcanza localmente los ~40° y disminuye gradualmente de este a oeste. Estudios de campo permitieron reconocer que dicha discordancia lateralmente se disipa y representa el avance de una plataforma gravosa proglacial sobre una asociación de facies marina de frente deltaico y prodelta (Fig. 3). Superpuesto a la profusa deformación sinsedimentaria, detectada también a lo largo de todo el zócalo pampeano hacia el sur (borde oeste de las sierras de Maz y Valle Fertil), el Grupo Angualasto desarrolla un clivaje penetrativo que fue interpretado como asociado a una etapa de importante soterramiento y plegamiento (Astini *et al.*, 2005). Dado que todo el conjunto paleozoico superior se encuentra afectado por este plegamiento se interpreta que la deformación sanrafaélica ha sido particularmente importante en la región. Este episodio de deformación es bien conocido en otras localidades de la Precordillera de San Juan y

Mendoza y en la Cordillera Frontal (López Gamundi et al., 1994; Azcuy et al., 1999; Ramos, 1999).

En la región de Jagüé también ha sido reconocida una cuña volcano-sedimentaria (Remesal et al., 2004; Astini et al., 2005) denominada Formación Punta del Agua que localmente supera los 1.500 m de espesor (Figs. 2 y 3). Tanto su posición estratigráfica como su origen son bastante discutidos, pero estudios recientes permiten interpretar sobre la base de datos geoquímicos una génesis asociada a extensión (Martina et al., 2011) y sobre poblaciones de circones detríticos (Ezpeleta et al., 2009), una edad de sedimentación de ca. 337 Ma (Misisipiano) para la actividad volcánica, correspondiente al promedio del pico más joven con significancia estadística. Si bien no existen claros contactos de base para esta unidad, las relaciones cartográficas (Fig. 2) permiten interpretar que la misma se apoya sobre el Grupo Angualasto.

En ambos flancos del sinclinal de Rincón Blanco la Formación Río del Peñón se apoya en notable discordancia erosiva (Fig. 3) sobre la Formación Punta del Agua (Coughlin, 2000). Esta discordancia elimina un registro estratigráfico localmente >500 m de espesor en el sector norte del flanco oriental del sinclinal (Fig. 2), donde la angularidad cartográfica alcanza los 10°. La superficie del contacto describe a macroescala importantes geometrías incisas, formando paleovalles labrados sobre la Formación Punta del Agua. Sobre esta superficie descansan diamictitas macizas y estratificadas, parcialmente deformadas y portadoras de abundantes clastos estriados, pulidos y facetados, que localmente superan los 150 m de espesor (Ezpeleta y Astini, 2008), pudiendo estar cubiertas por pelitas negras indicativas de series desarrolladas en paleofordos. Estos depósitos glaciogénicos contribuyen a nivelar la topografía labrada con anterioridad al desarrollo de arcasas amarillentas con estratificación cruzada que caracterizan la base de la Formación Río del Peñón y fueron denominadas Miembro de areniscas blanquecinas por Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973). Este episodio glacial es independiente y posterior al registrado en la Formación Cerro Tres Cóndores que subyace a la Formación Punta del Agua, y puede correlacionarse con el episodio namuriano (Powell y Veevers, 1987; López Gamundi, 1997; Gulbranson et al., 2008), de amplio registro en el oeste argentino.

Además de la estratigrafía neopaleozoica reconocida, hacia el norte de la región del Río del Peñón, en

las proximidades del distrito minero Los Llantenes y en la región de cabeceras del río Bonete (Figs. 2 y 3), aflora un conjunto de espesos conglomerados morados con características litológicas distintivas, cartografiados y denominados en este trabajo como Formación Los Llantenes. Esta unidad se apoya discordantemente sobre el basamento plegado y metamorizado, incluyendo dentro de éste, tanto el Complejo Metamórfico Río Bonete del Mesoproterozoico-Cámbrico como metaturbitidas y volcanitas básicas del Ordovícico. Por su estratofábrica, color, madurez textural y composición, esta unidad contrasta con el resto de los conglomerados del Paleozoico superior de la región.

3. La Formación Los Llantenes (*nom. nov.*)

Se propone el nombre de Formación Los Llantenes para designar una potente sucesión de conglomerados gruesos y morados que localmente supera los 1.000 m de espesor y aflora en la margen sur de la quebrada Seca (28°29'25"S-68°37'36"W) en el distrito minero Los Llantenes (Fig. 2). En esta región, la unidad se expone en varios filos y en cerros elevados con cumbres redondeadas y mostrando patrones de estratificación grosera y altos ángulos de manteo. Afloramientos menores se observan sobre la quebrada del río Bonete y del Ciénaga Grande, donde constituyen claramente la base del conjunto neopaleozoico (Fig. 2) y poseen menor espesor. Cabe agregar que en las imágenes satelitales de la región, la unidad se corresponde con las litologías más oscuras en la zona, con pobre desarrollo de bandeado interno y aspecto notablemente rugoso (véanse flechas en Fig. 1 de la Imagen Aster). Asimismo, en las imágenes satelitales de buena resolución puede observarse el patrón característico de la estratofábrica cruda de los conglomerados gruesos.

3.1. Antecedentes

En trabajos previos (Aceñolaza et al., 1971), estos depósitos fueron incluidos junto con otros conjuntos litofaciales dentro de la Formación Guandacol. Estos estudios destacaron la similitud litológica que presentan algunos niveles de diamictitas, pelitas y ritmitas aflorantes en la quebrada Seca con los de la sección clásica del perfil de Huaco en la Precordillera de San Juan. La descripción original de esta unidad

incluía además los conglomerados aflorantes en el cerro Punta Negra y aquellos ubicados al sur del cerro Chuscho (cf. Aceñolaza *et al.*, 1971, Fig. 2), que actualmente son referidos a la Formación Cerro Tres Cóndores que se diferencia por su color predominantemente verde y una posición estratigráfica por sobre pelitas fosilíferas del Viseano-Tournaisiano (González y Bossi, 1986, 1987). Los conglomerados que proponemos aquí denominar Formación Los Llantenes, además de ser morados, más homogéneos y de mayor granulometría promedio, forman el conjunto basal del Paleozoico superior y son cubiertos por sucesiones de diamictitas y pelitas verdes y grises oscuras en fuerte discordancia erosiva. Cravero *et al.* (1984) fueron los primeros en separar el conglomerado morado del conjunto verdoso-grisáceo superior y propusieron para este último el nombre de Formación Quebrada Seca. Estos autores destacaron las diamictitas de origen glacial, anteriormente descritas e interpretadas por Ramaccioni y Olsacher (1960). Sin embargo, sobre la base de las relaciones cartográficas, Cravero *et al.* (1984) sugirieron una edad ordovícica para los conglomerados morados, que se sobreponen a las pelitas graptolíticas de la quebrada El Chuscho (Fig. 2). Más recientemente, Caminos y Fauqué (2001) cartografiaron parcialmente los depósitos conglomerádicos, aquí denominados Formación Los Llantenes, como parte de la sección basal de la Formación Río del Peñón o, alternativamente, como un equivalente de la Formación Punta del Agua y le asignaron una edad carbonífera superior a pérmica.

3.2. Descripción y yacencia

En general, la Formación Los Llantenes manea con ángulos altos (~60°) y se caracteriza por sus tonalidades moradas oscuras y granulometría gruesa que permiten individualizarla y diferenciarla del resto de las unidades neopaleozoicas de la región. Los criterios para su separación son tanto cartográficos como estratigráficos. El espesor calculado, superior a 1.000 m, representa un valor mínimo, por cuanto el tope está truncado por falla o por erosión en los principales asomos (Fig. 2). La base de la unidad, en cambio, aflora en la margen oeste de la quebrada Seca, donde se apoya sobre las volcanitas ordovícicas de la Formación Chuscho (Fig. 4a). Esta misma relación se observa en las cabeceras de

las quebradas El Chuscho y Los Árboles, afluentes del río Bonete (Fig. 2). En cambio, al norte del distrito minero Los Llantenes y en la zona de las cabeceras del río Bonete, al norte de Las Juntas, se apoya directamente sobre el basamento metamórfico del complejo Río Bonete y es solapado por las formaciones Cerro Tres Cóndores y Punta del Agua (Fig. 4b). Esta última es la única región donde ha podido constatar una relación de tope y donde, al conjunto psefítico, le suprayace un conjunto volcánico-volcanoclástico, comparable con la Formación Punta del Agua (Fig. 4b).

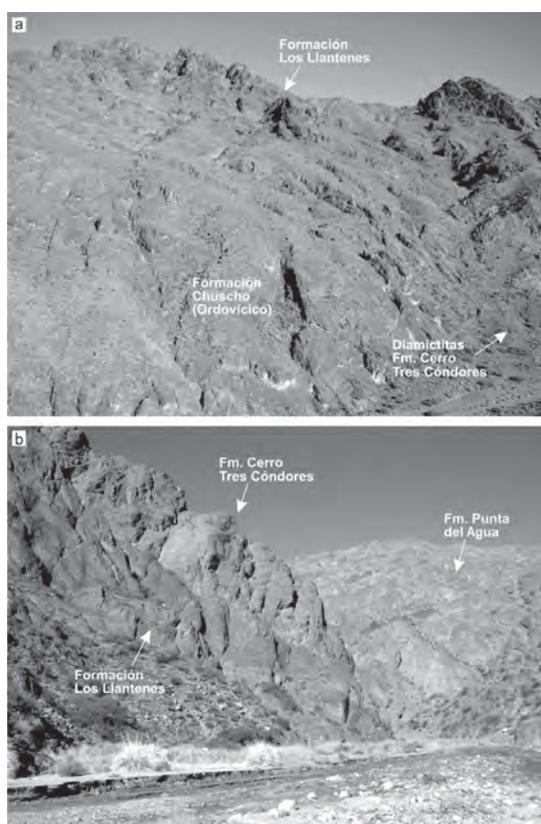


FIG. 4. **a.** Vista general hacia el norte de la Formación Los Llantenes en la margen norte de la quebrada Seca, donde cubre a las volcanitas basálticas de la Formación Chuscho (Ordovícico) que forman, junto con unidades metamórficas, el basamento de la región; **b.** Relaciones estratigráficas de la Formación Los Llantenes sobre la quebrada del río Bonete (Fig. 2), donde la misma es sucedida por conglomerados progresivamente más verdes (Formación Cerro Tres Cóndores) y riolitas (Formación Punta del Agua). Estas últimas se ven hacia atrás en esta vista hacia el NNE.

