

ANÁLISIS TECTONOESTRATIGRÁFICO DEL GRUPO PUESTO VIEJO (SAN RAFAEL, ARGENTINA): EVOLUCIÓN DE UN RIFT CONTINENTAL TRIÁSICO

Mariana Monti ^{1*}, Juan R. Franzese ¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata, UNLP-CONICET, Diagonal 113 N° 275 (B1904DPK), Buenos Aires, Argentina.

* email: mmonti@cig.museo.unlp.edu.ar

ARTICLE INFO

Article history

Received March 25, 2016

Accepted October 10, 2016

Available online October 20, 2016

Handling Editor

Diana Cuadrado

Keywords

Triásico

Rifting

Bloque San Rafael

Grupo Puesto Viejo

RESUMEN

La cuenca triásica que alberga al Grupo Puesto Viejo se localiza en el Bloque San Rafael, al oeste de las principales acumulaciones de esa edad del ámbito cuyano. Este depocentro elongado con geometría de graben limitado por fallas con dirección NNO-SSE constituye una subcuenca de carácter extensional, que puede ser caracterizado como un rift continental. El relleno del rift, de hasta 1000 metros de espesor, se acomoda a ese contexto geodinámico, fuertemente condicionado por la estructura y el magmatismo. El Grupo Puesto Viejo se depositó en depresiones estructurales que ponen en continuidad lateral unidades temporalmente sucesivas pero sin registro vertical continuo completo. El relleno puede ser dividido en 5 unidades de acumulación en función de la dominancia de elementos arquitecturales y asociaciones de facies: (1) depósitos de flujos de detritos, (2) depósitos de relleno de canal, (3) depósitos de planicie de inundación, (4) depósitos piroclásticos, y (5) intrusivos y efusiones volcánicas. La distribución vertical y temporal de estas unidades de acumulación permitió definir para el Grupo Puesto Viejo un arreglo general aluvial con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados a meandriiformes de baja y de alta sinuosidad, que evolucionaron de forma local con poco transporte del material sedimentario, intercalados con productos de un magmatismo bimodal en la forma de mantos de ignimbritas riolíticas, lavas andesíticas e intrusivos someros andesíticos/basálticos. La evolución tectonoestratigráfica del Grupo Puesto Viejo ocurrió siguiendo una alternancia sucesiva de episodios: 1) subsidencia mecánica; 2) quietud tectónica con desarrollo de sistemas aluviales y fluviales; 3) actividad volcánica, con variaciones en la duración y velocidad de los mismos. El Grupo Puesto Viejo se desarrolló dentro del marco geocronológico general de la extensión triásica del oeste de la Argentina y en particular de la Cuenca Cuyana, y sus etapas de rift evolucionaron durante el Triásico Medio, condicionadas por su posición de borde de cuenca, periférica al eje de extensión principal.

EXTENDED ABSTRACT

Tectonostratigraphic analysis of the Puesto Viejo Group (San Rafael, Argentina): evolution of a Triassic continental rift

The Puesto Viejo Group is a minor Triassic continental unit located in the San Rafael Block (Fig. 1), in the Mendoza Province, Argentina (34°70' S and 68°20' W), to the west of the main Triassic accumulations of the Cuyo Basin (Ramos, 1993).

The NNW-SSE disposition of the basin copy the strike of the inherited Paleozoic orogenic history of the San Rafael Block (San Rafael Orogeny; Kleiman and Japas, 2009). The knowledge of the Puesto Viejo Group is based on regional, sedimentological and biostratigraphic studies. Radiometric ages estimated from ignimbrites and basalts of the Puesto Viejo Group (232 ± 10 My, Valencio *et al.*, 1975; 245 My, Domeier *et al.*, 2011; 235.8 ± 2 My, Ottone *et al.*, 2014), placed its development from the Middle to Upper Triassic, under the extensional regime linked to the Huárpica phase. This data allow integrating the Puesto Viejo Group into the general geochronological context of the Triassic extension of western Argentina (Ottone *et al.*, 2014), with a main rift stage that evolved during the Middle Triassic.

The sedimentary and volcanic infill of the Puesto Viejo Group consists of up to 1000 meters of alluvial and fluvial continental deposits with products of a bimodal magmatism in the form of rhyolitic pyroclastic flows, andesitic lavas and shallow intrusives (González Díaz, 1964; Spalletti, 1994; Kokogíán *et al.*, 1999, 2001; Kleiman and Salvarredi, 2001; Sepúlveda *et al.*, 2007). It was deposited in different structural depressions bounded by normal faults (Fig. 2). Three levels of volcanic rocks were used as geochronological surfaces dividing the Puesto Viejo Group into four sections (Fig. 3). The stratigraphic, sedimentological and geochemical analysis allowed to define different facies associations (Table 1), which together with the geometry of main bodies are grouped into 16 architectural elements. These elements are then described as five accumulation units (AU), which represent main depositional conditions, either under epiclastic- or volcanic-dominated sedimentation. These units were identified as: 1) debris-flow deposits, 2) channel-fill deposits, 3) floodplain deposits, 4) pyroclastic deposits and 5) volcanic intrusive and effusions (Figs. 4-12).

The vertical and spatial distribution of volcanic and sedimentary deposits in the study area (Fig. 13) is key to understanding the evolution of Puesto Viejo Group. The lower section of the Quebradada de los Fósiles Formation started with coarse epiclastic deposits related to proximal alluvial-fan systems, located next to the border faults. These deposits were eventually covered by pyroclastic flows (Fig. 14a). Reactivation of the internal faults created structural depressions where the finer grained deposits of

the upper section of the Quebradada de los Fósiles Formation was amply deposited. This section is interpreted as the development of meandering fluvial systems with low to high sinuosity that were also interrupted by the occurrence of pyroclastic flows (Fig. 14b). Subsequently, the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation developed from the action and/or reactivation of some internal faults. The section starts with coarse-grained deposits linked to the development of braided to meandering fluvial systems with low sinuosity and ends with lava flows (Fig. 14c). Finally, the upper section of the Río Seco de la Quebrada Formation, located in the northeastern sector of the study area, is characterized by the presence of deposits interpreted as representing the distal sectors of alluvial fans (Fig. 14d).

The recorded relationships between sedimentation, faulting and volcanism allow to affirm that the mechanical subsidence remained active throughout the whole history of the Puesto Viejo Group. The accommodation is concentrated in the central parts of the sub-basin. The infill evolution occurred following three successive episodes: firstly, mechanical subsidence; secondly, tectonic quiescence with development of alluvial and fluvial systems; and, finally, volcanic activity (Fig. 15). This evolution controlled the development of prolonged periods of high mechanical subsidence rate together with high rate of sedimentation, alternating with short periods of time in which eruptive events were common and the rate of subsidence was comparatively low.

The Puesto Viejo Group presents chronostratigraphic, lithostratigraphic, environmental and tectonic features consistent with the rest of the Triassic sub-basins of central-western Argentina. The early stage of deposition of the Puesto Viejo Group is consistent with the early stages of syn-rift described for the Cacheuta sub-basin. The Puesto Viejo Group shows some genetic relationships with the Potrerillos and Cacheuta Formations of the Cuyo Basin, characterized by alluvial volcanoclastic deposits and meandering river systems with common development of barreales and lagoons (Kokogíán and Mancilla, 1989; Kokogíán *et al.*, 2001). Contrary to this basin, however, the Puesto Viejo sub-basin lacks a post-rift stage. It is proposed here that this particular evolution could be related to its peripheral position with respect to the axis of Triassic extension, and its location on the western edge of the basin (Fig. 1a). Other sub-basins with peripheral location respect to the Triassic

central basins have similar characteristics, as the Puntudo sub-basin, for example (Fig. 1a), located on the northern edge of the Cuyo Basin in the province of San Juan (Mancuso *et al.*, 2010; Barredo, 2012). In this way, a large-scale pattern for the Triassic extension emerges during the Middle Triassic across the southwest margin of Gondwana.

Key words: Triassic, Rifting, San Rafael Block, Puesto Viejo Group.

INTRODUCCIÓN

El Triásico conforma un período muy bien registrado en la estratigrafía de Argentina y conocido desde los albores del desarrollo de las geociencias en nuestro país. Numerosos trabajos han documentado su estudio desde distintas disciplinas, tales como la Estratigrafía, la Geología Estructural, la Sedimentología, la Vulcanología y la Paleontología (Bonaparte, 1996a,b; González Díaz, 1964, 1967; Artabe, 1985; Kokogián y Mancilla, 1989; Ottone y García 1991; Baez *et al.*, 1993; Ramos, 1993; Llambías *et al.* 1993; Spalletti, 1999; Spalletti *et al.*, 2011; Barredo, 2012, entre otros). El relleno triásico argentino se depositó mayormente en cuencas extensionales de tipo rift alargadas en sentido NO-SE (Spalletti, 1999; Fig. 1a). El relleno sedimentario es mayormente epiclástico y estuvo acompañado por un importante magmatismo representado por lavas y rocas piroclásticas de flujo y de caída. El componente volcánico fue considerado por diversos autores como un producto del Ciclo Magmático Choiyoi (Pérmico-Triásico), distribuido ampliamente en el centro-oeste argentino (Llambías *et al.*, 1993; Kleiman y Japas, 2009). Algunas de estas cuencas extensionales llegaron a tener una larga duración, que incluyó casi todo el Triásico (Spalletti, 1999). La mayoría de estas cuencas y en particular la Cuenca Cuyana, presentan una geometría de grábenes y hemigrábenes limitados por fallas de borde con orientación NNO-SSE que habrían actuado como fallas normales vinculadas con una componente de rumbo sinestral (Spalletti, 1999; Japas *et al.*, 2005; Japas *et al.*, 2008; Kleiman y Japas, 2009), generando diferentes subcuencas (por ejemplo: Rincón Blanco, Cacheuta, Puntudo, entre otras; Spalletti, 1999; Barredo, 2012). El Grupo Puesto Viejo, la unidad bajo estudio, se desarrolló desde el Triásico Medio al Tardío (Ottone *et al.*, 2014), bajo este régimen extensional vinculado a la

fase Huárpica (Sato *et al.*, 2015), y que dio lugar a las cuencas de rift continentales triásicas del oeste Argentino (Spalletti, 1999). El área de acumulación de esta unidad es denominada Subcuenca Puesto Viejo en el presente manuscrito.

El Grupo Puesto Viejo constituye una unidad continental que alberga un importante contenido paleontológico de restos fósiles vertebrados de terápsidos dicinodontes y cinodontes (Abdala, 1996; Bonaparte, 2002; Martinelli y De la Fuente, 2008), restos fósiles invertebrados como valvas de conchóstracos, ostrácodos y escamas de peces indeterminados (Gallego *et al.*, 2009; Tassi *et al.*, 2013), restos fósiles de megaflores correspondientes a la "Flora de *Pleuromeia*" (Stipanovic, 1969; Morel y Artabe, 1993; Coturel *et al.*, 2012) y registros palinológicos poco diversificados de esporas (Ottone y García, 1991; Zavattieri y Batten, 1996; Zavattieri *et al.*, 2003), ampliamente estudiados. Los ambientes sedimentarios del Grupo Puesto Viejo han sido vinculados con el desarrollo de sistemas fluviales cambiantes en el tiempo (Spalletti, 1994). Esta caracterización ha sido realizada en forma amplia, sin consideraciones sobre las posibles variaciones laterales de esos ambientes en toda la subcuenca, la existencia de polaridades sedimentarias o cambios de espesor, o la relación de esas variaciones respecto a los bordes de cuenca y posición de los depocentros. Aunque se ha distinguido internamente la intercalación de unidades lávicas y piroclásticas, no existe aún un conocimiento acabado de su distribución areal, ni de su interrelación con los procesos sedimentarios. De esta manera, el objetivo de este trabajo es presentar un análisis del Grupo Puesto Viejo, integrando información sedimentológica, estructural y volcánica, de modo de brindar un panorama de la evolución tectonoestratigráfica del relleno en la subcuenca. Luego, se presenta una comparación con otras subcuencas triásicas de la Cuenca Cuyana, mostrando semejanzas y/o diferencias en función de la posición tectónica que ocupa dentro de la cuenca. Finalmente, este estudio aporta al conocimiento de la evolución general de las cuencas triásicas en el margen occidental de Gondwana.

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

El área de estudio se encuentra localizada en un bloque montañoso conocido como Bloque San Rafael (Ramos, 1993). Este bloque se ubica casi

en su totalidad en el departamento de San Rafael, provincia de Mendoza (Argentina), entre las latitudes 34° y 35° S (Fig. 1a). Su historia geológica involucra el registro de diferentes eventos tectónicos desde el Precámbrico hasta el presente.

El basamento del Bloque San Rafael está constituido por unidades pre-carboníferas (Metaproterozoico a Devónico) que afloran como asomos aislados, principalmente en su parte occidental (Cingolani *et al.*, 2008). Estas unidades consisten en metamorfitas (Formación La Horqueta) y sedimentitas depositadas en ambientes marinos (Formación Río Seco de los Castaños), aunque también se registran intrusivos como el Gabro Loma Alta y la Diorita La Bordalesa (Dessanti, 1956; González Díaz, 1981).

El ciclo Gondwánico en el Bloque San Rafael está representado por las sedimentitas de la Formación El Imperial (Carbonífero inferior-superior), el Grupo Choiyoi (Pérmico inferior– Triásico Inferior), y la secuencia de rift del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior) (Llambías, 1999; Sepúlveda *et al.*, 2007). La Formación El Imperial comprende depósitos silicoclásticos glacimarininos hasta fluvio-deltaicos y marinos someros, para terminar en sucesiones de ambiente fluvial (López Gamundi *et al.*, 1989). El Grupo Choiyoi, registra una asociación magmática de rocas efusivas e hipabisales que cubre discordantemente las secuencias del Carbonífero en varias localidades (Llambías *et al.*, 1993). La sección inferior (Pérmico inferior) del Grupo Choiyoi está representada por una secuencia volcano-hipabisal de composición dacítica y andesítica con características relacionadas a un margen continental activo (Fase Orogénica San Rafael; Azcuy y Caminos, 1987). La sección superior del Grupo Choiyoi (Pérmico superior–Triásico Inferior) es de carácter riolítico y es adjudicada al registro magmático que va del régimen compresional previo hacia otro extensivo cortical post-orogénico (Kleiman y Salvarredi, 1989; Giambiagi *et al.*, 2010).

Por su parte, la sucesión triásica del Grupo Puesto Viejo descansa en no-concordancia sobre rocas volcánicas de la parte superior del Grupo Choiyoi. La composición del Grupo Puesto Viejo fue definida como una sucesión volcanoclástica en la que se intercalan mantos de ignimbritas y rocas basálticas (González Díaz, 1964; Kusiak, 1993; Spalletti, 1994; Kokogián *et al.*, 1999, 2001; Sepúlveda *et al.*, 2007). El Grupo Puesto Viejo está dividido en dos unidades formacionales (Stipanovic *et al.*, 2007): la basal,

Formación Quebrada de los Fósiles y la superior, Formación Río Seco de la Quebrada. Los análisis sedimentológicos más completos realizados hasta el momento (Spalletti, 1994; Spalletti *et al.*, 1996) indican que el relleno epiclástico se depositó en un ambiente continental de abanicos aluviales y sistemas fluviales meandriformes de alta y baja sinuosidad, con desarrollo de planicies de inundación.

Las edades radimétricas disponibles para el Grupo Puesto Viejo se realizaron en rocas volcánicas asignadas a la Formación Quebrada de los Fósiles (~245 Ma; Domeier *et al.*, 2011), a ignimbritas del tope de la Formación Quebrada de los Fósiles (235,8±2 Ma; Ottone *et al.*, 2014) y a basaltos de la Formación Río Seco de la Quebrada (232±10 Ma; Valencio *et al.*, 1975). En cambio, el límite superior del magmatismo de la provincia Choiyoi es de una edad aproximada de 250 Ma. (Sato *et al.*, 2015), y en el área de estudio de 251,9±2.7 Ma (Rocha-Campos *et al.*, 2011). Por lo tanto, entre ambas etapas de vulcanismos y sedimentación habría un hiatus de unos 8 millones de años. Algunos autores (Ramos y Kay, 1991; Kleiman y Salvarredi, 2001; Giambiagi y Amancay, 2008; entre otros) ubicaron al magmatismo bimodal intracontinental del Grupo Puesto Viejo y equivalentes dentro del magmatismo de la provincia Choiyoi. En el presente trabajo se lo separa por haberse desarrollado en ambientes tectónicos muy diferentes, marcados por este mismo hiatus temporal, que también es registrado en otras áreas del margen suroeste de Gondwana (McKay *et al.*, 2015).

Por encima de las unidades triásicas no se reconocen depósitos más jóvenes hasta el Mioceno. Por su parte la inversión que da el relieve actual en el Bloque San Rafael es de edad neógena (Ramos, 1993).

ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

En el área de estudio (Fig. 1a,b) los afloramientos del Grupo Puesto Viejo se extienden por una faja de 8,5 km de largo por 4 km de ancho, en la porción centro-sur del Bloque San Rafael (Fig. 1a). El Grupo Puesto Viejo se encuentra bordeado por fallas NNO-SSE que delimitan la depositación de la secuencia triásica. Estas fallas crearon el espacio para el desarrollo de la subcuenca (González Díaz, 1972; Spalletti, 1994; Japas *et al.*, 2008) y habrían constituido, por lo tanto, límites naturales (fallas de borde) de la cuenca triásica que funcionó como un

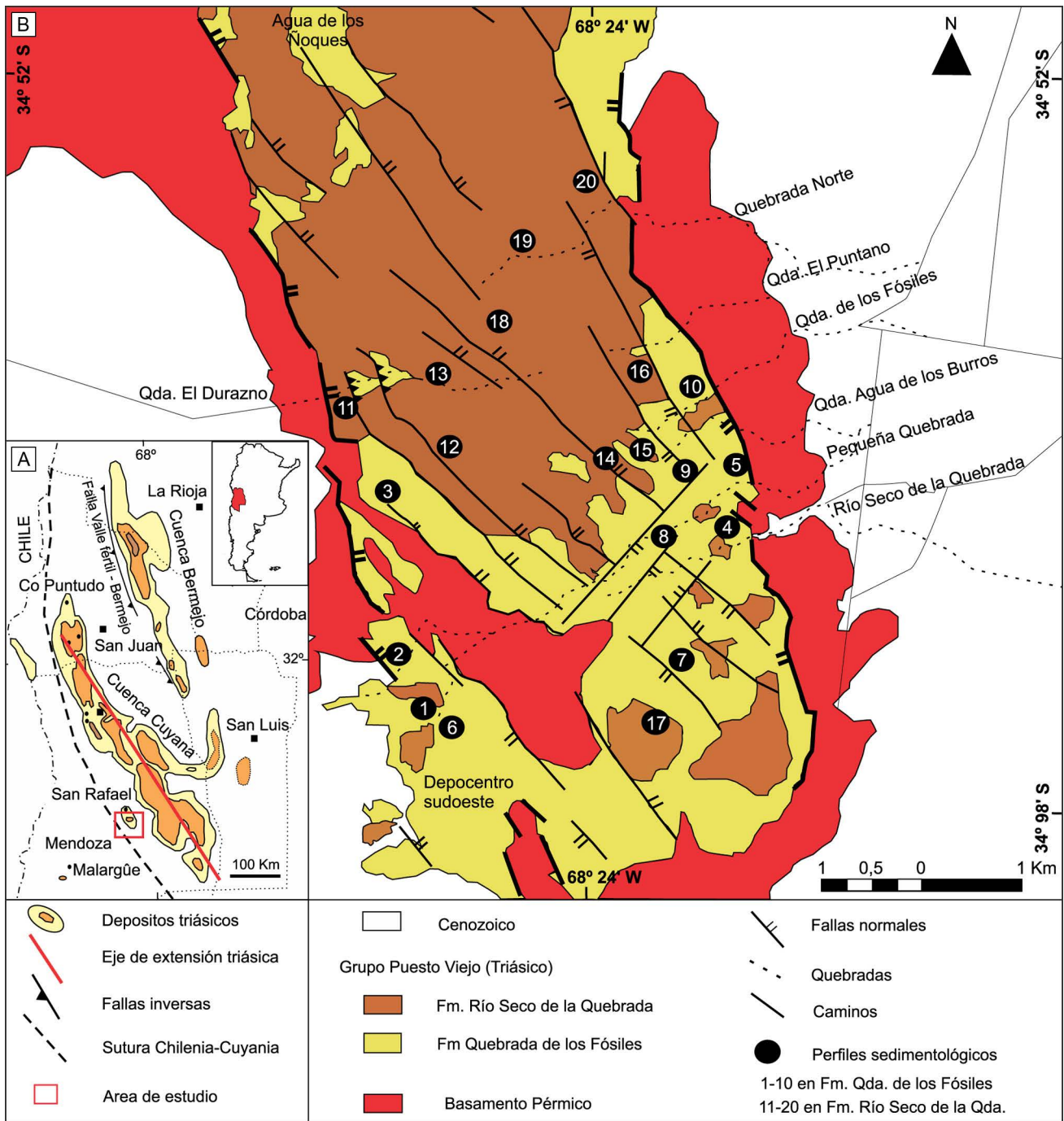


Figura 1. Mapas de ubicación. a) Distribución de las cuencas triásicas argentinas y ubicación del área de estudio en el Bloque San Rafael (tomado de Barredo, 2012 con modificaciones). b) Mapa geológico del Grupo Puesto Viejo en el área estudiada que muestra la distribución de los perfiles sedimentológicos realizados para ambas unidades (Quebrada de los Fósiles y Río Seco de la Quebrada).
Figure 1. Location maps. a) Distribution of Argentine Triassic basins and study area location in the San Rafael Block (modified after Barredo, 2012). b) Geological map of the Puesto Viejo Group in the study area, showing the distribution of the measured sedimentological sections for both units (Quebrada de los Fósiles and Río Seco de la Quebrada).

depocentro extensional (Spalletti, 1999; Kleiman y Japas, 2009). Por su parte, las fallas normales que delimitan los espacios de acumulación internos del graben, poseen una orientación principal NO-

SE (Fig. 1b), como ha sido presentado por otros autores (Japas *et al.*, 2005). Las tareas de campo fueron llevadas a cabo en un área acotada dentro de los afloramientos del Grupo Puesto Viejo (Fig. 1b),

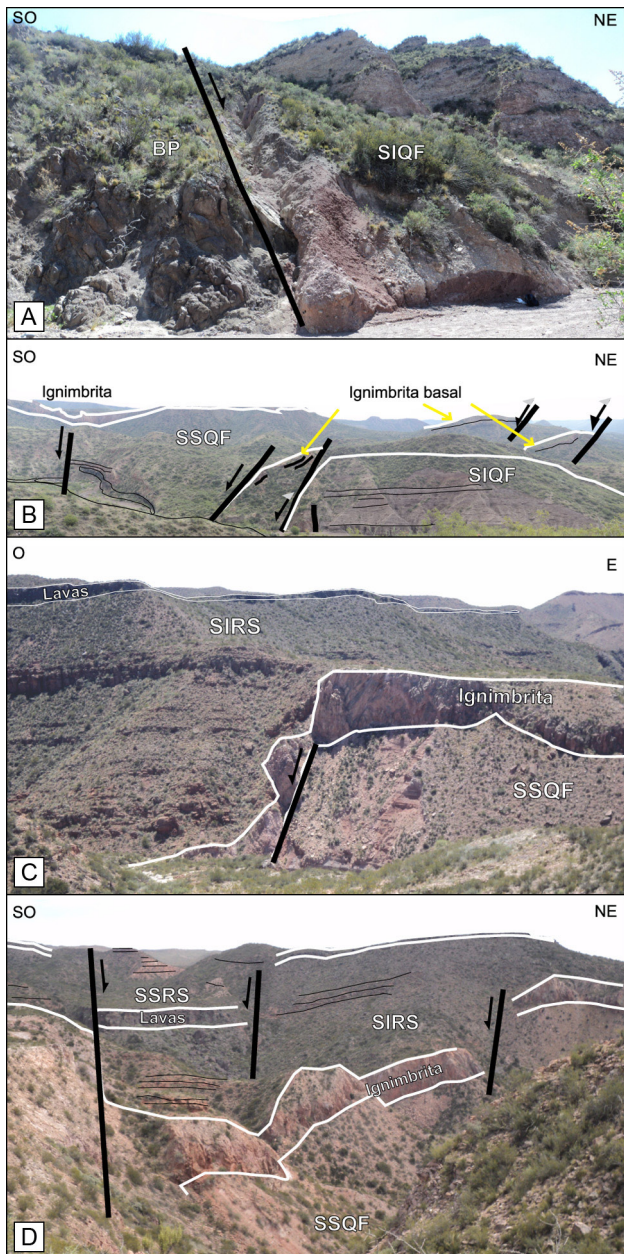


Figura 2. Fotos de campo que muestran las relaciones estratigráficas del Grupo Puesto Viejo mediante fallas normales. a) Entre el basamento pérmico (BP) y la sección inferior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SIQF). b) Entre la sección inferior (SIQF) y la superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF). c) Entre la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF) y la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada (SIRS). d) Entre la sección inferior (SIRS) y la superior de la Formación Río Seco de la Quebrada (SSRS).

Figure 2. Photos showing the stratigraphic relationships of the Puesto Viejo Group by normal faults. a) Between the Permian basement (BP) and the lower section of the Quebrada de los Fósiles Formation (SIQF). b) Between the lower section (SIQF) and the top of the Quebrada de los Fósiles Formation (SSQF). c) Between the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (SSQF) and the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation (SIRS). d) Between the lower section (SIRS) and the top of the Río Seco de la Quebrada Formation (SSRS).

los lugares donde se registran cambios faciales y composicionales significativos. A partir de la integración de los 20 perfiles sedimentológicos parciales se logró reconstruir y caracterizar la estratigrafía del Grupo Puesto Viejo (Fig. 1b). Debido al complejo patrón estructural que presentan los afloramientos, relacionado con el fallamiento normal durante el triásico que desvinculó las áreas de depositación (Fig. 2), el Grupo Puesto Viejo se distribuye en distintos espacios de acumulación. A fin de organizar la información, en este trabajo se utilizaron dos niveles de flujos ignimbríticos y un nivel de lavas como niveles guía o superficies geocronológicas. Esta metodología permitió dividir al Grupo Puesto Viejo en cuatro secciones (Figs. 2, 3). La sección inferior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SIQF) está representada por las facies silicoclásticas más gruesas. Se reconoce en los márgenes de cuenca, en contacto por falla con el basamento pérmico (Fig. 2a) y es cubierta a su vez por una capa tabular de ignimbrita (Fig. 2b). La sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF), caracterizada por las facies más finas registradas, se encuentra en contacto por falla con la SIQF y coronada por importantes flujos ignimbríticos (Fig. 2b, c). Por su parte la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada (SIRS) está integrada principalmente por facies clásticas gruesas y se dispone en contacto lateral por

en la cual se preserva la estratigrafía más completa, y donde las relaciones entre estructuras y relleno permitieron verificar que integran un depocentro convenientemente preservado de las inversiones tectónicas andinas.

La sucesión estratigráfica del Grupo Puesto Viejo fue levantada en detalle a partir de 20 perfiles sedimentológicos parciales (a escala 1:100), mediante cinta métrica y báculo de Jacob. La elección de los sitios para levantar los perfiles se hizo en base a la mejor calidad de exposiciones y cercanía a estructuras deformacionales, así como

Figura 3. Esquema crono-estratigráfico del Grupo Puesto Viejo.

Figure 3. Chronostratigraphic scheme for the Puesto Viejo Group.

Edad			Litoestratigrafía	Sección	Litología	
Triásico	Superior	Carniano	Grupo Puesto Viejo	Formación Río Seco de la Quebrada	inferior	Sedimentos continentales silicoclásticos finos a gruesos
				Formación Quebrada de los Fósiles	superior	Lavas/Intrusivos
	Sedimentos continentales silicoclásticos gruesos					
	Medio	Ladiniano		superior	Ignimbritas	235,8±2 Ma (Ottone <i>et al.</i> , 2014)
Anisiano		inferior	Ignimbritas	~ 245 Ma (Domeier <i>et al.</i> , 2011)		
					Sedimentos continentales silicoclásticos muy gruesos	

falla con la Formación Quebrada de los Fósiles, como así también por encima de ella (Fig. 2c, d). Sucesivas efusiones de lavas basálticas cubren a esta sección. La sucesión del Grupo Puesto Viejo (Fig. 3) culmina con la sección superior de la Formación Río Seco de la Quebrada (SSRS), integrada por facies finas a gruesas depositadas únicamente sobre los mantos de lavas (Fig. 2d).

Sobre la base de las características litológicas particulares (granulometría y composición) y las estructuras sedimentarias presentes, el relleno del Grupo Puesto Viejo puede ser descrito a través de 23 litofacies sedimentarias (epiclásticas y carbonáticas) cuyos códigos están basados, aunque con modificaciones, en Miall (1992) y Bridge (1993). Por su parte, en función de los procesos de depositación/emplazamiento, para las rocas volcánicas (piroclásticas, efusivas e intrusivas) se identificaron 6 litofacies (códigos basados en Branney y Kokelaar, 2002 con modificaciones). A partir de las relaciones genéticas y la geometría

general de los depósitos, la combinación de las 29 litofacies resulta en 20 asociaciones de facies para el Grupo Puesto Viejo (Tabla 1). La distribución espacial de las diferentes litofacies observadas y representadas en los perfiles sedimentológicos, sumada a la identificación de los principales procesos sedimentarios y volcánicos involucrados en la generación de las litofacies, permitió agrupar a las asociaciones de facies en 16 tipos de elementos arquitecturales bien diferenciados (Tabla 1). Las relaciones verticales y espaciales entre los elementos arquitecturales permitieron finalmente interpretar los diferentes ambientes desarrollados durante la acumulación del Grupo Puesto Viejo.

ANÁLISIS DEL RELLENO DEL GRUPO PUESTO VIEJO

La diversidad de procesos sedimentarios y volcánicos involucrados de manera alternante hace que las unidades de rocas tratadas aquí tengan una mo-

Tabla 1. Asociaciones de facies y elementos arquitecturales establecidas para el Grupo Puesto Viejo, y su agrupación en unidades de acumulación (UA).
Table 1. Facies associations and architectural elements defined for the Puesto Viejo Group, and their grouping in accumulation units (UA).

Asociaciones de facies	Geometría	Interpretación	Elementos arquitecturales	Unidad de Acumulación
Gcm	Tabulares con base erosiva	Depósitos de flujos hiperconcentrados	G	Depósitos de flujo de detritos (UA1)
Gm/Gmg, Gmp, Gh, /Sm	Tabulares	Depósitos de flujos diluidos	SG	
Gt/Gmg, Gh, SGt, Sm/Sl			Lenticulares con base erosiva y techo plano	CHI
SGt/Gt; Gt/Gmg-Sh; Gt/Sp; St	Lenticulares con base erosiva y techo plano	CH2		Depósitos de canales aislados
Gt/SGt; Gp/St/Sm; SGp/SGt; St		Lenticulares a tabulares con base erosiva y techo plano	GB	
Gh/Gmg; SGp/Gp	Lenticulares con base erosiva y techo plano		DA/LA	Barras arenosas
Sp		Tabulares con base y techo plano	LS	
Sm/Sh/STm	Tabulares con base y techo plano		SB1	Depósitos de <i>crevasse splay</i> o lóbulos de <i>explayamiento</i>
St; STm; Gh/Sl		Lenticular, base abrupta a erosiva y techo gradacional o neto	SB2	
Sl/Sh/Sp; Sl/St/Sp; STp; Gp/ Sm				

Sm/FI	Tabulares	Depositos de decantación, rellamando canales abandonados	OF	Depósitos de planicie de inundación (UA3)
	FsI/Fsm/Sm; FTm	Depositos de decantación, subaéreos y subaéreos de planicie de inundación	FF1	
	FI/Fr; Fsm/FI; Fsm/FI/FTm	Cuerpos de agua someros y desarrollo incipiente de paleosueltos y niveles carbonáticos en planicie de inundación	FF2	
CI/Fr/FTrf/Fsm/FI/Tm	Tabulares	Depositos de caída a partir de plumas piroclásticas	T	Depósitos piroclásticos (UA4)
	FI/Fr/FTrf/FTm		TL	
	FTI/FTm		Depósitos de flujos piroclásticos	
Tm	Tabulares	Intrusivos subvolcánicos y rocas derivadas de la intrusión en rocas de caja inconsolidadas	IV	Intrusivos y efusiones volcánicas (UA5)
TLm	Tabulares		EV	
Bi	Dómicos y tabulares	Efusiones superficiales de lavas andesíticas		
LA	Tabulares			

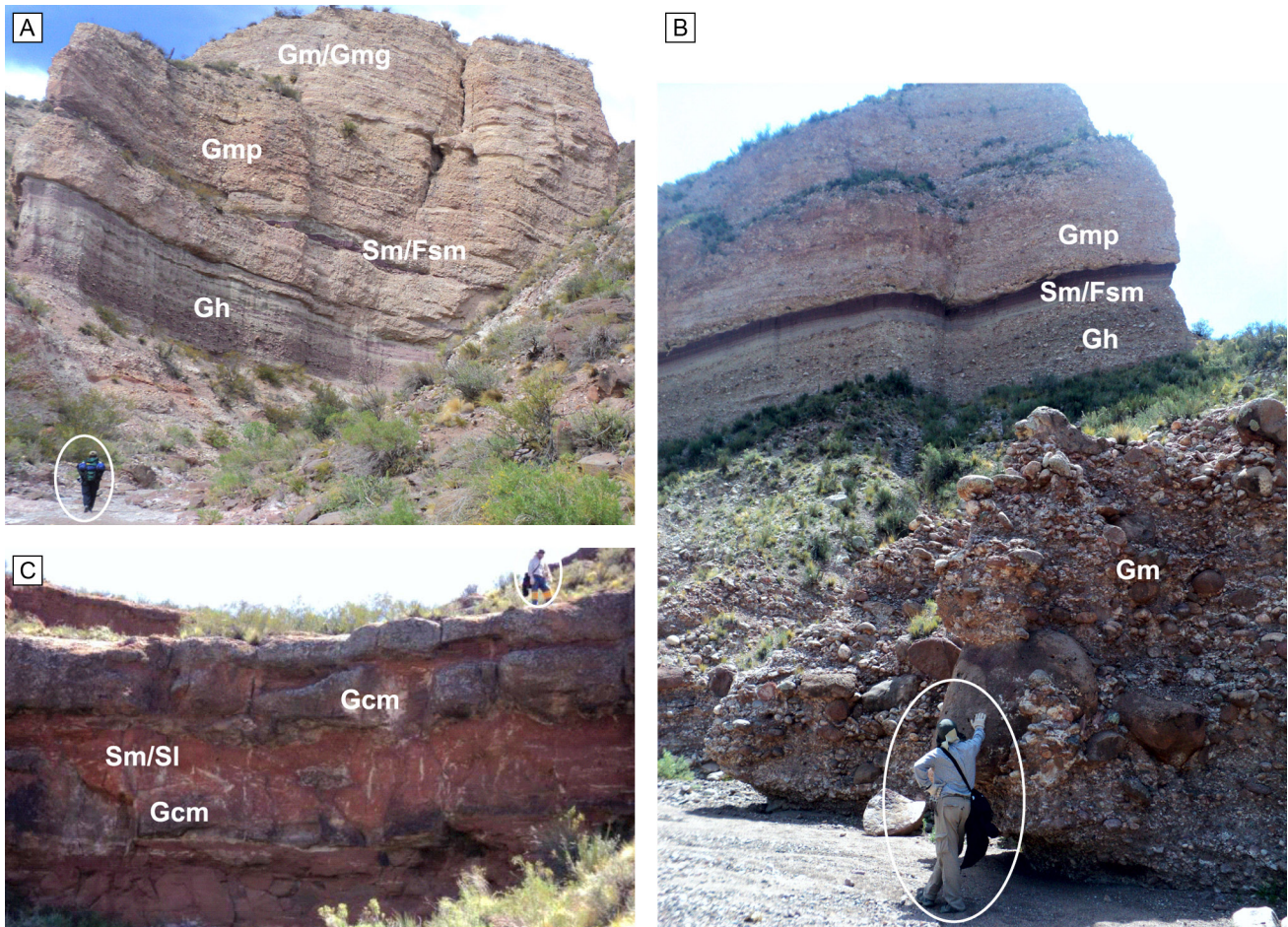


Figura 4. Atributos de afloramiento de los depósitos de flujos de detritos (UA1). a) y b) Depósitos de flujos diluidos (SG) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 2). c) Depósitos de flujos hiperconcentrados no canalizados (G) en la sección superior de la Formación Río Seco de la Quebrada (perfil 20). Para ubicación de perfiles de ésta y demás figuras ver Figura 1b.

