

FACIES VOLCANICLÁSTICAS Y PALEOAMBIENTE SEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN PUNTA DEL AGUA, CARBONÍFERO TEMPRANO DE LA PRECORDILLERA SEPTENTRIONAL, LA RIOJA

Walter BAEZ¹, Ricardo ASTINI², Miguel EZPELETA² y Federico MARTINA²

¹ INENCO, CONICET- UNSa, Salta. E-mail: focobaez@hotmail.com

²Laboratorio de Análisis de Cuencas, CICTERRA, CONICET-UNC, Córdoba. Email: raastini@efn.uncor.edu, miguelpezpeleta@gmail.com, fmartina@efn.uncor.edu

RESUMEN

La Formación Punta del Agua (Carbonífero inferior) aflora al norte de la Precordillera de Jagüé, provincia de La Rioja, dentro del dominio occidental de la cuenca de Paganzo (sub cuenca Río Blanco). Es una sucesión volcano-sedimentaria de unos ~ 1600 m de espesor, constituida por rocas volcánicas y subvolcánicas de composiciones variadas desde extremos ácidos hasta básicos, junto con brechas, conglomerados, areniscas y pelitas. En esta contribución se presenta una sección estratigráfica de referencia para la Formación Punta del Agua (Carbonífero inferior) y se realiza un análisis de facies de la unidad. El relleno de la cuenca se caracterizó por el desarrollo de sistemas de tipo fan-delta con un importante aporte local volcánico. Este volcanismo sinsedimentario está representado por flujos lávicos y diques subvolcánicos que constituyen los conductos alimentadores de las facies efusivas. En las zonas proximales la depositación estuvo dominada por flujos de detritos hiperconcentrados y concentrados. En los sectores de prodelta la sedimentación fue dominada por flujos más diluidos de tipo turbidíticos y son comunes las evidencias de influencia glacial. La presencia de niveles epiclásticos arenosos y conglomerádicos de color amarillo interdigitados en el sector basal de la sección permitió agruparlos informalmente como Miembro Amarillo el que representa ambientes de ríos entrelazados gravosos cuya fuente extracuenal se encontraba hacia el E del área de estudio. El análisis de la compleja arquitectura de facies y relaciones estratigráficas de la unidad permite caracterizar la paleogeografía y brindar alternativas para su marco tectónico.

Palabras clave: *cuenca de Paganzo, volcanismo, Missisipiano, sucesión volcano-sedimentaria, análisis de facies*

ABSTRACT

Volcaniclastic facies and sedimentary paleoenvironment of Early Carboniferous Punta del Agua Formation, Northern Precordillera, La Rioja

The Punta del Agua Formation (Lower Carboniferous) crops out in the northern Precordillera de Jagüé, La Rioja province, within the western domain of the Paganzo basin. It is a volcano-sedimentary succession of about ~ 1600 m thick, consisting of volcanic and subvolcanic rocks of variable composition between felsic and basic ends, with breccias, conglomerates, sandstones and shales. In this contribution we present a reference stratigraphic section for The Punta del Agua Formation and a facial analysis of the unit. The basin fill is characterized by the development of fan-delta systems with local volcanic sources represented by lava flows and subvolcanic dykes which could be conduits feeders of the effusive facies. In proximal areas deposition was dominated by hyperconcentrated and concentrated flows. On the other hand, the prodelta facies were dominated by more diluted turbiditic flows with evidences of glacial influence. The interdigitated yellow epiclastic conglomerates and sandy materials recorded at the base of the section which were informally grouped as the Amarillo Member. This latter represents braided rivers systems with sources outside the basin located to the E of the study area. The analysis of the complex internal architecture and stratigraphic relationships of the unit allow characterizing the paleoenvironment and suggesting alternatives for its tectonic setting.

Keywords: *Paganzo basin, missisipian volcanism, volcano-sedimentary succession, facies analysis*

INTRODUCCIÓN

Los ambientes volcánico-clásticos son sistemas depositacionales complejos por lo que la interpretación y reconstrucción paleoambiental de sucesiones antiguas pre-

senta grandes dificultades. La complejidad está dada por el importante espectro de mecanismos eruptivos y variados mecanismos de transporte y retrabajo que se desarrollan en un mismo sistema, donde los depósitos muchas veces se interdigi-

tan o gradan de uno a otro (Cas y Wright 1988). Según Orton (1996), dicha complejidad se debe a diversos factores, tales como la gran variación en la granulometría, composición y vesicularidad de los productos de un evento volcánico particu-

lar, lo que, a su vez, genera una gran variación en la forma en que son transportados y depositados. También influye el hecho que gran parte del material juvenil generado durante una erupción sea vidrio, el cual presenta una alta susceptibilidad a la alteración durante la diagénesis, dificultando aún más el reconocimiento de las texturas primarias (Fisher y Schmincke 1984, Cas y Wright 1988). Por otro lado, la naturaleza catastrófica y episódica de la fuente volcánica, la modificación de la topografía preexistente que genera la actividad volcánica y los movimientos volcano-tectónicos que producen rápidos cambios en el nivel de base; son factores que influyen de forma significativa en la complejidad de los sistemas volcanoclásticos (Fisher y Smith 1991, Orton 1996).