La relación estratigráfica de superposición de las diamictitas glaciales y pelitas que se apoyan en contacto neto erosivo sobre el conglomerado de la Formación Los Llantenes, puede observarse claramente en la desembocadura de la quebrada Seca (Fig. 5). Esto es lo que permite concluir taxativamente que se trata de una unidad preglacial. Además, en esta zona, el conjunto está truncado por un conglomerado amarillento más joven, con bloques exclusivamente de basamento cristalino con dominio de metamorfitas de alto grado y granitos milonitizados, similar a aquel intercalado en la base de la Formación Río del Peñón. Las relaciones estratigráficas entre estas unidades sólo se observan en la región de Los Llantenes, ya que hacia el sur (zona de Agua de Lucho y Río del Peñón) las principales estructuras pierden rechazo por lo que esta estratigrafía basal y el propio basamento cristalino de la región no afloran, al menos con las características distintivas con que se reconocen dentro del bloque Llantenes (Fig. 2), de donde el conglomerado toma su nombre.

En ambas márgenes de la quebrada Seca se observan diamictitas glaciales portadoras de abundantes bloques estriados, rellenando paleotopografías de valles en 'U' con paredes verticalizadas (Fig. 5) labradas tanto en los basaltos almohadillados como en los propios conglomerados de la Formación Los Llantenes. En ocasiones estos contactos son tan verticales y netos que han sido confundidos y cartografiados como fracturas. Sin embargo, en el campo, estas superficies presentan estrías glaciales y son cubiertas por espesores variables de diamictitas con enormes bloques (>5 m) con superficies aplanadas y estriadas que permiten interpretarlas como tilitas de fondo o tilitas de alojamiento ('lodgement tills'). Las tilitas glaciales están, a su vez, cubiertas por depósitos de pelitas verdes y grises oscuras con macrofauna marina y espesores localizados que superan el centenar de metros y lentes de limolitas calcáreas de color amarillento. Dado que el relleno fiórdico de estos 'valles incisos' es más fácilmente erosionable que la subyacente Formación Los Llantenes, se genera en la región un particular relieve invertido, donde las unidades más antiguas forman los altos topográficos (Figs. 2 y 5) a manera de terrazas relicticas o montes islas. En algunos sectores de la región cartografiada (Fig. 2) el Conglomerado Los Llantenes sobresale del conjunto de litologías, permitiendo interpretar morfologías de incisión glacial excepcionalmente preservadas (paleonunataks), representando altos

relictuales entre valles glaciales convergentes. Así, la erosión glacial sobrepuesta brinda un aspecto relativamente discontinuo a los afloramientos de la unidad, que en la parte norte de la región cartografiada (Fig. 2) poseen mayor expresión cartográfica. La incisión glacial implica necesariamente una caída relativa del nivel de base que estaría asociada con una etapa de alzamiento, ocurrida entre la depositación de la Formación Los Llantenes y la etapa glacial. Este levantamiento sería además responsable de la generación de la discordancia entre las formaciones Los Llantenes y Cerro Tres Cóndores (Fig. 5).

A la mesoescala la Formación Los Llantenes está compuesta por conglomerados gruesos y muy gruesos, predominantemente clastosoportados, dispuestos en bancos amalgamados de metros a decenas de metros de espesor (Fig. 6a). Presentan una estratificación pobremente desarrollada, pero localmente, la presencia de delgadas cuñas arenosas o paquetes areno-conglomerádicos discontinuos le confiere una estratificación grosera (Fig. 6a). En menor medida, se han reconocido también intercalaciones lenticulares de areniscas moradas y verdosas. Internamente, los conglomerados son macizos o describen sutiles gradaciones normales y algunos intervalos poseen estratificación cruda, resaltada por la existencia de agrupamientos de bloques, o conjuntos débilmente imbricados. Alternan niveles de conglomerados gruesos y muy gruesos con fábrica clastosoportada y texturas intersticiales polimodales arenosas, con otros niveles portadores de bloques angulosos suspendidos y matriz-soportados. Los colores morados dominantes están dados por la tinción general de la matriz y la existencia de delgadas cubiertas de pátinas oxidadas en los granos de tamaño arena.

El conglomerado posee en general mala selección. Los clastos y bloques varían entre muy angulosos y subredondeados (Fig. 6b) y los tamaños máximos con frecuencia superan el metro, aunque los tamaños máximos promedios están en el orden de 0,5 m. La composición es polimíctica, predominando los clastos de esquistos verdes, anfíbolitas, mármoles grises, metaareniscas verdes y volcanitas básicas, afáníticas, verde oscuras u ocre (Fig. 6b). Conteos de clastos permiten estimar proporciones similares de estos componentes dominantes. Subordinadamente, se observaron clastos de granitoides, con texturas equigranulares o con fábricas bandeadas, en cintas o en ojos (milonitas), en proporciones siempre menores al 1%.

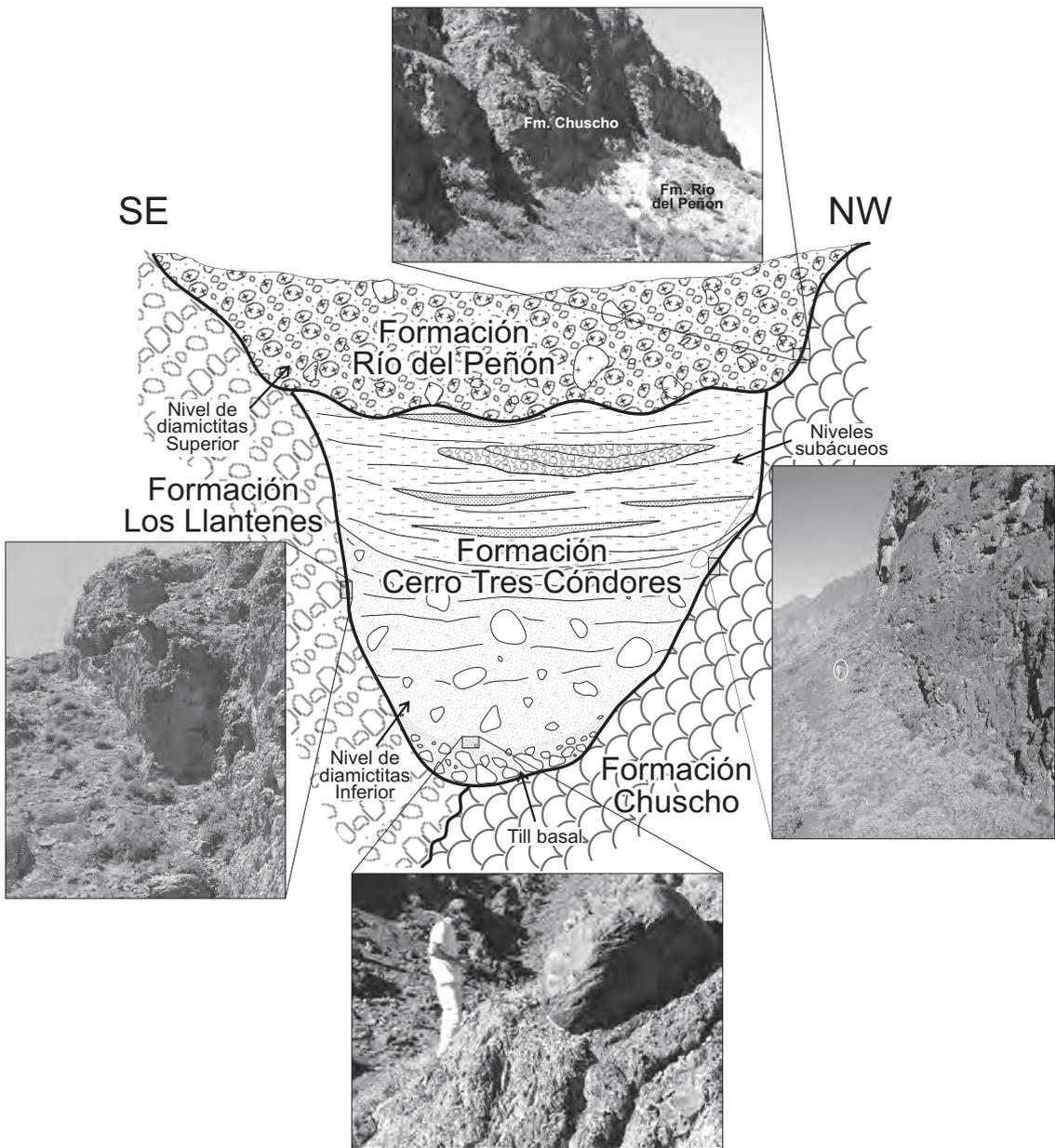


FIG. 5. Corte esquemático del paleovalle glacial preservado en la quebrada Seca, mostrando las relaciones estratigráficas entre las distintas unidades ilustradas en las fotografías. Vista hacia el SE del contacto entre el conglomerado de la Formación Los Llantenes y las diamictitas de la Formación Cerro Tres Cóndores (izquierda); contacto entre las volcanitas del Chuscho y las diamictitas de la Formación Río del Peñón (superior); vista hacia el NW del contacto verticalizado (margen del paleovalle) entre las Volcanitas del Chuscho y las diamictitas de la Formación Cerro Tres Cóndores (derecha); fotografía de detalle de megaclastos estriados dentro de la sección inferior de la Formación Cerro Tres Cóndores (inferior).