Figure 4. Outcrops details of debris-flows deposits (UA1). a) and b) Deposits from fluid flows (SG) in the lower section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 2). c) Deposits from non-channelized hiperconcentrated flows (G) in the upper section of the Río Seco de la Quebrada Formation (section 20). For log location of this and following figures see Figure 1b.

alidad de acumulación particular (Fig. 2). Para realizar un análisis integrado de la historia deposicional, se propone utilizar el término informal de unidades de acumulación, que permite agrupar los diferentes elementos arquitecturales en función de los principales procesos involucrados en su depositación. Así, para el intervalo estudiado se reconocen cinco unidades de acumulación (UA): 1) depósitos de flujos de detritos, 2) depósitos de relleno de canal 3) depósitos de planicies de inundación, 4) depósitos piroclásticos, y 5) intrusiones y efusiones volcánicas. Esto brinda un esquema que permite vincular los procesos sedimentarios directamente con las características estructurales y volcánicas de su entorno.

Depósitos de flujos de detritos (UA1)

Esta unidad de acumulación se caracteriza por un dominio de depósitos de grano grueso, conformados por litofacies conglomerádicas masivas o con estratificación horizontal y mala selección de sus clastos (Fig. 4). A partir de las asociaciones de facies presentes se interpretaron dos tipos de elementos arquitecturales, SG y G (Tabla 1). Los depósitos no canalizados (SG) se presentan predominantemente formando potentes cuerpos tabulares superpuestos (Fig. 4a, b). Los depósitos de flujos hiperconcentrados (G) pueden desarrollarse en sucesiones puramente formadas por depósitos a partir de flujos de detritos, pero en ocasiones se presentan aislados, alternando

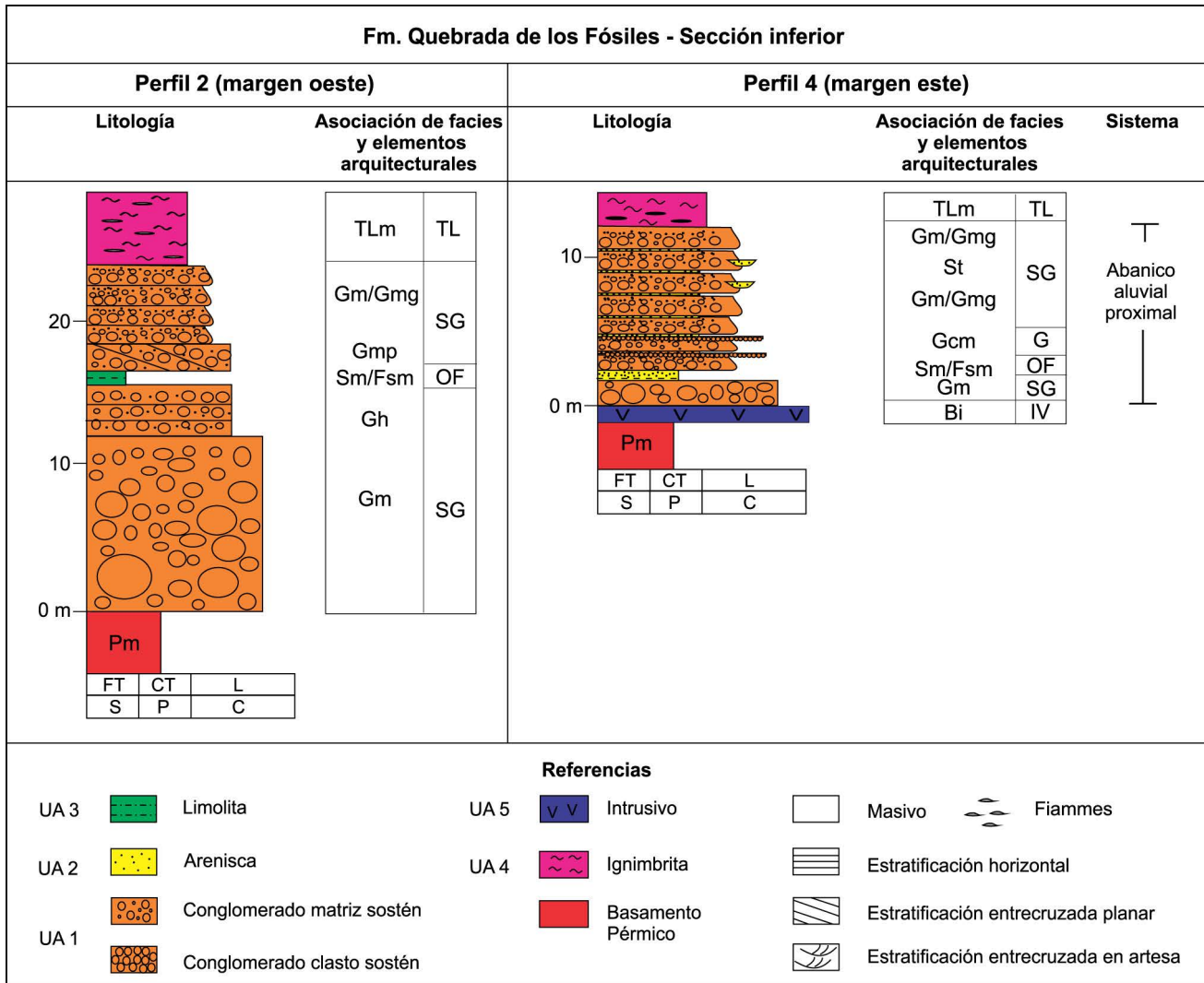


Figura 5. Pefiles sedimentológicos de la sección inferior de la Formación Quebrada de los Fósiles.

Figure 5. Sedimentological sections of the lower section of the Quebrada de los Fósiles Formation.

con depósitos pelíticos de la unidad de acumulación 3 (Fig. 4c).

El elemento arquitectural SG está compuesto por asociaciones de facies conglomerádicas y areno conglomerádicas (Fig. 5), con textura matriz- sostén, estratificación horizontal y arreglo granodecreciente predominante (Gh, Gmg, Gm, Gmp, SGp). Los cuerpos poseen geometría tabular, bases erosivas, y espesores individuales de hasta 2 m. Por sus atributos este elemento arquitectural se interpretó como depósitos de flujos diluidos. Los clastos presentan un tamaño medio de 5 cm pero varían de 1 cm hasta tamaño de bloque, y están compuestos por líticos volcánicos de riolitas, ignimbritas y tobas, así como líticos sedimentarios verdes provenientes

del basamento. Su matriz es de arenisca gruesa de igual composición que los clastos y cementados por sílice o calcita.

El otro elemento arquitectural (G), se compone de asociaciones de facies conglomerádicas masivas con textura clasto-sostén (Gcm) y constituye cuerpos con aspecto homogéneo y forma tabular (0,6-1 m de espesor), de hasta 4 m de ancho y base erosiva (Figs. 5, 6). Estos depósitos fueron interpretados como el resultado de flujos hiperconcentrados. Los clastos son subangulosos a redondeados con tamaños de 0,5 a 3 cm (máximo 10 cm), y están compuestos principalmente por líticos pelíticos rojos y volcánicos de riolitas provenientes del basamento, así como subordinados líticos de ignimbritas y areniscas

Fm. Río Seco de la Quebrada - Sección superior

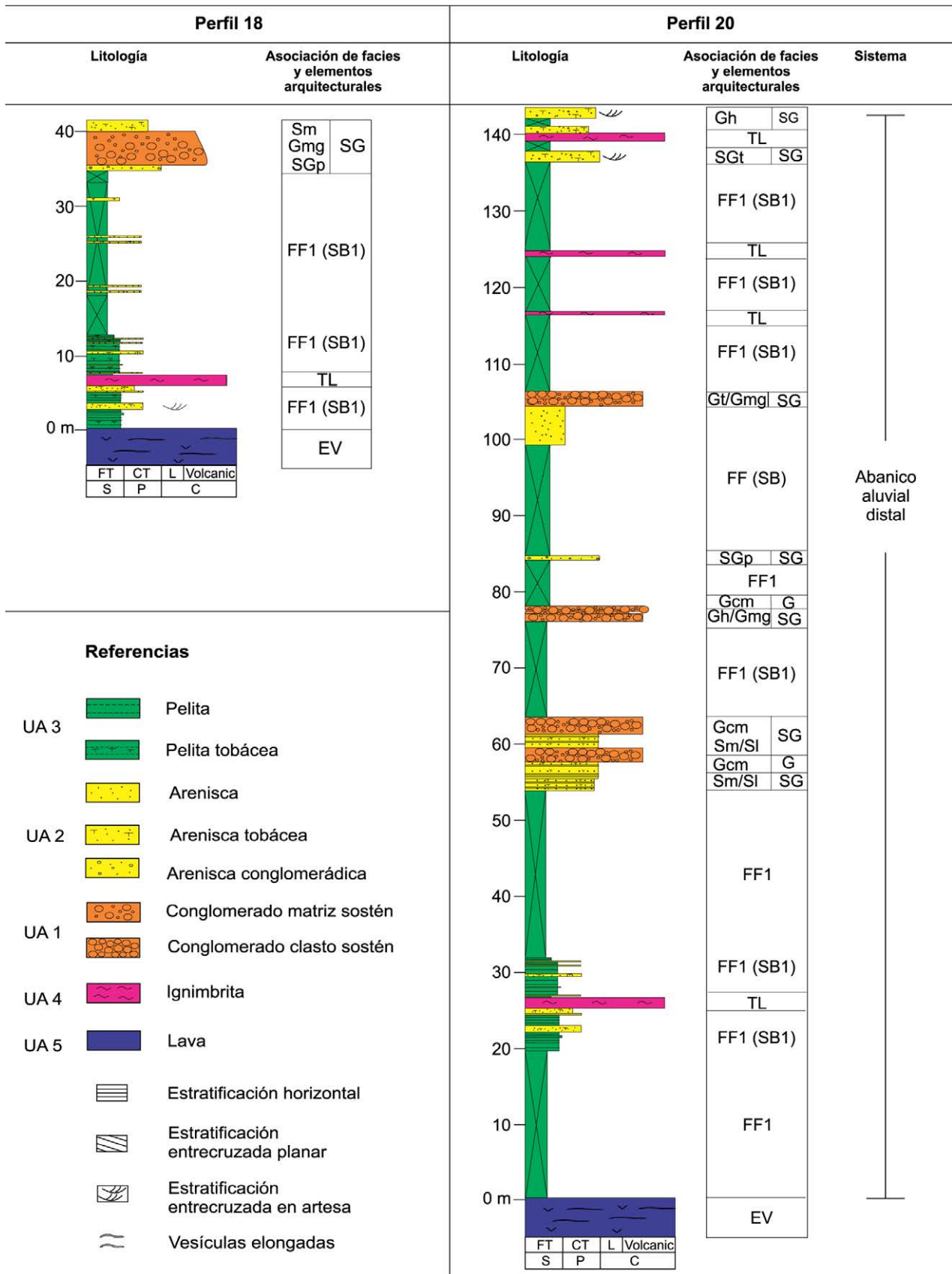


Figura 6. Perfiles sedimentológicos de la sección superior Formación Río Seco de la Quebrada.

Figure 6. Sedimentological sections of the upper section of the Río Seco de la Quebrada Formation.

verdes, cementados por sílice.

En conjunto, se interpreta que los depósitos de esta unidad de acumulación responden a las condiciones que se generan cuando se crea un cambio brusco de pendiente, por ejemplo, como producto del fallamiento normal. En esta situación, el material transportado por el canal de alimentación antecedente fluye por gravedad hacia el piedemonte alcanzando una alta capacidad, alta competencia y alto régimen de flujo (Erikson y Simpson, 1993; Blair y McPherson, 1994).

Depósitos de relleno de canales (UA2)

Esta unidad de acumulación se compone mayoritariamente de conglomerados con textura matriz-sostén, con litofacies arenosas y arenas conglomerádicas subordinadas con dominio de estratificación entrecruzada en artesa y planar tangencial (Tabla 1, Fig. 7). En función de las asociaciones de facies y la geometría de los cuerpos se han identificado siete tipos de elementos arquitecturales (CH1 y CH2, GB, DA/LA, LS, SB1-SB2). Los depósitos pertenecientes a los elementos CH1 y GB son predominantes y en ocasiones se disponen en sucesiones amalgamadas potentes (Fig. 7a, c). Los restantes elementos son relativamente delgados y comúnmente intercalados entre depósitos pelíticos de la UA3 (Fig. 7b).

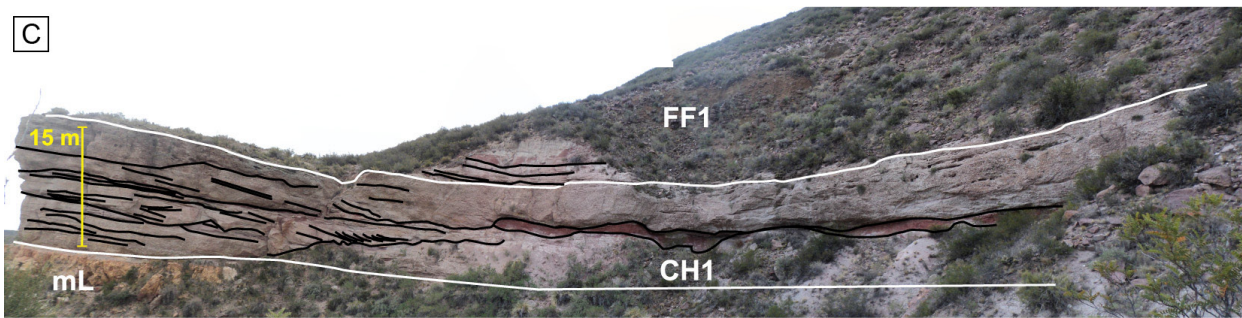
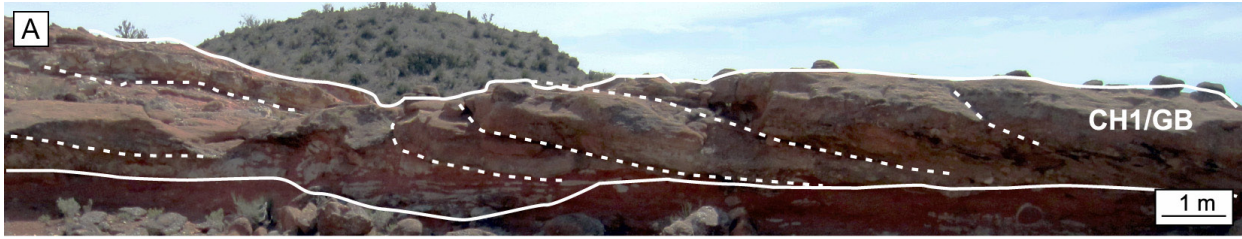
Las asociaciones de facies con estratificación entrecruzada en artesa (St, Gt, SGt) conforman depósitos lenticulares con base neta y erosiva, y arreglo interno granodecreciente (Fig. 7). El tamaño de los clastos es variado (1 a 10 cm), pero según la composición de estos cuerpos se pueden identificar dos grupos. Por un lado depósitos cuyos clastos son subangulosos a subredondeados compuestos por líticos de riolitas, basaltos, ignimbrita triásica, areniscas verdes y pelitas, cementados por sílice. Otro grupo con clastos redondeados, compuestos por líticos volcánicos de riolitas e ignimbritas procedentes del basamento pérmico y cemento calcáreo. Dado los atributos identificados se considera que estos elementos constituyen comúnmente canales múltiples amalgamados (CH1) o más raramente canales aislados (CH2, Tabla 1).

