

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LAS SECUENCIAS NEOPALEOZOICAS DE LA PRECORDILLERA SEPTENTRIONAL

Carlos Oscar LIMARINO^{1,2}, Laura Jazmín SCHENCMAN^{1,2}, Pablo J. ALONSO MURUAGA^{1,2} y Silvia N. CÉSARI³

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Email: oscarlimarino@gmail.com

² IGEBA-CONICET, Ciudad Autónoma de Buenos Aires

³ CONICET-Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciudad Autónoma de Buenos Aires

RESUMEN

En este trabajo se discuten la nomenclatura estratigráfica, evolución paleoambiental, contenido fósil y edad de las unidades carboníferas y pérmicas de la Precordillera septentrional. El intervalo Mississippiano es caracterizado desde el punto de vista litológico en el área tipo del Grupo Angualasto (sierra de Malimán), examinando las relaciones con secuencias de similar edad expuestas en otros sectores de la Precordillera (Formaciones Jagüel, Agua de Lucho, Cerro Tres Cóndores y Loma de Los Piojos). La evolución paleoambiental de este intervalo incluye varios episodios transgresivos y al menos un evento glacial durante el Viseano-Serpukhoviano temprano. Para el Pennsylvaniano Inferior y Medio se discute el significado estratigráfico de las Formaciones Guandacol y Tupe (Grupo Paganzo), estableciéndose las relaciones con las Formaciones Río del Peñón, Quebrada Larga, Panacán y Volcán definidas por autores previos. Todas estas unidades representan la sedimentación postorogénica acaecida luego del levantamiento de la Protoprecordillera ocurrido entre el Devónico Tardío y el Mississippiano. Desde el punto de vista paleoambiental este intervalo representa condiciones glaciarias (base de la Formación Guandacol), un evento transgresivo postglacial y la posterior progradación de sistemas fluviodeltaicos (parte media y superior de la Formación Guandacol). Durante la depositación de la Formación Tupe la sedimentación fue predominantemente fluvial e interrumpida por al menos dos eventos transgresivos. Finalmente el Carbonífero más tardío y Pérmico temprano (Gzheliano-Cisuraliano) aparece representado en la Precordillera septentrional por la secuencia de bancos rojos perteneciente a la Formación Patquía, esta unidad resulta temporalmente correlacionable con los miembros medio y superior de la Formación Quebrada Larga o Río del Peñón.

Palabras Clave: *Estratigrafía, Precordillera, Carbonífero, Pérmico.*

ABSTRACT

Stratigraphic analysis of the Neopaleozoic sequences in the northern Precordillera

This paper deals with the stratigraphic nomenclature, paleoenvironmental evolution, fossil assemblages and age of the Carboniferous and Permian units outcropping in the northern Precordillera. The Mississippian stratigraphy is characterized in the type area of the Angualasto Group (sierra de Malimán) and the relations with other sequences of similar age exposed in the Precordillera examined in detail (Jagüel, Agua de Lucho, Cerro Tres Cóndores and Loma de Los Piojos Formations). The paleoenvironmental evolution of the Mississippian comprises several transgressive events and at least one glacial episode during the Visean-early Serpukhovian. Regarding the lower and middle Pennsylvanian, the stratigraphic meaning of the Guandacol and Tupe Formations (Paganzo Group) is analyzed, as well as the correlations with the Río del Peñón, Quebrada Larga, Panacán and Volcán Formations which were defined by previous authors in Precordillera. All these units represent the post orogenic sedimentation that took place after the uplift of the Protoprecordillera during the Late Devonian - Mississippian. From the paleoenvironmental point of view, the Lower and Middle Pennsylvanian interval was dominated by glacial conditions (base of the Guandacol Formation), followed by a transgressive postglacial event and the later progradation of fluviodeltaic systems (middle and upper part of the Guandacol Formation). During the deposition of the Tupe Formation, the sedimentation was dominantly fluvial and interrupted by two transgressive episodes. Finally, the red beds of the Patquía Formation records the latest Carboniferous and early Permian (Gzhelian-Cisuralian), this unit is a time equivalent with the middle and upper members of the Quebrada Larga and Río del Peñón Formations.

Keywords: *Stratigraphy, Precordillera, Carboniferous, Permian.*

INTRODUCCIÓN

La Precordillera es un área compleja para la estratigrafía del Paleozoico superior, pues separa regiones dominadas por sedimentación mayormente marina (Cuenca Río Blanco) de depósitos casi enteramente continentales (Cuenca Paganzo, Fig. 1). En la Precordillera septentrional sucesivos registros de transgresiones marinas desde el oeste y progradaciones fluviodeltaicas y fluviales desde el este, originaron cambios litológicos que llevaron a la definición de varias unidades litoestratigráficas, muchas de ellas propias de la Precordillera septentrional. Un buen ejemplo son las formaciones Volcán, Panacán y Ojo de Agua definidas por Furque (1972) para el Paleozoico superior de la Precordillera, nomenclatura no utilizada fuera de este ámbito.

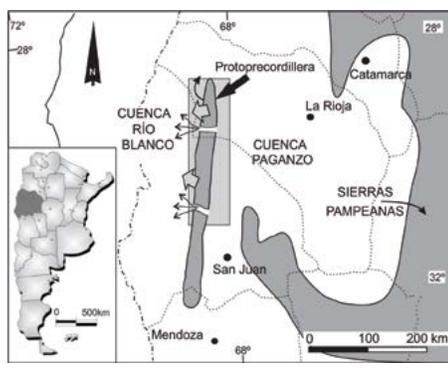


Figura 1: Ubicación regional de la Precordillera en relación a las cuencas neopaleozoicas de Paganzo, Río Blanco y la Protoprecordillera. El área sombreada indica la zona de estudio.

Al intentar establecer correlaciones entre las sucesiones de Precordillera y otros sectores de la Cuenca Paganzo, o bien proponer esquemas de correlación regional, se plantean varios problemas estratigráficos en ocasiones pasados por alto, o se asumen equivalencias entre unidades no siempre correlativas. En este sentido, es frecuente utilizar las denominaciones de formaciones Guandacol, Tupe y Patquía (Frenguelli 1944, Cuerda 1965) como correlativas de Volcán, Panacán y Ojo de Agua respectivamente (Furque 1972). Aunque a primera vista la problemática pudiera parecer intrascendente, alcanza significación al considerar que las Formaciones Ojo de Agua y Patquía, consideradas por muchos autores equivalentes (Limarino *et al.* 1986), no se correlacionan, toda vez

que la primera incluye en su parte media y superior estratos de edad triásica, cretácica e incluso terciaria (Jordan *et al.* 1993, Limarino *et al.* 2005). Además, la frecuente equiparación entre las Formaciones Guandacol y Volcán por un lado y Tupe y Panacán por el otro, no es estrictamente válida, porque los estratos de límite entre las Formaciones Guandacol y Tupe son diferentes a los establecidos entre Panacán y Volcán. Es por ello que, en ocasiones, fósiles hallados en la Formación Volcán son erróneamente referidos a la Formación Guandacol, cuando en realidad con frecuencia pertenecen a la parte inferior de la Formación Tupe.

Por otro lado, aún dentro de la Precordillera septentrional, fueron utilizados diferentes esquemas estratigráficos. El nombre de Formación Querada Larga (Scalabrini Ortiz 1972) fue utilizado para el total de la columna neopaleozoica aflorante en la Precordillera riojana. Este mismo autor empleó los toponímicos de Formación Guandacol, Tupe y Patquía hacia el sur, sobre todo en la Precordillera de San Juan, para la misma región en que Furque (1972, 1979) propusiera los nombres de Volcán, Panacán y Ojo de Agua.

Por lo expuesto se realizó un análisis estratigráfico de las sucesiones neopaleozoicas de la Precordillera septentrional con los objetivos de: 1) aclarar la nomenclatura litoestratigráfica utilizada en la región, 2) analizar la extensión regional de las unidades, 3) brindar precisiones acerca de la antigüedad de las formaciones y 4) establecer modelos de correlación regional para el Mississippiano y el Pennsylvaniano. Para ello, y trabajando en las secciones estratigráficas descritas por autores previos al definir sus unidades, se revisan los perfiles tipos, se actualiza la información paleontológica de las unidades y se presenta un marco de correlación cronoestratigráfico basado en edades U-Pb obtenidas en circones provenientes de depósitos piroclásticos de caída.

La figura 1 muestra la localización regional de la Protoprecordillera dentro de la Cuenca Paganzo y su relación con la Cuenca Río Blanco. La figura 2 refiere la ubicación de las localidades citadas en el texto donde se llevaron a cabo los estudios de detalle.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Precordillera septentrional se ubica en

el extremo occidental de la Cuenca Paganzo sirviendo de límite con la Cuenca Río Blanco (Fig. 1). Probablemente el rasgo más sobresaliente durante el Paleozoico superior, fue el desarrollo de un importante cordón orogénico, conocido como Protoprecordillera, cuyo alzamiento se extendió entre el Devónico Tardío y el Mississippiano (Limarino y Spalletti 2006). Esta cadena montañosa, cuyo desarrollo coincide aproximadamente con la actual Precordillera, es muy probable que refleje la orogenia relacionada con la colisión y amalgamación del terreno alóctono de Chilena a Sudamérica, ocurrido durante el Devónico más tardío y el Carbonífero más temprano (Ramos *et al.* 1986).

Aunque la estratigrafía de la Precordillera es compleja, y en particular su correlación con las unidades definidas en Sierras Pampeanas, un esquema general es brindado en la figura 3. Como allí puede verse, durante el Mississippiano se produjo la depositación del Grupo Angualasto, en el que prevaleció la sedimentación marina, con cortos episodios de progradación continental y los primeros registros de glaciación gondwánica en el Miembro Superior de la Formación Cortaderas. Durante ese tiempo, la depositación se produjo exclusivamente en la Precordillera, ya que las Sierras Pampeanas parecen no haber sido subsidentes (Fig. 3). A inicios del Pennsylvaniano se produjo la formación de una importante superficie discordante que separa a las megasecuencias correspondientes a los grupos Angualasto y Paganzo, marcando la transición de condiciones tectónicamente activas (Grupo Angualasto) a postorogénicas (Grupo Paganzo, para una discusión véase Limarino y Spalletti 2006, Limarino *et al.* 2006). La glaciación alcanzó su climax y condujo a la generación de paleovalles de orientación general este-oeste, en el interior de los cuales fueron depositadas secuencias de diamictitas glaciales y fiórdicas pertenecientes a la Formación Guandacol (Marensi *et al.* 2005, Dykstra *et al.* 2006). Hacia el Bashkiriano-Gzheliario la Protoprecordillera comenzó un período de colapso que condujo a su casi completa desaparición a principios del Pérmico (Net y Limarino 2006, Spalletti *et al.* 2012). Desde entonces, y probablemente hasta el Cisuraliano, la sedimentación fue predominantemente fluvial interrumpida por cortos eventos transgresivos. La figura 3 indica las dos megasecuencias

depositacionales citadas y las correlaciones planteadas entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

ESTRATIGRAFÍA DEL MISSISSIPPIANO

En la Precordillera el Mississippiano está representado por el Grupo Angualasto (Limarino y Césari 1993) que incluye a las Formaciones Malimán y Cortaderas definidas por Scalabrini Ortiz (1970, 1972, Fig. 3). Estas unidades se encuentran muy bien expuestas en las quebradas ubicadas pocos kilómetros al norte de la localidad de Malimán (Fig. 2). Originalmente Furque (1956), al describir los afloramientos carboníferos expuestos en

el área, los incluyó en la Formación Volcán diferenciando “dos grupos”, a los que más tarde correlacionaría con las Formaciones Malimán y Cortaderas. Scalabrini Ortiz (1970, 1972) definió 4 miembros en la Formación Malimán (de base a techo: Areniscas y limolitas verdoso claras, Wackes gris verdoso oscuras marinas, Limolitas y areniscas verdosas marinas, y Areniscas grises, Fig. 4) y tres en la Formación Cortaderas (Conglomerado verdoso oscuro, Areniscas gris verdosas y Limolitas y ortoconglomerados verdosos, Fig. 4). El miembro superior de la Formación Cortaderas (Fig. 5a) reviste especial importancia, pues en él son frecuentes las diamictitas y los depósitos de balsaje glacial (dropstones, Fig. 5b), interpretados

		Precordillera	Sierras Pampeanas
Peninsulariano	Grupo Paganzo		
	Sección Superior	Fm. Patquia	Fm. La Colina
Mississippiano	Sección Inferior	Fm. Tupe	Fm. Lagares
	Grupo Angualasto	Formación Cortaderas Formación Malimán	Área Positiva

Figura 3: Unidades que forman el Grupo Angualasto y terminología regional del Grupo Paganzo en la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

como sucesiones glaciáricas (Limarino *et al.* 1993, Perez Loinaze *et al.* 2010).