Los bloques de mayor tamaño son de metagrauvascas petrográficamente comparables con la subyacente Formación Chuscho, mientras que los de volcanitas

básicas afáníticas verdes corresponden a los basaltos presentes en la misma unidad (Fig 3b). Algunos de estos bloques (~1 m) presentan forma de almoha-

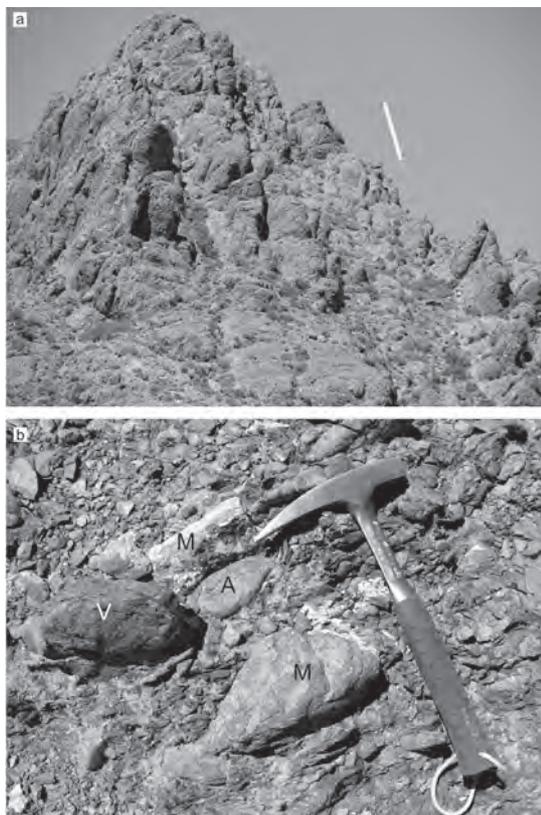


FIG. 6. a. Afloramiento del conglomerado de la Formación Los Llantenes en la localidad tipo (cerro Palito, Fig. 2), mostrando su estratificación en bancos gruesos dispuestos con alto ángulo (indicado por línea blanca); b. fotografía de detalle del conglomerado, indicando la composición de los clastos. V: vulcanita básica; M: mármol; A: metaarenisca ordovícica. Nótase la angulosidad general de los clastos y la mala selección del depósito. La procedencia es local (véase explicación en el texto).

dilla (estructuras de ‘pillow lavas’). El resto de las litologías metamórficas, incluyendo los mármoles asignados a las ‘calizas Las Damas’, poseen una fuerte identidad con el conjunto de rocas representadas en el Complejo Metamórfico Río Bonete, sobre el que también apoya la unidad.

3.3. Interpretación

El tamaño de los bloques del conglomerado, las texturas en general angulosas, la mala selección y la abundancia de matrices polimodales indican que los procesos sedimentarios fueron poco selectivos. Esto sumado a la pobre estratificación del depósito,

su estructura interna maciza o ligeramente gradada, los tamaños máximos involucrados y el tamaño máximo promedio en el rango de bloques, al igual que el gran espesor de los cuerpos individuales, es común de depósitos de flujos de gravedad, con gran capacidad y competencia de transporte. Los escasos intervalos lenticulares con menor granulometría y fábricas clastosoportadas son comunes de etapas de retrabajo a partir de escorrentía superficial y corrientes diluidas que habrían logrado agrupar e imbricar algunos clastos. La ausencia general de buena organización interna y texturas polimodales indica un dominio de procesos de baja eficiencia, típicos de abanicos aluviales de alto gradiente, dominados por flujos gravitacionales o hiperconcentrados (Bluck, 1967; Schulz, 1984; Blair y McPherson, 1994). El análisis composicional de los conglomerados, el tamaño máximo de bloques y las formas con pobre redondeamiento indican, a su vez, una procedencia cercana, restringida al basamento subyacente, y transporte por gravedad a partir de elevados gradientes. Esto es compatible con un desarrollo pobre de las redes de drenaje y fuentes muy proximales, que habrían posibilitado la escasa organización interna y la inmadurez general del depósito. Depósitos psefíticos con estas características son comunes en ambientes tectónicamente activos, asociados a relieves inmaduros y con fuertes contrastes topográficos. En ambientes con alto gradiente, como los interpretados para esta unidad, el potencial de preservación de términos finos es muy bajo.

La estratificación grosera y tendencia en ciclos decamétricos de espesor creciente y decreciente es común en depósitos de abanicos aluviales (Steel *et al.*, 1977; Glopeen y Steel, 1981). El arreglo vertical agradacional y la granulometría gruesa del depósito sugieren un marcado potencial de preservación de sectores apicales con dominio de procesos gravitacionales. La acumulación de potentes espesores sin variar el arreglo interno (agradación) indica un sostenido equilibrio entre la generación de espacio de acomodación (hundimiento) y el aporte sedimentario. Esto se puede explicar a través de la generación sostenida de escarpas de falla que permitieron mantener un elevado gradiente en el sistema depositacional. Esto habría permitido que las paleopendientes se mantuvieran altas, favoreciendo el desarrollo frecuente de flujos de gravedad como se observa en la unidad.

De acuerdo a la composición localizada y los grandes espesores del conglomerado de la Formación Los Llantenes y sus relaciones de yacencia, es evidente que el basamento actuó como sustrato y fuente de los conglomerados. Esto permitiría interpretar un estilo particular de bloques elevados y hundidos y sugeriría que el basamento, en partes directamente solapado por el conglomerado, estuvo involucrado en la deformación, actuando, a su vez, como área positiva.

3.4. Edad y correlación estratigráfica

La ausencia de flora y fauna fósil como así también de niveles volcánicos fechables impide conocer la edad de la Formación Los Llantenes con exactitud. Sin embargo, su edad puede acotarse sobre la base de la cartografía regional y de las relaciones estratigráficas observadas tanto en la quebrada Seca como sobre el río Bonete al norte de Las Juntas (Fig. 2). En la quebrada Seca y en afluentes del río Bonete, la Formación Los Llantenes se ubica claramente por debajo de los niveles de diamictitas glaciales (Formación Cerro Tres Cóndores, Figs. 4a, 5) que se apoyan en discordancia erosiva sobre ella. En esta región, el conglomerado de la Formación Los Llantenes descansa en discordancia sobre las volcanitas de la Formación Chuscho (Fig. 4a) de conocida edad ordovícica tardía y afectada por suave metamorfismo. Al contrario, en sierra de Las Minitas, ubicada inmediatamente al sur (Fig. 2), aflora una espesa estratigrafía devónica fuertemente plegada (Formación Quebrada Escarabajo, Coughlin, 2000), comparable con las unidades del Devónico Inferior y Medio de la Precordillera (Astini y Ezpeleta, 2008). Estas unidades poseen un variado registro fósil que certifica su edad devónica (Vaccari *et al.*, 2008), lo que permite sostener que la Formación Los Llantenes sería más joven. Asimismo, es también conocido que a nivel regional existió un importante evento de deformación contraccional devónico (fase diastrófica Chánica), bien representado inmediatamente al sur de esta zona (sierra de Las Minitas), asociado con alzamiento regional (Ramos *et al.*, 1986; Astini, 1996) que excluye la posibilidad de que estos conglomerados sean devónicos.

Las primeras evidencias de influencia glacial reconocidas en la región corresponden a aquellas señaladas en la Formación Cerro Tres Cóndores, de posible edad viseana tardía (Astini *et al.*, 2005;

Limarino *et al.*, 2006; Césari *et al.*, 2007) que fueron descritas en la introducción. Las diamictitas preservadas en la base de la artesa glacial de la quebrada Seca, parcialmente labrada en la Formación Los Llantenes, podría representar un equivalente lateral de esta unidad. Esta interpretación es consistente con lo observado sobre la quebrada del río Bonete, donde la Formación Los Llantenes subyace a conglomerados verdes más redondeados similares a los de la Formación Cerro Tres Cóndores, cubiertos a su vez por volcanitas de la Formación Punta del Agua (Fig. 4b). Esta correlación permitiría acotar la edad mínima de los depósitos de la Formación Los Llantenes al Carbonífero Inferior y ubicarla como la unidad basal de la Serie neopaleozoica en la Precordillera de Jagüé.

3.5. Discusión sobre el significado y la posición estratigráfica

El hecho de que los conglomerados de la Formación Los Llantenes representen depósitos de abanicos aluviales proximales y, además, se encuentren incididos por la acción glacial (previo al relleno glaciogénico de la Formación Cerro Tres Cóndores), indica su estrecha vinculación con un marcado paleorrelieve y una posición estratigráfica preglacial. Si bien incisiones glaciales del orden de centenares de metros se registran en intervalos de tiempo cortos (*e.g.*, 100.000 años en el Cuaternario), la Formación Los Llantenes muestra claras evidencias de haber estado litificada (indicado por su tendencia a formar altos relícticos) con antelación a la depositación de las tillitas misisipianas, razón por la cual se interpreta un hiato importante entre ambas unidades. Durante este intervalo la unidad psefítica se habría soterrado, litificado y vuelto a exhumar. Los valles incisos, paleofiordos en 'U' y montes relícticos se habrían esculpido sobre el nuevo relieve y como producto del modelado glacial.