En la región centro-oeste de Argentina (~29°) la sedimentación durante el Paleozoico superior tuvo lugar en dos dominios diferentes (López Gamundí *et al.* 1994, Astini *et al.* 2005, Astini *et al.* 2011): 1) Uno occidental, donde predominan depósitos de origen marino, conocido como la subcuenca de Río Blanco (abarcando la región de Precordillera Occidental y Cordillera Frontal) y 2) un dominio oriental, con rellenos esencialmente continentales, coincidente con la denominada cuenca de Paganzo, abarcando la región del actual antepaís fragmentado. De acuerdo con el registro estratigráfico, durante el Carbonífero inferior (Missisipiano), la subsidencia habría estado limitada al dominio occidental, y dentro de este contexto se desarrolló una importante actividad volcánica representada en la Formación Punta del Agua (González y Bossi 1986). Esta unidad aflora al norte de la Precordillera de Jagüé (Aceñolaza *et al.* 1971) en el sector conocido como sinclinal del Rincón Blanco (Fig. 1b-c). Se trata de una sucesión volcánica-sedimentaria de unos ~ 1600 m de espesor, constituida por rocas volcánicas y subvolcánicas de composiciones variables entre extremos ácidos y básicos, junto con brechas, conglomerados, areniscas y pelitas. Si bien recientemente en la región se han realizado diversos estudios paleontológicos y estratigráficos sobre las unidades del Carbonífero, el único trabajo en-

focado en la Formación Punta del Agua es el de Remesal *et al.* (2004), el que se concentra principalmente en las características petrográficas y geoquímicas de las volcanitas. Recientemente Gulbranson *et al.* (2010), aportan una edad radimétrica de ca 336 Ma para el tope de la unidad. Este dato permite confirmar la interpretación realizada por Astini *et al.* (2009), sobre una edad missisipiana para la misma. En la presente contribución se realiza un análisis de facies de la Formación Punta del Agua con el objetivo de interpretar los procesos genéticos (interacción de procesos volcánicos y sedimentarios) que, a su vez, permiten establecer la evolución paleoambiental durante la depositación de la unidad. El análisis de la compleja arquitectura interna y relaciones estratigráficas permite caracterizar la paleogeografía y brindar alternativas para su marco tectónico.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está comprendida dentro de la hoja geológica 2969-II Tinogasta (Fauqué y Caminos 2002) que abarca la Precordillera de Jagüé en el noroeste de la provincia de La Rioja. Esta región, muestra un estilo estructural donde coexisten tectónica de zócalo y de cubierta, así como también vergencias opuestas tanto hacia el este como hacia el oeste (Coughlin 2000). En la misma existe un registro estratigráfico excepcional del Paleozoico superior que forma parte del dominio occidental de la cuenca de Paganzo (subcuenca de Río Blanco) (Astini *et al.* 2009, Astini *et al.* 2011). Éste se apoya sobre un basamento que incluye metamorfitas y granitoides mesoproterozoicos y sucesiones sedimentarias y metasedimentarias del Paleozoico inferior y medio de Precordillera (Aceñolaza *et al.* 1971, Martina y Astini 2009a, Astini y Ezpeleta 2008, Coughlin 2000) aflorantes en el sector nororiental y sur del área de estudio (Fig. 1c). La estratigrafía carbonífera de la región (Fig. 1c) está constituida por las siguientes unidades: a) un potente conglomerado basal recientemente denominado Formación Los Llantenes (Astini *et al.*

2011), b) una sucesión rítmica de pelitas y areniscas notablemente deformadas, denominada Formación Agua de Lucho, a la que se le asignó una naturaleza marina y una edad carbonífera inferior a partir de datos paleoflorísticos y paleofaunísticos (González y Bossi 1987), c) la Formación Cerro Tres Cóndores (González y Bossi 1987) predominantemente pséfitica que representa complejos de abanicos deltaicos y que se apoya en discordancia angular sobre la anterior. Las Formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores se agrupan dentro del Grupo Angualasto (Azcuy *et al.*, 1999), definido originalmente por Limarino y Césari (1993) en sierra de La Punilla (Precordillera Occidental en la Provincia de San Juan) d) la Formación Punta del Agua (Aceñolaza 1971 *emend.* González y Bossi 1986) representada por una sucesión volcano-sedimentaria que constituye el objetivo principal de este trabajo y e) la Formación Río del Peñón (Borello 1955) constituida por una espesa sucesión fluvio-deltaica que grada a depósitos marinos en su sección media (Scalabrini Ortiz y Arrondo 1973) y contiene el límite Carbonífero-Pérmico en el tope de su sección inferior (Gutiérrez y Limarino 2006). El Neopaleozoico culmina con areniscas rojas que se apoyan en forma concordante sobre la Formación Río del Peñón y que generalmente son cartografiadas como Formación Patquía (Aceñolaza *et al.* 1971, Fauqué y Caminos 2002). En relación a las expresiones ígneas, volcánicas y subvolcánicas, además de las presentes en la Formación Punta del Agua, inmediatamente al este del área de estudio aflora el granito Potrerillos (313±17 Ma; Llambías 1999) y en el área de Sierra de Las Minitas (Fig. 1b-c) afloran dos grupos de intrusivos hipabisales bimodales con edades Ar⁴⁰-Ar³⁹ ubicadas entre el Devónico superior-Carbonífero inferior y Carbonífero superior-Pérmico inferior (*lower intrusives* y *upper intrusives* de Coughlin 2000). Completan la estratigrafía del área depósitos rojos del Mesozoico aflorantes al oeste del sinclinal del Rincón Blanco (Fig. 1c), incluidos informalmente dentro de la Formación Santo Domingo (Fauqué y Caminos 2002). Es-