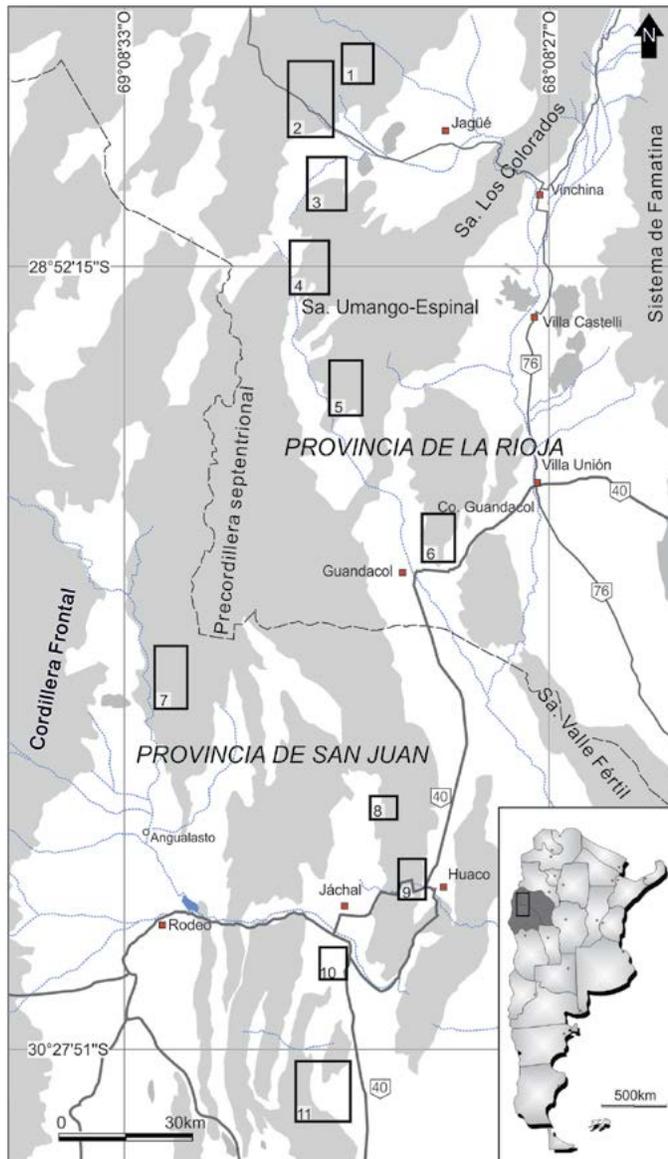
Scalabrini Ortiz (1970, 1972), por correlación litológica, consideró a la Formación Cortaderas como contemporánea de las formaciones Guandacol, Tupe y Patquia y por lo tanto sugirió una edad carbonífera tardía o pérmica temprana para esta unidad. Posteriores hallazgos paleontológicos permitieron asignar una edad viseana (mississippiana) para la Formación Cortaderas (Limarino y Césari 1993, Perez Loinaze 2007), lo que descarta una correlación con las unidades del Grupo Paganzo (Figs. 3 y 4).

Otro aspecto de interés es el contacto entre las Formaciones Malimán y Cortaderas, separadas por un potente nivel conglomerádico-arenoso (Miembro de conglomerado verdoso oscuro de la Formación Cortaderas, Fig. 4), que fue interpretado por Scalabrini Ortiz (1970, 1972) como indicativo de movimientos tectónicos y vinculado a una superficie basal de discordancia.

La presencia de niveles con abundantes conglomerados gruesos en diferentes sectores de la Precordillera, todos ellos localizados en secciones estratigráficas equivalentes al límite Malimán-Cortaderas, ha sido también reportada en otras áreas. Por ejemplo, Colombo *et al.* (2014) los reconocieron en el Miembro Superior de la Formación Del Ratón; estos conglomerados además aparecen a lo largo de la sierra de las Minitas (área de Jagüé, sección D de Fauqué *et al.* 1989) y podrían correlacionarse con los “conglomerados del cerro Punta Negra” descritos por Borrello (1955).

En la zona de Loma de Los Piojos (Fig. 2), Balseiro *et al.* (2009) identificaron nuevos afloramientos de edad mississippiana a los que reunieron en la Formación Loma de Los Piojos asignándola al Serpukhoviano.

Figura 2: Localización de las secciones citadas en el texto, referencias: 1: Quebrada seca, 2: Sinclinal del Peñón-Punta del Agua, 3: Agua de Carlos-sierra de Las Minitas, 4: Nacientes de la quebrada de La Troya-Agua Quemada, 5: Cerro Veladero, 6: sierra de Maz, 7: Malimán, 8: Quebrada de La Herradura, 9: Anticlinal de Huaco, 10: Loma de Los Piojos, 11: Río Francia. Las áreas en gris indican relieve positivo.



Se trata básicamente de una sucesión clásica areno-pelítica de unos 300 metros de espesor, cubierta en fuerte discordancia erosiva por las sedimentitas pennsylvanianas de la Formación Guandacol.

Más al norte, en la región comprendida entre las nacientes de la quebrada de La Troya y Agua Quemada (Fig. 2), aflora un interesante conjunto de sedimentitas eocarboníferas descritas por Fauqué *et al.* (1989) quienes reconocieron 4 secciones. La inferior, sección A (375 m), está formada por pelitas, areniscas con delgadas intercalaciones de diamictitas y abundantes restos de plantas e invertebrados, la sección B (500 m) es de grano muy fino y dominada por fangolitas gris oscuras, la sección C (200 m) corresponde a una secuencia grano y estratocreciente de areniscas y pelitas, y finalmente la sección D (425 m) es conglomerádica-arenosa y dispuesta probablemente sobre una superficie erosiva.

En la sierra de las Minitas y más al norte (área de Jagüé, Precordillera de La Rioja, Fig. 2) González y Bossi (1986, 1987) describieron las Formaciones Jagüé, Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores, incluidas en el Mississippiano. Estas formaciones, principalmente de uso local, identifican distintos niveles estratigráficos del Grupo Angualasto. Una característica sobresaliente del Mississippiano de la Precordillera riojana es la presencia de la Formación Punta del Agua en el área del sinclinal del Peñón (Aceñolaza 1971, Figs. 2 y 5c). Se trata de una espesa serie de andesitas, andesitas máficas, brechas andesíticas, aglomerados volcánicos, ignimbritas, conglomerados y arenitas líticas (Remesal *et al.* 2004, Báez *et al.* 2014). La antigüedad de esta formación era imprecisa pero Gulbranson *et al.* (2010), sobre la base de dataciones U-Pb en circones, confirmó una edad mississippiana para este vulcanismo (Fig. 6).

Por último, la Formación Quebrada Seca (Cravero *et al.* 1984) incluye una potente serie conglomerádica aflorante en el extremo norte de la Precordillera septentrional (Fig. 2), la que fue varios años más tarde denominada Formación Llantenes por Astini *et al.*, (2011). La edad de estos conglomerados es incierta, mientras que Cravero *et al.* (1984) los ubicó en el Ordovícico, Astini *et al.* (2011) los consideró un equivalente de la Formación Agua de Lucho y por lo tanto de edad tournaisiana-viséana. Los conglo-

Formación Cortaderas	
<i>Miembro</i>	<i>Espesor</i>
<i>De limolitas y ortoconglomerados verdosos</i>	138 m
<i>De areniscas gris verdosas</i>	910 m
<i>De conglomerado verdoso oscuro</i>	112 m
Formación Malimán	
<i>Miembro</i>	<i>Espesor</i>
<i>De areniscas grises</i>	466 m
<i>De limolitas y areniscas verdosas marinas</i>	296 m
<i>De wackes gris verdoso oscuras, marinas</i>	236 m
<i>De areniscas y limolitas verdoso claras</i>	190 m

Figura 4: Miembros de las formaciones Malimán y Cortaderas como fueron definidos en la sierra de Malimán por Scalabrini Ortiz (1972).

merados del “grupo oriental” de Caminos (1972), los que portan clastos del infrayacente Granito Las Tunas brindaron una edad K-Ar en biotita de $324 \pm 5,8$ Ma (véase también Llambías y Caminos, 1987). Esta edad permitió a Caminos y Fauqué (2001) considerar a los conglomerados y brechas como parte basal de la Formación Río del Peñón.

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL MISSISSIPPIANO

El perfil más completo para el estudio de la evolución paleoambiental del Grupo Angualasto se encuentra en la sierra de Malimán donde la unidad fue depositada principalmente en ambientes transicionales con registro de varios eventos transgresivos y regresivos (Scalabrini Ortiz 1970, 1972, Limarino y Césari 1993). La base de la Formación alimán (niveles A y B de Limarino y Césari 1993) y Miembro de Areniscas y Limonitas Verdes Claras de Scalabrini Ortiz (1972), corresponden a depósitos litorales, cubiertos por unos 290 m de pelitas de costa afuera, turbiditas y diamictitas asociadas a un importante ascenso en el nivel del mar. La mitad superior de la Formación Malimán constituye una megasecuencia grano-creciente, de marcado carácter regresivo, que hacia el tope pasa a facies litorales. En forma abrupta se disponen conglomerados gruesos, areniscas y niveles de carbón que señalan el Miembro Inferior de la Formación Cortaderas (niveles F,G y H de Limarino y Césari 1993, Fig. 5a), indicando el

pasaje a ambientes fluviales de alta energía vinculados por Scalabrini Ortiz (1970, 1972) a actividad tectónica.

Inmediatamente sobre los conglomerados se produjeron dos cortos eventos transgresivos que depositaron secuencias arenosas litorales, seguidos por la progradación de areniscas fluviales. El Miembro Superior de la Formación Cortaderas corresponde a un importante evento transgresivo, en el que se formaron secuencias pelítico-arenosas junto a niveles de diamictitas con clastos facetados, estriados y presencia de *dropstones* (Pérez Loinaze *et al.* 2010, Fig. 5a y b). Estos niveles fueron interpretados como relacionados a las etapas iniciales de la glaciación carbonífera en la región (Pérez Loinaze *et al.* 2010).

Para la Formación Loma de Los Piojos Balseiro *et al.* (2009) también reportaron ambientes transicionales de sedimentación pero en este caso asociados a progradación deltaica. Más al norte, en la sierra de las Minitas, Fauqué y Limarino (1991) dieron también a conocer el hallazgo de diamictitas de origen glaciario, biseladas por la discordancia que separa el Mississippiano y el Pennsylvaniano. Estas diamictitas son cubiertas por lutitas con *dropstones* de hasta 70 cm de diámetro máximo. Es posible que las diamictitas de la sierra de Las Minitas correspondan a un evento glacial correlacionable con el Miembro Superior de la Formación Cortaderas.

La Formación Punta del Agua registra un importante episodio eruptivo en el que las volcanitas corresponde a una serie de afinidad calcoalcalina de alto potasio emplazada



Figura 5: a) aspecto del Miembro Superior (a) de la Formación Cortaderas en contacto tectónico con la Formación Punilla (b, Devónico) en la sierra de Malimán; b) diamictita glacimarinas incluyendo *dropstones* en el Miembro Superior de la Formación Cortaderas (quebrada homónima); c) contacto entre las Formaciones Punta del Agua (a, Missisippiano) y Río del Peñón (b, Pensylvaniano) en el sinclinal del Peñón; d) pavimento estriado de origen glacial desarrollado sobre el Devónico en Loma de Los Piojos; e) contacto entre las calizas de la Formación San Juan (a, Ordovícico) y la sección diamictítica de la base de la Formación Guandacol (b), quebrada de Los Pozuelos (anticlinal de Huaco); f) *dropstones* presentes en la base de la Formación Guandacol.

en un régimen orogénico (Remesal *et al.* 2004). Durante los períodos intereruptivos tuvo lugar sedimentación fluvial y lacustre, mientras la primera incluye acumulaciones de barras y depósitos residuales de canal, la segunda incluye sedimentación de material fino por decantación y ocasionales flujos turbidíticos (Remesal *et al.* 2004, Báez *et al.* 2014). La Formación Punta del Agua ha provisto una edad U-Pb de alta resolución de $335,99 \pm 0,06$ Ma (Gulbranson *et al.* 2010) proveniente de la parte superior de la unidad (Fig. 6), la que indicaría que el fin del volcanismo eocarbonífero en la Pre-

cordillera tuvo lugar durante el Viseano. Es muy probable que este volcanismo se haya extendido hacia el norte, a juzgar por el hallazgo de volcanitas con edades de $342 \pm 0,97$ Ma y 348 ± 3 Ma en cerro Pabellones y Casadero Grande (provincia de Catamarca, Martina *et al.* 2011).

CONTENIDO FOSILÍFERO DEL MISSISSIPPIANO

La primera mención de estratos fosilíferos del Carbonífero inferior en la Precordillera septentrional se debe a Frenguelli (1954),

quien estudió restos de plantas recolectados por Furque en la zona de Malimán-Angualasto a los que refirió al Devónico. Las plantas fósiles de las Formaciones Malimán, Jagüe y Del Ratón fueron incluidas por Sessarego y Césari (1989) en la Biozona *Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* que refirieron al Carbonífero temprano. Más tarde, Arrondo *et al.* (1991) revisaron los restos de licofitas, combinando aquellas referidas a *Lepidodendropsis* al género *Frenguella*, y en consecuencia denominando a la biozona *Archaeosigillaria-Frenguella* (AF). Recientemente, Carrizo y Azcuy (2015)

EIDADES RADIMÉTRICAS		
UNIDAD	LOCALIZACIÓN	EDAD
Formación Patquía	Co. Guandacol	309,89 ± 0,08 Ma
Formación Río del Peñón	Sinclinal del Peñón	310,63 ± 0,07 Ma
Formación Patquía	Anticlinal de Huaco	310,71 ± 0,11 Ma
Formación Patquía	Co. Guandacol	310,93 ± 0,08 Ma
Formación Tupe	Anticlinal de Huaco	312,82 ± 0,11 Ma
Formación Tupe	Anticlinal de Huaco	315,46 ± 0,07 Ma
Formación Guandacol	Anticlinal de Huaco	318,79 ± 0,10 Ma
Formación Guandacol	Sinclinal del Peñón	319,57 ± 0,09 Ma
Formación Punta del Agua	Sinclinal del Peñón	335,99 ± 0,06 Ma

Figura 6: Síntesis de las dataciones radimétricas obtenidas en secuencias neopaleozoicas de la Precordillera y la sierra de Maz (modificado de Gulbranson *et al.* 2010)

propusieron reemplazar la biozona AF por la biozona *Gilboaphyton-Malimanium* para las paleofloras recuperadas de la sección basal de la Formación Malimán, y la biozona *Frenguella-Paulophyton* para aquellas de los niveles superiores. Las principales especies identificadas para la Formación Malimán son: *Frenguella eximia* (Frenguelli) Arrondo *et al.* emend. Carrizo y Azcuy, "*Archaeosigillaria*" conferta (Frenguelli) Menéndez emend. Carrizo y Azcuy, *Diplothemema bodenbenderi* (Kurtz) Césari, *Gilboaphyton argentinum* Carrizo y Azcuy y *Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego y Césari emend. Carrizo y Azcuy, *Paulophyton argentinum* Carrizo y Azcuy, *Punillia minor* Carrizo y Azcuy y *Cuyania longifolia* Carrizo y Azcuy.