Considerando estos aspectos, puede interpretarse que la unidad constituye la respuesta a una estructuración tectónica que favoreció la creación repentina de espacios de acomodación localizados, donde se acumularon los conglomerados, que en una etapa posterior fueron levantados y labrados por acción glacial. De acuerdo con esta interpretación, los Conglomerados de Los Llantenes constituirían la unidad basal del 'ciclo gondwánico' (*sensu* Ramos, 1988, 1999) característico del Paleozoico superior.

Por su posición estratigráfica el Conglomerado Los Llantenes podría representar un equivalente lateral de la Formación Agua de Lucho (de edad tournaisiana, Carrizo y Azcuy, 1997), que subyace en discordancia a la Formación Cerro Tres Cóndores inmediatamente hacia el sur (Fig. 2). Como se describió en la introducción, en la región del Río del Peñón, la Formación Cerro Tres Cóndores presenta los primeros vestigios de influencia glacial. Lamentablemente, el contraste litofacial entre la Formación Los Llantenes y la Formación Agua de Lucho impide establecer una correlación litoestratigráfica confiable, aun cuando puedan representar equivalentes temporales en un marco con topografías complejas. En este sentido, es posible que la 'estratigrafía encajada' preservada en la región de Los Llantenes (depósitos fiórdicos y de paleovalles), tenga equivalentes arquitecturales y litofaciales muy diferentes en la región de desconfinamiento. Así, las tillitas de alojamiento y delgados espesores de diamictitas apoyados sobre la superficie erosiva de los paleovalles en la región interna (distrito de Los Llantenes) pueden ser equivalentes a los grandes espesores de diamictitas y conglomerados con clastos estriados de la Formación Cerro Tres Cóndores depositados como sistemas de fan deltas gravosos terminoglaciales. En esta alternativa, podría utilizarse el intervalo glacial como horizonte de correlación, dejando del mismo lado a los Conglomerados de Los Llantenes y la Formación Agua de Lucho, como expresiones estratigráficas preglaciales. A partir de las relaciones estratigráficas de estas dos unidades con respecto al horizonte glacial suprayacente podría concluirse que la Formación Los Llantenes, truncada por erosión glacial, es equivalente o más antigua que la Formación Agua de Lucho, y que ambas se encontraban por encima y por debajo del nivel de base, respectivamente, al momento de la glaciación. Lo que resulta evidente, a partir de las geoformas relictuales (valles en 'U' y montes isla) preservadas en la región cartografiada, es que la actividad glacial en la región del distrito minero Los Llantenes fue fuertemente erosiva, hecho que remarca la interpretación de esta unidad como preglacial.

La posición estratigráfica del episodio glacial representado en la Formación Cerro Tres Cóndores es claramente previo al registro de la glaciación namuriana que volvió a ser de gran magnitud en la región, como lo demuestra la superficie de la-

brado glacial que afecta a la Formación Punta del Agua en el tope y la separa de la Formación Río del Peñón (Ezpeleta y Astini, 2008; Gulbranson *et al.*, 2008). La magnitud de este segundo episodio glacial tiene escala regional y ha sido reconocido en el ámbito de las sierras Pampeanas y en toda la extensión de Precordillera (López Gamundí, 1997; Astini, 2009). En el distrito minero Los Llantenes este segundo episodio se superpone con el evento misipiano (Fig. 5).

3.6. Correlación regional

Considerando su posición estratigráfica en la base de la serie paleozoica superior, el paleoambiente interpretado y la edad sugerida, la Formación Los Llantenes podría ser, a nivel regional, parcialmente equivalente a la Formación del Ratón (Quartino *et al.*, 1971), aflorante en la Precordillera de San Juan, a la latitud del río San Juan. Ésta ha sido descrita como una unidad esencialmente conglomerádica, morada a verde, con areniscas subordinadas, de aproximadamente 800 m de espesor, dividida en dos ciclos granoestrato-decrecientes (De Rosa, 1983). La Formación del Ratón se habría depositado en un ambiente de abanicos aluviales proximales a distales, sin influencia glacial (De Rosa, 1983; Sessarego, 1988; Sessarego y Cesari, 1989). Su contenido fosilífero sugiere una edad Tournaisiana-Viseana (Scalabrini Ortiz, 1973; Sessarego y Césari, 1989; Césari y Gutiérrez, 2000) y estudios palinológicos recientes (Amenabar y Di Pasquo, 2008) han permitido confirmar una edad viseana temprana por encima de la sección basal. Esto permitiría sostener un origen común con el sugerido en este trabajo para la Formación Los Llantenes.

La Formación del Ratón ha sido incluida en el Grupo Angualasto, junto a las formaciones Malimán y Cortaderas (Limarino y Césari, 1993), esta última con impronta glaciomarina. Recientemente, Pazos *et al.* (2005) describieron dentro de la Formación Malimán una sección basal de origen continental que también posee similitudes con el Conglomerado Los Llantenes. Sin embargo, de acuerdo con nuestras observaciones no sería conveniente incluir la Formación Los Llantenes dentro del Grupo Angualasto, dada la evidente discordancia erosiva que la separa de las suprayacentes, y que implica un hiato de magnitud considerable asociado con actividad glacial en la región de estudio.

4. Implicancia tectónica del marco sedimentario de la Formación Los Llantenes

Las evidencias presentadas en este trabajo sugieren que la Formación Los Llantenes y unidades equivalentes, aun cuando tengan alguna diferencia temporal, comparten un marco tectónico común, constituyendo una tectofacies particular, que se desarrolla con anterioridad a la impronta glacial carbonífera. Esto sugiere una estructuración regional responsable de la generación de relieves y depocentros localizados que habrían contribuido a desarrollar sistemas de abanicos aluviales, dando origen a mosaicos de facies gravosas con procedencia local (Astini, 1996). En consecuencia, es posible interpretar que la Formación Los Llantenes y unidades similares del ámbito precordillerano representan un intervalo de importancia tectosedimentaria regional, que habría dado inicio al ciclo de sedimentación neopaleozoico en el centro-oeste de Argentina (Astini *et al.*, 2009).

En sucesiones conglomerádicas, las relaciones entre la tasa de suministro y el grado de selección y la tasa de creación de espacio de acomodación son, en definitiva, las variables que controlan la composición y geometría a gran escala (Paola *et al.*, 1992). Estas dependen directamente del marco tectónico e indirectamente del clima (Heller y Paola, 1992). El marco tectónico determina el particionado de la deformación que influye particularmente en la distribución espacial, la geometría y el espesor de las cuñas gravosas (Jo *et al.*, 1994; Heller y Gordon 1994), al igual que la cinemática de las fallas de borde de cuenca (Leeder y Gawthorpe, 1987) y la rigidez flexural de la corteza (Flemings y Jordan, 1990). Estos factores repercuten en la tasa de relleno y velocidad de progradación de tal manera que, en el largo tiempo, la creación de espacio de acomodación se relaciona inversamente con la movilidad lateral de los cinturones gravosos (Gordon y Heller, 1993).

El espesor localizado del Conglomerado Los Llantenes, su arreglo agradacional y la limitada extensión areal inferida a partir de las relaciones cartográficas, junto a su procedencia local desde bloques de basamento, permiten sugerir un marco tectónico extensional, asociado con estiramiento mecánico y ruptura del zócalo cristalino. Este mecanismo habría facilitado la formación de depocentros de tipo grábenes o hemigrábenes (Leeder y Gawthorpe, 1987; Schlische, 1991; Prosser, 1993; Frostick y Steel, 1994), asegurando el espacio de

acomodación de las series sefíticas de miles de metros de espesor. Los rasgos descritos son distintivos de cuencas extensionales que tienden a generar una fuerte compartimentación del registro estratigráfico, expresado en frecuentes cambios litológicos, cierta diacronía de las facies y hasta discontinuidad areal del registro (*e.g.*, López Gamundí y Astini, 2004), características todas que permiten diferenciarlo de un marco tectónico de cuenca de antepaís (Tabla 1). El gran espesor de la unidad permitiría, asimismo, descartar una extensión asociada con flexión dentro de la zona de domamiento periférico en un contexto de antepaís (*e.g.*, Dávila *et al.*, 2007).

Dada su extensión areal reducida, una alternativa es que el marco tectónico corresponda a extensión en una zona transcurrente con dominio de mecanismos transtensivos de rumbo (*e.g.*, 'strike-slip o pull-apart' de Nilsen y Silvestre, 1995). Esto es consistente con la deformación temprana que comúnmente afecta al relleno de este tipo de cuencas (Christie-Blick y Biddle, 1985) y explicaría el alzamiento requerido para permitir la posterior incisión glacial que afecta a la unidad (Fig. 5).

Otros rasgos que pueden utilizarse como discriminantes en favor de un marco tectónico extensional (o transtensional) (a diferencia de uno de antepaís) están dados por la procedencia, composición y características de los conglomerados (Tabla 1). Los marcos sinorogénicos en cuencas de antepaís presentan una mayor diversidad composicional (mayor área de cobertura de las redes de drenaje), y mayor variabilidad vertical (fuertes tendencias granulométricas, comúnmente granocrecientes). Asimismo, las series de cuencas de antepaís comúnmente incluyen clastos canibalizados de series conglomerádicas recicladas durante el avance de la cuña orogénica (*e.g.*, Colombo, 1994; Thomas y Astini, 2007), dando como resultado la presencia de conglomerados policíclicos. El Conglomerado Los Llantenes, en cambio, es de primer ciclo, de acuerdo con la angulosidad de los clastos y bloques, la falta de evidencias de reciclado de cubiertas sedimentarias y la ausencia de clastos de conglomerados indicativos de canibalismo. Esto resulta consistente con el marco tectónico de grábenes que se sugiere para estos conglomerados.