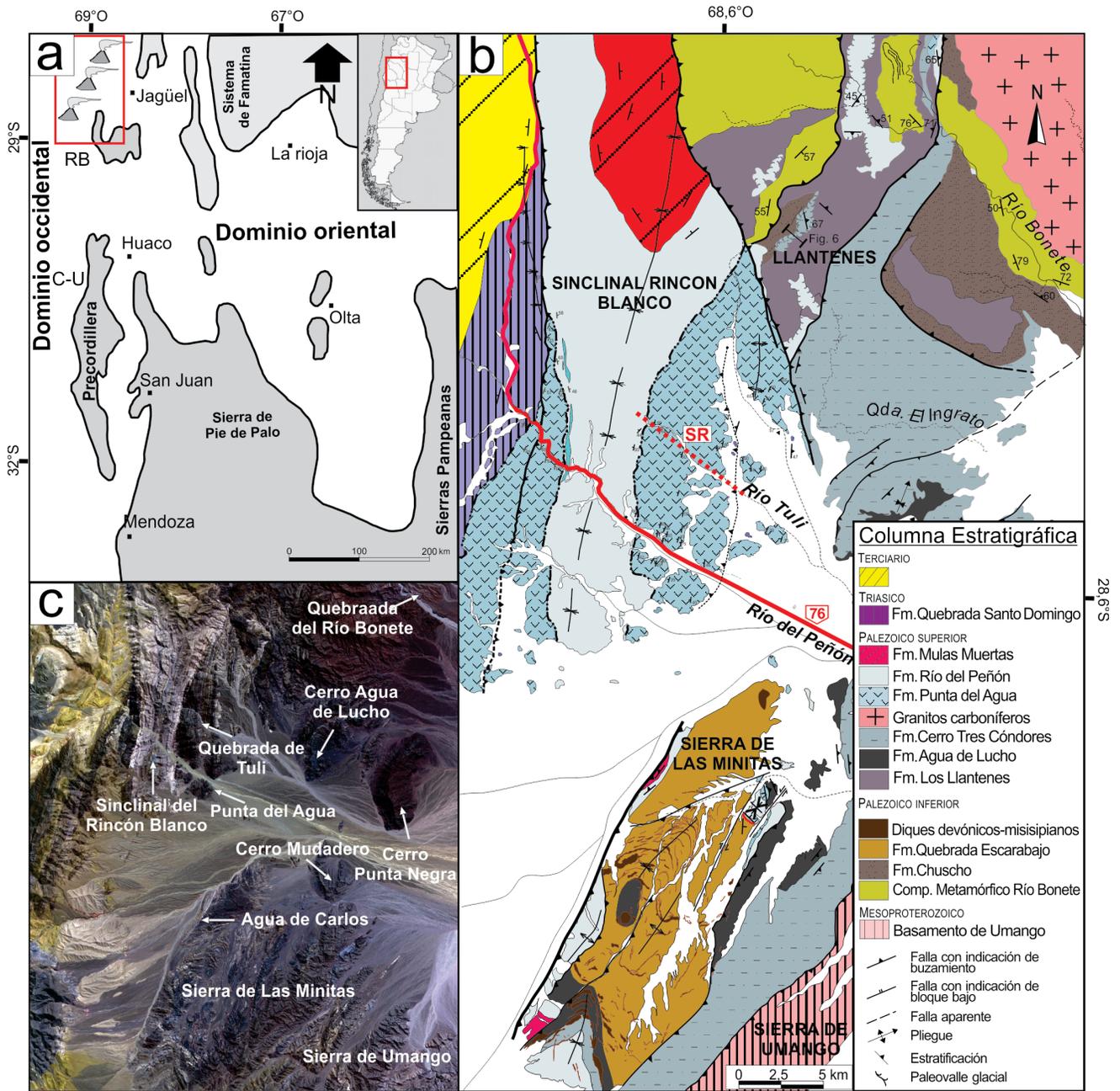


Figura 1: a) Mapa paleogeográfico mostrando los dominios oriental y occidental de la cuenca de Paganzo tomado de Astini *et al.* (2005). RB: subcuenca de Río Blanco y C-U: subcuenca de Calingasta Uspallata. El recuadro rojo muestra la ubicación del área de estudio. b) Imagen satelital LANDSAT del área de estudio. c) Mapa geológico del área de estudio tomado de Ezpeleta (2009). SR: localización de la sección estratigráfica de referencia para la Formación Punta del Agua.

ta unidad fue recientemente dividida por Garrone *et al.* (2008), en dos unidades diferentes separadas por una discordancia angular: la Formación Quebrada Santo Domingo (*emend.*) asignada al Triásico y la Formación Laguna Brava asignada al Jurásico - Cretácico. Recientemente, Vizán *et al.* (2013) asignan una edad eocena a la Formación Laguna Brava en base a nuevas dataciones radimétricas.

FORMACIÓN PUNTA DEL AGUA: ANTECEDENTES, EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Los afloramientos de rocas volcánicas en el sector del sinclinal del Rincón Blanco fueron originalmente identificados como Andesita Punta del Agua por Aceñolaza (1971). Este autor incluyó la Andesita

Punta del Agua dentro de las Volcanitas del Cerro Chuscho y les asignó una edad carbonífera inferior a partir de relaciones estratigráficas. González y Bossi (1986), fueron los primeros en denominar a estas rocas como Formación Punta del Agua. Fauqué *et al.* (1999), le asignaron una edad de 287 - 295 Ma. (Carbonífero superior - Pérmico inferior) a partir de dataciones radimétricas (K-Ar). En base a estas da-

CUADRO 1: Resumen con las facies descritas en la Formación Punta del Agua.