Por su parte, el elemento arquitectural GB está compuesto por depósitos conglomerádicos dominados por facies con estructura entrecruzada planar-tangencial (SGp/Gp), alojados en cuerpos con

geometría lenticular a tabular, de bases erosivas y techos planos. Formados por set de 0,60 m a 1,7 m de espesor y arreglo interno granodecreciente (Tabla 1). Estos cuerpos se interpretan como barras conglomerádicas (Miall, 1996; Bridge, 2003). El tamaño de los clastos varía de 1 a 3 cm, superando raramente los 10 cm. En ocasiones los clastos son redondeados a subangulosos, compuestos por líticos volcánicos (riolitas) y pelíticos; en otras ocasiones los clastos son angulosos incorporando líticos de basaltos, ignimbritas, areniscas tobáceas y cristales de cuarzo.

Un elemento arquitectural subordinado de esta unidad (DA/LA) está compuesto por areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada planar predominante (Sp), que se disponen en cuerpos delgados de geometría lenticular, con bases erosivas y techos planos (Tabla 1). Los litosomas presentan espesores individuales de 1 a 1,5 m y arreglo interno granodecreciente (Fig. 7d). Este elemento se atribuye a barras arenosas longitudinales y/o transversales, constituidas a partir de la migración y superposición de megaóndulas. Asociados al tope de estos depósitos, ocasionalmente se disponen areniscas finas a medias con dominio de estructuras de alto régimen o masivas (Sm/Sh), en cuerpos de geometría tabular con base y techo neto (LS, Tabla 1). Este elemento arquitectural se interpreta como depósitos de desbordamiento (Miall, 1996; Leeder, 1999). Estos cuerpos sedimentarios se pueden observar asociados en los perfiles sedimentológicos de las figuras 8a y 10a como múltiples canales amalgamados (Bridge, 2003).

Dentro de esta unidad de acumulación también se incluyen dos tipos de elementos arquitecturales arenosos relativamente delgados (SB1 y SB2), típicamente asociados a depósitos pelíticos (FF). Uno de los elementos arquitecturales (SB1) consiste en areniscas finas a gruesas con dominio de estratificación de bajo ángulo (Gh/SI) y estratificación entrecruzada subordinada (Tabla 1). Posee geometría tabular, límites netos y arreglo interno granocreciente (Fig. 7b). Este elemento fue interpretado como depósitos de *crevasse splay*s o lóbulos de explayamiento (Ghosh, 1987; Clemente y Pérez, 1993; Spalletti *et al.*, 1996). El otro tipo (SB2) está conformado por areniscas finas a medianas con textura clasto sostén, y dominio de estratificación horizontal y de bajo ángulo (Sl, Sh), con estratificación entrecruzada subordinada (Tabla



1). Se presenta como cuerpos de geometría lenticular (Fig. 7e), con base neta a erosiva, y techo gradacional o neto. Estos depósitos se atribuyen a canales de descarga o *crevasse*, posiblemente asociados a eventos de crecidas (Miall, 1996; Bridge, 2003).

Depósitos de planicies de inundación (UA3)

Esta unidad de acumulación se caracteriza por un predominio de depósitos tabulares de grano fino, de colores rojos, verdes y localmente negros (Fig. 9), y de variado espesor (0,1 a 4,5 m). Dentro de estos depósitos se diferencian 3 elementos arquitecturales principales separados por el desarrollo vertical, sus asociaciones de litofacies y la composición de las sedimentitas finas. Así se diferenciaron los depósitos OF, FF1 y FF2 (Tabla 1).

El elemento arquitectural dominante (FF1) está compuesto por pelitas silicoclásticas (fangolitas, arcillitas y limolitas), ricas en materia orgánica. Constituyen potentes depósitos tabulares superpuestos (Fig. 9a, b), comúnmente laminados (Fsl, Fl/Fr) y subordinados masivos (Fm, Fsm, Tabla 1). Las asociaciones de facies que conforman estos depósitos fueron generados por decantación en medios subácueos, como pantanos y lagos de abandono e interpretados como depósitos de planicies de inundación (Blair y McPherson, 2008).

En forma subordinada se han reconocido depósitos tabulares delgados de pelitas y pelitas tobáceas asociados a niveles plantíferos (FF2, Tabla 1), enriquecidos en materia orgánica que le otorgan un tono grisáceo y fisilidad (Fl, Fr, Ftrf). El desarrollo de niveles carbonáticos laminados junto a la gradación de facies macizas a laminadas (Cl/FTL, FTm, Fig. 9c)

permite asignar un origen subacuático para estos depósitos (Plint y Browne, 1994). Por su parte, la presencia de abundante bioturbación y cutanes arcillosos asociadas al desarrollo de paleosuelos (P-Fr) bajo condiciones de clima subhúmedo a subárido (Retallack, 2001), indicaría que se trata de cuerpos de agua temporarios.

Dentro de esta unidad también se incluyen delgados depósitos tabulares conformados por pelitas y arcillitas laminadas así como areniscas finas masivas (Fsm/Fl/Sm), que comúnmente se observan asociados al tope de elementos arquitecturales de barras y canales (Figs. 4, 5, 10). Estos depósitos, denominados OF, se interpretaron como rellenos de canales abandonados en períodos de estiaje (Maill, 1996; Blair y McPherson, 2008).

Depósitos piroclásticos (UA4)

En esta unidad de acumulación se agrupan todos los depósitos primarios generados por procesos piroclásticos ácidos identificados en la estratigrafía del Grupo Puesto Viejo. Se reconocen dos tipos de depósitos principales: uno producto de la depositación a partir de plumas piroclásticas constituyendo depósitos primarios de caída (T, Tabla 1) y la otra consiste en depósitos primarios de flujos piroclásticos (TL, Tabla 1). Los depósitos de caída formados por facies de tobas masivas (Tm, Tabla 1) se encuentran muy subordinados y sólo se han preservado como delgados niveles asociados a depósitos de planicies de inundación (FF2, mayoritariamente), pero también aparecen retrabajados por las corrientes fluviales y redepósitos junto a depósitos de relleno de canal (SB1,

Figura 7. Atributos de campo de los depósitos de relleno de canal (UA2). a) Depósitos de barras de canal (CH1/GB) de la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada (perfil 13). b) Depósitos de canales de descarga (SB1) entre delgados depósitos de planicies de inundación (FF1) en la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada (perfil 13). c) Depósitos de canal (CH1) cubiertos por depósitos de planicie de inundación (FF1) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 6). d) Depósitos de barras arenosas (DA/LA) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 8). e) Depósitos interpretados como canales de *crevasse* (SB2) entre depósitos de planicie de inundación (FF1) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 8).

Figure 7. Outcrop details of channel-fill deposits (UA2). a) Channel-bars deposits of (CH1/GB) in the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation (section 13). b) *Crevasse*-channel deposits (SB1) between floodplain deposits (FF1) in the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation (section 13). c) Channel-fill deposits (CH1) covered by floodplain deposits (FF1) in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 6). d) Sand-rich bar deposits (DA/LA) in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 8). e) *Crevasse* deposits (SB2) interbedded with floodplain deposits (FF1) in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 8).

Fm. Río Seco de la Quebrada - Sección inferior

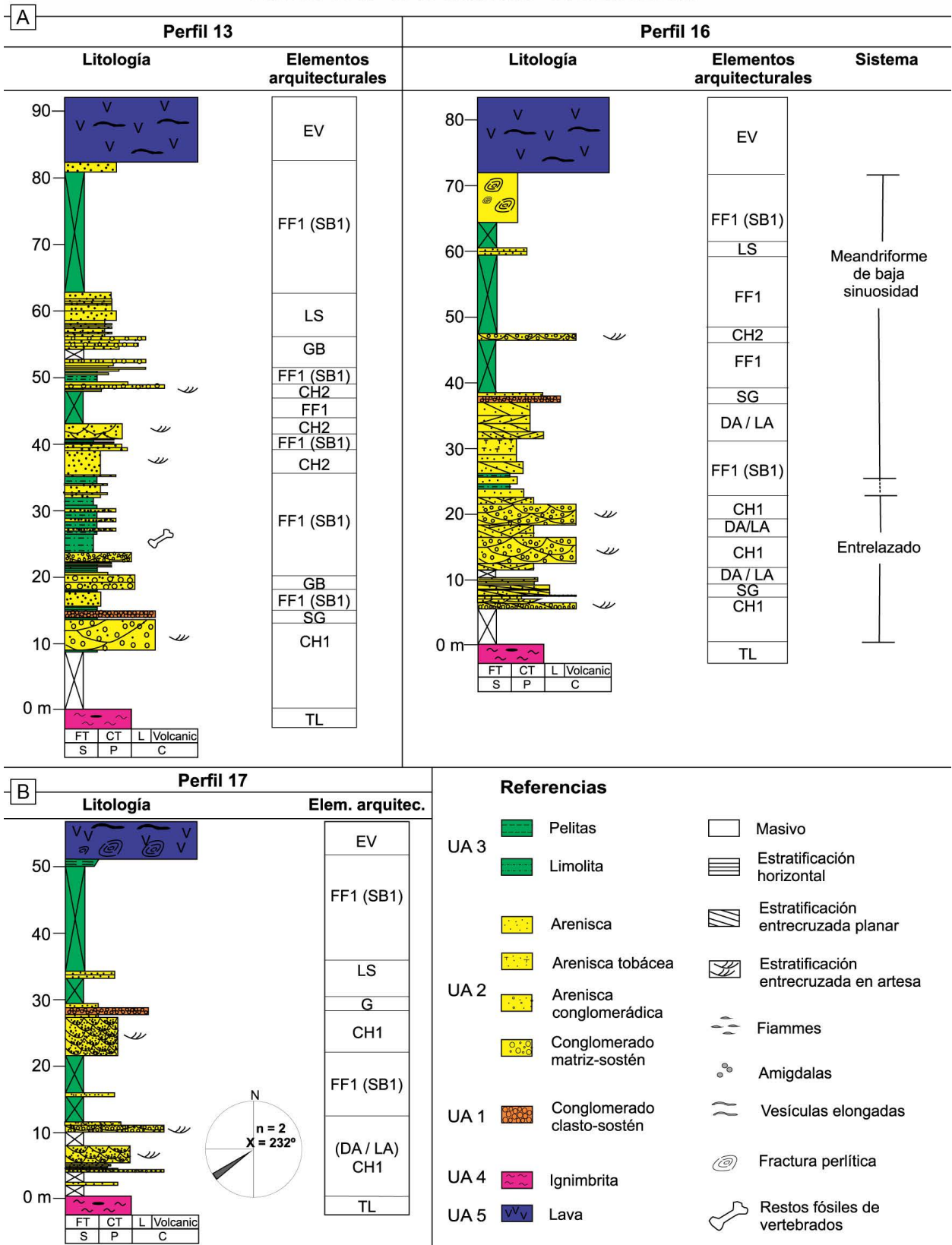


Figura 8. a) Perfiles sedimentológicos de la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada. b) Perfil 17 de la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada y diagrama de rosas que muestra las paleocorrientes medidas.

Figure 8. a) Sedimentological sections of the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation. b) Section 17 of the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation and rose diagram showing the paleocurrents readings.

SB2, LS). En contraposición, los depósitos de flujos piroclásticos se encuentran bien preservados en toda la zona de estudio como mantos que cubren a las unidades de acumulación epiclástica (Fig. 11a, b). Estos depósitos piroclásticos, formados por tobas lapillíticas típicamente masivas (TLm, Tabla 1), son el producto de flujos ignimbríticos de composición riolítica (Fig. 11c). Dado el alto grado de soldamiento de la ignimbritas, los depósitos piroclásticos son muy homogéneos y solo es posible identificar una grosera estratificación vertical. Por lo tanto estos depósitos, que pueden alcanzar hasta 30 m de potencia, podrían tratarse de diferentes unidades de flujos superpuestas, cuya diferenciación es actualmente muy difícil. A escala microscópica presentan textura porfírica dada por abundantes cristales de cuarzo, fragmentos pumíceos elongados y trizas vítreas (tamaño bloque, monocuspiales, bicuspiales y tricuspiales), inmersos en una matriz vítrea con aspecto fluidal. Por las características de estos depósitos de flujos piroclásticos con alto grado de fragmentación, se puede inferir que se formaron a partir del colapso de columnas eruptivas asociadas a actividad volcánica explosiva aledaña (McPhie *et al.*, 1993; Branney y Kokelaar, 2002; Llambías, 2003).

Intrusivos y efusiones volcánicas (UA5)

En esta unidad de acumulación se agrupan las rocas volcánicas básicas del Grupo Puesto Viejo. Consisten en intrusivos volcánicos (IV) como criptodomas y filones capa, y en efusiones volcánicas (EV) como lavas de colores homogéneos entre gris oscuro y gris azulado, de composición andesítico/basáltico y andesítico (Tabla 1). Los cuerpos subvolcánicos (Bi = basaltos intrusivos) intruyen a las unidades de acumulación epiclástica de la Formación Quebrada de los Fósiles (Fig. 10a). Consisten en intrusivos de composición andesítico/basáltico con formas dómicas (Fig. 12a). Internamente se identifican líneas de flujo paralelas a las paredes del cuerpo. En el techo de los cuerpos es común la formación de peperitas, que se habrían formado al ponerse en contacto con sedimentos inconsolidados y húmedos (McPhie *et al.*, 1993). De estos cuerpos subvolcánicos se desprenden otros dos cuerpos de la misma composición como filones capa (Fig. 12b) y diques. Por su parte, las lavas (facies LA = lavas andesíticas, Tabla 1) se encuentran como efusiones sucesivas y homogéneas cubriendo las unidades de acumulación epiclásticas al tope de

la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada (Figs. 8, 12c). Conforman coladas masivas de composición andesítica, con abundantes vesículas alargadas en la dirección de flujo. En el techo de las lavas es común observar fracturas paralelas como producto de su enfriamiento.

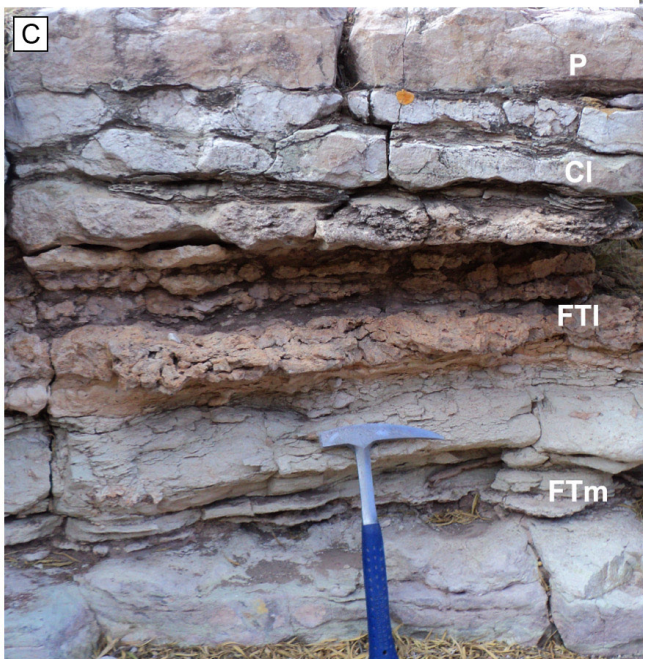
Las asociaciones de rocas básicas que conforman esta unidad de acumulación se produjeron por ascenso de magma a partir de cámaras magmáticas emplazadas en niveles someros de la corteza, en ocasiones alcanzando la superficie como erupciones magmáticas no explosivas (McPhie *et al.*, 1993; Llambías 2003).

DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL RELLENO Y SU EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

La distribución espacial y temporal de los depósitos volcano-sedimentarios en el área de estudio (Fig. 13) es clave a la hora de comprender la evolución paleoambiental del Grupo Puesto Viejo, cuya posición y expansión se encuentra sujeta al fallamiento normal (Fig. 2). A continuación se presentan las principales relaciones espacio-temporales entre los elementos arquitecturales en cada una de las secciones estratigráficas principales, que permiten interpretar los sistemas de acumulación para cada tramo del relleno (Fig. 3).

El relleno del grupo comienza con la sección inferior de la Formación Quebrada de los Fósiles (Figs. 3, 5). Esta sección se caracteriza por el dominio de depósitos de flujos diluidos (SG) e hiperconcentrados (G) de la UA1. Estos depósitos formados, en condiciones de alta energía, se desarrollaron transversalmente a las fallas de borde de cuenca y luego fueron cubiertos por flujos piroclásticos (TL) en forma de manto de la UA4 (Fig. 11b). De manera muy subordinada se desarrollaron delgados depósitos masivos asociados al elemento arquitectural OF de la UA3, lo cual sugiere que en determinadas áreas se produjeron acumulaciones principalmente por decantación (Fig. 5), posiblemente generados en respuesta a una rápida disminución de la descarga de sedimento y del régimen de flujo (Leeder, 1999; Bridge, 2003).