Desde un punto de vista de la geometría y arquitectura general de los depósitos conglomerádicos, existe una diferencia de primer orden entre depósitos pefíticos de 'sinrift' y de cuencas de antepaís (Tabla 1). Esto se debe a que los mecanismos que operan en

TABLA 1. CRITERIOS A TENER EN CUENTA PARA LA CARACTERIZACIÓN GENÉTICA DE UNIDADES CONGLOMERÁDICAS.

Características del conglomerado	Cuenca de antepais	Cuencas extensionales
Marco tectónico	Asociado con marcos compresivos. Asociados con fajas plegadas con buena movilidad horizontal.	Asociado con extensión/transtensión. Asociados con tectónica de bloques y marcado desplazamiento vertical.
Acomodación	Acomodación en cuencas de longitud de onda larga con menores variaciones de la pendiente regional.	Acomodación en cuencas de longitud de onda corta y fuertemente asimétricas. Variaciones marcadas en la pendiente.
Estratofábrica	Depósitos tabulares a nivel regional, gran continuidad lateral, geometrías en manto.	Depósitos lenticulares o cuneiformes a nivel regional. Fuertes variaciones internas y escasa continuidad regional, geometrías en prisma.
Representación cartográfica	Depósitos psefiticos de gran cobertura areal y espesor relativamente constante a la escala de kilómetros.	Depósitos psefiticos localizados y espesores variables a la escala de kilómetros.
Relación superficie areal/ espesor	Relaciones altas y muy altas.	Relaciones bajas y muy bajas.
Cuencas de drenaje	Conexión directa con cuencas de drenaje amplias y evolucionadas. Zonas de transferencia de longitud muy variable.	Conexión directa con cuencas de drenaje poco evolucionadas y localizadas. Zonas de transferencia cortas (poco desarrolladas o no desarrolladas).
Naturaleza del drenaje	Frecuente influencia directa de cauces fluviales perennes o conexiones momentáneas con cursos fluviales.	Escasa participación de cursos perennes (a excepción de situaciones en clima húmedo o monzónico).
Arreglos verticales a la escala del centenar de metros.	Frecuentes arreglos granoestratocrecientes (cuñas progradacionales).	Arreglos fuertemente agradacionales (vinculados con creación sostenida del espacio) a retrogradacionales (vinculados con colmatación progresiva o disminución de pendientes).
Ordenamiento interno	Predominio de conglomerados organizados y bien estratificados, producto del dominio de procesos de alta eficiencia de transporte. Espesores de bancos medianos a gruesos (~0,10-1 m).	Predominio de conglomerados desorganizados, macizos o con estratificación cruda (mal definida), producto del dominio de procesos de baja eficiencia de transporte. Con frecuencia, espesores de bancos gruesos y muy gruesos (~0,50-3 m).
Cuñas e intercalaciones de arena	Frecuentes particiones arenosas, cuñas de arena e intervalos areno-gravosos. La estratigrafía muestra arreglos predominantemente rítmicos, estratigrafías en hojaldre.	Escasas cuñas de arena y muy localizadas. La estratigrafía muestra arreglos predominantemente macizos, estratigrafía de tapones.
Composición general	Conglomerados polimícticos y frecuentes mezclas de componentes ígneos, sedimentarios (muy diversos) y metamórficos de bajo grado. En cuencas asociadas con fajas plegadas de piel fina puede existir una buena correlación entre la composición del depósito y los de la estratigrafía exhumada en las escamas tectónicas próximas.	Conglomerados polimícticos o monomícticos (asociados con redes localizadas) y frecuente dominio de litologías de basamento (preferentemente metamorfitas de grado medio y alto, milonitas y granitos), rocas ígneas volcánicas (bimodales) y, en general, proporciones reducidas de componentes sedimentarios.
Procedencia Reciclado	Variable. Fuentes sedimentarias proximales a distales. Frecuente reciclado. Son comunes los clastos de conglomerados genéticamente asociados (<i>cuasi</i> coetáneos). Pueden ser conglomerados de 1 ^{er} ciclo pero son muy comunes los de 2 ^{do} y 3 ^{er} ciclo (por canibalismo).	Local. Fuentes sedimentarias proximales. Escaso reciclado. Son muy raros los clastos de conglomerados, a no ser que se vinculen con unidades recicladas desde el área fuente. Conglomerados de 1 ^{er} ciclo.
Selección y redondeamiento	El grado de selección es variable pero, por lo general, son depósitos bien seleccionados y redondeados con frecuente matriz arenosa. Mayores proporciones de niveles con buena imbricación.	El grado de selección es variable pero, por lo general, son depósitos mal seleccionados y dominados por formas angulosas. Escasos niveles con buena imbricación. Matrices polimodales y con pobre segregación de tamaños.
Relaciones faciales	Poseen transiciones sutiles o graduales expresadas en interdigitaciones con sistemas ambientales muy variados.	Poseen transiciones relativamente rápidas, fuertemente expresadas como interdigitaciones con sistemas ambientales lacustres y de barreales.
Discordancias intraformacionales, sintectónicas o de crecimiento	Discordancias de ángulo variable, frecuentemente visibles en el campo, con ángulos >5° y patrones de abanicamiento de capas abarcando >30° y hasta 120°, convergentes hacia el bloque alto.	Discordancias de ángulo pequeño <5°, casi imperceptibles en el campo. Acuñamientos o abanicamientos convergentes hacia el yacente, sólo visibles en afloramientos de gran dimensión y con ángulos de hasta 20°.

Advertencia: estos criterios no deben utilizarse como regla, sino como 'indicadores de conjunto' y obedecen estrictamente a los factores de control activo durante el relleno de la cuenca (e.g., tasas de levantamiento-subsidencia que regulan el gradiente y la energía potencial y cinética, clima dominante y ciclicidad climática, drenajes autóctonos o 'en fase con el clima de la cuenca' y drenajes alóctonos, litologías y resistencia a la meteorización de las rocas del área fuente, cobertura vegetal).

la generación del espacio de acomodación son de corta longitud de onda en el caso de depocentros por extensión (e.g., Gibson *et al.*, 1989; Schlische, 1991) y de larga longitud de onda en el caso de las cuencas flexurales (Flemings y Jordan, 1990). Esto genera no sólo una diferencia composicional importante, sino una diferencia geométrica y de ordenamiento interno, ya que la extensión areal de los depósitos de 'sinrift' es siempre más restringida y la subsidencia más fuerte y localizada (véase contrastes en Rosendahl, 1987; Blair y Bilodeau, 1988; Heller *et al.*, 1988, 2003). En este sentido, vale remarcar que los Conglomerados Los Llantenes, ni ninguna de las unidades estratigráficas correlativas, aparecen en los bloques ubicados al este. Mientras que los depósitos conglomerádicos asociados con fallas normales y desarrollados al pie de fallas maestras se encuentran normalmente localizados y drenan áreas reducidas, los depósitos de antepaís poseen gran extensión areal, cubren diversidad de sustratos y presentan suaves cambios de facies en la escala del centenar de kilómetros, en relación con el mecanismo flexural que genera el espacio de acomodación (Tabla 1). Asimismo, desde un punto de vista composicional las cuencas de antepaís se conectan con redes de drenaje extensas, lo que asegura mayor cobertura areal y reciclado. Esto contrasta con los depocentros localizados, capaces de preservar grandes espesores sedimentarios de conglomerados poco maduros y mal organizados, que muestran procedencia local y mosaicos de facies vinculados con la distribución de bloques rotados en contextos fuertemente compartimentados, propios de ruptura por extensión (Heward, 1978; Glopeen y Steel, 1981; Leeder y Gawthorpe, 1987; Nichols y Daly, 1989; Hamblin y Rust, 1989; Schlische, 1991). Éstas son justamente las características que muestra el conglomerado de la Formación Los Llantenes.

El hecho que la Formación Los Llantenes se apoye sobre el mismo basamento que actuó como fuente detrítica indica que el episodio de deformación que le dio origen involucró basamento. La presencia de bloques de anfibolita y mármol de gran tamaño como de metagrauvascas y basaltos dentro del Conglomerado Los Llantenes indica que el basamento que actualmente se expone entre el río Bonete y el cerro Las Damas (Fig. 2) constituyó parte de los bloques exhumados que actuaron como fuente de suministro y permitieron, a la vez, acomodar la estratigrafía psecífica.

Estas características sugieren un marco tectónico particionado, capaz de generar relieves importantes (Leeder, 1991, 1995), drenajes localizados (Leeder *et al.*, 1988; Leeder y Jackson, 1993; Jackson y Leeder, 1994) y depocentros profundos a partir de sistemas con bloques rotados, como ocurre en ambientes extensionales (Schlische, 1993; Prosser, 1993; Gawthorpe y Leeder, 2000).