En el área de sierra de las Minitas, Prestianni *et al.* (2015) describieron escasos ejemplares de óvulos dispersos de una sección estratigráfica de probable edad tournasiana. La edad fue inferida por la presencia de una asociación faunística integrada por *Azurduya* sp., y el registro de un ejemplar comparable con *Walzisporea lanzonii* en palinofloras recuperadas 200 m por debajo de los estratos portadores de la flora. Es de destacar que esas palinofloras están dominadas por especies devónicas que fueron interpretadas como producto de retrabajo (Prestianni *et al.* 2015).

Carrizo y Azcuy (2015) reconocieron elementos de la biozona *Gilboaphyton-Malimanium* en la sección inferior de la Formación Agua de Lucho, la cual es considerada equivalente a la Formación Malimán e inte-

grante del Grupo Angualasto. Además, esos autores identificaron la biozona *Frenguella-Paulophyton* en la Formación Cortaderas, Tres Cóndores y Punilla.

Los primeros registros palinológicos de las Formaciones Malimán y Cortaderas fueron dados a conocer por Césari y Limarino (1992, 1995). Más tarde, Pérez Loinaze (2007, 2008) y Amenábar *et al.* (2007, 2009) ampliaron el conocimiento de esas palinofloras. Amenábar *et al.* (2009) propusieron una edad viseana temprana para la Formación Malimán, sin descartar que la sección inferior comenzara a depositarse en el Tournaisiano tardío. La original propuesta bioestratigráfica de la biozona *Cordylosporites-Verrucosiporites* (Césari y Gutiérrez 2000) fue reemplazada parcialmente por la biozona *Reticulatisporites magnidictyus-Verrucosiporites quasigobettii* (MQ), la cual se encuentra principalmente caracterizada por las palinofloras de la Formación Cortaderas (Pérez Loinaze 2007) de edad viseana tardía. Aunque braquiópodos de probable edad eocarbonífera fueron inicialmente reportados de la Formación Volcán (oeste de Guandacol, Amos 1958), probablemente el hallazgo más significativo se deba a Antelo (1969), al describir el amonoideo *Protocanites*, junto a otros invertebrados en la Formación Malimán (véase también Scalabrini Ortiz, 1970, 1972). Esos fósiles son hallados en las intercalaciones de pelitas carbonosas por encima de los primeros bancos con plantas fósiles, y forman parte una fauna marina perteneciente a la Zona *Protocanites scalabrini-Azurduya chavelensis* (Sabattini *et al.*

2001). La biozona está caracterizada por braquiópodos, goniátidos, gastrópodos, nautiloideos, bivalvos, conularidos y calypotomatidos. Algunos elementos de esta fauna han sido reconocidos en afloramientos del área del río La Troya (Fauqué *et al.* 1989, Cisterna e Isaacson 2003) y oeste de Jagüé (González 1994, Cisterna 1996, Cisterna e Isaacson 2003) en la provincia de La Rioja.

En la Formación Loma de Los Piojos Balseiro *et al.* (2009) dieron a conocer el hallazgo de restos de plantas correspondientes a *Tomiodendron*, *Nothorhacopteris kellybelenensis* y *Paracalamites*, los que fueron incluidos en la biozona *Frenguella eximia-Nothorhacopteris kellybelenensis-Cordaicarpus cesarii* (FNC) cuya edad sugerida es Serpukhoviana.

ESTRATIGRAFÍA DEL PENNSYLVANIANO INFERIOR Y MEDIO (BASHKIRIANO - MOSCOVIANO)

El ciclo Pennsylvaniano tiene una mayor distribución regional que la secuencia del Mississippiano, mostrando excelentes afloramientos desde el área de río Francia por el sur, hasta las exposiciones del sinclinal del río del Peñón por el norte (Fig. 2). Inicialmente Furque (1956, 1963) dividió a la secuencia pennsylvaniana en dos formaciones, llamadas por orden estratigráfico Volcán y Panacán. La primera fue descrita como una sucesión de conglomerados, areniscas y lutitas de color gris verdoso, que suprayace en discordancia angular a rocas del Paleozoico inferior y medio. La Formación Panacán se encuentra muy bien caracterizada en los afloramientos del anticlinal de Huaco, donde según Furque (1963) cubre en forma concordante y transicional a la Formación Volcán y se encuentra formada por areniscas, conglomerados y sabulitas gris blanquecinas. En lo que corresponde al límite entre las formaciones Volcán y Panacán, de acuerdo a Furque (1979), la Formación Volcán muestra en su parte superior niveles transgresivos y mantos de carbón que conforman la parte alta de la unidad. Por el contrario la Formación Panacán corresponde a niveles areniscas y conglomerados netamente continentales (Furque 1979: pag 43).

Limarino *et al.* (1986) definieron a las exposiciones del anticlinal de Huaco como

hipoestratotipo de referencia del Grupo Paganzo, extendiendo a la Precordillera la nomenclatura estratigráfica empleada en la sierra de Maz por Frenguelli (1944) y de Alba (1954). De esta forma se reconocieron en la Precordillera las Formaciones Guandacol, Tupe y Patquía, terminología que por otro lado ya había sido utilizada por Bossi y Andreis (1985) en la región.

En ocasiones se simplifica la nomenclatura estratigráfica equiparando a las Formaciones Volcán con Guandacol y Panacán con Tupe. Sin embargo, esta correlación no es exacta, ya que el límite entre las formaciones Volcán y Panacán no es el mismo que separa a las Formaciones Guandacol y Tupe (Fig. 7). Por lo tanto, el considerar a las Formaciones Volcán y Guandacol equivalentes lleva a cierta confusión bioestratigráfica, ya que por ejemplo los niveles de carbón, portadores de paleoflora, quedan comprendidos para Furque (1979) en la Formación Volcán, mientras que existe acuerdo general que los carbones se incluyen en la Formación Tupe, no solo en la Precordillera sino también en la vecina sierra de Maz (Frenguelli 1944, de Alba 1954, Césari 1986, Limarino *et al.* 1986, Fig. 7).

Más al sur, en las inmediaciones de la Quebrada de la Chilca (Fig. 2), Cuerda y Furque (1981) incluyeron en la Formación Río Francia a la sucesión neopaleozoica, la que fue dividida en cuatro miembros: 1) de areniscas grises, 2) de fangolitas y limonitas verdes, 3) de areniscas varicolores y 4) areniscas rosadas. Posteriormente, Bossi y

Andreis (1985) y Pérez Loinaze *et al.* (2011) reinterpretaron la estratigrafía del área con el propósito de unificar la nomenclatura estratigráfica de la Precordillera. De acuerdo a estos autores los miembros de areniscas grises y de fangolitas y limonitas verdes de la Formación Río Francia corresponden a la Formación Guandacol, mientras que el miembro de areniscas varicolores quedaría incluido en la Formación Tupe (Bossi y Andreis 1985) y el de areniscas rosadas en la Formación Patquía.

Sobre la vertiente noroccidental de la Precordillera, en las áreas de Carrizalito y Quebrada Larga, Scalabrini Ortiz (1972) definió a la Formación Quebrada Larga, a la que asignó un espesor de 700 m y describió como formada por areniscas gris verdosas, areniscas blanquecinas, lutitas carbonosas y conglomerados finos. La unidad se apoya en discordancia angular sobre la Formación Chavela (Devónico?) y su techo es cubierto por sedimentos modernos. Más al este, en el área del cerro Veladero (Fig. 2), Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) describieron la Formación Quebrada Larga, a la que le asignaron un espesor de 142 metros, apoyándose sobre el Granito Veladero (Cingolani *et al.* 1993). Recientemente, Limarino *et al.* (2014b) mostraron el relieve sumamente irregular labrado sobre el granito y las metamorfitas de caja, describiendo un paleovalle glacial relleno por diamictitas y pelitas con dropstones, pertenecientes a la sección basal de la Formación Quebrada Larga, no reportada en el área hasta la fecha. La importan-

cia de este intervalo radica en que puede ser fácilmente correlacionado, tanto desde el punto de vista litológico, palinológico, como genético con la Formación Guandacol. Por lo tanto, la Formación Quebrada Larga incluye al total de las Formaciones Guandacol y Tupe, prolongándose incluso al tramo inferior de la Formación Patquía (Scalabrini Ortiz 1972: 373).

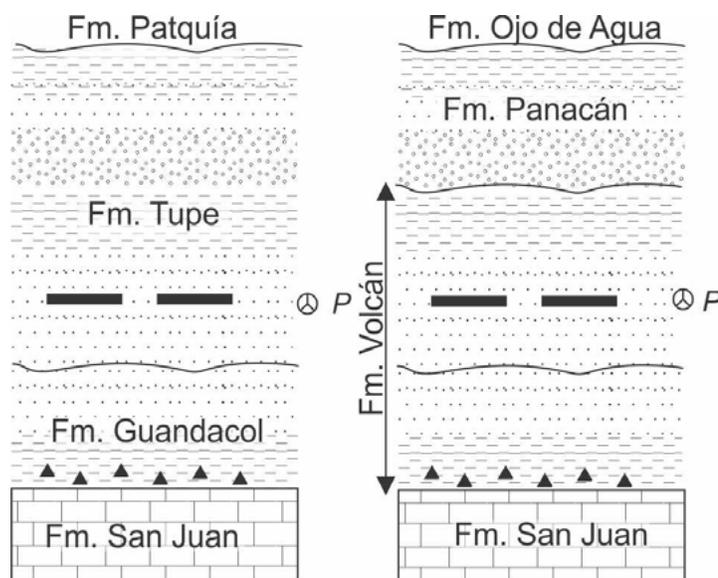
En el área del sinclinal del Peñón afloran estratos neopaleozoicos, originalmente reconocidos como "Peñoniano" (Borrello 1955), los que fueron más tarde denominados por Scalabrini Ortiz y Arrondo (1972) Formación Quebrada Larga. En esta área, la unidad fue dividida en tres miembros: de Areniscas Blanquecinas (729 m), de Areniscas y lutitas Marinas (161 m) y de Areniscas y Lutitas Gris Verdosas (361 m). Para estas mismas rocas González y Bossi (1986) emplearon el nombre de Formación Río del Peñón.

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL PENNSYLVANIANO INFERIOR Y MEDIO (BASHKIRIANO - MOSCOVIANO)

A partir de sus atributos sedimentológicos y estratigráficos, los depósitos pennsylvanianos pueden ser separados de base a techo en dos intervalos principales que permiten visualizar su evolución paleoambiental.

El intervalo basal (correspondiente a la Formación Guandacol) se encuentra caracterizado por dos tipos principales de depósitos: glaciales y postglaciales. Los primeros forman los tramos basales de las unidades pennsylvanianas, y cubren en relación discordante, o de no conformidad, a las rocas del Paleozoico inferior o medio. La discontinuidad basal que separa a las sedimentitas glaciogénicas de las unidades situadas por debajo, está representada frecuentemente por superficies irregulares que muestra importantes resaltes erosivos, los que en ocasiones forman paleovalles que localmente exhiben pavimentos estriados (Fig. 5d y e). Los depósitos glaciales se apoyan sobre esta superficie, ocurriendo en cuerpos de geometría lenticular con escasa extensión areal y confinados a los resaltes de erosión. La sedimentación glaciaria se encuentra representada principalmente por diferentes tipos de

Figura 7: Representación esquemática mostrando la falta de equivalencia entre los estratos límites de las Formaciones Guandacol y Tupe en relación a las formaciones Volcán y Panacán. Los triángulos indican diamictitas, las líneas negras gruesas bancos de carbón y P restos de plantas que caracterizan a la Biozona NBG los que también han provisto numerosas asociaciones palinológicas.



diamictitas que se apilan e intercalan entre sí, y por pelitas con *dropstones* que ocurren intercaladas con los bancos diamicticos o bien cubriéndolos (Fig. 5f). Las diamictitas habrían sido depositadas principalmente por flujos densos subácueos en sistemas proglaciales, y minoritariamente en un medio subglacial, como till de alojamiento generado durante el avance de la masa de hielo (López-Gamundí y Martínez 2000, Marensi *et al.* 2005, Alonso-Muruaga *et al.* 2011). En algunos casos estos depósitos también intercalan, o son sucedidos, por facies areno-conglomerádicos, desarrolladas en medios glaciófluviales (Limarino *et al.* 2014a, Alonso-Muruaga 2015). En conjunto, estas rocas habrían sido depositadas probablemente en medios glacióterrestres a transicionales de valle y lago fiordico. Cabe indicar que estas sedimentitas representan el registro de la glaciación Gondwana ocurrida durante el Pennsylvaniano, caracterizando al “Episodio Glacial II” de la “Edad de Hielo del Paleozoico Tardío” (“*Late Paleozoic Ice Age*”; López-Gamundí *et al.* 1992, 1994, Isbell *et al.* 2003).