Código	Nombre	Litología	Geometría	Contacto	Estructuras	Interpretación
Bm	Brechas macizas	Brechas volcanoclásticas matriz sostén, moradas	Tabular - lenticular expandido. Espesores 8-20 m	Planos netos a levemente erosivos.	macizas	Flujos densos hiperconcentrados
Gmm	Paraconglomerados macizos	Paraconglomerados polimícticos verdosos	Lenticular extendido. Espesores < 5 m	Bases netas y planas Topes transicionales	Macizos Grosera gradación normal	Flujos densos concentrados.
Go	Ortoconglomerados organizados	Ortoconglomerados polimícticos de colores amarillos y verdosos	Lenticulares a lenticulares expandidos. Espesores < 1 m	Bases erosivas. Capas amalgamadas	Estratificación cruda. Estratificación cruzada planar	Flujos turbulentos. Barras fluviales
Sp/t	Areniscas con estratificación entrecruzada	Areniscas medias de colores amarillos y verdosos	Lenticulares a lenticulares expandidos	Bases erosivas	Laminación entrecruzada de tipo planar o en artesas	Flujos turbulentos Barras fluviales
Sg	Areniscas líticas gradadas	Areniscas líticas medias a muy finas	Tabulares	Planos y netos a levemente erosivos	Arreglo grano decreciente Laminación paralela y ondulitas	Flujos turbidíticos proximales
Rd	Ritmitas con clastos caídos	Intercalaciones rítmicas de areniscas finas con limo pelitas de colores verdosos	Tabulares Espesores de cada ciclo 2-5 cm	Planos a Levemente erosivas	Laminación Pliegues recumbentes in sedimentarios y clastos caídos	Flujos turbidíticos distales
Fd	Pelitas con clastos caídos	Limo pelitas moradas verdosas	Tabulares. Espesores de niveles pelíticos de hasta 30m	Netas y planas	Fina laminación Clastos caídos	Sedimentación por decantación
Tvg	Tobas vitrocrystalinas gradadas	Tobas vitrocrystalinas	Tabulares. Espesores < 2 m. Láminas individuales 1,5-2 cm	Contactos netos y planos	Fina laminación Doble gradación al interior de láminas individuales	Flujos turbidíticos volcanoclásticos Erupciones subácuas?

taciones Fauqué y Villar (2003), separaron un magmatismo perteneciente al Ordovícico (Andesita Cerro Chuscho) de uno Paleozoico superior (Formación Punta del Agua). Estos autores definieron a la Formación Punta del Agua como un complejo volcánico-sedimentario, con predominio de volcanitas andesíticas, emplazado en un ambiente continental. Remesal *et al.* (2004), caracterizaron a las volcanitas de esta unidad como rocas pertenecientes a un arco magmático de carácter calcoalcalino y, a los conglomerados y areniscas intercalados como sedimentación de intrarco. Algunos aspectos petrográficos han sido reseñados por Net y Limarino (2006), apoyando la interpretación de un origen vinculado a un arco magmático. Ezpeleta *et al.* (2009), mediante el análisis de zircones detríticos en areniscas líticas intercaladas en la sección inferior sugirieron una edad máxima de ca. 337 Ma. (Mississippiano) para la actividad volcánica de la Formación Punta del Agua. Dado que la unidad contiene términos volcánicos ácidos y abundantes depósitos volcanoclásticos es posible interpretar que la población más joven representada

por zircones euhedrales sea de origen volcánico (procedencia intracuenal) e indique, con un buen grado de aproximación, la edad de la unidad. El resto de la población de zircones analizada muestra picos en el Mesoproterozoico y en el Ordovícico, indicando que unidades de esta edad se comportaron como fuentes adicionales de procedencia extracuenal (Astini *et al.* 2009). Recientemente Gulbranson *et al.* (2010) aportaron un nuevo dato radiométrico U/Pb para una muestra del tope de la Formación Punta del Agua asignándole una edad de $335,9 \pm 0,06$ Ma.

En general, la sucesión es de composición heterogénea y de color morado, pero en el sector basal existen intercalaciones de areniscas y conglomerados amarillos (Fig. 2a), que fueron anteriormente asignados a la Formación Río del Peñón (Fauqué y Limarino 1991). Este conjunto epiclástico presenta intercalaciones de rocas volcánicas de composiciones andesíticas/basálticas, lo cual no ocurre en la suprayacente Formación Río del Peñón. Estas relaciones estratigráficas se observan en ambos flancos del Sinclinal del Rincón Blanco (Fig. 2a-b-c) y de modo general permi-

ten dividir a la Formación Punta del Agua en dos miembros informales: “miembro Amarillo y miembro Morado”.

La Formación Punta del Agua posee espesores y relaciones de base variables. En la sierra de Las Minutas (~15 km al SE) (Fig. 3a) la Formación Punta del Agua se apoya en discordancia angular sobre el Devónico (Coughlin 2000) y posee un reducido espesor de ~ 170 m, mientras que al noreste (sobre los afluentes del río Bonete) se apoya sobre conglomerados de la Formación Cerro Tres Cóndores (Astini *et al.* 2011) y alcanza un espesor de ~ 250 m. En el flanco oriental del sinclinal de Rincón Blanco la Formación Punta del Agua se encuentra sobrecorrida por el conjunto de las Formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores (Fig. 3b). En esta región la unidad alcanza un espesor máximo medido de ~1600 m y se encuentra cubierta por la Formación Río del Peñón que la suprayace en marcada discordancia erosiva (Fig. 3c). Esta última representa un paleorelieve glaciar (Ezpeleta y Astini 2008, Gulbranson *et al.* 2008) heredado de la glaciación mississippiana. En esta contribución se presen-