Si bien no puede descartarse que los conglomerados de la Formación Los Llantenes hayan sido generados en un contexto de bolsones intermontanos de carácter compresivo (Dávila y Astini, 2003), el marco extensional es más compatible con la evidencia estratigráfica, geométrica y cartográfica (Tabla 1). Aunque algunas de estas características pueden también encontrarse en depósitos de bolsones en marcos de antepaís fragmentado (Dávila y Astini, 2003), la rapidez con que ocurren estos procesos, expresados en la geometría, composición y arreglo interno pueden constituir una clave para diferenciarlos. En el caso de la Formación Los Llantenes, el depósito habría ocurrido en un corto lapso de tiempo y como respuesta rápida a la tectónica. Desde un punto de vista teórico, la expresión estratigráfico-sedimentológica en marcos tectónicos donde la acomodación es por flexión cortical contrasta con aquella propia de marcos extensionales, donde la subsidencia diferencial influye como factor limitante en la preservación de cuñas conglomerádicas (Heller *et al.*, 1988; Blair y Bilodeau, 1988; Burbank *et al.*, 1988; Heller y Paola, 1992; Gordon y Heller, 1993). Mientras que en cuencas de antepaís la acumulación de conglomerados es progresiva y surge como consecuencia de la generación de un relieve y un espacio de acomodación de mayor longitud de onda, en casos de ruptura por extensión la respuesta estratigráfica es inmediata y los sistemas sedimentarios, de mayor gradiente, tienden a generar depósitos más localizados. El carácter agradacional de los conglomerados de la Formación Los Llantenes indicaría que las fallas de borde de cuenca permanecieron activas incrementando el espacio de acomodación en su adyacencia y la preservación de esta unidad. Éste parece ser un registro más compatible con mecanismos de fallamiento normal (o transtensivo) que inverso, dado que, incluso ignorando el acortamiento involucrado en este último caso, el sentido del salto de falla y la subsidencia más lenta contribuirían a generar una mayor movilidad lateral de las cuñas gravosas en el largo tiempo (Gordon y Heller, 1993).

Aun cuando no queda claro cuál es el verdadero potencial de preservación a escala geológica de los depósitos de bolsones intermontanos en ambientes compresivos, puede especularse que las series relacionadas con marcos extensionales tienen un mayor potencial de preservación al vincularse con adelgazamiento litosférico. En contraste, los marcos de antepaís fragmentado sometidos a contracción implican engrosamiento de la litósfera y, en consecuencia, alzamiento que, en el largo plazo, provocará la erosión del registro y el vaciamiento de los bolsones al quedar por encima del nivel regional. Esto implica que si bien desde un punto de vista geomorfológico puedan existir similitudes entre ambos marcos (Dávila y Astini, 2003), resulta difícil encontrar potenciales ejemplos en el registro fósil que puedan corresponder a marcos tectónicos de antepaís fragmentado (Ezpeleta *et al.*, 2008).

Una progresiva influencia marina en la estratigrafía neopaleozoica (formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores) sugiere, independientemente, un sostenido adelgazamiento cortical, compatible con un modelo de extensión litosférica. Además, como evidencia adicional en favor de este modelo, corona el Misisipiano un profuso volcanismo de naturaleza bimodal que irrumpe en toda la región (episodio representado por la Formación Punta del Agua y otras volcanitas equivalentes en Precordillera y en la Puna catamarqueña) (Martina y Astini, 2009b; Martina *et al.*, 2011), completando el conjunto de evidencias típicas de columnas estratigráficas características de ‘rifting’ (Astini *et al.*, 2009; Astini y Martina, 2010).

Algunas consideraciones adicionales que surgen del análisis cartográfico y las relaciones de campo permiten apoyar una inversión tectónica positiva (cf. Coward, 1994) en la región de Los Llantenes, asociada con los afloramientos del conglomerado y del basamento sobre el que se apoyan, aun cuando no puede discriminarse cuándo ocurrió dicho proceso (deformación sanrafaélica, andina o ambas). La inversión tectónica y extrusión parcial o total de estratigrafías de ‘rift’ es común en zonas que con posterioridad a un proceso de adelgazamiento cortical, fallamiento normal o transtensión son sujetas a una tectónica contraccional (Giambiagi *et al.*, 2003; Turner y Williams, 2004; Butler *et al.*, 2006). Esto puede ocurrir con frecuencia en marcos orogénicos con tectónica alternante (e.g., Scisciani *et al.*, 2001; Collins, 2002; Kato *et al.*, 2006) o en cuencas de ‘pull-apart’ (Christie-Blick y Biddle, 1985; Nilsen

y McLaughlin, 1985; Xie y Heller, 2009). Entre las evidencias en favor de un proceso de inversión se mencionan: **1.** la presencia de fallas compresivas con alto ángulo que involucran el basamento y son consideradas como retrocorrimientos en relación con la típica vergencia andina en la región y podrían corresponder a estructuras de inversión; **2.** los altos ángulos de manteo que caracterizan al conglomerado (Fig. 2), asociados con grandes anticlinales en la pared superior de los retrocorrimientos que podrían interpretarse como generados durante inversión y extrusión; **3.** el desarrollo de un dominio estructural en la región del distrito Los Llantenes-Río Bonete con ejes de acortamiento NW-SE diferente del rumbo regional andino (E-W); **4.** plegamiento apretado y localizado, mostrando estilos compatibles con los de tectónica de contrafuerte (‘buttressing’) (e.g., expuesto sobre el curso del río Bonete NE Fig. 2), y **5.** importantes variaciones locales de los espesores del Conglomerado Los Llantenes (entre 100 y >1.000 m), indicando fuertes variaciones de la acomodación diferencial, compatibles con los modelos de subsidencia durante la estructuración de fallas normales de ‘rifts’ o sistemas transtensivos (Gibson *et al.*, 1989; Schlische, 1991).

5. Conclusiones

En la región de Los Llantenes, al NW de Jagüé, se reconoció en la base del conjunto neopaleozoico una nueva unidad de más de 1.000 m de espesor compuesta esencialmente por conglomerados gruesos a la que se propone denominar Formación Los Llantenes. Su pobre madurez textural y estratofábrica cruda permiten interpretarla como depósitos de abanicos aluviales de alto gradiente y dominados por procesos de flujos de gravedad. Las relaciones estratigráficas y cartográficas permiten acotar su edad entre el Devónico Medio, aflorante en la sierra de Las Minitas, inmediatamente al sur de la región de estudio, y el Carbonífero Temprano (Misisipiano temprano). El análisis sedimentológico y estratigráfico permite sugerir que esta unidad es de naturaleza preglacial y representa el inicio de la historia sedimentaria en la región. Un primer registro glacial trunca esta unidad con marcados efectos incisivos que dejan relictos de la Formación Los Llantenes como montes isla. Este episodio de labrado glacial viseano se correlaciona con los depósitos glaciogénicos de la Formación Cerro Tres Cóndores.

Dada las relaciones cartográficas y su yacencia sobre el basamento de la región, la Formación Los Llantenes constituiría el relleno basal del ciclo Neopaleozoico en la región de la Precordillera Septentrional. Similitudes litofaciales y posiciones estratigráficas comparables permiten correlacionarla con otras unidades pefíticas del ámbito precordillerano, también de naturaleza preglacial (*e.g.*, Formación del Ratón). El gran espesor que presenta el Conglomerado Los Llantenes, su arreglo agradacional y su limitada extensión areal, inferida a partir de las variaciones cartográficas, junto a su procedencia local desde bloques de basamento, permiten sugerir un marco tectónico extensional, asociado con estiramiento mecánico y ruptura del zócalo, que habría facilitado la formación de depocentros de tipo grábenes o hemigrábenes. Estos rasgos son distintivos de cuencas extensionales o transtensivas que tienden a generar una mayor compartimentación del registro estratigráfico, expresado en frecuentes cambios litológicos, cierta diacronía de los cinturones de facies y hasta discontinuidad areal del registro, características que permiten, a su vez, diferenciarla de una cuenca de antepaís fragmentado. La progresiva influencia marina en la estratigrafía neopaleozoica junto al desarrollo de un profuso volcanismo de naturaleza bimodal que irrumpe en toda la región, sumado a evidencias de inversión tectónica, apoyan la existencia de un episodio de notable adelgazamiento cortical. Estas consideraciones permiten interpretar que la Formación Los Llantenes y unidades similares del ámbito precordillerano representan una sedimentación asociada con extensión, constituyendo un intervalo de importancia tectosedimentaria regional que habría dado inicio al ciclo de sedimentación neopaleozoico en el centro-oeste de Argentina.

Agradecimientos

Agradecemos el apoyo económico de subsidios de FONCYT PICT N° 33630 y CONICET PIP N° 112-200801 03265 que favorecen nuestras investigaciones en el oeste argentino y las discusiones con M. Ezpeleta (Universidad de Córdoba) y P. Pazos (Universidad de Buenos Aires) sobre aspectos de sedimentología y relaciones estratigráficas que ayudaron a precisar nuestras conclusiones. Especialmente agradecemos también a los árbitros T. Sempere y T. Jordan por sus constructivas sugerencias que permitieron mejorar el trabajo.