El cambio de las facies glaciales a post-glaciales ocurre en continuidad genética, y su pasaje esta generalmente denotado por un arreglo grano-estrato decreciente que refleja la retracción de final de las masas de hielo, culminando en un horizonte típicamente pelítico que denota la máxima profundización de una importante transgresión marina postglacial. Este intervalo transgresivo incluye en la Precordillera la presencia de escasos invertebrados marinos (Martínez 1993), y asociaciones palinológicas que involucran mezcla de elementos marinos y continentales (Ottone 1991, Césari *et al.* 2011, Limarino *et al.* 2014a). Cubriendo al intervalo de máxima inundación, la sedimentación postglacial está caracterizada por el conspicuo desarrollo de sucesiones con arreglos grano-estrato crecientes, vinculadas a la progradación y desarrollo de sistemas deltaicos (Bossi y Andreis 1985, Pazos 2002, Fig. 8a). La sedimentación deltaica involucra principalmente depósitos de prodelta y frente deltaico, con ocurrencia local de depósitos de canales distributarios coronando los topes de los ciclos.

Inmediatamente por encima de las facies deltaicas postglaciales, se desarrolla una superficie erosiva de carácter regional, la

que señala el límite entre las Formaciones Guandacol y Tupe. Esta última comienza con areniscas y conglomerados, ocasionalmente intercalados con pelitas y bancos de carbón, que caracterizan distintos tipos de sedimentos fluviales (Limarino *et al.* 2006, Tedesco *et al.* 2010, Fig. 8b). Las facies fluviales son a su vez cubiertas por estratos areno-pelíticos, o bien pelíticos, que contienen restos de invertebrados marinos pertenecientes a la biozona de *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* (TS) de edad pennsylvaniana tardía (Cisterna *et al.* 2005, 2006, Césari *et al.* 2011). Estos estratos areno-pelíticos fueron depositados en un ambiente marino somero a marino marginal e incluyen algunos niveles de calizas (Limarino *et al.* 2006, Desjardins *et al.* 2009, Fig. 8c).

CONTENIDO FOSILÍFERO DEL PENNSYLVANIANO INFERIOR Y MEDIO (BASHKIRIANO – MOSCOVIANO)

Césari y Gutiérrez (2000) al definir la biozona palinológica *Raistrickia densa-Convolvutispora muriornata* (DM) para el Carbonífero tardío del centro-oeste de Argentina, la subdividieron en tres subzonas. La Subzona A incluyó originalmente a las palinofloras recuperadas de la Formación Guandacol en el área de Huaco (localidades de Agua Hedionda, mina La Esperanza y La Delfina) y descritas por Césari y Vázquez-Nístico (1988), Ottone y Azcuy, (1991) y Ottone (1991). Nuevos hallazgos palinológicos en esa unidad por Césari y Limarino (2002) y Pérez Loinaze y Césari (2012) incrementaron el conocimiento sobre su diversidad y dataciones absolutas acotaron su antigüedad al Serpukhoviano tardío-Bashkiriano temprano (Césari *et al.* 2011). Recientemente, asociaciones palinológicas recuperadas de la sección inferior de la Formación Quebrada Larga, en el área de cerro Veladero, han sido correlacionadas con aquellas de la Formación Guandacol y referidas a la Subzona A (Limarino *et al.* 2014b). Del mismo modo, palinofloras de las Formaciones Guandacol y sección inferior de Tupe en la quebrada de Río Francia han sido asignadas a esa subzona (Pérez Loinaze *et al.* 2011). Por su parte, Gutiérrez *et al.* (2010) describieron palinofloras del miembro areniscas varicolores de

la Formación Río Francia (= sección media de Formación Tupe) que refirieron a la biozona DM.

La Subzona B incluye palinofloras fundamentalmente recuperadas de los niveles carbonosos de la Formación Tupe. Ottone (1991) y Ottone y Azcuy (1991) han descrito palinofloras en localidades fosilíferas del área de Huaco y Pérez Loinaze *et al.* (2014) en la quebrada de La Herradura, al noroeste de Huaco. En la quebrada de La Herradura dos conjuntos pueden identificarse, uno inferior relacionado a una corta transgresión marina y otro superior vinculado a un evento transgresivo de mayor duración. El evento inferior es correlacionable con la fauna de *Marginovatia-Maemia* (= *Balakhonia-Geniculifera* fauna de Taboada 1997) que resulta el primer registro de invertebrados que atestigua un mejoramiento climático post-glacial y reconocida en la sección inferior de la Formación Cerro Agua Negra (Taboada 1997, 2010). La edad sugerida para esta fauna es Bashkiriana tardía-Moscoviana temprana de acuerdo a Taboada (2010).

De particular significado resultan las palinofloras del conjunto superior de la quebrada de La Herradura pues fueron recuperadas de la sección tipo de referencia de la biozona faunística *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* (Sabattini *et al.* 1990), cuya edad máxima sería moscoviana (Césari *et al.* 2011). La sección de río del Peñón resulta paraestratotipo de la Biozona TS y fue analizada palinológicamente por Gutiérrez y Limarino (2006) quienes reconocen la presencia de la subzona C de la Biozona DM y la biozona FS.

Restos megafloresticos de la biozona *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum* (NBG) se conocen para las Formaciones Guandacol y Tupe en el área de Huaco (Limarino *et al.* 1986, Césari 1986, Césari *et al.* 1988; Gutiérrez y Pazos 1994, Coturel y Gutierrez 2005), en la Formación Tupe en la vecina quebrada de La Herradura (Pérez Loinaze *et al.* 2014) y en la quebrada de Pasleam (García 1996). Esta biozona caracteriza esencialmente el Serpukhoviano tardío-Bashkiriano del centro-oeste de Argentina (Césari *et al.* 2011). Especies características de esta biozona han sido también identificadas en la Cuesta de Panacán (Césari y Limarino 1988) en depósitos referidos por Furque (1963) a la Formación Volcán

y equiparados a la Formación Guandacol por Limarino *et al.* (1986). También en afloramientos descritos por Furque (1963) como Formación Volcán, en el área de Puesto Trapiche, Césari *et al.* (2001) describieron una asociación paleoflorística referible a la biozona NBG. En la Formación Río del Peñón, Cisterna *et al.* (2011) mencionan la presencia de elementos de la flora NBG. La biozona paleoflorística de *Krauselcladus-Asterotheca* (ex Biozona de Intervalo) del Carbonífero cuspidal (Carrizo y Azcuy 2015), caracterizada por la presencia de restos de coníferas y helechos, ha sido recono-

cida en la sección superior de la Formación Tupe en mina La Delfina (Coturel y Gutiérrez 2005).

ESTRATIGRAFÍA DEL CARBONÍFERO MÁS TARDÍO - PÉRMICO TEMPRANO (GZHELIANO-CISURALIANO)

El término Formación Ojo de Agua fue introducido por Furque (1963) para incluir en la Precordillera Septentrional a un conjunto de estratos rojos compuestos por areniscas, conglomerados y pelitas, los que cubren

concordantemente a las areniscas blanquecinas y abigarradas de la Formación Panacán (=Tupe). Furque (1972) consideró a la secuencia “homologable con aquellas series que Bodenbender, denominara Paganzo II y Frenguelli “Estratos de Patquía”, refiriéndolas por lo tanto al Pérmico “*sensu lato*”. En el área de Huaco, Limarino *et al.* (1986) sinonimizaron a la Formación Ojo de Agua con la Formación Patquía recomendando el uso de este último nombre y proponiendo la división de esta unidad en dos miembros llamados Ojo de Agua (el inferior) y Vallecito (el superior). Sin embargo, años más

Figura 8: a) ciclos deltaicos grano y estrato-crecientes de la parte media y superior de la Formación Guandacol (anticlinal de Huaco); b) bancos de carbón (flechas) pertenecientes a la Formación Tupe (intervalo T2; ruta 40, Agua Hedionda); c) bancos de calizas micríticas que caracterizan a las secuencias transgresivas del intervalo T4 de la Formación Tupe en la quebrada de La Herradura; d) la sección comprendida entre las flechas indica los niveles transgresivos del intervalo P2 (Formación Patquía) en el Cerro Veladero; e) detalle de la foto anterior mostrando areniscas y fangolitas con estructuras heterolíticas, en este caso producidas por acción mareal. Escala = 30cm; f) Vista de la parte superior de la transgresión cisuraliana correspondiente al intervalo P2 en el Cerro Veladero, “a” indica los niveles transgresivos ilustrados en la foto D, “b” un intervalo de progradación costera y “c” bancos rojos de origen fluvial, toda esta secuencia queda comprendida en la Formación Patquía. Escala = 30m.



tarde Chaía (1990) dio a conocer el hallazgo de microfósiles de edad Cretácica en la parte superior del Miembro Ojo de Agua, a lo que se agregó en los mismos niveles la presencia de ostrácodos y palinomorfos de similar edad (Limarino *et al.* 2000).

El problema básico es que las secuencias de bancos rojos que sobreyacen a las unidades de comprobada edad carbonífera, fueron hasta comienzos de siglo referidas al “Paganzo II” y por lo tanto consideradas de edad Pérmica. Como bien señalaran Jordan *et al.* (1993), refiriéndose a las capas rojas que infrayacen las unidades miocenas de la Precordillera, “dentro de la serie de capas rojas que son difíciles de diferenciar en el campo, existe una parte basal de edad pérmica, una zona intermedia de edad cretácica y una parte superior de edad cenozoica”. En esta línea de pensamiento, fue Caminos *et al.* (1995) quien por vez primera reubicara en el Triásico la potente secuencia de bancos rojos aflorante en la Quebrada de Santo Domingo (Precordillera riojana), la que en trabajos previos era referida al Pérmico. Más al sur, Ciccioi *et al.* (2005) reportaron la presencia de fósiles de edad cretácica en bancos rojos previamente incluidos en la Formación Ojo de Agua (Furque, 1972, área del Cordón de La Flecha). También una edad radimétrica cretácica de $108,1 \pm 4,4$ Ma fue obtenida por Tedesco *et al.* (2007) de la parte más alta de estratos rojos aflorantes en las inmediaciones del cerro Veladero, previamente mapeados como Formación Ojo de Agua.

De lo expuesto resulta claro que un punto crítico para la estratigrafía del Pérmico de la Precordillera septentrional es la separación de las rocas de la Formación Patquía de los estratos rojos mesozoicos sobrepuestos. En

este sentido Limarino *et al.* (2000) definieron, en el área de la Ciénaga del Río Huaco, a la Formación Ciénaga del Río Huaco, para nombrar y separa los bancos rojos cretácicos, de aquellos correspondientes a la Formación Patquía. De esta forma, la estratigrafía regional de lo que anteriormente era mapeado e incluido en la Formación Ojo de Agua, se descompone en cuatro unidades, la inferior corresponde a la Formación Patquía (Pérmico), cubierta por la Formación Santo Domingo (Triásico), seguida por la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico) y finalmente coronada por los estratos terciarios de la Formación Puesto La Flecha (véase, Fig. 9). Las cuatro unidades mencionadas se encuentran separadas por superficies de erosión o no depositación, pero no median entre ellas discordancias angulares, al menos lo suficientemente evidentes como para su fácil separación.

Probablemente las mejores exposiciones de la Formación Patquía se encuentran en la quebrada de La Herradura y en el anticlinal de la Ciénaga del Vallecito. En la primera, Pérez Loinaze *et al.* (2014), al describir un perfil completo de la secuencia del Paleozoico superior, identificaron a la Formación Patquía en la parte superior del perfil (asociación de facies 7) compuesta por areniscas conglomeráticas estratificadas en complejos de canales, separados por potentes intervalos de pelitas y areniscas finas a medias de color rojo intenso. Allí la Formación Patquía se dispone en discordancia erosiva sobre los términos marinos cuspidales de la Formación Tupe.

En la Ciénaga del Vallecito la Formación Patquía se inicia con conglomerados arcóscicos y areniscas gruesas a medianas, todo

este conjunto está estratificado en bancos lenticulares con frecuente estratificación entrecruzada. Hacia arriba, la unidad aumenta rápidamente la proporción de areniscas finas y fangolitas rojas, hasta que estas litologías se tornan dominantes, aunque siempre alternando con bancos areno-conglomeráticos de canal.