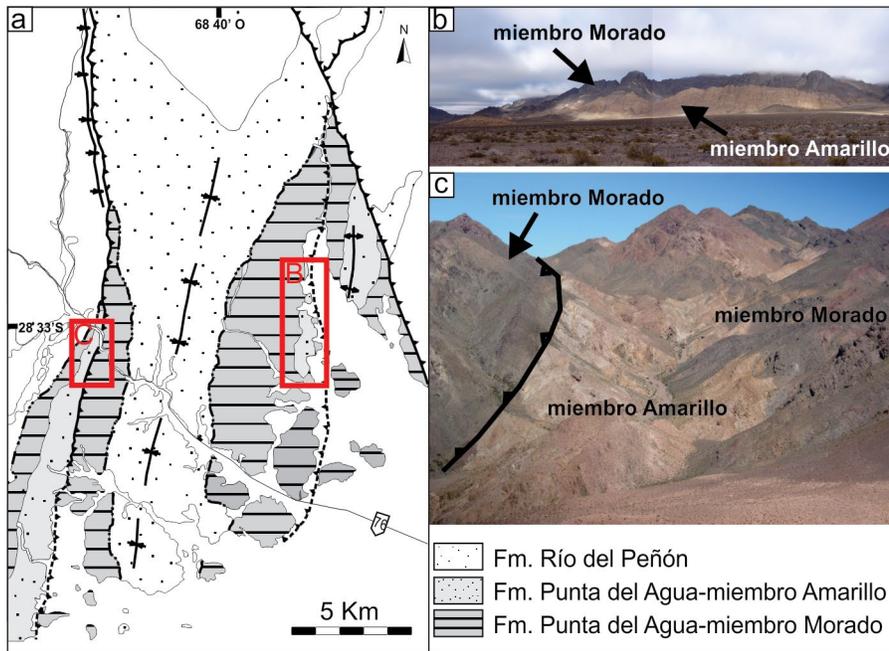


Figura 2: a) Mapa esquemático del sinclinal del Rincón Blanco mostrando la separación en miembros informales de la Formación Punta del Agua propuesta en este trabajo. b) Vista desde el oeste del flanco oriental del sinclinal del Rincón Blanco. c) Vista desde el norte del flanco occidental del sinclinal del Rincón Blanco.

ta una nueva sección de referencia para la Formación Punta del Agua (Fig. 4), que está ubicada 4 km al norte de la sección tipo clásica sobre la ruta nacional n°76. La misma permite complementar la definición original de la Formación Punta del Agua de González y Bossi (1986) y realizar numerosas observaciones que permiten mejorar la interpretación de la misma.

FACIES DE LA FORMACIÓN PUNTA DEL AGUA

La Formación Punta del Agua está compuesta por un ~60 % de rocas sedimentarias (brechas, conglomerados, areniscas y pelitas) en su mayoría volcanoclásticas y ~40 % de rocas ígneas (volcanitas y diques subvolcánicos). Internamente muestra una arquitectura heterogénea constituyendo un mosaico complejo de facies. Dentro de la Formación Punta del Agua se reconocieron 8 facies (Cuadro 1) que se describen a continuación: 1) brechas macizas (Bm), 2) paraconglomerados macizos (Gmm), 3) ortoconglomerados organizados (Go), 4) areniscas con estratificación entrecruzada (Sp/t), 5) areniscas gradadas (Sg), 6) ritmitas con clastos caídos (Rd), 7)

pelitas con clastos caídos (Fd) y 8) tobas vitrocrystalinas gradadas (Tvg). Las mismas fueron definidas en base a sus descripciones macroscópicas complementadas con observaciones microscópicas, y se las comparó con el código litofacial de Miall (1996) con el objetivo de estandarizar su clasificación.

Por otro lado, se describen las diferentes unidades volcánicas sinsedimentarias presentes en la sucesión. Las mismas incluyen volcanitas riolíticas (Vr), volcanitas andesíticas (Va), volcanitas basálticas (Vb) y cuerpos subvolcánicos (Vs). Las rocas volcánicas fueron separadas en base a la composición de sus fenocristales y no a partir de su geoquímica, por lo que sólo fueron determinados los diferentes fenotipos (Le Maitre *et al.* 1989).

Facies de brechas macizas (Bm)

Descripción: Son brechas polimícticas macizas, matriz sostén y de colores morados y verdosos, que se presentan en cuerpos tabulares a lenticulares expandidos. Los mismos tienen espesores individuales variables entre 8 y 20 m. Los contactos entre los bancos son netos y planos a levemente erosivos y en muchos casos se encuen-

tran amalgamados formando cuerpos mayores de buena continuidad lateral. No muestran evidentes gradaciones, solo en algunos casos una grosera gradación inversa en la base y pasajes graduales a areniscas líticas hacia el tope. Los clastos son angulosos, en general compuestos por volcanitas verdes o moradas con texturas porfíricas, de composición andesítica-basáltica y minoritariamente riolítica. En forma subordinada se observan clastos subredondeados de granitoides y metamorfitas. Los tamaños promedio de clastos rondan los 5-8 cm (tamaño grava) y es común la presencia de bloques sobredimensionados con tamaños máximos de 0,9-1,2 m (Fig. 5a). La matriz es psamítica, de color morada a verde y en secciones delgadas muestra muy mala selección, textura polimodal y composición rica en cristaloclastos y fragmentos líticos volcánicos. En cuanto a los cristaloclastos se observan plagioclasas, minerales máficos y cuarzo de origen volcánico pero siempre subordinados a los fragmentos líticos. No fue posible determinar la composición de la fracción más fina mediante métodos ópticos; por lo cual se realizó un difractograma de rayos x que permitió definir que en la composición de la misma no están presentes minerales de arcilla.