Referencias

- Aceñolaza, F.; Toselli, A.; Bernasconi, A. 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina: Su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana* 11 (14): 260-290.
- Amenábar, C.R.; Di Pasquo, M. 2008. Nuevos aportes a la palinología, cronología y paleoambiente de la Precordillera Occidental de Argentina: formaciones El Planchón, Codo (Devónico) y El Ratón (Mississippiano). *Acta Geológica Lilloana* 21 (1): 3-20.
- Andreis, R.R.; Leguizamón, R.; Archangelsky, S. 1986. El paleovalle de Malanzán: nuevos criterios para la estratigrafía del Neopaleozoico de la Sierra de Los Llanos, La Rioja, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 57 (1-2): 3-119.
- Astini, R.A. 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino: evidencias estratigráficas. *In Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 13 y No. 3, Actas 5: 509-526. Buenos Aires.
- Astini, R.A. 2009. El marco tectónico de la glaciación carbonífera. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 12, Actas S10-003: 9-12. Santiago.
- Astini, R.A.; Ezpeleta, M. 2008. Evidencias de la glaciación devónica en el ámbito andino, Sierra de Las Minitas, La Rioja, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 17, Actas 1: 5-6. Jujuy.
- Astini, R.A.; Martina, F. 2010. The extent and nature of rifting in the proto-Andean margin (western Argentina) during the Mississippian: implications for tectonic switching. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 42 (2): p. 38.
- Astini, R.A.; Brussa, E.D.; Mitchell, C.E. 2000. Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 378-386.
- Astini, R.A.; Dávila, F.M.; López Gamundi, O.; Gómez, F.J.; Collo, G.; Ezpeleta, M.; Martina, F.; Ortiz, A. 2005. Cuencas de la Región Precordillerana. *In Frontera Exploratoria de la Argentina* (Chebli, G.A.; Cortiñas, J.S.; Spalletti, L.A.; Legarreta, L.; Vallejo, E.L.; editores). Instituto Argentino del Petróleo y el Gas: 115-146.
- Astini, R.A.; Martina, F.; Ezpeleta, M.; Dávila, F.M.; Cawood, P.A. 2009. Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin (Argentina), and a reappraisal on the 'Eo- and Neohercynian' tectonics along Western Gondwana. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 12, Actas S9-010: 40-43. Santiago.

- Azcuy, C.L.; Carrizo, H.A.; Caminos, R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. *In* *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 261-318.
- Blair, T.C.; Bilodeau, W.L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology* 16: 517-520.
- Blair, T.C.; McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64: 450-489.
- Bluck, B.J. 1967. Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde Area: a study in the significance of bedding. *Scottish Journal of Geology* 3: 139-167.
- Bossi, G.; Andreis, R.R. 1985. Secuencias deltaicas y lacustres del Carbónico del Centro-Oeste argentino. *In* *Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, No. 10, Anales 3: 285-309. Madrid.
- Burbank, D.W.; Beck, R. A.; Reynolds, R.G.H.; Tahirkheli, R.A.K. 1988. Thrusting and gravel progradation in foreland basins: A test of post-thrusting gravel dispersal. *Geology* 16: 1143-1146.
- Butler, R.W.H.; Tavarnelli, E.; Grasso, M. 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine-Apennine perspective. *Journal of Structural Geology* 28: 1893-1908.
- Caminos, R.; Fauqué, L.; Cingolani, C.; Varela, R.; Morel, E. 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. *In* *Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 12 y No. 2, Actas 2: 31-41. Mendoza.
- Caminos, R.; Fauqué, L. 2001. Hoja Geológica 2969-II Tinogasta, Provincia de La Rioja, a escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Buenos Aires.
- Carrizo, H.A.; Azcuy, C.L. 1997. Las Fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências* 2, Número Especial: 19-27.
- Cawood, P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69: 249-279.
- Césari, S.N.; Gutiérrez, P.R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in Central-Western Argentina. *Palynology* 24: 113-146.
- Césari, S.N.; Gutiérrez, P.R.; Sabattini, N.; Archangelsky, A.; Azcuy, C.L.; Carrizo, H.A.; Cisterna, G.; Crasafulli, A.; Cuneo, R.N.; Díaz Saravia, P.; di Pascuo, M.; González, C.R.; Lech, R.; Pagani, M.A.; Sterren, A.; Taboada, A.C.; Vergel, M.M. 2007. Paleozoico Superior de Argentina: un registro fosilífero integral en el Gondwana occidental. *Ameghiniana, Publicación Especial* 11: 35-54.
- Christie-Blick, N.; Biddle, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. *In* *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation* (Biddle, K.T.; Christie-Blick, N.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37: 1-34.
- Cisterna, G.A.; Simanaukas, T. 2000. Brachiopods from the Río del Peñón Formation, Río Blanco Basin, Upper Paleozoic of Argentina. *Revista Española de Paleontología* 15: 129-151.
- Cingolani, C.; Varela, R.; Morel, E.; Schauer, O.; Arrondo, O. 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbonífero del sector septentrional de la Sierra de La Punilla, provincia de La Rioja. *In* *Congreso Geológico Argentino*, No. 11, Actas 2: 207-210. San Juan.
- Collins, W.J. 2002. Nature of extensional accretionary orogens, *Tectonics* 21 (4): 1024. DOI:10.1029/2000TC001272.
- Colombo, F. 1994. Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology* 22: 235-238.
- Coughlin, T.J. 2000. Linked orogen-oblique fault zones in the central Argentine Andes: the basis for a new model for Andean orogenesis and metallogenesis. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de Queenslan: 207 p.
- Coward, M.P. 1994. Inversion Tectonics. *In* *Continental Deformation* (Hancock, P.L.; editor). Pergamon: 289-304. Oxford.
- Cravero, O.V.; Ríos Gómez, J.A.; Prieri, A.E. 1984. Geología del distrito minero Los Llantenes, Provincia de La Rioja. *In* *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas 1: 142-153. Bariloche.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2003. Early Middle Miocene the broken foreland development in the southern Central Andes: Evidence for extension prior to regional shortening. *Basin Research* 15: 379-396.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A.; Jordan, T.E.; Gehrels, G.; Ezpeleta, M. 2007. Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the southern Central Andes, west-central Argentina. *Tectonics* 26, TC5016: 17 p. DOI:10.1029/2007TC002118.

- De Rosa, L.A. 1983. Sedimentitas continentales del Carbónico inferior del flanco occidental de la Precordillera, Dto. Calingasta-Pcia. de San Juan. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 14: 51-69.
- Ezpeleta, M.; Astini, R.A. 2005. Relleno de un paleovalle glacial neopaleozoico en la región central del Famatina, La Rioja. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 16, Actas 4: 583-590. La Plata.
- Ezpeleta, M.; Astini, R.A. 2008. Labrado y relleno de un paleovalle glacial en la base de la Formación Río del Peñón (Carbonífero Superior), Precordillera Septentrional. *In Simposio Argentino del Paleozoico Superior*, No. 5, Resúmenes: 18. Buenos Aires.
- Ezpeleta, M.; Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2003. Geoformas relictuales de la glaciación gondwánica en el extremo sur de la sierra de Velasco, sierras Pampeanas Noroccidentales, Argentina. *In Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, No. 2, Actas: 267-274. San Miguel de Tucumán.
- Ezpeleta, M.; Astini, R.A.; Dávila, F.M. 2008. Paleoambientes y paleogeografía de depósitos sinorogénicos en el antepaís neopaleozoico del cinturón de Famatina, La Rioja, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 35 (2): 253-277.
- Ezpeleta, M.; Astini, R.A.; Dávila, F.M.; Cawood, P. 2009. SHRIMP U-Pb dating and subsidence analysis of pre-Andean Paganzo Basin, northwestern Argentina: Implications for late Paleozoic tectonic evolution of western Gondwana. *In Colloquium on Latin America, Abstracts and Program*: 93-95. Göttingen.
- Fauqué, L.; Limarino, C. 1991. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 103-114.
- Fauqué, L.E.; Villar, L.M. 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrológica de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 218-232.
- Fernández Seveso, F.; Tankard, A.J. 1995. Tectonics and Stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. *In Petroleum basins of South America* (Tankard, A.J.; Suárez Soruco, R.; Welsink, J.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 285-301. Tulsa.
- Flemings, P. B.; Jordan, T. E. 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithospheric rheology. *Geology* 18: 430-435.
- Frostick, L.E.; Steel, R.J. 1994. Tectonic signatures in sedimentary basin fills: an overview. *In Tectonic controls and signatures in sedimentary successions* (Frostick, L.E.; Steel, R.J.; editors). International Association of Sedimentologists, Special Publication 20: 1-9.
- Gawthorpe, R.L.; Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12: 195-218.
- Giambiagi, L.; Álvarez, P.P.; Godoy, E.; Ramos, V.A. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- Gibson, J.R.; Walsh, J.J.; Watterson, J. 1989. Modelling of bed contour and cross-sections adjacent to planar normal faults. *Journal of Structural Geology* 11: 317-328.
- Gloppen, T.E.; Steel, R.J. 1981. The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta lobes (Devonian Norway): a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. *In Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration* (Etheridge, F.G.; Flores, R.M.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 49-69.
- González, C.R.; Bossi, G.E. 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüé, La Rioja. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 4, Actas 1: 231-236. Mendoza.
- González, C.R.; Bossi, G.E. 1987. Descubrimiento del Carbonífero inferior marino al oeste de Jagüé, La Rioja. *In Congreso Latinoamericano de Paleontología*, No. 4, Actas 2: 713-724. Santa Cruz de La Sierra.
- Gordon, I.; Heller, P.L. 1993. Evaluating major controls on basin stratigraphy, Pine Valley, Nevada: Implications for syntectonic deposition. *Geological Society of America Bulletin* 105: 47-55.
- Gulbranson, E.; Limarino, C.O.; Marensi, S.; Montañez, I.; Tabor, N.; Davydov, V.; Colombi, C. 2008. Glacial Deposits in the Río del Peñón Formation (Late Carboniferous), Río Blanco Basin, Northwestern Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 37-42.
- Gutiérrez, P.R.; Limarino, C.O. 2006. El perfil del sinclinal del Rincón Blanco (noroeste de La Rioja): el límite Carbonífero-Pérmico en el noroeste argentino. *Ameghiniana* 43 (4): 687-703.
- Hamblin, A.P.; Rust, B.R. 1989. Tectono-sedimentary analyses of alternate-polarity half-graben basin-fill successions: Late Devonian-Early Carboniferous Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia. *Basin Research* 2: 239-255.