Hacia el noroeste, en las exposiciones del sinclinal del Peñón, la posición más occidental de estos afloramientos hace que el Pérmico muestre importantes cambios de facies cuando se lo compara con las secuencias incluidas en la Formación Patquía. Así la Formación Quebrada Larga (en el sentido de Scalabrini Ortiz 1973) o Río del Peñón (en el sentido de González y Bossi 1986) incluye en la parte cuspidal del Miembro Inferior y en los miembros medio y superior (tomando la división propuesta por Scalabrini Ortiz 1972, véase también Gutiérrez y Limarino 2006) a estratos de edad pérmica. El miembro Medio está mayormente compuesto por fangolitas y areniscas muy finas de color gris verdoso oscuro, sucedidas en la base del Miembro Superior por conglomerados y areniscas rojizas, las que a su vez son cubiertas por una potente sucesión marina integrada por lutitas, areniscas muy finas y escasos niveles de calizas de color gris verdoso a morado. Esto hace que el miembro superior de la Formación Quebrada Larga (en el sentido de Scalabrini Ortiz 1972) guarde mayores semejanzas con la Formación Cerro Agua Negra (Polansky 1970), aflorante en la Cordillera Frontal, que con las típicas secuencias de bancos rojos de la Formación Patquía.

En una posición intermedia entre las facies continentales de la Formación Patquía en la

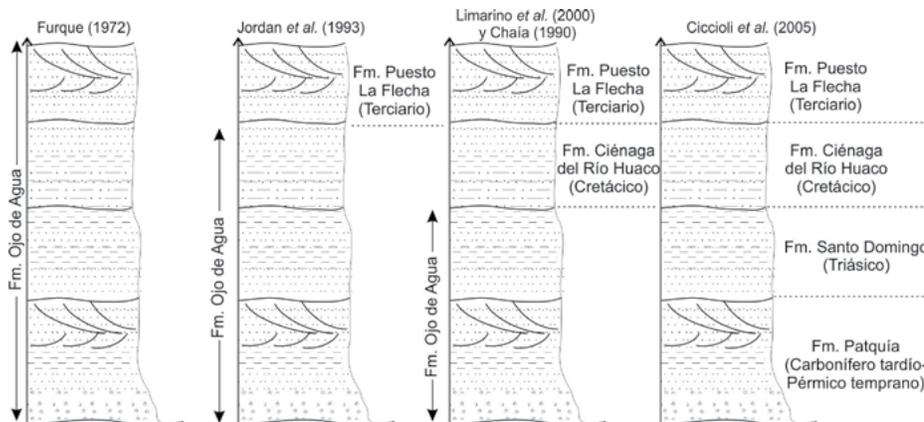


Figura 9: Esquema mostrando la descomposición de los estratos rojos de la Formación Ojo de Agua de Agua inicialmente definida por Furque (1972) en unidades estratigráficas más jóvenes (para explicación véase el texto).

Ciénaga del Vallecito y las secuencias predominantemente marinas del sinclinal del Peñón, se encuentran las exposiciones del cerro Veladero en la Precordillera riojana (Fig. 2). Allí Césari *et al.* (2013) dividieron a la Formación Patquía en tres secciones, la inferior (170 m de espesor) está formada por areniscas y conglomerados finos rosados hasta gris blanquecinos de origen fluvial. La sección media compuesta por limolitas, arcilitas y areniscas muy finas de color gris azulado a gris oscuro corresponde a depósitos de una corta transgresión marina (50 m de espesor, Fig. 8d y e). Finalmente, la sección superior mayormente comprende areniscas rojizas con frecuente estratificación entrecruzada que indican el retorno a condiciones de sedimentación continental (Fig. 8f).

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL CARBONÍFERO MÁS TARDÍO - PÉRMICO TEMPRANO (GZHELIANO-CISURALIANO)

Al considerar la evolución paleoambiental de las secuencias del Carbonífero más tardío Pérmico temprano, es conveniente efectuar una distinción paleogeográfica entre las sucesiones depositadas en la vertiente oriental, en la zona central y en la occidental de la Precordillera. El primer caso, corresponde a las exposiciones de la quebrada de La Herradura y el anticlinal de Huaco, donde la sedimentación es continental y representada por distintos tipos de depósitos fluviales, desde entrelazados areno conglomerádicos hasta meandriformes, e incluso anastomosados con buen registro de facies de planicie de inundación (Limarino *et al.* 1986). En líneas generales las facies entrelazadas son más frecuentes en la base de la Formación Patquía y hacia el techo existe una clara tendencia al aumento en la participación de facies finas de planicie de inundación, las que hacia el tope se hacen dominantes, apareciendo los depósitos de canal encapsulados dentro de las secuencias de grano fino (por ejemplo facies 7, perfil de la quebrada de La Herradura, Pérez Loinaze *et al.* 2014).

Cuando nos desplazamos hacia el noroeste, en las exposiciones del cerro Veladero (Fig. 2), la secuencia fluvial es interrumpida en la sección media por unos 70 metros de lutitas delicadamente laminadas y con frecuente laminación heterolítica (Fig. 8e), originadas

por un evento transgresivo no reconocido en los afloramientos más orientales de la Precordillera (Fig. 8d).

En las facies más occidentales, sinclinal del Peñón, las facies marinas predominan claramente sobre las fluviales, correspondiendo la sedimentación a depósitos de playa, anteplaya y costa afuera (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973, Gutiérrez y Limarino 2006).

CONTENIDO FOSILÍFERO DEL CARBONÍFERO MÁS TARDÍO - PÉRMICO TEMPRANO (GZHELIANO-CISURALIANO)

La Biozona *Fusacolpites fusus-Vittatina subsaccata* (FS) incluye asociaciones palinológicas caracterizadas por la presencia de abundantes granos de polen teniados, procedentes de unidades de edad pennsylvaniana a pérmica temprana (Césari y Gutiérrez 2000, Césari *et al.* 2011). Esta biozona ha sido recientemente reconocida, por primera vez, para la Formación Patquía en el área de Veladero en depósitos marinos costeros (Césari *et al.* 2013). Vergel (2008) describió una asociación palinológica, procedente de la Quebrada de la Herradura que refirió a la sección superior de la Formación Tupe, pero que de acuerdo a la revisión de Perez Loinaze *et al.* (2014) pertenece a depósitos de la Formación Patquía. El contenido de las palinofloras estudiadas por esos autores permite referirlas a la biozona FS. Por su parte, la sección superior de la Formación Río del Peñón es portadora de palinofloras descritas por Gutiérrez y Limarino (2006) y Cisterna *et al.* (2011) que fueron referidas a la biozona FS de edad pérmica temprana.

MODELO DE CORRELACIÓN

Un cuadro estratigráfico integrado para las secuencias mississippianas de la Precordillera es mostrado en la figura 10. Allí hemos centrado nuestras observaciones sobre cuatro áreas principales de afloramientos: 1. sierra de Malimán, 2. Agua de Carlos-sierra de las Minitas, 3. Punta del Agua-sinclinal del Peñón y 4. Nacientes de la quebrada de La Troya-Agua Quemada (Fig. 2). Para la correlación estratigráfica planteamos como sección de referencia al perfil tipo de la Formación Angualasto en la sierra de Malimán,

donde se reconocen la formación homónima en la base y la Formación Cortaderas en la parte superior. En nuestra opinión los cuatro miembros reconocidos por Scalabrini Ortiz (1972) en la sierra de Malimán (M1, M2, M3 y M4, véase figuras 4 y 10) pueden ser identificados en el área de Agua Quemada-sierra de las Minitas. Así los dos miembros inferiores definidos por Scalabrini Ortiz (1972, Miembro de Areniscas y limolitas verdoso claras y Miembro de Wackes gris verdoso oscuras marinas) corresponde a la sección A de Fauqué *et al.* (1989). En este sentido, debe destacarse que además de las similitudes litológicas entre ambos conjuntos, existe una análoga evolución paleoambiental (sedimentos continentales en la base abruptamente cubiertos por depósitos marinos) y fosilífera. En este último sentido, Fauqué *et al.* (1988) reportaron ejemplares de *Frenquellia eximia* en la parte inferior de la sección A, en posición estratigráfica equivalente a aquellos hallados en la Formación Malimán (véase Scalabrini Ortiz 1972 y Pazos *et al.* 2005). Además en ambas regiones los niveles plantíferos son sucedidos por depósitos marinos conteniendo especímenes de *Azurduya chavelensis* (Amos) Cisterna e Isaacson y *Yagonia furquei* Taboada y Shi (Taboada y Shi 2009).

De la misma forma, el Miembro de limolitas y areniscas verdosas marinas de Scalabrini Ortiz (1972, M2 en Fig. 10) es litológicamente correlacionable con la sección B de los afloramientos de Agua Quemada-sierra de las Minitas, los que en ambos casos indican dominancia de sedimentación marina costa afuera (B en la Fig. 10). Finalmente, el miembro de areniscas grises de Scalabrini Ortiz (1972, M4 en la Fig. 10) es análogo a la sección C, no sólo en su composición litológica, sino también en el marcado arreglo progradacional de ambas secuencias (véase Fig. 10).

La base de la Formación Cortaderas en su área tipo está marcado por un importante nivel de conglomerados gruesos, con areniscas intercaladas y delgados, escasos bancos de carbón (Miembro Conglomerados verdosos oscuros, Fig. 4). Scalabrini Ortiz (1972) supuso a estos conglomerados como depositados sobre una superficie erosiva que marcaba el límite con la Formación Malimán. Los conglomerados fueron posteriormente interpretados como facies de fan delta, en los que los niveles de carbón se re-

lacionarían a planicies interdistributarias de la plataforma deltaica subárea. El significado regional de estos conglomerados debe ser analizado en detalle, pues han sido también identificados en el techo de la secuencia de Agua Quemada-sierra de las Minitas formando la sección D de Fauqué *et al.* (1988, Fig. 10). Además, podrían ser equivalentes a los conglomerados descritos por Astini *et al.* (2011) como Formación Llantenes y por Cravero *et al.* (1984) como Formación Cañada Seca (FLI en Fig. 10). Sin embargo, debe ser tenido en cuenta que en el caso de la Formación Cañada Seca la falta de datos que permitan fechar la antigüedad de estos conglomerados, hace que los mismos pudieran ser más antiguos, e incluso ordovícicos, como fuera planteado por Cravero *et al.* (1984). El miembro medio de la Formación Cortaderas (Miembro de Areniscas gris verdosas, Fig. 4) es el de mayor espesor de la unidad alcanzando en su perfil tipo 910 metros, so-

bre los 1160 m correspondientes al total de la Formación (Scalabrini Ortiz 1972). Este miembro probablemente correlacione con parte de la Formación Jagüel (FJi en Fig. 10) y con la Formación Agua de Lucho en el área de la sierra de Las Minitas. Genéticamente el Miembro Superior de la Formación Cortaderas (Miembro de limolitas y ortoconglomerados verdosos, Fig. 4) corresponde a un importante evento transgresivo de extensión regional, el que incluye varios niveles de diamictitas con clastos estriados y facetados. Estos niveles indican un importante evento glacial acaecido a fines del Mississippiano (base del evento glacial 2 de Isbell *et al.* 2003, C3 en la Fig. 10). Registros de glaciación mississippiana se extienden hacia el norte a la sierra de Las Minitas donde diamictitas glaciáricas fueron descritos inicialmente por Fauqué y Limarino (1991, FJs en Fig. 10). Sin embargo, la antigüedad exacta de estas diamictitas, y el número de horizontes glaciarios, debe aún

ser examinado en detalle. En la región de Llantenes Astini *et al.* (2011) describieron diamictitas interpretadas como glaciales, sugiriendo una edad viseana para para el episodio de labrado glacial, incluyendo el depósito diamictítico en la Formación Cerro Tres Cóndores (FCT en Fig. 10). Si esta antigüedad es correcta, la Formación Cerro Tres Cóndores correlacionaría temporal y litológicamente con el miembro superior de la Formación Cortaderas (C3 en Fig. 10) y probablemente con las diamictitas de la sierra de Las Minitas (FJs en Fig. 10). En lo que corresponde al Pennsylvaniano, la figura 11 plantea un modelo de correlación para estas sucesiones, partiendo de cuatro áreas principales de afloramientos: 1. anticlinal de Huaco, 2. quebrada de La Herradura, 3. cerro Veladero y 4. Punta del Agua-sinclinal del Peñón (Fig. 2). El primer horizonte de correlación (G1 en Fig. 11), corresponde aproximadamente al tercio inferior de la Formación Guandacol que incluye al inter-