Interpretación: Estos depósitos matriz sostenidos, poco estructurados, con bloques sobredimensionados y contactos irregulares poco erosivos, se interpretan como depósitos generados a partir de flujos densos de alta competencia y elevada concentración de partículas (Lowe 1982). La alta concentración de partículas inhibe la turbulencia acentuando un régimen de tipo laminar capaz de sostener grandes bloques en suspensión. Algunos cuerpos muestran grosera gradación inversa, lo que es interpretado como el resultado de la presión dispersiva generada por la interacción de partículas dentro del flujo concentrado. La ausencia de una matriz rica en minerales de arcilla permite inferir que la competencia del flujo no fue debida a la cohesividad sino producto de la alta concentración de partículas (flujo hiperconcentrado *sensu* Mulder y Alexander 2001). El pasaje gradual a areniscas líticas hacia

el tope de los cuerpos brechosos puede ser interpretado como una transformación gradual del flujo al incorporar agua y volverse más diluido, incluso permitiendo el desarrollo de cierto grado de turbulencia. Este tipo de proceso de transformación de flujo es particularmente común en depósitos asociados a flujos de detritos densos subácuos (Nemec y Steel 1984).

Facies de paraconglomerados macizos (Gmm)

Descripción: Son paraconglomerados polimícticos con poca estructuración interna, representada en algunos casos por una grosera gradación normal. Los cuerpos son lenticulares extendidos con espesores que no superan los 5 m. En general sus bases son netas y planas, pero en sectores pueden ser irregulares y, hacia el tope pasan en forma transicional a areniscas conglomerádicas. La fábrica es matriz sostenida con un alto porcentaje de clastos que generan fábricas locales clasto sostenidas (contactos puntuales). La selección es muy pobre y el tamaño de clastos varía en general entre 5 y 10 cm (tamaño grava) con tamaños máximos de ~60 cm (Fig. 5b). Los clastos varían de subangulosos a redondeados con formas oblatas a proladas. La composición de los clastos varía desde un 60 % de granitoides y metamorfitas en la base de la sucesión, a puramente volcánicos hacia el tope de la unidad (andesitas, basaltos, riolitas e ignimbritas). La matriz es polimodal variando entre tamaños arena gruesa y arena muy fina. Al microscopio muestra mala selección y granos de composiciones similares a las fracciones más gruesas y granos angulosos (granos más chicos) a subredondeados (granos más grandes). Los mismos están cementados en algunos sectores por cloritas autigénicas con hábitos radiales y en otros por cristales bien desarrollados de calcita (texturas poiquilóticas). Se reconocieron texturas generadas por la diagénesis como son bordes de crecimiento autígeno de sílice en los granos de cuarzo, texturas tipo estilolitas dentro de fragmentos de ignimbritas, texturas de interpenetración y contactos completos o lineales entre los granos.

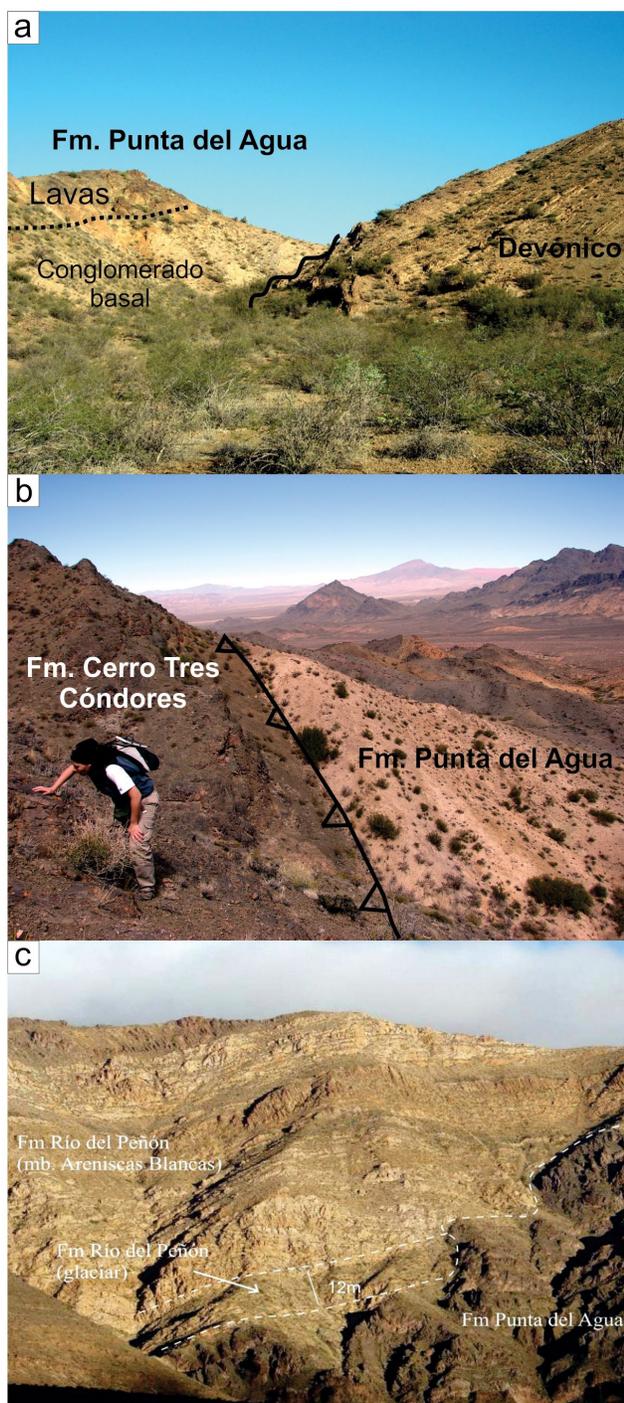


Figura 3: Relaciones estratigráficas de la Formación Punta del Agua. a) Contacto mediante discordancia angular con el Devónico en el sector de sierras de Las Minitas. b) Contacto con la Formación Cerro Tres Cóndores mediante una falla inversa en el sector oriental del área de estudio. c) Contacto con la suprayacente Formación Río del Peñón mediante una discordancia erosiva en el flanco occidental del sinclinal del Rincón Blanco.