- Heller, P.L.; Paola, C. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: application to syntectonic conglomerate. *Basin Research* 4: 91-102.
- Heller, P.L.; Gordon, I. 1994. Evaluating major controls on basin stratigraphy, Pine Valley, Nevada: Implications for syntectonic deposition: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin* 106: 156-157.
- Heller, P.L.; Angevine, C.L.; Winslow, N.S.; Pola, C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology* 16: 501-504.
- Heller, P.L.; Dueker, K.; McMillan, M. 2003. Post-Paleozoic alluvial gravel transport as evidence of continental tilting in the U.S. Cordillera. *Geological Society of America Bulletin* 115: 1122-1132.
- Heward, A.P. 1978. Alluvial fan sequences and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain. *In* *Fluvial Sedimentology* (Miall, A., editor). Canadian Association of Petroleum Geologists, Special Publication 5: 669-702.
- Jackson, J.; Leeder, M. 1994. Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley Nevada. *Journal of Structural Geology* 16: 1041-1059.
- Jo, H.R.; Rhee, C.W.; Ryang, W.H.; Heller, P.L.; Gordon, I. 1994. Evaluating major controls on basinal stratigraphy, Pine Valley, Nevada: Implications for syntectonic deposition: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin* 106: 155-157.
- Kato, N.; Sato, H.; Umino, N. 2006. Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. *Journal of Structural Geology* 28: 2011-2022.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Kay, R.W. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las volcanitas ordovícicas de la Precordillera Occidental: basaltos de rift oceánico temprano? Próximos al margen continental. *In* *Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas 2: 48-65. Bariloche.
- Leeder, M.R. 1991. Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geologische Rundschau* 80: 441-458.
- Leeder, M.R. 1995. Continental rifts and proto-oceanic rift troughs. *In* *Tectonics of Sedimentary Basins* (Busby, C.J.; Ingersoll, R.V.; editors). Blackwell Scientific Publications: 119-148. Oxford.
- Leeder, M.R.; Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *In* *Continental Extensional Tectonics* (Coward, M.; Hancock, J.; editors). Geological Society of London, Special Publication 28: 139-152.
- Leeder, M.R.; Jackson, J.A. 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research* 5: 79-102.
- Leeder, M.R.; Ord, D.M.; Collier, R.L. 1988. Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic extensional settings: implications for the interpretation of basin fill. *In* *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic settings* (Nemec, W.; Steel, R.J.; editors). Blackie: 173-185. London.
- Limarino, C.O.; Césari, S.N. 1993. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero Inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (1): 61-72.
- Limarino, C.; Tripaldi, A.; Marensi, S.; Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22 (3-4): 205-226.
- López Gamundí, O.R. 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America. *In* *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes-Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic* (Martini, I.P.; editor). Oxford University Press: 147-168. New York.
- López Gamundí, O.R.; Astini, R.A. 2004. Alluvial fan-lacustrine association in the fault tip end of a half-graben, northern Triassic Cuyo basin, western Argentina. *Journal of South American Earth Science* 17 (4): 239-310.
- López Gamundí, O.R.; Álvarez, L.; Andreis, R.R.; Bossi, G.E.; Espejo, I.S.; Fernández Seveso, F.; Kokogian, D.; Legarreta, L.; Limarino, C.O.; Sessarego, H. 1989. Cuencas intermontanas. *In* *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.A.; Spaletti, L.A.; editores). Serie Correlación Geológica 6: 123-168. Tucumán.
- López Gamundí, O.R.; Limarino, C.O.; Césari, S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 91: 251-261.
- López Gamundí, O.R.; Espejo, I.S.; Conaghan, P.J.; Powell, C. McA.; Veevers, J.J. 1994. Southern South America. *In* *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland* (Veevers, J.J.; Powell, C.McA; editores). Geological Society of America, Memoir 184: 281-329.
- Martina, F. 2009. Geología del límite norte de la Precordillera Argentina y su vinculación con regiones vecinas. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de Córdoba: 206 p.

- Martina, F.; Astini, R.A. 2009a. Geología de la región del río Bonete: extremo norte del terreno de Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2: 311-327.
- Martina, F.; Astini, R.A. 2009b. El volcanismo 'eohercínico' (Misisipiano): ¿dónde está? *In Congreso Geológico Chileno*, No. 12, Actas S8-003: 9-12. Santiago.
- Martina, F.; Viramonte, J.M.; Astini, R.A.; Pimentel, M.M.; Dantas, E. 2011. Mississippian volcanism in the southern Central Andes: new U-Pb SHRIMP zircon geochronology and whole-rock geochemistry. *Gondwana Research* 19: 524-544.
- Nichols, G.L.; Daly, M.C. 1989. Sedimentation in an intracratonic extensional basin: the Karoo of the Central Morondava Basin, Madagascar. *Geological Magazine* 126: 336-354.
- Nilsen, T.H.; McLaughlin, R.J. 1985. Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 37: 79-103.
- Nilsen, T.H.; Silvestre, A.G. 1995. Strike-slip basins. *In Tectonics of sedimentary basins* (Busby, C.J.; Ingersoll, R.V.; editores). Blackwell Science: 425-457.
- Paola, C.; Heller, P.L.; Angevine, C.L. 1992. The large scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1. Theory: *Basin Research* 4: 73-90.
- Pazos, P.J. 2002. The Late Carboniferous Glacial to Post-glacial Transition: Facies and Sequence Stratigraphy, Western Paganzo Basin, Argentina. *Gondwana Research* 5 (2): 467-487.
- Pazos, P.; di Pasquo, J.M.; Amenábar, C.R. 2005. La sección basal de la Formación Malimán (Carbonífero Inferior) en la Quebrada don Agustín, provincia de San Juan, Argentina: rasgos sedimentarios y paleontología. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 16, Actas 3: 167-172. La Plata.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (Williams, G.D.; Dobb, A.; editores). Geological Society of London Special Publication 71: 35-66.
- Powell, C.McA.; Veevers, J.J. 1987. Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwanan glaciation. *Nature* 326: 177-179.
- Quartino, B.J.; Zardini, R.A.; Amos, A.J. 1971. Estudio y exploración geológica de la zona Barreal-Calingasta, Prov. de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía* 1: 1-184.
- Ramaccioni, D.; Olsacher, J. 1960. Los yacimientos de minerales de mercurio y selenio de Cuesta de Los Llantenos. *In Jornadas Geológicas Argentinas*, No. 1, Actas 3: 281-294. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the central Andes: 30° to 33°S latitude. *In Processes in continental lithospheric deformation* (Clarke, S.; Burchfield, D.; editores). Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. *In Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (24): 715-748. Buenos Aires.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Remesal, M.; Fauqué, L.A.; Limarino, C.O. 2004. Volcanismo calcoalcalino neopaleozoico en la Precordillera de La Rioja. *Petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua* (Carbonífero tardío-Pérmico temprano). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 462-476.
- Rosendahl, B.R. 1987. Architecture of continental rifts with special referente to East Africa. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 15: 445-503.
- Salfity, J.A.; Gorustovich, J.A. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 437-453. Buenos Aires.
- Scalabrini Ortiz, J. 1973. El Carbónico de la Precordillera Argentina al norte del río Jachal. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 5, Actas 3: 387-401. La Plata.
- Scalabrini Ortiz, J.; Arrondo, O.G. 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del cerro Veladero y del río del Peñón (Precordillera de La Rioja). *Revista del Museo de La Plata* 8: 257-279.
- Schlische, R.W. 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research* 3 (3): 123-141.
- Schlische, R.W. 1993. Anatomy and evolution of the Triassic-Jurassic continental rift system, eastern North America. *Tectonics* 12 (4): 1026-1042.
- Schulz, A.W. 1984. Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 759-772.
- Scisciani, V.; Tavarnelli, E.; Calamita, F. 2001. Styles of tectonic inversion within syn-orogenic basins: examples from the Central Apennines, Italy. *Terra Nova* 13 (5): 321-326.

- Sessarego, H.L.F. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la sierra del Tigre, provincia de San Juan. Tesis de Doctorado (Inédito), Universidad de Buenos Aires: 324 p.
- Sessarego, H.L.; Césari, S.N. 1989. An early carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 57 (3-4): 247-264.
- Steel, R.J.; Maehle, S.; Nilsen, T.H.; Roe, S.L.; Spinnangr, A. 1977. Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1124-1134.
- Sterren, A.F. 2000. Moluscos bivalvos en la Formación Río del Peñón (Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano), provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 37 (4): 421-438.
- Sterren, A.; Martínez, M. 1996. El Paleovalle de Olta (Carbonífero): paleoambiente y paleogeografía. *In* Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 13 y No. 3, Actas 3: 89-103. Buenos Aires.
- Thomas, W.A.; Astini, R.A. 2007. Vestiges of an Ordovician west-vergent thin-skinned Oclroyic thrust belt in the Argentine Precordillera, southern Central Andes. *Journal of Structural Geology* 29: 1369-1385.
- Turner, J.P.; Williams, G.A. 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth Science Review* 65: 277-304.
- Vaccari, N.E.; Rustán, J.J.; Astini, R.A.; Ezpeleta M. 2008. El Devónico fosilífero en la Sierra de Las Minitas, Bolsón de Jagüé, provincia de La Rioja, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas 3: 1061-1063. San Salvador de Jujuy.
- Xie, X.; Heller, P.L. 2009. Plate tectonics and basin subsidence history. *Geological Society of America Bulletin* 121: 55-64.