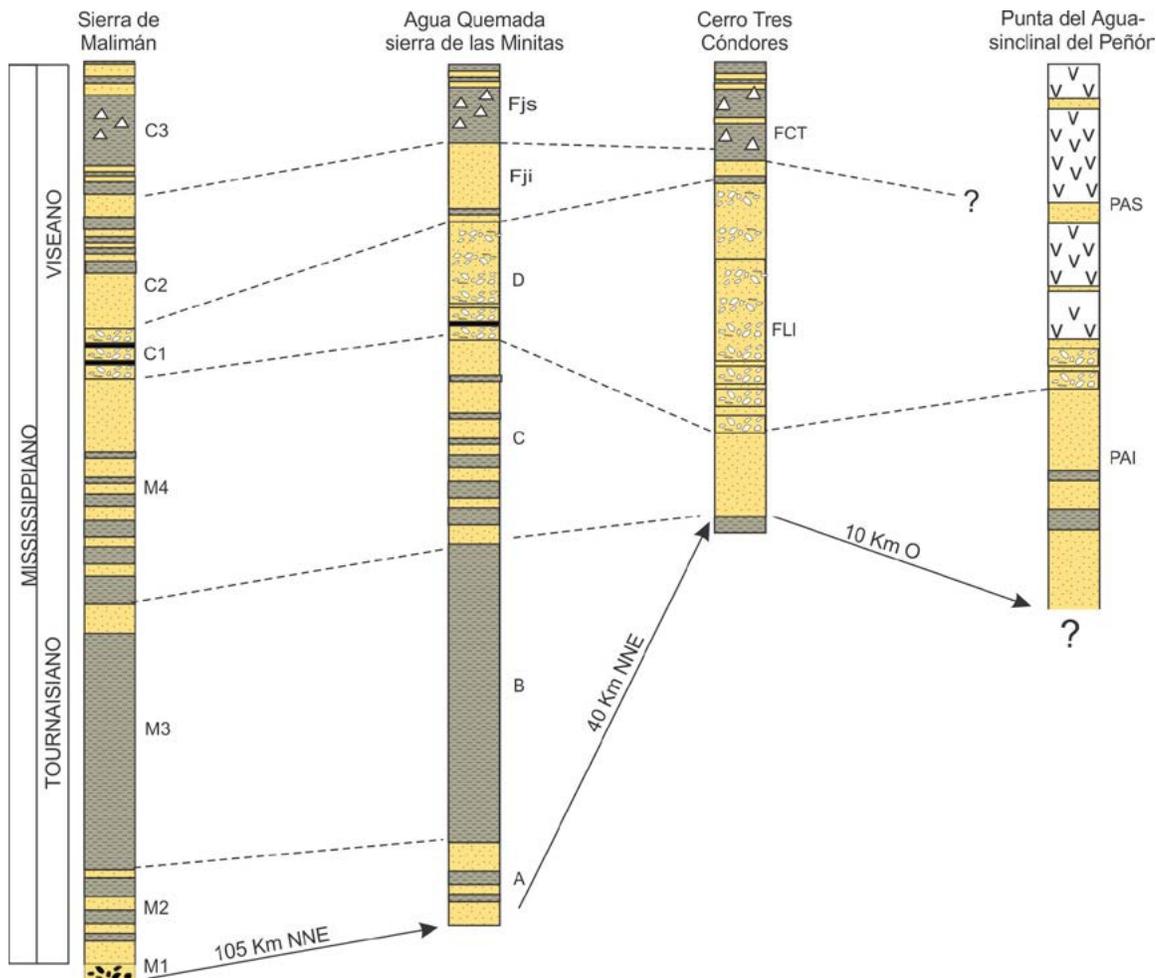


Figura 10: Modelo de correlación regional para el Mississippiano de la Pre-cordillera, para explicación véase el texto. Las secciones de Agua Quemada y sierra de las Minitas se integran en un único perfil como así también Punta del Agua y sinclinal del Peñón.

valo de diamictitas glaciales que caracteriza a la base de la unidad. Estas diamictitas incluyen tanto depósitos tillíticos como facies de diamictitas resedimentadas por flujos de gravedad y caracterizan regionalmente al intervalo G1. Por ejemplo, en el anticlinal de Huaco diamictitas glaciales apoyan directamente sobre las calizas de la Formación San Juan por medio de un pavimento estriado (Fig. 5e), más al oeste esta relación se repite en la zona de Loma de Los Piojos (Fig. 5d), aunque sobre areniscas devónicas de la Formación Talacasto (Keidel 1921, López Gamundí y Martínez 2000, Alonso-Muruaga *et al.* 2011). En la quebrada de La Herradura el espesor del intervalo diamictítico disminuye

hasta prácticamente desaparecer, reemplazadas por ortoconglomerados de composición polimíctica (Perez-Loinaze *et al.* 2010). En la región del cerro Veladero, la secuencia carbonífera identificada como Formación Quebrada Larga por Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973), comienza con un potente espesor de diamictitas asociadas a pelitas con dropstones que permiten continuar el horizonte de correlación G1 a la Precordillera riojana (Fig. 11, Limarino *et al.* 2014b). Similar situación se plantea en el sinclinal del Peñón, donde el horizonte G1 aparece en la base de la Formación Río del Peñón, tal como fuera descrito por Gulbranson *et al.* (2008).

Es importante destacar que la presencia del horizonte G1 se encuentra fuertemente controlada por la paleogeografía de la cuenca, ya que se presenta con mejor desarrollo rellenando paleovalles o zonas deprimidas, pero pierde espesor o incluso desaparece hacia los umbrales de los paleovalles. El horizonte de correlación G2 incluye al resto de la Formación Guandacol en el anticlinal de Huaco, donde se encuentra limitado en su base por pelitas negras que señalan la máxima inundación del evento transgresivo postglacial. El techo corresponde a una suave superficie de incisión que separa las secuencias deltaicas y fiórdicas de la Formación Guandacol, de las fluviales de la

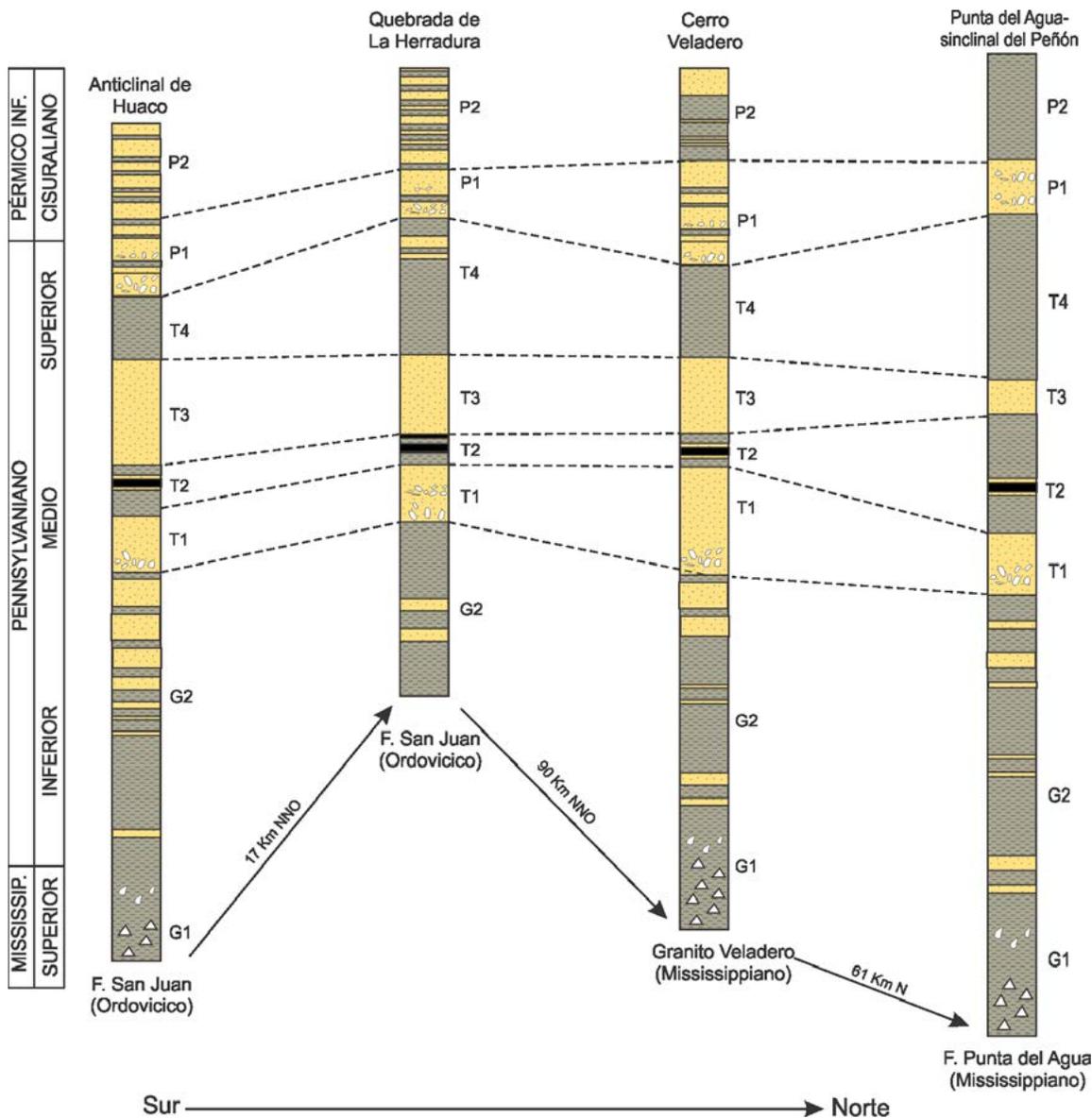


Figura 11: Modelo de correlación regional para el Pennsylvaniano de la Precordillera, para explicación véase el texto.

Formación Tupe. A diferencia del horizonte G1, el nivel G2 es más continuo y su desarrollo no muestra tan fuerte control paleogeográfico, conformando la mayor parte de las exposiciones de la Formación Guandacol en la quebrada de la La Herradura (Fig. 11). En el Cerro Veladero el horizonte G2 aparece en los intervalos lutíticos, frecuentemente con dropstones, descritos por Limarino *et al.* (2014b). En Punta del Agua-sinclinal del Peñón el intervalo G2 aparece en las pelitas negras (en ocasiones con dropstones) incluidas en el miembro inferior de la Formación Río del Peñón (Fig. 11), más específicamente en el “nivel A” de Gutiérrez y Limarino (2006).

Tomando como referencia la sección del anticlinal de Huaco, la Formación Tupe puede ser dividida en 4 intervalos de valor para la correlación regional. El intervalo T1 reúne a areniscas y conglomerados fluviales correspondientes a la parte inferior de la Formación Tupe, más específicamente al intervalo FS1 de Tedesco *et al.* (2010), el que se encuentra limitado en su techo por una superficie de inundación marina (Fig. 11). Este intervalo T1 puede ser fácilmente seguido hasta las exposiciones de la quebrada de La Herradura, donde corresponde a las asociaciones de facies 1 y 2 descritas por Pérez Loinaze *et al.* (2014) y aún más al norte en el cerro Veladero (Scalabrini Ortiz y Arrondo 1973). En el sinclinal del Peñón forma la parte media del Miembro de Areniscas Blanquecinas y más concretamente el nivel B citado por Gutiérrez y Limarino (2006, véase Fig. 11).

La sección T2 (Fig. 11) corresponde a un corto episodio transgresivo, formado por pelitas gris verdosas, escasa areniscas y delgados bancos de carbón, presente en el anticlinal de Huaco (nivel E de Limarino *et al.* 1986), en la quebrada de La Herradura (asociación de facies 3 de Pérez Loinaze *et al.* 2014), cerro Veladero (Scalabrini Ortiz y Arrondo 1973) y sinclinal del Peñón (nivel E de Gutiérrez y Limarino 2006).

El intervalo T3 (Fig. 11) repite la litología del T1 y se apoya mediante una superficie de incisión de moderado a alto relieve sobre T2. Este intervalo aparece en la Formación Tupe en las exposiciones del anticlinal de Huaco, quebrada de La Herradura (Fig. 11) y en el área de Loma de Los Piojos. En el cerro Veladero corresponde a la mayor parte de la Formación Quebrada Larga descripta

por Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) y al potente conjunto de sabulitas y areniscas gris blanquecinas intercalado entre los horizontes fosilíferos E y F en el sinclinal del Peñón (véase Gutiérrez y Limarino 2006). Los depósitos fluviales de T3 son cubiertos mediante una superficie de inundación por sedimentitas marinas pertenecientes al evento transgresivo Pennsylvaniano tardío de amplia distribución en la Precordillera (T4 en la Fig. 11). Estas rocas conforman el intervalo marino señalado por Furque (1979), tanto en el anticlinal de Huaco, como en la quebrada de La Herradura. En la primera de las localidades corresponde al intervalo G de Limarino *et al.* (1986) y en la segunda a la asociación de facies 5 reportada por Pérez-Loinaze *et al.* (2014). Este evento transgresivo también fue registrado en la sección del Cerro Veladero por Scalabrini-Ortiz y Arrondo (1973), quienes refirieron en su sección de limolitas verdosas con intercalaciones de caliza al intervalo marino, incluyendo numerosos pelecípodos. Finalmente, en el sinclinal del Peñón este intervalo corresponde al nivel F descrito por Gutiérrez y Limarino (2006) en la parte superior del Miembro de Areniscas Blanquecinas.

En lo que respecta al intervalo Pennsylvaniano más tardío (Ghzeliano) - Pérmico temprano (Cisuraliano), para la correlación estratigráfica regional se reconocen tres intervalos. El P1 (Fig. 11) está representado en la parte inferior de la Formación Patquía en los afloramientos del anticlinal de Huaco (Miembro Abigarrado de Limarino *et al.* 1986). Se trata de areniscas gris amarillentas y escasos conglomerados que pasan hacia arriba a las clásicas sucesiones de bancos rojos que caracterizan a la Formación Patquía. Estas rocas se apoyan sobre una superficie de fuerte incisión en Huaco, la que rápidamente se atenúa hacia el oeste hasta perder casi todo su relieve en las exposiciones de Loma de Los Piojos. En la zona de la quebrada de La Herradura comprende a las asociaciones de facies 6 y 7 (Pérez-Loinaze *et al.* 2014) que alcanzan un espesor mínimo (techo cubierto) de unos 80 metros y en el cerro Veladero representa la sección basal de la Formación Patquía (P1 en Fig. 11). En la sección de Punta del Agua-sinclinal del Peñón, el intervalo P1 de la Formación Río del Peñón se apoya mediante conglomerados y areniscas fluviales sobre las sedimentitas marinas del intervalo T4 (Fig. 11).