Los afloramientos de esta sección son discontinuos, están separados por altos de basamento pérmico, y poseen extensiones máximas de 600 metros a lo largo del borde de cuenca y de entre 100 y 500 metros hacia el interior de cuenca (Fig. 13). Los



espesores medidos aumentan desde el sur hacia el norte (de 10 a 30 m). El arreglo granodecreciente que presentan estos depósitos (por ejemplo perfil 2 en Fig. 5) se interpreta que reflejaría variaciones locales en el comportamiento del sistema depositacional, vinculadas con oscilaciones en la descarga de material e inestabilidad de las pendientes en el área proximal de aporte, producto de la elevación relativa del bloque de basamento pérmico (Fig. 4b). Aunque no es posible establecer la morfología de estos depósitos dada su mala preservación, los depósitos de esta sección localizados en los márgenes del depocentro, en conjunto con los procesos que dieron origen a los elementos arquitecturales descriptos, permite interpretarlos como un sistema de abanicos aluviales proximales, tal como otros autores citan para el desarrollo de abanicos aluviales en ambientes extensionales (Blair y McPherson, 1994; Spalletti, 1994; Leeder *et al.*, 1995, 1999). Por otra parte, la acumulación de flujos piroclásticos (TL) hacia el tope de la sección, habría generado una rápida agradación vertical que a su vez habría colmatado los espacios de acumulación, produciendo un desequilibrio hidrológico y de las pendientes del sistema, tal como lo han sintetizado otros autores (Smith, 1991; Haughton, 1993).

La sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (Figs. 3, 10a) representa la instalación de un sistema fluvial con disposición axial respecto al rumbo de las fallas internas de la cuenca, cuyo desarrollo evoluciona con el tiempo. La sección comienza con un dominio de depósitos de relleno de canal (UA2), representados por canales conglomerádicos y barras arenosas (CH1, DA, LA y GB, Tabla 1), que individualmente no superan los 4 metros de espesor y con extensión lateral variable de hasta 10 metros. Las paleocorrientes de estos cuerpos, medidas en ejes de artesas (Fig. 10b), indican una

dirección hacia el NNO y NNE. También presenta elementos arquitecturales subordinados como SB1 (UA2), FF1 y OF (UA3), con bajo grado de desarrollo y preservación entre los elementos arquitecturales dominantes. Los afloramientos de esta sección se encuentran restringidos a lo largo de los bordes de cuenca y en estrecha relación espacial con los depósitos de la sección inferior, posiblemente controlados por la geometría heredada del fallamiento inicial (Fig. 13). Estos depósitos presentan sus mayores espesores hacia el borde oriental, donde superan los 20 metros (Fig. 10a, perfil 9) con paleocorrientes hacia norte y noroeste (Fig. 10b). En cambio en el borde occidental (Fig. 10, perfil 6), la migración de las barras indica paleocorrientes que se orientan hacia el SSO y SSE, y los espesores no superan los 15 metros. Ambos sectores constituyen depocentros asimétricos (hemigrabenes) y registran una importante agradación vertical. Luego el sistema cambia y es dominado por el desarrollo de depósitos de planicie de inundación (UA3) con una amplia distribución en toda el área de estudio. Los depósitos dominantes de planicies de inundación (FF1 y FF2) en esta sección alcanzan hasta 8 metros de espesor, entre los cuales intercalan de manera subordinada depósitos de relleno de canal como CH1, y de desbordamiento como SB1 y SB2 (Tabla 1). La presencia de elementos arquitecturales gruesos con estructura entrecruzada planar y base erosiva sugiere que podrían ser interpretados como depósitos de canal (CH2), pero sus pequeñas dimensiones (< 1,5 m de espesor) y escasa continuidad lateral descarta la posibilidad de que los mismos constituyan los canales principales del sistema. Localmente, se desarrollaron cuerpos de agua temporarios (FF2) cuyos depósitos son de hasta 3 metros de espesor. En el sector noreste de los afloramientos (perfiles 8 y 10 en Fig. 1b) se identifican al menos dos eventos

Figura 9. Atributos en afloramiento de los depósitos de planicies de inundación (UA3). a) Depósitos de planicies de inundación (FF1) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 8). b) Depósitos pelíticos laminados acumulados en planicies de inundación (FF1) de la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 8). c) Depósitos de planicies de inundación (FF2) acumulados en condiciones subácueas (Cl; FTl; FTm) y desarrollo incipiente de paleosuelos (P) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (perfil 8).

Figure 9. Outcrop details of floodplain deposits (UA2). a) Floodplain deposits (FF1) in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 8). b) Laminated shales from floodplain (FF1) settings in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 8). c) Floodplain deposits (FF2) accumulated by subaqueous conditions (Cl; FTl; FTm) and incipient development of paleosols (P) in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 8).

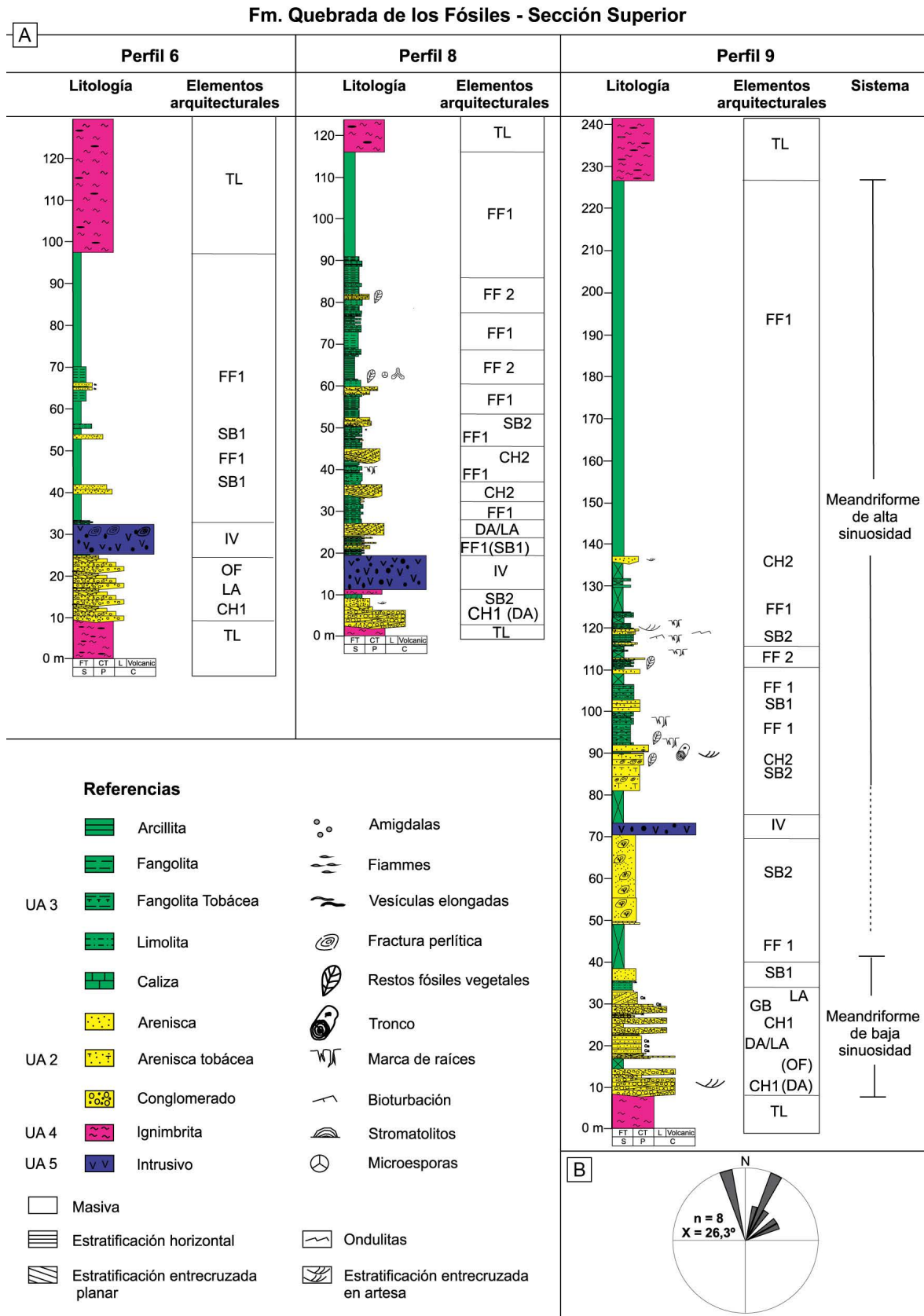


Figura 10. a) Perfiles sedimentológicos de la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles. b) Diagrama de rosas que muestra las paleocorrientes medidas.

Figure 10. a) Sedimentological sections of the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation. b) Rose diagram showing the paleocurrent readings.

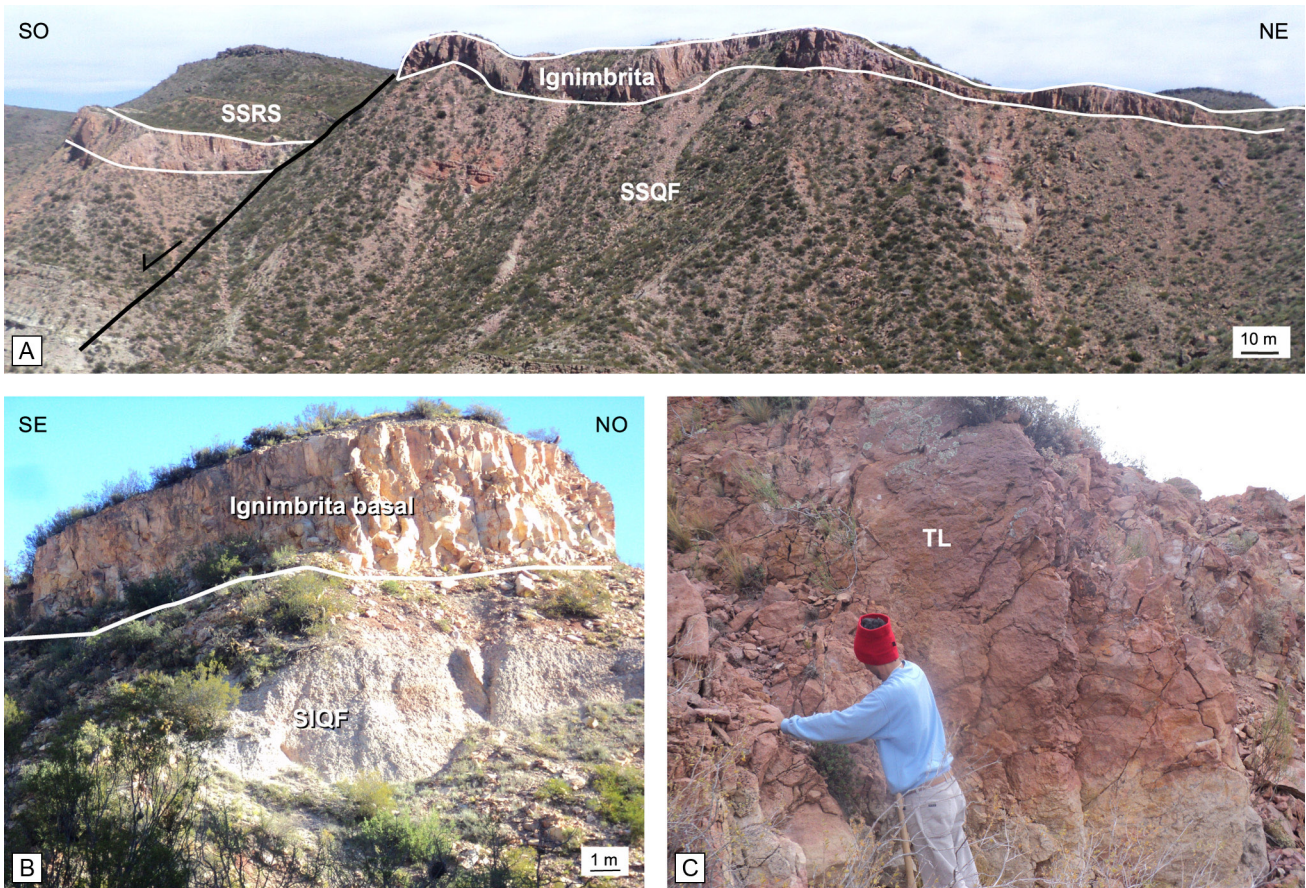


Figura 11. Atributos en afloramiento de los depósitos piroclásticos (UA4). a) Depósitos de flujos ignimbríticos sobre depósitos fluviales de planicies de inundación de la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF; perfil 19). b) Depósitos de flujos ignimbríticos basales cubren a los depósitos de flujos de detritos de la sección inferior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SIQF; perfil 1). c) Detalle de ignimbrita soldada (TL) de la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF).

Figure 11. Outcrop details of pyroclastic deposits (AU4). a) Pyroclastic-flow deposits overlying floodplain deposits of the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 19). b) Ignimbrite covering debris-flow deposits of the lower section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 1). c) Details of welded ignimbrite (TL) in the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation.

importantes de acumulación asociados a estos tipos de depósitos. El primero, con importante desarrollo vertical (hasta 15 metros), está constituido por cinco niveles carbonáticos seguidos por el desarrollo de paleosuelos y niveles ricos en materia orgánica, lo cual estaría indicando una variabilidad periódica del nivel de agua. La extensión lateral de estos depósitos estaría condicionada por el espaciado del fallamiento normal y la asimetría de los espacios de acumulación, lo que dificulta establecer su extensión lateral. Hacia el tope de esta sección se registra un segundo evento con escaso desarrollo vertical (perfil 8 en Fig.10), pero extensa continuidad lateral hacia el suroeste. Estos depósitos constituyen los principales niveles

portadores de restos fosilíferos paleobotánicos y palinológicos identificado para el Triásico del Grupo Puesto Viejo. Además, a esta sección se han asignado restos fosilíferos de vertebrados, otorgándole una connotación bioestratigráfica importante. Los afloramientos de la sección superior de la Fm. Quebrada de los Fósiles son extensos y continuos (Fig. 13), pero sus espesores varían sustancialmente (Fig. 10a). En el extremo noreste del borde occidental se registran los mayores espesores, de hasta 200 metros continuos. En cambio, hacia el borde oriental, los espesores disminuyen a 100 metros, registrándose espesores mínimos de 70 metros en el depocentro suroeste. Finaliza esta sección con la aparición de

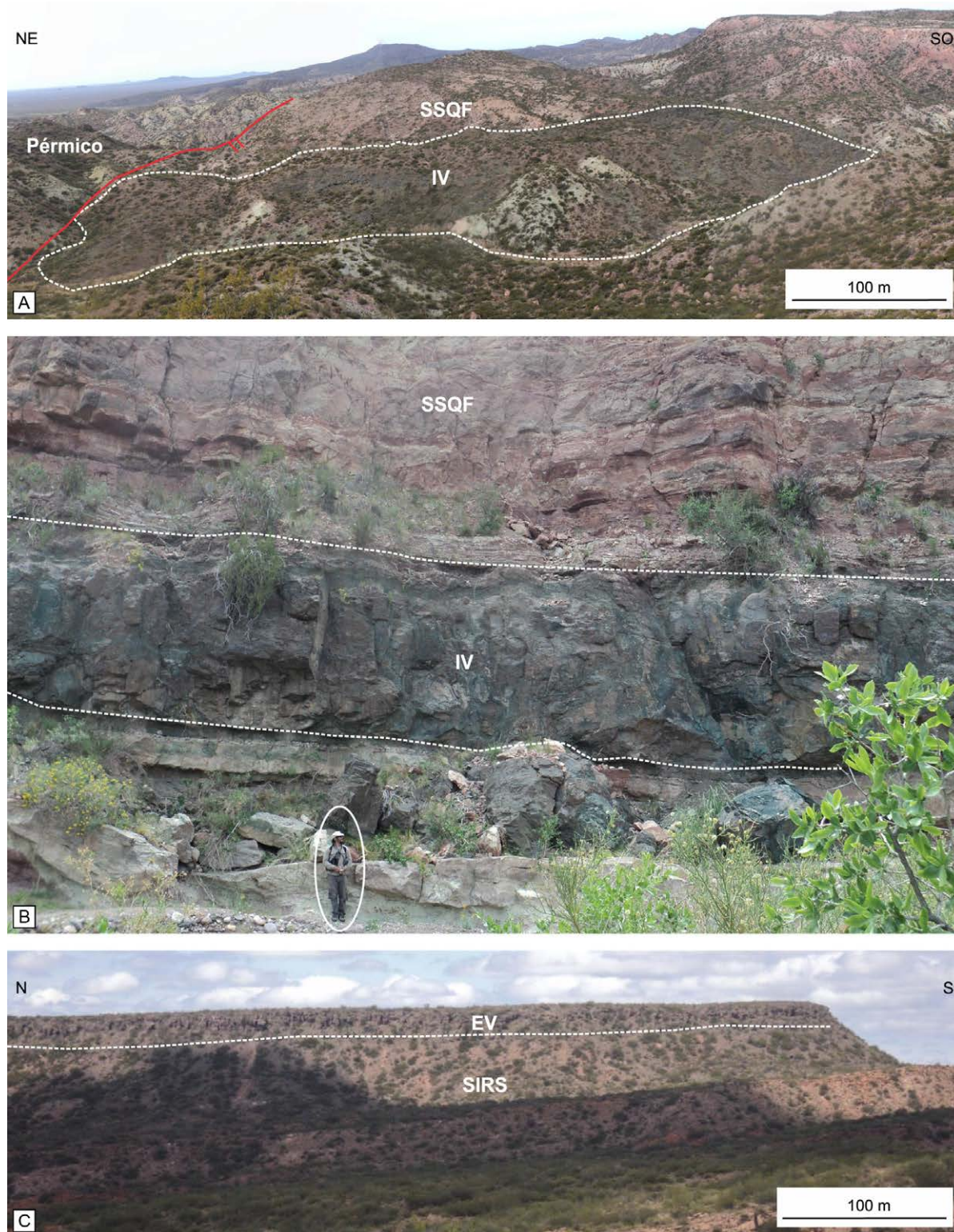


Figura 12. Atributos de campo de intrusivos y efusiones volcánicas (UA5). a) Cuerpo intrusivo cóncavo (IV) que intruye a los depósitos de la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF; perfil 10). b) Filón capa (IV) concordante con la estratificación de la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles (SSQF; perfil 8). c) Lavas andesíticas (EV) cubriendo depósitos de la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada (SIRS; perfil 12).