Interpretación: La mala selección, la poca estructuración interna, los contactos netos y la fábrica principalmente matriz sostenida con una alta concentración de clastos indican un origen a partir de flujos concentrados *sensu* Mulder y Alexander (2001) (*high density turbidity currents sensu* Lowe 1982). La ausencia de una matriz arcillosa indica un comportamiento no cohesivo donde la alta competencia del

mismo es debida a la concentración de partículas (Mulder y Alexander 2001). El mecanismo principal de soporte de las partículas es la presión dispersiva debido a la interacción entre granos. Sin embargo, estos flujos son más diluidos que los flujos hiperconcentrados y el progresivo incremento de agua durante el transporte puede generar la transformación del flujo en un fluido newtoniano (Lowe 1982).

Esta transformación del flujo queda evidenciada por la gradación normal observada en algunos de estos conglomerados. Si dichos flujos se mueven por una pendiente baja como puede ser un sector de prodelta o sobre el fondo de una cuenca el entrapamiento de agua es poco y la interacción de partículas puede generar una verdadera depositación en masa (Mulder y Alexander 2001).

Facies de ortoconglomerados organizados (Go)

Descripción: Son conglomerados clasto soportados polimícticos con una matriz arenosa gruesa con buena estratificación. Se presentan en cuerpos lenticulares a lenticulares expandidos con bases erosivas, a veces amalgamados, y espesores individuales no superiores a 1 m (Fig. 5c). Internamente presentan estratificación planar o cruzada planar con bajo ángulo en conjuntos de 0,20 m a 1 m de espesor y gradaciones a areniscas conglomerádicas que con frecuencia forman cuerpos cuneiformes. Los clastos son bien redondeados con formas oblatas a proladas y en algunos casos muestran imbricación del tipo *a (t) b (i)* y agrupamiento de los clastos mayores. Los tamaños máximos rondan los 15 cm y los tamaños promedio los 5 cm (tamaño grava).

En relación con la composición dentro de esta facies pueden separarse dos grupos de colores contrastantes: a) Conglomerados amarillentos compuestos por clastos de granitoides y lavas riolíticas con términos afaníticos a porfíricos y, en menor proporción, rocas metamórficas y areniscas y b) Conglomerados verdosos y morados compuestos por clastos de andesitas y basaltos con proporciones subordinadas de fracciones metamórficas.

Interpretación: La fábrica clastosoportada, las bases erosivas, la redondez e imbricación de los clastos y la matriz arenosa indican la acción de corrientes fluidales tractivas con buena capacidad erosiva y de selección. La granulometría de los depósitos, arquitectura y estructuras internas indican depósitos de barras gravosas (Rust 1972, Smith 1974, Hein y Walker 1977). La amalgamación de estos con-

glomerados e intercalaciones de cuñas de arenas gravosas representan sistemas de barras sobreimpuestas típicas de una dinámica de alta y baja descarga en ríos entrelazados (Miall 1977, 1978, Bridge 2006).

Facies de areniscas con estratificación entrecruzada (Sp/t)

Descripción: Se trata de areniscas medias y gruesas, bien seleccionadas y dispuestas en bancos lenticulares a lenticulares expandidos. En general tienen bases erosivas y desarrollan laminación entrecruzada de tipo planar o en artesas formando *sets* de 1 m de espesor (Fig. 5d). Son comunes también acumulaciones de gravilla en la base de los bancos. En relación con la composición dentro de esta facies pueden separarse dos grupos de colores contrastantes: a) areniscas amarillentas de composición sub-arcósica y b) areniscas verde-grisáceas de composición lítica. Las primeras poseen estratofábrica y conjuntos laminados que alcanzan el metro de espesor y se intercalan con los conglomerados amarillentos. Las segundas, se asocian con los conglomerados verdes y morados, y constituyen cuerpos de menor dimensión (hasta 0,4 m de espesor).

Desde un punto de vista petrográfico las areniscas amarillentas son sub-arcosas, ricas en fragmentos líticos (en su mayoría metamórficos y volcánicos ácidos) y cristales de feldspatos y cuarzo (Fig. 6a), y las verde-grisáceas corresponden a areniscas líticas o litarenitas, donde los fragmentos líticos son predominantemente volcánicos de composición andesítica (Fig. 6b). Las areniscas amarillentas poseen mayor madurez textural, con clastos subredondeados cementados por cuarzo autógeno. Por el contrario, las areniscas verde-grisáceas tienen clastos predominantemente subangulosos, una menor selección con desarrollo de texturas polimodales y se encuentran aglutinadas por una ortomatrix (*sensu* Dickinson 1970) de composición clorítica.

Interpretación: La presencia de bases erosivas y estructuras tractivas sumadas a la buena selección y redondez de los granos indican depósitos a partir de corrientes

con mecánica turbulenta. En el caso de las areniscas amarillentas la geometría lenticular muy extendida y estratificación entrecruzada planar indicaría movilidad y consolidación de formas de lechos del tipo de barras arenosas y dunas bidimensionales. Las areniscas verde-grisáceas representaría formas de lecho menores y las concentraciones de gravilla, próximas a la base, se interpretan como depósitos residuales (*lags*) producto del transporte tractivo de gravas movilizadas como carga de fondo (Miall 1977, 1996).