El intervalo P2 incluye sedimentitas fluviales en el Anticlinal de Huaco y en la quebrada de La Herradura (Fig. 11), mostrando en el Cerro Veladero una intercalación marina analizada por Césari *et al.* (2003). En esta última área el horizonte transgresivo está mayormente compuesto por areniscas finas y fangolitas con abundantes laminaciones heterolíticas. En el sinclinal del Peñón esta transgresión corresponde al Miembro de Areniscas y Lutitas Marinas definido por Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) en la Formación Río del Peñón.

CONSIDERACIONES FINALES

Dentro del registro estratigráfico correspondiente al Paleozoico superior de la Precordillera al norte del río Jáchal, deben ser separados dos conjuntos bien diferenciables, no sólo en su composición litológica y contenido fosilífero, sino también en su significado tectosedimentario. El conjunto inferior, representado en el Grupo Angualasto (Mississippiano), muy probablemente corresponda a la sedimentación sinorogénica que tuvo lugar durante la construcción y elevación de la Protoprecordillera, probablemente relacionada a la anexión de Chile a América del Sur. De esta forma, el Grupo Angualasto es litológica y genéticamente diferente a la sedimentación mayormente postorogénica representada en el Grupo Paganzo (Pennsylvaniano).

Son muy escasas las dataciones radimétricas que permiten tener certidumbre acerca de la edad absoluta de los diferentes niveles estratigráficos utilizados para las correlaciones del Mississippiano mostradas en la figura 10. Aunque al sur del área aquí analizada, pero dentro de la Precordillera, un interesante dato ha sido proporcionado por Gallastegui *et al.* (2014). La autora dató circones de clastos graníticos contenidos en psefitas, obteniendo una edad de 348 ± 2 Ma lo que indicaría que la sección psefítica de la Formación Del Ratón no puede ser más antigua que el Tournaisiano tardío. Como ha sido mencionado previamente, los conglomerados basales de la Formación Del Ratón podrían ser correlacionados con el conglomerado de la base de la Formación Cortaderas (Colombo *et al.* 2014). Si esta correlación es correcta, la base de la Formación Cortaderas sería más joven que el Tour-

naisiano tardío, lo que es consistente con la edad sugerida por Césari *et al.* (2011) para la unidad sobre la base de estudios palinológicos y de megaflores.

Una segunda edad radimétrica, de importancia tanto para el ciclo mississippiano como pennsylvaniano, es la obtenida por Gulbranson *et al.* (2010) quienes dataron andesitas correspondientes a los niveles cuspidales de la Formación Punta del Agua en 335 ± 99 Ma (Fig. 6). Esta edad es importante porque señalaría la antigüedad máxima de la discordancia que separa a la Formación Punta del Agua de Río Del Peñón, y podría ser utilizada para señalar aproximadamente la edad de la discordancia que regionalmente separa a los grupos Angualasto y Paganzo (Fig. 3). En este sentido, Césari *et al.* (2011) propusieron que las megaflores tradicionalmente referidas a la biozona de *Archaeogillaria/Frenguella* debían ser más antiguas que $335,99 \pm 0,06$ Ma.

En lo que respecta al ciclo pennsylvaniano, una edad de $319,57 \pm 0,086$ Ma fue obtenida por Gulbranson *et al.* (2010) para lo que aquí se considera el tope del intervalo G1 y de $318,79 \pm 0,10$ Ma para el tope de G2 (Figs. 4 y 11). Por lo tanto, la sedimentación de la Formación Guandacol se habría desarrollado mayormente entre el Serpukhoviano (medio-tardío) y el Bashkiriano más temprano. Esa antigüedad fue referida por Césari *et al.* (2011) a la subzona A de la Biozona DM, que incluye palinofloras obtenidas de la Formación Guandacol y unidades equivalentes. Del mismo modo, esos autores concluyen que la base de la biozona megaflorestica NBG puede ser acotada al Serpukhoviano tardío.

Ascendiendo estratigráficamente dos edades son relevantes, por un lado la de $315,46 \pm 0,072$ Ma obtenida en tonsteins contenidos en bancos de carbón del intervalo T2 y la de $312,82 \pm 0,11$ Ma correspondiente a la base de la transgresión que forma el intervalo T4 (Fig. 11; Gulbranson *et al.* 2010). La subzona palinológica B de la Biozona DM, representada en los bancos de carbón o secciones equivalentes de distintas unidades litoestratigráficas, resulta acotada entre los 318 a 315 Ma aproximadamente (Césari *et al.* 2011).

Una asociación de invertebrados relacionada a la fauna TS fue reconocida en La Ciénaga de Huaco en niveles próximos donde se obtuvo la edad U-Pb de $312,82 \pm 0,11$

Ma (T4 en Fig. 11). Una edad similar de $310,63 \pm 0,07$ Ma fue reportada en la sección de Río del Peñón, paraestratipo de la Biozona TS por Gulbranson *et al.* (2010). Por lo tanto, los depósitos transgresivos de la Formación Tupe (T4 en este trabajo) fueron referidos al Moscoviano por Gulbranson *et al.* (2010). Asociaciones palinológicas relacionadas han sido referidas a la subzona C de la Biozona DM por Césari *et al.* (2011). Para el intervalo P1 de en la Formación Patquía se obtuvieron tres dataciones, de base a techo $310,93 \pm 0,075$ Ma; $310,71 \pm 0,11$ Ma y $309,89 \pm 0,082$ Ma (Gulbranson *et al.* 2010). Estas edades indican que el inicio de la sedimentación de la Formación Patquía no correspondería exactamente al límite Carbonífero-Pérmico, sino que habría comenzado en el Pennsylvaniano medio a tardío (límite Moscoviano-Kasimoviano). Estas edades son consistentes con el nivel P1 de la Formación Río del Peñón, el que brindó una edad de $310,63 \pm 0,07$ Ma (Fig. 11) y por lo tanto refuerza la correlación planteada en este trabajo. Fuera de la Precordillera, en el estratotipo del Grupo Paganzo, se ha obtenido una edad de $296,09 \pm 0,085$ Ma para un flujo ignimbrítico ubicado varias decenas de metros por encima de la base de la Formación Patquía (Gulbranson *et al.* 2010).

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Departamento de Ciencias Geológicas y al IGEBA por su colaboración en los aspectos logísticos. Los comentarios efectuados por los revisores, Sergio Georgieff y Ricardo Astini contribuyeron a mejorar el manuscrito. Este trabajo en una contribución a los Proyectos "Bio-cronoestratigrafía de alta resolución del Paleozoico superior del oeste argentino" - PICT-584 y "Patrones y modelos sedimentarios comparativos en cuencas de antepaís: La cuenca post colisional neopaleozoica versus el antepaís terciario" - PICT 727.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F.G. 1971. Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco, departamento de Gral. Lamadrid, La Rioja. Acta Geológica Lilloana 11: 125-150.
Alonso-Muruaga, P.J. 2015. Sedimentología, icno-

logía y estratigrafía de la transgresión postglacial del carbonífero superior en la Cuenca Paganzo y áreas relacionadas. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 248 p., Buenos Aires.

Alonso Muruaga, P.J., Limarino, C.O.; Spalletti, L.A. y Colombo Piñol, F. 2011. Findings of intraformational striated pavements in the Late Carboniferous glacial deposits of the Andean Precordillera, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 18: 151- 157.

Amenábar, C.R., di Pasquo, M.M., Carrizo, H. y Azcuy, C.L. 2007. Palynology of the Chigua and Malimán Formations in the Sierra del Volcán, San Juan province, Argentina. Part 2. Cavate, pseudosaccate and cingulizolate spores. Ameghiniana 44: 547-564.

Amenábar, C.R., di Pasquo, M. y Azcuy, C.L. 2009. Palynofloras of the Chigua (Devonian) and Malimán (Mississippian) formations from the Precordillera Argentina: Age, correlation and discussion of the D/C boundary. Revista Española de Micropaleontología 41: 217-239.

Amos, A.J. 1958. Some Lower Carboniferous brachiopods from the Volcán Formation, San Juan, Argentina. Journal of Paleontology 32: 838-845.

Antelo, B. 1969. Hallazgo del género Protocanites (Ammonoidea) en el Carbonífero inferior de la Precordillera de San Juan. Ameghiniana 6: 69-73.

Arrondo, O., Césari, S.N. y Gutiérrez, P.R. 1991. Frenguella a new genus of lycopods from the Early Carboniferous of Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 70: 187-197.

Astini, R.A., Martina, F. y Dávila, E.M., 2011. 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. Andean Geology 38: 245-267.

Báez, W., Astini, R., Ezpeleta, M. y Martina, F. 2014. Facies volcánicas y paleoambiente sedimentario de la Formación Punta del Agua, Carbonífero temprano de la precordillera septentrional, La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71: 210-232.

Balseiro, D., Rustán, J. J., Ezpeleta, M. y Vaccari, N. E. 2009. A new Serpukhovian (Mississippian) fossil flora from western Argentina: paleoclimatic, paleobiogeographic and stratigraphic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 280: 517-531.

Borrello, A. 1955. Los conglomerados del cerro Punta Negra al oeste de Jagüé. Revista de la