Figure 12. Outcrop details of volcanic intrusions and lava flows (UA5). a) Intrusive volcanic dome (IV) of the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 10). b) Sill (IV) concordant with stratification of the upper section of the Quebrada de los Fósiles Formation (section 8). c) Andesitic lava (EV) covering the lower section of the Río Seco de la Quebrada Formation (section 12).

mantos de flujos ignimbríticos (TL) de composición riolítica (Kleiman y Salvarredi, 2001), que cubren a los depósitos fluviales subyacentes (Fig. 11a). Estos mantos habrían generado una relativa rápida agradación, colmatando los espacios de acumulación disponibles. Los perfiles sedimentológicos (Fig. 10a) muestran la distribución vertical de los elementos arquitecturales dominantes de las UA2 (CH, DA, LA, GB,) y UA3 (FF1 y FF2) para esta sección que mantienen una relación gradual y granodecreciente relativamente constante entre ambos. Este hecho sumado a los cambios de espesor, permite inferir una migración lateral de los depósitos de relleno de canal hacia el noroeste acompañado por el crecimiento de las fallas occidentales, lo que coincidiría con modelos de evolución de rift propuestos por Leeder *et al.* (1995, 1999) y Morley (1999a,b), entre otros. Las relaciones descritas entre los elementos arquitecturales (miembros finos y gruesos) presentes a lo largo de esta sección se podrían interpretar como un sistema de acumulación fluvial meandriforme de baja sinuosidad inicial, que evolucionaría a uno meandriforme de alta sinuosidad, posiblemente condicionados por el fallamiento. La composición de los depósitos de esta sección, está definida por la erosión, transporte y redepositación de rocas de basamento pérmico (Grupo Choiyoi superior), tal como plantean otros autores (González Díaz, 1972; Spalletti *et al.*, 1996; Stipanovic *et al.*, 2007).

Los afloramientos de la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada son continuos hacia el noroeste, cubriendo a los depósitos de flujos ignimbríticos subyacentes, en espacios de acumulación casi simétricos y siguiendo una disposición axial (Fig. 13). Esta sección se caracteriza por el dominio de depósitos de relleno de canal (UA2) en su base, formando múltiples canales conglomerádicos amalgamados y barras areno-conglomerádicas (CH1, DA y LA), de hasta 10 metros de espesor (Fig. 8). En forma subordinada se encuentran asociados otros elementos arquitecturales como depósitos de flujos de detritos hiperconcentrados (G) de la UA1, depósitos de relleno de canal (GB y SB1) de la UA2 y delgados depósitos de planicie de inundación (FF1) de la UA3 (Tabla 1). Estos depósitos presentan importante agradación vertical de los miembros gruesos en los bajos estructurales y un fuerte arreglo granodecreciente. La acreción lateral y frontal que presentan estos depósitos, sumado a la presencia de depósitos producto de flujos de detri-

tos hiperconcentrados (G) dificulta identificar los límites de canales principales. El registro cambia hacia el noroeste, donde los depósitos gruesos se distribuyen como canales aislados (CH2) bien definidos, de hasta 5 metros de espesor y extensión lateral superior a los 10 metros (Figs. 7a,b, 8). Los sedimentos pasan en forma gradual y granodecreciente a miembros más finos como depósitos de planicies de inundación (FF1) de la UA3 con distribución lateral y vertical discontinua. También se registran elementos arquitecturales subordinados (GB, LS y SB) de la UA2. El desarrollo de planicies de inundación (FF1) se reduce a depósitos fangolimosos que no superan los 6 metros de espesor. Los depósitos de planicies de inundación se encuentran reiteradamente interrumpidos por eventos de desbordamiento representados por canales de descarga (SB2), con espesores menores a los 2 metros pero con amplia extensión lateral (Fig. 7b). Estos depósitos constituyen las planicies que propiciaron la preservación de restos fósiles de vertebrados en la Formación Río Seco de la Quebrada (Fig. 8), con importante connotación para el registro paleontológico del Triásico. Los máximos espesores de esta sección, de entre 70 y 80 metros, se registran en la región central y noreste, disminuyendo a 50 y 30 metros hacia el borde occidental y el extremo sur del área de estudio, respectivamente. La composición del material clástico indica que proviene de pórfidos riolíticos pérmicos, rasgo ya mencionado por González Díaz (1964) y Stipanovic *et al.* (2007), pero con una importante participación de material clástico sedimentario producto de la erosión y redepositación de la propia sucesión triásica (Formación Quebrada de los Fósiles). A partir de los elementos arquitecturales y las características presentadas para esta sección se podría interpretar como el desarrollo de un sistema fluvial que comienza como entrelazado, luego tiende a estabilizarse y cambia a meandriforme de baja sinuosidad, con el desarrollo y preservación de planicies de inundación. Finalmente, los depósitos del sistema fluvial son interrumpidos por procesos volcánicos, tanto efusivos como intrusivos de composición andesítica y andesita-basáltica respectivamente (UA5), que marcan el final de esta sección (Fig. 8).

La sección superior de la Formación Río Seco de la Quebrada (Figs. 3, 6) se caracteriza por el desarrollo de elementos arquitecturales dominados por potentes depósitos de planicie de inundación (FF2) de la UA3

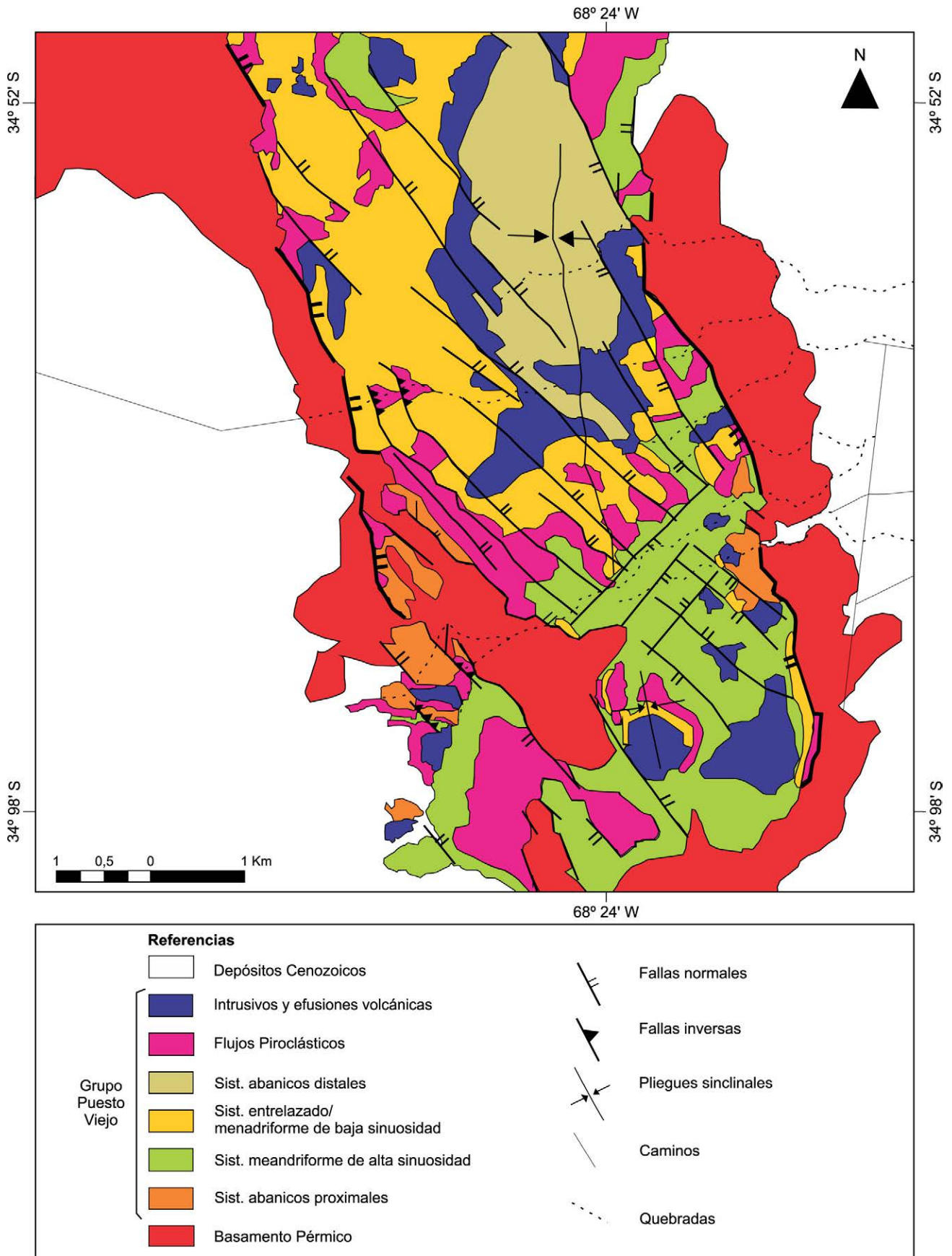


Figura 13. Mapa geológico del área de estudio donde se observa la distribución del relleno del Grupo Puesto Viejo.
Figure 13. Geological map of the study area with detailed distribution of the Puesto Viejo Group sedimentary fill.

y depósitos de flujos de detritos hiperconcentrados (G) de la UA1. En esta sección se registran elementos arquitecturales subordinados que intercalan como delgados depósitos de relleno de canal (SB1) de la UA2 y depósitos de flujos piroclásticos (TL) de la UA4. El arreglo general es granocreciente, muy característico de esta sección. Sus afloramientos son continuos y se concentran en la parte central del área de estudio con sentido SO-NE. Estos afloramientos se extienden por 6 km de largo y 1,5 km de ancho hacia el borde oriental de la cuenca (Fig. 13). Sus espesores varían sustancialmente en el área de estudio (Fig. 6), con un máximo de 144 metros de espesor en el noreste y disminuyen abruptamente a 30 metros hacia el suroeste. La composición de esta sección consiste principalmente de material volcanoclástico (limolitas tobáceas y arenitas tobáceas ricas en cuarzo y líticos basálticos) posiblemente producto del retrabajamiento de los depósitos triásicos subyacentes y de la incorporación de depósitos piroclásticos primarios proveniente de actividad volcánica explosiva coexistente en los alrededores de la cuenca.

El arreglo granocreciente dado por la relación de elementos arquitecturales FF-SG-G, y los procesos que les dieron origen, indican la existencia de suaves paleopendientes del terreno, dando lugar a la depositación en una posición más distal respecto a las áreas de aporte y generando ciclos grano-estratocrecientes. En conjunto, los elementos arquitecturales relevados se interpretan como el resultado de procesos de transporte y acumulación que podrían haberse generado en las partes distales de un sistema de abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994). Este sistema se habría desarrollado en el margen flexural del hemigraben que aloja a esta unidad, sobre las lavas andesíticas subyacentes, con una disposición transversal a las estructuras principales.

DISCUSIÓN

Evolución tectonoestratigráfica

El relleno de la megasecuencia de rift muestra variaciones laterales y verticales controladas por diversos factores: tectónicos, volcánicos y en menor medida climáticos. La sección inferior, con depósitos clásticos gruesos de la Formación Quebrada de los Fósiles, se desarrolló a través de flujos de detritos

localizados en las fallas de borde (Fig. 14a). El escaso espesor de esta sección implica una amplia pero limitada subsidencia mecánica de las fallas de borde. La proveniencia del material es exclusivamente de los bloques piso, constituidos por el basamento pérmico. Ya desde el inicio del relleno se registra actividad magmática que durará a lo largo de toda la historia de la cuenca. Los mantos de ignimbritas interrumpen de forma abrupta la depositación aluvial y modifican rápidamente las condiciones de sedimentación colmatando los espacios de acumulación.

Luego del primer episodio de relleno, la estructuración del rift generó nuevos espacios de acumulación con elevada tasa de sedimentación durante la cual se generaron depósitos asociados al desarrollo de sistemas fluviales meandriformes (Fig. 14b) en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles. Los niveles fosilíferos identificados permiten inferir un clima cálido y húmedo que se mantuvo relativamente estable durante el desarrollo del sistema fluvial (Spalletti, 1994; Tassi *et al.*, 2013).

Los flujos ignimbríticos ácidos que cubrieron a los depósitos fluviales de la Formación Quebrada de los Fósiles (Fig. 14b) habrían generado un desequilibrio hidrológico acompañado por modificaciones locales en el clima hacia condiciones más áridas. Todas estas características coinciden con las descripciones e interpretaciones realizadas en trabajos previos por González Díaz (1964) y Spalletti (1994, 1996) para secciones parciales del Grupo Puesto Viejo. Las rocas sedimentarias clásticas representan casi la totalidad de la Formación Quebrada de los Fósiles y los sistemas fluviales constituyen el principal agente proveedor de material clástico proveniente de los bloques piso elevados. Por otra parte, las rocas piroclásticas son características de esta formación pero no constituyen un control sobre la evolución y morfología de la cuenca. Esta situación ya fue descrita detalladamente por Smith (1991) en su clásico estudio sobre la interacción de procesos sedimentarios y volcánicos. Por todo lo dicho, es posible afirmar que durante esta etapa evolutiva de relleno el espacio de acomodación fue aumentando y los sistemas fluviales se desarrollaron hacia el interior del rift constituyendo depósitos formados entre eventos eruptivos puntuales.

La sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada, se desarrolla por sobre los depósitos de flujos ignimbríticos subyacentes. Esta sección,

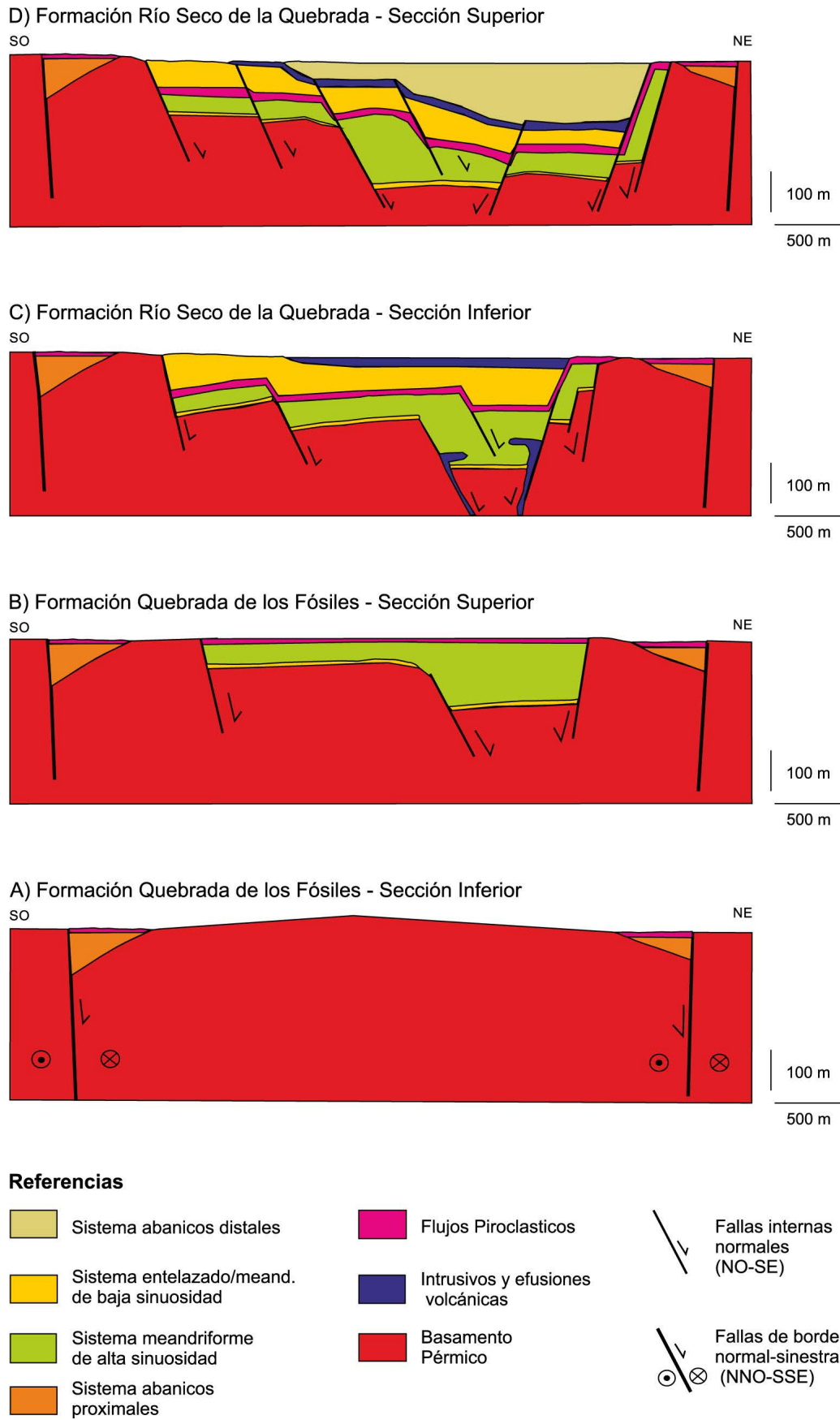


Figura 14. Evolución tectonoestratigráfica esquemática definida para la subcuenca Puesto Viejo.

Figure 14. Schematic tectonostratigraphic evolution defined for the Triassic depocentre of the Puesto Viejo sub-basin.

representada por depósitos amalgamados de rellenos de canales fluviales, delgados niveles de planicies de inundación y participación de flujos de detritos no canalizados, refleja condiciones de moderada a alta energía de flujo. Las observaciones de campo y las características composicionales definidas evidencian que los depósitos de flujos ignimbríticos subyacentes fueron retrabajados e incorporados como parte de los depósitos fluviales de esta unidad. En este contexto se desarrolló un sistema fluvial entrelazado dominado por carga traccional (Fig. 14c), inicialmente con un elevado y continuo aporte de material clástico que indica inestabilidad de las pendientes circundantes (Bridge, 2003).

La composición de esta sección evidencia una modificación en el área de aporte producto de la acción de fallas normales internas con orientación NE-SO (Fig. 13, Monti *et al.*, 2015), coincidente con paleocorrientes medidas (Fig. 8b). Estas fallas NE-SO generaron un cambio de polaridad en los espacios de acumulación con elevación parcial de los bloques internos, produciendo además la desviación de sistemas fluviales (Morley, 1995, 1999), y el retrabajamiento de las secciones triásicas previas (Formación Quebrada de los Fósiles). Luego, el sistema tiende a estabilizarse con depósitos de canal bien definidos y desarrollo de planicies de inundación algo más extensas, generando un sistema fluvial meandriforme de baja sinuosidad, hasta que la sección es interrumpida por actividad volcánica efusiva (Fig. 14c). El ascenso de magma se habría producido a través de las fallas normales, tal como se ha reconocido en otras cuencas de rift continental (Purtika *et al.*, 2012).

La sección superior de la Formación Río Seco de la Quebrada, constituida por depósitos de composición volcánoclastica, se desarrolló a partir de sistemas fluviales producto de la reactivación y crecimiento de las fallas internas con desequilibrio de las pendientes, que junto al enfriamiento y contracción termal del volcanismo efusivo crean el espacio para la acumulación (Fig. 14d). En consecuencia, la procedencia de los materiales incluye la erosión del basamento pérmico, el retrabajamiento de las unidades de acumulación triásicas subyacentes, y la incorporación de depósitos piroclásticos primarios proveniente de actividad volcánica explosiva coexistente. Las rocas volcánicas básicas son de reducida extensión pero exclusivas de esta etapa de relleno (Fig. 13). Aunque los sistemas fluviales

constituyen el principal agente proveedor de material clástico para la Formación Río Seco de la Quebrada, sus estadios finales han sido condicionados por la actividad volcánica. En ese sentido es posible considerar que la Formación Río Seco de la Quebrada se desarrolló en dos escenarios posibles, la sección inferior desarrollada entre eventos eruptivos puntuales y la sección superior desarrolladas en forma coetánea con eventos eruptivos circundantes. Es decir que la sedimentación habría sido inter-eruptiva primero y sin-eruptiva posteriormente (Smith, 1991; Haughton, 1993; Erikson *et al.*, 1993).

Controles tectónicos y volcánicos del Grupo Puesto Viejo

La evolución del relleno en la subcuenca Puesto Viejo se encuentra condicionada por eventos de restructuración (Fig. 14), que generan nuevos espacios de acumulación (Monti y Franzese, 2015a,b). A partir de los primeros movimientos de las fallas de borde se habría generado el espacio general de acumulación con amplio desarrollo areal y escasa subsidencia, como lo prueba la amplia distribución y escaso espesor de los depósitos basales interpretados como de abanicos aluviales. Luego, las fallas de borde dejan de actuar y la subsidencia migra a las fallas internas del depocentro (Fig. 14b-d), dando lugar al desarrollo de los sistemas fluviales meandriformes. La subsidencia mecánica permanece activa durante toda la historia del Grupo Puesto Viejo, pero los espacios de acumulación se concentran hacia el interior de la cuenca en sectores cada vez más estrechos y localizados (Figs. 13, 14d). Durante cada evento de restructuración, la energía del sistema es inicialmente alta, lo que se ve reflejado por un aumento relativo de la erosión y la generación de sistemas fluviales areno-gravosos con alta capacidad de transporte.

El análisis de la distribución temporal y espacial de las unidades de acumulación muestra el pasaje de sistemas fluviales en la sección superior de la Formación Quebrada de los Fósiles que se caracterizan por una importante proporción de depósitos de miembro fino, hacia sistemas fluviales en la sección inferior de la Formación Río Seco de la Quebrada, en los cuales se registra un dominio de miembro grueso y baja proporción de depósitos finos. Todos estos factores estarían indicando un cambio (descenso relativo) en el nivel de base local

del sistema fluvial (Schumm, 1993; Miall, 2006). Este cambio, ocurrido para el Triásico Medio alto, se podría correlacionar regionalmente hacia el noreste en la Cuenca Cuyana, la cual sufre una reactivación significativa de la extensión con el desarrollo de un sin-rift II en ese tiempo (Barredo, 2012). Este evento es asociado a una aceleración de la subducción en el margen suroeste de Gondwana (Llambías *et al.*, 2007; Barredo, 2012).

El análisis del relleno del Grupo Puesto Viejo no solo posibilita analizar el control tectónico, sino también permite identificar una periodicidad de las erupciones y las fluctuaciones resultantes en el tamaño de grano, composición, volumen de los sedimentos y los procesos que transportan esos sedimentos. Estas fluctuaciones en los depósitos sedimentarios se producen con una frecuencia demasiado alta para ser adscritas únicamente al tectonismo, y las modificaciones en el clima no son propensas a alterar bruscamente los paisajes lo suficiente como para explicar estos cambios en la sedimentación, concluyendo en este trabajo que se producen en respuesta a la actividad volcánica, tal como plantean Smith (1991) y Eriksson y Simpson (1993) en sus modelos conceptuales sobre volcanismo y sedimentación. La distribución del relleno descrito para el Grupo Puesto Viejo se encuentra ligada a diferentes etapas de evolución de la subcuenca. La evolución del relleno ocurre siguiendo una alternancia sucesiva de episodios (Fig. 15): una primera etapa de subsidencia mecánica; una segunda etapa de quietud tectónica con desarrollo de sistemas aluviales y fluviales; y finalmente, una tercera etapa con actividad volcánica. Esta evolución condiciona el desarrollo de períodos prolongados de alta tasa de subsidencia mecánica y alta tasa de sedimentación, con períodos cortos con menor tasa de subsidencia coincidente con eventos eruptivos. Todo esto nos permite afirmar, en concordancia con sugerencias previas de Spalletti (1994), que los depósitos que conforman al Grupo Puesto Viejo evolucionaron controlados por sus estructuras y la actividad volcánica existente.

Estudios realizados por Kleiman y Salvarredi (2001) sobre rocas volcánicas del Grupo Puesto Viejo (basaltos e ignimbritas) son indicativos de secuencias bimodales compatibles con un marco tectónico de rift continental. Estos autores postulan, como origen de esta secuencia bimodal, a un subplacado basáltico en un régimen extensional, asociado a un alto gradiente

geotérmico, estacionamiento del magma con fusión parcial de la corteza y fraccionamiento. La evolución del *rifting* está marcada inicialmente por la actividad piroclástica explosiva generalizada y la activación de fallas de borde, seguidas por el desarrollo de fallas internas asociadas a un volcanismo básico (Figs. 13, 14). La migración de la actividad volcano-tectónica hacia el interior del rift documenta la transición de un proceso de extensión dominado por fallas en las primeras etapas de *rifting*, que pasa a una extensión asistida por magma (Fig. 15). Esto muestra un aumento en el acoplamiento entre los procesos tectónicos y magmáticos durante la evolución del rift similar a los modelos planteados por Corti *et al.* (2009) para el este de África. Como ya se mencionó, el carácter bimodal es típico de los rift continentales, donde las tasas de deformación son altas y la corteza lo suficientemente gruesa como para permitir que el magma sea emplazado y pueda diferenciarse sucesivamente para generar productos evolucionados. Ramos y Kay (1991), presentan para la sucesión clástica descrita en la zona de Paramillos de Uspallata (Formación Cerro de las Cabras) filones capa basálticos asignados al Triásico Medio, emplazados durante la fase de sin-rift a través de fallas activas. Las características geoquímicas proporcionadas por Ramos y Kay (1991) sugieren un bajo grado de fusión para estos basaltos, probablemente procedentes de la base de la litósfera con un carácter bimodal similar al Grupo Puesto Viejo.

La subcuenca Puesto Viejo en el contexto de la extensión triásica

El Grupo Puesto Viejo fue considerado durante mucho tiempo como una secuencia muy incómoda de ubicar y correlacionar dentro de la evolución triásica y tratado, en muchos trabajos, como ajeno al resto de las cuencas de esa edad (Ramos y Kay, 1991; Spalletti, 1999; Ramos 2004; Barredo, 2012). Esta circunstancia se debe a su escaso desarrollo y a que su edad fue considerada como significativamente más antigua. Las edades radimétricas obtenidas (232 Ma, Valencio *et al.*, 1975; ~245 Ma, Domeier *et al.*, 2011; 235,8 Ma, Ottone *et al.*, 2014) ubican al Grupo Puesto Viejo en el Triásico Medio (Anisiano-Ladiniano, hasta el Carniano). Esta edad permite ubicar al depocentro del Grupo Puesto Viejo dentro de la escala cronológica de los episodios típicos de la Cuenca Cuyana, el depocentro más desarrollado

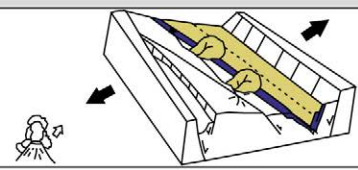
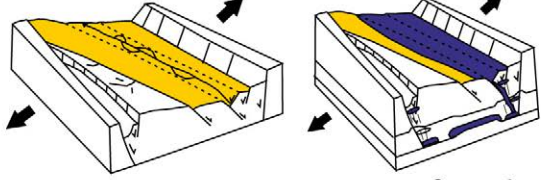
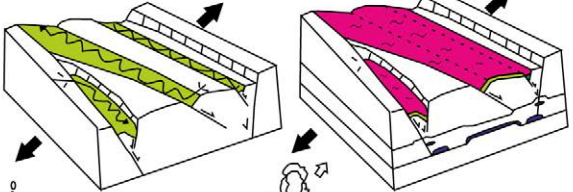
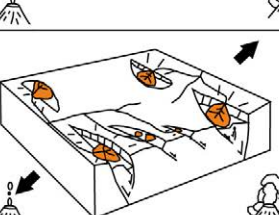
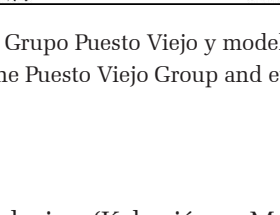
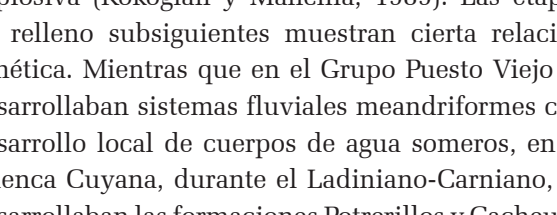
Edad	Estratigrafía	Sistema deposicional	Actividad tectónica vs Actividad volcánica	Modelos de la evolución del sin-rift				
Triásico	Superior	Fm. Río Seco de la Qda.	Sección superior	Abanicos aluviales distales	Subsidencia mecánica localizada con reactivación y crecimiento de las fallas internas			
			Sección inferior	Lavas e intrusivos	Pico de actividad eruptiva			
			Sist. meandroso de baja sinuosidad	Sist. entrelazado	Flujos pirocásticos	Pico de actividad eruptiva		
			Sección superior	Sist. meandroso de alta sinuosidad	Alta subsidencia mecánica de fallas internas sincrónica con la depositación			
	Sección inferior	Sist. meandroso de baja sinuosidad						
	Medio	Fm. Quebrada de los Fósiles	Sección superior	Flujos pirocásticos	Pico de actividad eruptiva			
			Sección inferior	Abanicos aluviales proximales	Baja subsidencia mecánica de las fallas de borde con escasa pero alta tasa de sedimentación			

Figura 15. Síntesis de los procesos que condicionaron la evolución del Grupo Puesto Viejo y modelo de evolución.

Figure 15. Synthesis of the processes that controlled the evolution of the Puesto Viejo Group and evolutionary model.

y estudiado del Triásico continental en Argentina, consideración que acompaña la de otros autores (Japas *et al.*, 2008; Ottone *et al.*, 2014). Por lo tanto, el depocentro que alberga al Grupo Puesto Viejo se habría originado en momentos en los que el resto de las subcuencas del rift de la Cuenca Cuyana, de posición más oriental, habrían alcanzado su máxima expansión y espesor (Ramos, 1993; Spalletti, 1999; Jenchen y Rosenfeld, 2002), y se habría cerrado tempranamente, en el Triásico Tardío bajo.

El relleno de las primeras etapas del Grupo Puesto Viejo es muy acotado en el tiempo pero las características litoestratigráficas y ambientales son coherentes con las primeras etapas de sin-rift descritas para la Cuenca Cuyana. En esta cuenca, se encuentra representado en la subcuenca Cacheuta por las formaciones Río Mendoza y Cerro de las Cabras, cuyo desarrollo se vincula con sistemas de fallas activas marginales y acumulación de depósitos volcanoclásticos de abanicos aluviales que hacia el tope registra un incremento de la actividad volcánica

explosiva (Kokogián y Mancilla, 1989). Las etapas de relleno subsiguientes muestran cierta relación genética. Mientras que en el Grupo Puesto Viejo se desarrollaban sistemas fluviales meandriiformes con desarrollo local de cuerpos de agua someros, en la Cuenca Cuyana, durante el Ladiniano-Carniano, se desarrollaban las formaciones Potrerillos y Cacheuta, caracterizadas por sistemas fluviales entrelazados a meandriiformes con desarrollo de barreales y lagunas (Kokogián y Mancilla, 1989; Kokogián *et al.*, 2001), con neto dominio de estos últimos al final del ciclo. Los fenómenos volcánicos explosivos son comunes durante la depositación de sin-rift tanto en el resto de las subcuencas de la Cuenca Cuyana como en el Grupo Puesto Viejo, y hay evidencias de fenómenos explosivos en el noroeste de la Cuenca Cuyana (por ejemplo Formación El Alcázar en San Juan, Barredo, 2012) que sugieren el reinicio de la actividad volcánica en las áreas circundantes. Este magmatismo podría asociarse con las primeras etapas de subducción en el margen de Gondwana a

comienzos del Triásico Tardío.

La escasa magnitud de la extensión registrada en la subcuenca que alberga al Grupo Puesto Viejo, reflejada por el reducido espesor acumulado (< 1000 metros) respecto de las otras subcuencas de la Cuenca Cuyana (> 3000 metros de espesor en Barredo, 2012) y la corta historia depositacional inferida, podrían haber estado condicionadas por su posición periférica al eje de extensión triásica. Otros depocentros con localización más alejados respecto de las cuencas centrales triásicas poseen características similares. La subcuenca Puntudo, por ejemplo, constituye uno de los afloramientos triásicos más septentrionales de la Cuenca Cuyana, en la provincia de San Juan (Mancuso *et al.*, 2010; Fig. 1a). Su relleno consiste en depósitos aluviales, fluviales y lacustres con actividad volcánica coetánea (Mancuso *et al.*, 2010) y espesor de no más de 400 metros (Barredo, 2012), desarrollados durante el Triásico Medio (Anisiano-Ladiniano). Esta subcuenca Puntudo se mantuvo desconectada, al igual que la subcuenca Puesto Viejo, con posición periférica al eje de extensión de la Cuenca Cuyana. Ambos depocentros no muestran el desarrollo de un período de pos-rift significativo.

Dado que la subsidencia de sin-rift y post-rift dependen esencialmente de la cantidad de extensión y de la duración del proceso de rift (Allen y Allen, 2005), es claro que la Cuenca Cuyana se desarrolla sobre el eje principal de extensión y registra la mayor magnitud de extensión (Fig. 1a). En ese contexto los procesos extensionales dieron lugar al máximo desarrollo de los espacios de acumulación mediante subsidencia mecánica, pasando por fases de subsidencia termotectónica, que permitió la integración de los depocentros y el desarrollo de etapas de post-rift (Spalletti, 1999). En cambio, se propone aquí que las subcuencas Puesto Viejo y Puntudo, ubicadas en zonas periféricas al eje de la extensión, reflejan una baja magnitud de la extensión y no darían lugar al desarrollo de post-rift, posiblemente por desarrollarse en los bordes de cuenca.

CONCLUSIONES

El Grupo Puesto Viejo constituye una subcuenca de sin-rift continental en el Bloque San Rafael, cuyo relleno presenta un arreglo general aluvial con desarrollo de sistemas fluviales meandriformes de baja y de alta sinuosidad que evolucionó de forma

local con poco transporte del material sedimentario, controlada por las estructuras extensionales y la actividad volcánica existente.