- Asociación Geológica Argentina 10: 46-53.
- Bossi, G. y Andreis, R.R. 1985. Secuencias delticas y lacustres del Carbónico del Centro-Oeste argentino. 10 Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Anales 3: 285-309, Madrid
- Caminos, R. 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud sur, Provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27: 71-83.
- Caminos, R. y 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.
- Caminos, R., Zamuner, A., Limarino, C. y Fauqué, L. 1995. Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50: 262-265.
- Carrizo, H.A. y Azcuy, C.L. 2015. Floras neodeónicas-eocarboníferas de Argentina. Consideraciones sobre las fitozonas del Carbonífero tardío del centro oeste argentino. Opera Lilloana 49: 1-292.
- Césari, S. 1986. Megaflores de la Formación Tupe (Carbonífero) en Sierra de Maz y Ciénaga del Vallecito, Cuenca Paganzo, Argentina. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales 38: 111-137, Córdoba.
- Césari, S.N. y Gutiérrez, P.R. 2000. Palynostratigraphy of upper Paleozoic sequences in central western Argentina. Palynology 24: 113-146.
- Césari, S. y Limarino, C. 1988. Fructificaciones asociadas a *Botrychiopsis* en sedimentitas lacustres del Carbonífero, provincia de San Juan, Argentina. Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología 11:7-11.
- Césari, S.N. y Limarino, C.O. 1992. Palinomorfos Eocarboníferos en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. 8° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Corrientes, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 2: 45-48.
- Césari, S.N. y Limarino, C.O. 1995. Primer registro palinológico de la Formación Malimán (Carbonífero Inferior), Cuenca Río Blanco, Argentina. 6° Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 77-83, Trelew.
- Césari, S.N. y Limarino, C.O. 2002. Palynology of glacial sediments from the Guandacol Formation (Middle Carboniferous) in the Cerro Bola area, Paganzo Basin, Argentina. Alcheringa 26: 159-176.
- Césari, S. N. y Vázquez-Nístico, B. 1988. Palinología de la Formación Guandacol (Carbonífero), provincia de San Juan, República Argentina. Revista Española de Micropaleontología 20: 39-58.
- Césari, S., Brussa, E. y Benedetto, L. 1988. Malanzania nana Archangelsky, Azcuy y Wagner en sedimentitas de la Formación Guandacol, Cerro del Fuerte, provincia de San Juan. Ameghiniana 26:225-228.
- Césari, S.N., Gutiérrez, P.R., Fauqué, L. y Limarino, C.O. 2001. La secuencia carbonífera de Trapiche (Precordillera de San Juan, Argentina): ubicación estratigráfica y contenido paleoflorístico. 11 Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Ameghiniana 8: 19- 28.
- Césari, S.N., Limarino, C.O. y Gulbranson, E. 2011. An Upper Paleozoic bio-chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. Earth-Science Reviews 106: 149-160.
- Césari, S.N., Pérez-Loinaze, V. y Limarino, C.O. 2013. La biozona *Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata* en la Formación Patquía (Pérmico), Precordillera de La Rioja, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, n.s. 15: 71-88.
- Chaía, T. 1990. Registro del Senoniano lacustre en la provincia de San Juan. Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados: 33-36, Montevideo.
- Ciccioli, P.L., Ballent, S., Tedesco, A.M., Barreda, V. y Limarino, C.O. 2005. Hallazgo de depósitos cretácicos en la Precordillera de La Rioja (Formación Ciénaga del Río Huaco). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 122-131.
- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Kawashita, K. 1993. Los granitoides del cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. 12 Congreso Geológico Argentino and II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 68-74, Mendoza.
- Cisterna, G. 1996. Spiriferida y Rhynchonellida (Brachiopoda) en la Formación Jagüé, Carbonífero inferior, provincia de la Rioja, Argentina. 12 Congreso Geológico Boliviano, Actas 2: 429-434, Mendoza.
- Cisterna, G.A. e Isaacson, P.E. 2003. A new Carboniferous brachiopod genus from South America. Alcheringa 27: 63-73.
- Cisterna, G., Gutiérrez, P., Sterren, A., Desjardins, P. y Balarino, L. 2005. The marine interval of the Tupe Formation in western Paganzo Basin and its implication in the definition of the Carboniferous- Permian boundary in South America. Gondwana Conference, No. 12, Geological and Biological Heritage of Gondwana. Academia Nacional de Ciencias, Abstracts: 106, Mendoza.
- Cisterna, G.A., Sterren, A.F. y Archbold, N.W. 2006. A review of the *Tivertonia jachalensis* – *Streptorhynchus inaequiomnatus* Biozone in La Delfina Creek, San Juan Province, Argentina. Ameghiniana 43: 487-491.
- Cisterna, G.A., Sterren, A.F. y Gutiérrez, P.R. 2011. The Carboniferous-Permian boundary in the central western Argentinean basins: paleontological evidences. Andean Geology 38: 349-370.
- Colombo, F., Limarino, C.O., Spalletti, L.A., Busquets, P., Cardó, R., Méndez-Bedia, I. y Heredia, N. 2014. Late Palaeozoic lithostratigraphy of the Andean Precordillera revisited (San Juan Province, Argentina). Journal of Iberian Geology 40: 241-259.
- Coturel, E. y Gutiérrez, P. 2005. La megaflores de la Formación Tupe (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), en la Mina La Delfina, San Juan, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie 7: 17-29.
- Cravero, O.V., Ríos Gómez, J.A. y Prieri, A.E. 1984. Geología del distrito minero Los Llantenes, Provincia de La Rioja. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 142-153, Bariloche.
- Cuerda, A.J. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la sierra de Maz (provincia de La Rioja). 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 79-94, Buenos Aires.
- Cuerda, A.J. y Furque, G. 1981. Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte I. Comarca del cerro La Chilca (Río Francia). Revista de la Asociación Geológica Argentina 36: 187-196.
- de Alba, E. 1954. Descripción Geológica de la Hoja 16c Villa Unión (La Rioja). D.N.G.M. Boletín 82, Buenos Aires.
- Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Limarino, C.O. y Cisterna, G.A. 2009. Latest Carboniferous-earliest Permian transgressive deposits in the Paganzo Basin of western Argentina: Lithofacies and sequence stratigraphy of a coastal-plain to bay succession. Journal of South American Earth Sciences 28: 40-53.
- Dykstra, M., Kneller, B. y Milana, J.P. 2006. Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord—The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes Formation, San Juan, Argentina. Geological Society of America Bulletin 118: 913-937.
- Fauqué, L. y 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., Limarino, C., Césari, S. y Sabbatini, N. 1989. El Carbonífero inferior fosilífero del área del Río La Troya, sudoeste de la Provincia de la Rioja. *Ameghiniana* 26: 55-62.
- Frenguelli, J. 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. *Revista Museo de La Plata, Geología* 2: 213-265.
- Frenguelli, J. 1954. Plantas devónicas de la quebrada de La Charnela en la Precordillera de San Juan. *Notas Museo La Plata* 102: 361-376.
- Furque, G. 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 46-71.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 92, 104 p., Buenos Aires.
- Furque, G. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 16B, Cerro La Bolsa (Provincias de La Rioja y San Juan). Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 125, 69 p., Buenos Aires.
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal, Provincia de San Juan. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, *Boletín* 164: 79 p., Buenos Aires.
- Gallastegui, G., González-Menéndez, L., Rubio-Ordóñez, A., Cuesta, A. y Gerdes, A. 2014. Origin and provenance of igneous clasts from late Palaeozoic conglomerate formations (Del Ratón and El Planchón) in the Andean Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 40: 261-282.
- García, G.B. 1996. Nota Paleontológica. Plantas del Carbonífero Superior de la quebrada de Pasleam, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 33: 223-225.
- González, C.R. 1994. Early Carboniferous Bivalvia from western Argentina. *Alcheringa* 18: 169-185.
- González, C.R. y Bossi, G.E. 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüé, La Rioja. 4 Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas* 1: 231-236, Mendoza.
- González, C.R. y Bossi, G.E. 1987. Descubrimiento del Carbonífero inferior marino al oeste de Jagüé, La Rioja. 4 Congreso Latinoamericano de Paleontología, *Actas* 2: 713-724, Santa Cruz de La Sierra.
- Gulbranson, E., Limarino, C.O., Marensi, S., Montañez, I., Tabor, N., Davydov, V. y 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.
- Gulbranson, E.L., Montañez, I. P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S. A. y Crowley, J.L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 122: 1480-1498.
- Gutiérrez, P.R. y Limarino, C.O. 2001. Palinología de la Formación Malanzán (Carbonífero Superior), La Rioja, Argentina: nuevos datos y consideraciones paleoambientales. *Ameghiniana* 38: 99-118.
- Gutiérrez, P.R. y 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: 687-703.
- Gutiérrez, P.R. y Pazos, P. 1994. Acerca de la presencia de semillas platispérmicas en la Formación Guandacol, Carbonífero, Argentina. *Ameghiniana* 31: 375-377.
- Gutiérrez, P., Correa, G. y Carvedo, M. 2010. Primer registro de palinomorfos de edad pérmica en la Formación Río Francia (Paleozoico superior, San Juan, Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie* 12: 203-216.
- Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F. y Babcock, L.E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciations in Gondwana: role of the Transantarctic Mountains. *Geology* 31: 977-980.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, Ch.W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 2: 132-141, Mendoza.
- Keidel, J. 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y mendoza. La estratigrafía y la tectónica de los sedimentos paleozoicos en la parte norte entre el Río Jáchal y el Río San Juan. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minas y Minería* 15: 1-102, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Caminos, R. 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 253-271, Córdoba.
- Limarino, C. y Césari, S. 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: 61-72.
- Limarino, C., Sessarego, H., Césari, S. y López Gmundi, O. 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 38: 81-109.
- Limarino, C.O. y Spalletti, L.A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 134-155.
- Limarino, C., Sessarego, H., Lopez Gmundi, O., Gutierrez, P. y Cesari, S. 1987. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito, aflorantes en la Cuesta de Huaco, provincia de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 153-167.
- Limarino, C., Fauqué, L. y Caminos, R., 1988. Rasgos sedimentológicos de eolianitas pérmicas de la Precordillera riojana. 2 Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas*: 145-149, Buenos Aires.
- Limarino, C.O., Fauqué, L., Ciccio, P.L., Tedesco, A.M., Marsicano, C. y Arcucci, A. 2005. El mesozoico de la Precordillera Septentrional. 16 Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 217-222, La Plata.
- Limarino, C., Caminos, R. y Fauqué, L. 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero superior- Pérmico). *Cordillera Frontal de La Rioja*. 13 Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 513-530, Buenos Aires.
- Limarino, C.O., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S. 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 83-99.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Net, L.I., Marensi, S.A., Gutiérrez, P.R. y Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 445-460.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S. y 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: 205-226.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taiboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S. y Gulbranson, E.L. 2014a. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research* 25: 1396-

- 1421.
- Limarino C.O., Alonso-Muruaga, P.J., Ciccioli, P.L., Perez Loinaze, V.S. y Césari, S.N. 2014b. Stratigraphy and palynology of a late Paleozoic glacial paleovalley in the Andean Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 412: 223-240.
- Limarino, C.O., Page, R. y Caselli, A.T. 1993. Origen y significado estratigráfico de las diamictitas del Miembro Superior de la Formación Cortaderas, Precordillera de San Juan. 12 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 157-164, Mendoza.
- Llambás, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En: Caminos, R. (ed), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 349-376, Buenos Aires.
- López-Gamundí, O.R., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 91: 305-329.
- López-Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C.M. y Veevers, J.J. 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J. y Powell, C.M. (eds.), *Permian-Triassic Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, Memoir 184, 281-330, Boulder.
- López-Gamundí, O.R. 2010. Transgressions related to the demise of the Late Paleozoic Ice Age: Their sequence stratigraphic model. En: López-Gamundí, O.R. y Buatois, L.A. (eds.), *Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana*. Geological Society of America, Special Paper 468: 1-35.
- López-Gamundí, O. y Martínez, M. (2000). Evidence of glacial abrasion in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 145-165.
- Marensi, S.A., Tripaldi, A., Limarino, C.O. y Caselli, A.T. 2005. Facies and architecture of a Carboniferous grounding-line system from the Guadacol Formation, Paganzo Basin, northwestern Argentina. *Gondwana Research* 8: 187-202.
- Martina, F., Viramonte, J.M., Astini, R.A., Pimentel, M.M. y Dantas, E. 2011. Mississippian volcanism in the south-central Andes: new U-Pb SHRIMP zircon geochronology and whole-rock geochemistry. *Gondwana Research* 19: 524-534.
- Martínez, M. 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guadacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, San Juan, Precordillera Nororiental, Argentina. 12 International Congress of Carboniferous-Permian, Abstract 2: 291-296, Buenos Aires.
- Net, L.I. y Limarino, C.O. 2006. Applying sandstone petrofacies to unravel the Upper Carboniferous evolution of the Paganzo Basin, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 239-254.
- Ottone, E.G. 1991. Palynologie du Carbonifère Supérieur de la coupe de Mina Esperanza, Bassin Paganzo, Argentine. *Revue de Micropaléontologie* 34: 118-135.
- Ottone, E.G. y Azcuy, C.L. 1991. Palinología del carbón del Agua Hedionda (Carbonífero). Huaco, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 27: 3-18.
- Pazos, P.J. 2002. The Late Carboniferous glacial to postglacial transition: facies and sequence stratigraphy, western Paganzo Basin, Argentina. *Gondwana Research* 5: 467-487.
- Pazos, P.J. 2005. La sección basal de la Formación Malimán (Carbonífero inferior) en la quebrada Don Agustín, provincial de San Juan, Argentina: rasgos sedimentarios y paleontología. 16 Congreso Geológico Argentino, Actas: 167-172, La Plata.
- Perez Loinaze, V.S. 2007. A Mississippian palynological biozone for Southern Gondwana. *Palynology* 31: 101-118.
- Perez Loinaze, V.S. 2008. Systematic palynological study of the Cortaderas Formation, (Mississippian) Río Blanco Basin, Argentina. Part One. *Ameghiniana* 45: 33-57.
- Perez Loinaze, V.S. y Césari, S.N. 2012. Palynology of late Serpukhovian glacial and postglacial deposits from Paganzo Basin, northwestern Argentina. *Micropaleontology* 58: 335-350.
- Pérez Loinaze, V.S., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 2010. Glacial events in Carboniferous sequences from Paganzo and Río Blanco basins (northwest Argentina): palynology and depositional setting. *Geologica Acta* 8: 399-418.
- Perez Loinaze, V.S., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 2011. Palynological study of the Carboniferous sequence at Río Francia Creek, Paganzo Basin, Argentina. *Ameghiniana* 48: 589-604.
- Pérez Loinaze, V.S., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 2014. Carboniferous outcrops at La Herradura Creek, San Juan Province (Western Argentina), revisited: age of the transgressions. *Andean Geology* 41: 83-105.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, Manuales, 216 pp., Buenos Aires.
- Prestianni, C., Rustán, J.J., Balseiro, D., Vaccari, E., Sterren, A.F., Steemans, P., Rubinstein, C. y Astini, R.A. 2015. Early seed plants from Western Gondwana: Paleobiogeographical and ecological implications based on Tournaisian (Lower Carboniferous) records from Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 417: 210-219.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Remesal, M., Fauqué, L.A. y 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), Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 218-232.
- Sabattini, N., Ottone, E.G. y Azcuy, C.L. 1990. La Zona de *Lissochonetes jachalensis-Streptorhynchus inaequiorrnatus* (Carbonífero Tardío) en la localidad de La Delfina, provincia de San Juan. *Ameghiniana* 27: 75-81.
- Sabattini, N., Azcuy, C.L. y Carrizo, H.A. 2001. Invertebrados marinos de la Formación Malimán (Carbonífero inferior), y su relación con las asociaciones paleoflorísticas, Provincia de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 111-120.
- Salfty, J.A. y Gorustovich, S.A. 1983. Paleogeografía de la Cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico Superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 437-453.
- Scalabrini Ortiz, J. 1970. Litología, variaciones faciales, proveniencia y paleocorrientes del carbónico de la Hoja 17b-Guadacol-norte de la Precordillera sanjuanina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 182 p., Buenos Aires.
- Scalabrini Ortiz, J. 1972. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27: 351-377.
- Scalabrini-Ortiz, J. y 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 (nueva serie), Sección Geología* 8: 257-279.
- Sessarego, H.L. y Césari, S.N. 1989. An early carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 57: 247-264.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O. y Piñol, F.C. 2012. Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting pro-

- venance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 36: 32-54.
- Taboada, A.C. 1997. Bioestratigrafía del Paleozoico superior marino del Valle de Calingasta-Uspallata, provincias de San Juan y Mendoza. *Ameghiniana* 34: 215-246.
- Taboada, A.C. 2010. Mississippian–Early Permian brachiopods from western Argentina: tools for middle-to high-latitude correlation, paleobiogeographic and paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298: 152-173.
- Taboada, A.C. y Shi, G.R. 2009. *Yagonia* Roberts (Brachiopoda: Chonetidina) from the Malimán Formation, Lower Carboniferous of western Argentina: palaeobiogeographical implications. *Alcheringa* 33: 223-235.
- Tedesco, A.M., Limarino, C.O. y Ciccioli, P.L. 2007. Primera edad radimétrica de los depósitos cretácicos de la Precordillera Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 471-474.
- Tedesco, A., Ciccioli, P.L., Limarino, C.O. y Suriano, J. 2010. Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica Acta* 8: 463-482.
- Vergel, M. 2008. Palynology of late Palaeozoic sediments (Tupe Formation) at La Herradura Creek, San Juan province, Argentina. *Alcheringa* 32: 339-352.

Recibido: 30 de septiembre, 2016

Aceptado: 17 de julio, 2017