Las características tectonoestratigráficas en las que se depositó el Grupo Puesto Viejo no permiten analizar el relleno desde una perspectiva puramente litoestratigráfica ya que unidades temporalmente sucesivas se hallan en continuidad lateral mediante depresiones estructurales.

La evolución tectonoestratigráfica del Grupo Puesto Viejo ocurrió siguiendo una alternancia sucesiva de episodios: 1°) subsidencia mecánica; 2°) quietud tectónica con desarrollo de sistemas aluviales y fluviales; 3°) actividad volcánica. Este arreglo condicionó el desarrollo de períodos prolongados de alta tasa de subsidencia mecánica y alta tasa de sedimentación, con períodos cortos con menor tasa de subsidencia coincidente con eventos eruptivos.

El Grupo Puesto Viejo presenta características cronoestratigráficas, litoestratigráficas, ambientales y tectónicas coherentes con el resto de las subcuencas de la Cuenca Cuyana.

La subcuenca Puesto Viejo se originó en momentos en que el resto de las subcuencas del rift de la Cuenca Cuyana, de posición más oriental, alcanzaron su máxima expansión y espesor.

La ubicación de la subcuenca Puesto Viejo en una zona periférica al eje de la extensión refleja una baja magnitud de la extensión y no permite el desarrollo de post-rift, cerrándose tempranamente en el Triásico Tardío bajo, posiblemente por desarrollarse sobre el borde flexural de la cuenca.

Agradecimientos

A los revisores, Dra. Cecilia del Papa y Dr. Ferran Colombo, cuyas correcciones y comentarios mejoraron sustancialmente el manuscrito original. Al Dr. Ernesto Schwarz y la Dra. Diana G. Cuadrado por sus comentarios y lectura crítica del manuscrito, han contribuido claridad y calidad a esta versión final. A la Dra. Gisel V. Peri, la Lic. Eleonora Espin, el Lic. Lucas Muñoz y al Lic. Nicolás Scivetti por acompañarme en las tareas de campo. Al Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata por su constante apoyo durante el desarrollo de mi tesis doctoral que permitió la realización del presente manuscrito. A la Dra. Ana María Zavattieri (IANIGLA) por su constante apoyo, interés y acompañamiento.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdala, F.**, 1996. Redescrición del cráneo y reconsideración de la validez de *Cynognathus minor* (Eucynodontia-Cynognathidae) del Triásico Inferior de Mendoza. *Ameghiniana* 33:115-126.
- Allen, P.A.** y **J.R. Allen**, 2005. *Basin Analysis: Principles y Applications*. Blackwell Science, Oxford, 549 pp.
- Artabe, A.E.**, 1985. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte 1. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana* 22:3-22.
- Azcuy, C.L.** y **R. Caminos**, 1987. Diastrofismo. En S. Archangelsky (Ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 239-252.
- Baez, A., C. Marsicano y A. Cione**, 1993. Vertebrados mesozoicos. En V.A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Relatorio del 12º Congreso Geológico Argentino:341-348.
- Barredo, S.P.**, 2012. Geodynamic and Tectonostratigraphic Study of a Continental Rift: The Triassic Cuyana Basin, Argentina. En E. Sharkov (Ed.), *Tectonics - Recent Advances*. InTech:99-130.
- Blair, T.C.** y **J.G. McPherson**, 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64:450-489.
- Blair, T.C.** y **J.G. McPherson**, 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology* 55:579-615.
- Bonaparte, J.F.**, 1966a. Sobre nuevos terápsidos triásicos hallados en el centro de la provincia de Mendoza, Argentina (Therapsoda: Dicynodonta y Cynodonta). *Acta Geológica Lilloana* 8, Museo de Historia Natural.
- Bonaparte J.F.**, 1966b. Una nueva "fauna" Triásica de Argentina (Therapsida: Cynodontiay Dicynodontia). Consideraciones filogenéticas y paleobiogeográficas. *Ameghiniana* 4:243-296.
- Bonaparte, J.F.**, 2002. Edad/Reptil Puestoviejense. En P.N. Stipanovic y C.A. Marsicano (Eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina*. Volumen 8. Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) 26, 229 pp.
- Branney, M.J.** y **B.P. Kokelaar**, 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *The Geological Society of London Memoir* 27, 143 pp.
- Bridge, J.S.**, 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40:801-810.
- Bridge, J.S.**, 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Science Publishing, Oxford, 489 pp.
- Bridge, J.S.**, 2006. Fluvial facies model: recent developments. En H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.), *Facies model revisited*. SEPM Special Publication 84:85-170.
- Cingolani, C.A., H. Tickyj y F. Chemale**, 2008. Procedencia sedimentaria de la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): primeras edades U-Pb en circones detríticos. *17º Congreso Geológico Argentino Actas*:998-999, San Salvador de Jujuy.
- Clemente, P.** y **M. Pérez-Arlucea**, 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Research* 63:437-452.
- Corti, G., P. Manetti, T. Abebe, M. Bonini y F. Mazzarini**, 2009. The volcano-tectonic activity of the main Ethiopian Rift (East Africa): insight into the evolution of continental rifting. *Acta vulcanológica* 20.1-2.2008/21.1-2.2009.
- Coturel, E.P., A.M. Zavattieri, B. Cariglino y E. Morel**, 2012. Nuevas evidencias de Lycopsidas de la Formación Quebrada de los Fósiles, localidad tipo (Triásico Temprano), Grupo Puesto Viejo, Mendoza. Interpretación paleoambiental. *15º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología Resúmenes*: 27, Corrientes.
- Dessanti, R.N.**, 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza)*. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85:1-79. Buenos Aires.
- Domeier, M., R. Van der Voo, R.N. Tomezoli, E. Tohver, B.W. Hendriks, T.H. Torsvik, H. Vizán y A. Domínguez**, 2011. Support for an "A-type" Pangea reconstruction from high-fidelity Late Permian and Early to Middle Triassic paleomagnetic data from Argentina. *Journal of Geophysical Research* 116:B12114.
- Eriksson K.A.** y **E.L. Simpson**, 1993. Siliciclastic braided-alluvial sediments intercalated within continental flood basalts in the Early to Middle Proterozoic Mount Isa Inlier, Australia. En M. Marzo y C. Puigdefabregas (Eds.), *Alluvial sedimentation*. IAS Special Publication 17:473-488.
- Gallego, O.F., A.M. Zavattieri, S.C. Gnaedinger, S. Ballent, M.S. De La Fuente, N.G. Cavaleri, M.B. Lara, L.V. Tassi y M.D. Monferran**, 2009. Nuevos hallazgos paleontológicos en la Formación Quebrada de los Fósiles (Grupo Puesto Viejo), en el límite Pérmico-Triásico de la Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina Resúmenes* 46, Número 4.
- Ghosh, S.K.**, 1987. Cyclicity and facies characteristic of alluvial sediments in the Monongahela-Dunkard Groups, central West Virginia. En F.G. Ethridge, R.M. Flores y M.D. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Special Publication 39:229-242.
- Giambiagi, L.** y **A.N. Martínez**, 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26:252-260.
- Giambiagi, L., J. Mescua, A. Folguera y A.N. Martínez**, 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-Andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66:55-20.
- González Díaz, E.F.**, 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d, San Rafael y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19:151-188.
- González Díaz, E.F.**, 1967. El hallazgo del Infra?-Mesotriásico continental en el sur del área pedemontana mendocina. *Acta Geológica Lilloana* 8:101-134.
- González Díaz, E.F.**, 1972. *Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael, provincia de Mendoza*. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132:127 pp., Buenos Aires.
- González Díaz, E.F.**, 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de la Horqueta", del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. *8º Congreso Geológico Argentino Actas* 3:241-256, San Luis
- Haughton, P.D.W.**, 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanoclastic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland. En M. Marzo y C. Puigdefabregas (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. IAS Special Publication 17:451-472.
- Japas, M.S., J.A. Salvarredi y L.E. Kleiman**, 2005. Self-similar behaviour of Triassic rifting in San Rafael, Mendoza,

- Argentina. *Gondwana 12* Abstract Volume:210.
- Japas, M.S., J.M. Cortés y M. Pasini**, 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la Cuenca Cuyana: primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:213-222.
- Jenchen, U. y U. Rosenfeld**, 2002. Continental Triassic in Argentina: response to tectonic activity. *Journal of South American Earth Sciences* 15:461-479.
- Kleiman, L.A. y J.A. Salvarredi**, 1989. El volcanismo del Pérmico Inferior relacionado con la mineralización de uranio en el área de Sierra Pintada (Mendoza). Comisión de Energía Atómica, *Informe Interno D:E:E 6-89* (Inédito): 113 pp., Buenos Aires.
- Kleiman, L.E y J.A. Salvarredi**, 2001. Petrología, geoquímica e implicancias tectónicas del volcanismo triásico (Formación Puesto Viejo), Bloque de San Rafael. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:559-570.
- Kleiman, L.E. y M.S. Japas**, 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473:283-299.
- Kokogían, D.A. y O.H. Mancilla**, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Cuyana. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), *Cuenca Sedimentarias Argentinas*. INSUGEO, Correlación Geológica Serie 6:169-201.
- Kokogían, D.A., L. Spalletti, E. Morel y A. Artabe**, 1999. Los depósitos continentales triásicos. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales:377-398.
- Kokogían, D.A., L.A. Spalletti, E.M. Morel, A.E. Artabe, R.N. Martínez, O.A. Alcober, J.P. Milana y A.M. Zavattieri**, 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. En A.E. Artabe, E.M. Morel y A.B. Zamuner (Eds.), *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de la Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata:23-54.
- Kusiak, M.**, 1993. Nuevos afloramientos basales de la Formación Puesto Viejo al suroeste de la presa Valle Grande, río Atuel. San Rafael-Mendoza. En V.A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1:63-70.
- Leeder, M.R.**, 1995. Continental rifts and proto-oceanic troughs. En C.J. Busby y R.V. Ingersol (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Scientific Publications, Oxford:119-148.
- Leeder, M.R.**, 1999. *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Blackwell Science Publishing, Oxford, 592 pp.
- Llambías, E.J.**, 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En R.N. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29:349-363.
- Llambías, E.J.**, 2003. *Geología de los Cuerpos Ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 182 pp.
- Llambías, E.J., L.E. Kleiman y J.A. Salvarredi**, 1993. Magmatismo gondwánico. En V.A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1:53-64.
- Llambías E.J., H.A. Leanza y O. Carbone**, 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62:217-235.
- Llambías E. y A.M. Sato**, 2011. Ciclo Gondwánico: La provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En D. Rastelli (Ed.), *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino:53-62.
- López Gamundi, O., L. Álvarez, R. Yrteis, G.E. Bossi, I. Espejo, F. Fernández Seveso, L. Legarreta, D.A. Kokogían, C.O. Limarino y H.L. Sessarego**, 1989. Cuencas intermontanas. En G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 6:123-167.
- McKay M.P., A.L. Weislogel, A. Fildani, R.L. Brunt, D.M. Hodgson y S.S. Flint**, 2015. U-PB zircon geochronology from the Karoo Basin, South Africa: implications of zircon recycling on stratigraphic age controls. *International Geology Review* 57:393-410.
- Mancuso A.C., F. Chemale, S.P. Barredo, J.N. Ávila, G. Ottone y C. Marsicano**, 2010. Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30:97-103.
- Martinelli, A.G. y M. De La Fuente**, 2008. Los cinodontes nomamaliaiformes de la Formación Puesto Viejo, San Rafael, Mendoza. *Encuentro Científico ICES 3* Actas:67-74, Malargüe.
- Miall, A.D.**, 1992. Alluvial deposits. En R.G. Walker y N.P. James (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Toronto:119-142.
- Miall, A.D.**, 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlín, 582 pp.
- Miall, A.D.**, 2006. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. 4th corrected printing. Springer Verlag, Berlín, 343 pp.
- McPhie, J., M. Doyle and R. Allen**, 1993. *Volcanic textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. CODES Key Centre, University of Tasmania Center for Ore Deposit y Exploration Studies, pp.198, Hobart, Australia.
- Monti, M.**, 2015. *Tectónica, volcanismo y sedimentación en la Cuenca triásica del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior), Provincia de Mendoza, Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 170 pp. (online SEDICI-UNLP).
- Monti, M. y J. Franzese**, 2015a. Extensión Triásica oblicua en el Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. *XVI Reunión de Tectónica* Actas:50-51, General Roca.
- Monti, M. y J. Franzese**, 2015b. Evolución Tecto-Sedimentaria del Grupo Puesto Viejo en el Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. *XVI Reunión de Tectónica* Actas:52-53, General Roca.
- Monti M., J. Franzese y A. Martínez**, 2015. Evolución tectonoestratigráfica del Grupo Puesto Viejo (San Rafael, Argentina): un rift oblicuo sobre la zona de sutura paleozoica durante la extensión continental triásica. *XIV Congreso Geológico Chileno* Actas:829-832, La Serena.
- Morley, C.K.**, 1999a. Influence of Preexisting Fabrics on Rift Structure. En C.K. Morley (Ed.), *Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa*. AAPG Studies in Geology 44:151-160.
- Morley, C.K.**, 1999b. Aspects of Transfer Zone Geometry and Evolution in East African Rifts. En C.K. Morley (Ed.), *Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa*. AAPG Studies in Geology 44:161-172.
- Ottone, E.G. y G.B. García**, 1991. A Lower Triassic miosphere assemblage from the Puesto Viejo Formation, Argentina. *Review of Paleobotany and Palynology* 68:217-232.
- Ottone, E.G., M. Monti, C.A. Marsicano, S. Marcelo, M. Naipauer, R. Armstrong y A.C. Mancuso**, 2014. A new Late Triassic age for the Puesto Viejo Group (San Rafael depocenter, Argentina):

- SHRIMP U-Pb zircon dating and biostratigraphic correlations across southern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56:186-199.
- Plint, A.G. y G.H. Browne**, 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberly Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research* 64:341-364.
- Putirka K., M. Jean, B. Cousens, R. Sharma, G. Torrez y C. Carlson**, 2012. Cenozoic volcanism in the Sierra Nevada and Walker lane, California, and a new model for lithosphere degradation. *Geosphere* 8:265-29.
- Ramos, V.A y S.M. Kay**, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En R.S. Harmon y C.W. Rapela (Eds.), *Yean Magmatism and its Tectonics Setting*. Geological Society of America, Special Paper 5:79-91.
- Ramos, V.A.**, 1993. Interpretación tectónica. En V.A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino*, Relatorio 1:257-266.
- Ramos, V.A.**, 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research* 7:1009-1026.
- Retallack, G.J.**, 2001. Cenozoic expansion of grasslands and climatic cooling. *The Journal of Geology* 109:407-426.
- Rocha-Campos, A.C., M.A. Basei, A.P. Nutman, L.E. Kleiman, R. Varela, E. Llambías, F.M. Canile y O. da Rosa**, 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Parana Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwanan Research* 19:509-523.
- Sato, A.M., E.J. Llambías, M.A.S. Basei y C.E. Castro**, 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63:48-69.
- Schumm, S.A.**, 1993. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 100:279-294.
- Sepúlveda, E.G., F.W. Carpio, M.C. Regairaz, M. Zárate y J.C.M. Zanettini**, 2007. Boletín 321, *Hoja Geológica 3569-2, San Rafael*. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Smith, G.A.**, 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En R.V. Fisher y G.A. Smith (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Special Publication 45:109-121.
- Spalletti, L.A.**, 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema deposicional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1:125-142.
- Spalletti, L.A.**, 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica* 32:29-50.
- Spalletti, L.A., J.C. Merodio, S.D. Matheos y A.M. Iñíguez Rodríguez**, 1996. Petrología y geoquímica de sedimentitas silicoclásticas triásicas de la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51:51-60.
- Spalletti, L.A., E. Morel, A. Artabe, D. Ganuza y J. Bodnar**, 2011. Sedimentología de la Formación Carrizal (Triásico) en el depocentro Marayes – El Carrizal. Provincia de San Juan, República Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18:89-104.
- Stipanovic, P.N., E.F. González Díaz y A.M. Zavattieri**, 2007. Grupo Puesto Viejo nom. transt. por Formación Puesto Viejo González Díaz (1994, 1967): nuevas interpretaciones paleontológicas, estratigráficas y cronológicas. *Ameghiniana* 44:759-761.
- Tassi, L.V., M. Monti, O.F. Gallego, A.M. Zavattieri y M.B. Lara**, 2013. The first spinicaudatan (Crustacea: Diplostraca) from Permo-Triassic continental sequences of South America and its palaeoecological context. *Alcheringa* 37:189-201.
- Valencio, D.A., J.E. Mendía y J.F. Vilas**, 1975. Paleomagnetism and K-Ar age of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto-Ischichuca Basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 26:319-330.
- Zavattieri, A.M. y D.J. Batten**, 1996. Miospores from Argentinian Triassic deposits and their potential for intercontinental correlation. En J. Jansonius y D.C. McGregor (Eds.), *Palynology: principles y applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 2, College Station:767-778.
- Zavattieri, A.M., E. Sepúlveda, E.M. Morel y L.A. Spalletti**, 2003. Límite Pérmico-Triásico para la base aflorante de la Formación Puesto Viejo, Mendoza (Argentina), en base a su contenido palinológico. *Ameghiniana* 40:17R.