Facies de areniscas gradadas (Sg)

Descripción: Son areniscas líticas medias a muy finas que se presentan en cuerpos tabulares de espesores que varían entre 1,5 y 0,3 m y de colores verdosos. Los bancos tienen bases planas y en algunos casos levemente erosivas e internamente presentan un arreglo granodecreciente (Fig. 5e). Las zonas basales son areniscas medias macizas que gradan a areniscas medias a finas con laminación paralela. Hacia la parte superior gradan a areniscas finas con desarrollo de conjuntos de láminas dispuestas con bajo ángulo, seguidas de uno o más conjuntos de laminación cruzada, en algunos casos con geometrías escalonadas (*climbing*), fuera de fase y en fase. En el tope de las capas se observan ondulitas asimétricas (longitud de onda de 10 cm y amplitudes del orden de los 2 cm) con crestas linguoides (Fig. 5f). Estas capas están separadas por particiones finas y delgados niveles pelíticos. Dentro de los términos laminados se reconocieron restos fragmentarios de flora (briznas) que con frecuencia poseen una marcada orientación (Fig. 5g).

Al microscopio los granos son angulosos a subangulosos y composicionalmente abundan los fragmentos líticos con texturas porfíricas que corresponden a volcánicas básicas y ácidas. También hay una importante fracción de cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa y, en forma accesoria, muscovitas, anfíboles y piroxenos. Las areniscas tienen una matriz rica en clorita y arcillas que constituyen epimatrices y ortomatrices (*sensu* Dickinson 1970) producto de la alteración de fragmentos

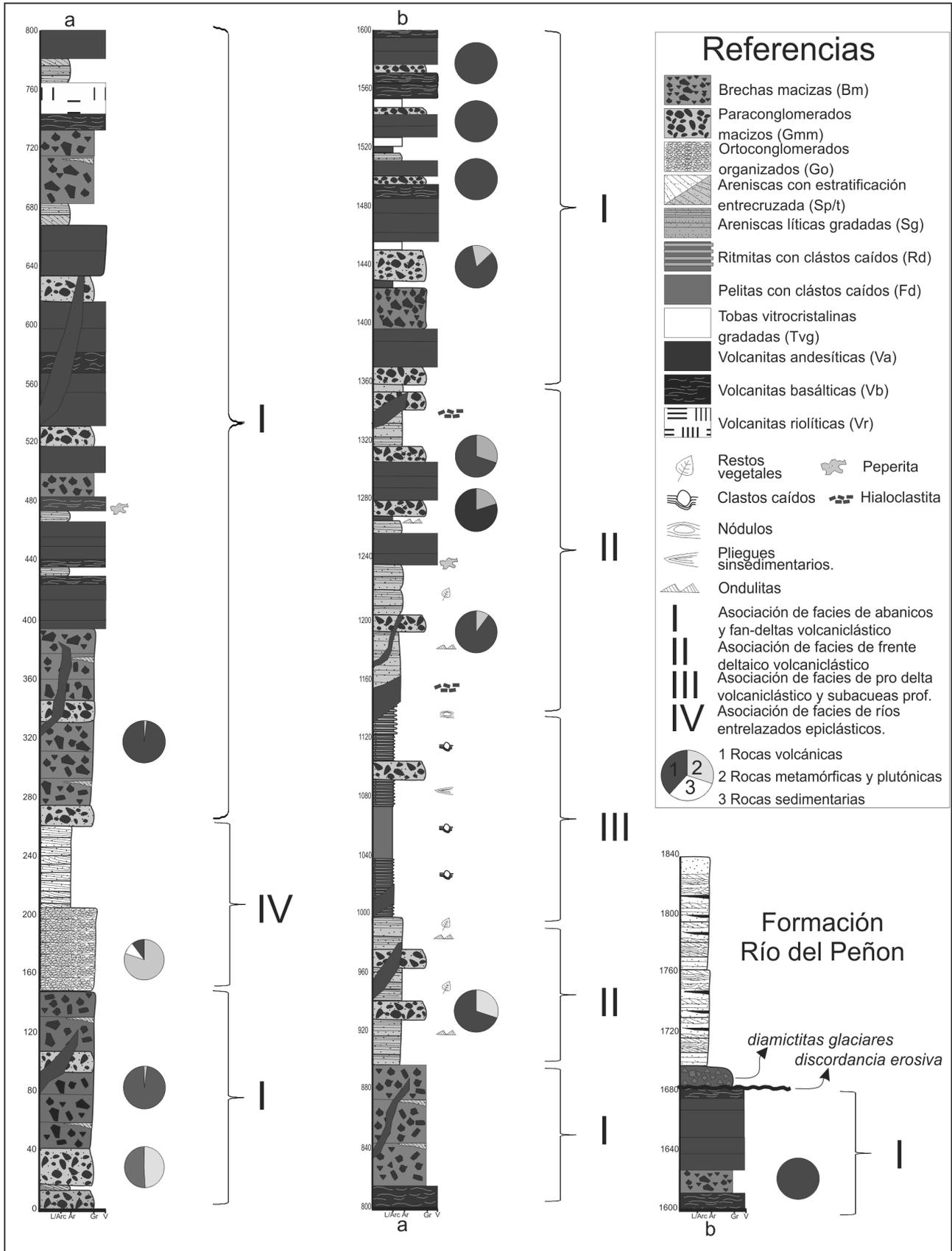


Figura 4: Sección estratigráfica de referencia ubicada en la quebrada de Tuli 4 km al norte de la ruta nacional 76.

líticos volcánicos y crecimiento autógeno de cloritas y arcillas durante la diagénesis. Los granos tienen contactos totales, texturas de interpenetración y en algunos casos deformación por flexura.

Interpretación: La repetición de capas de arena medias a finas con arreglo interno granodecreciente así como las estructuras sedimentarias presentes son compatibles con depósitos generados por corrientes de turbidez (Lowe 1982). Los depósitos asociados a corrientes de turbidez registran una serie ideal conocida como ciclos de Bouma que consiste en 5 divisiones que reflejan la depositación en un régimen de flujo menguante. Las arenas medias macizas de la parte basal de las capas representan la división Ta y se generan por una rápida depositación de la suspensión que inhibe la tracción. En algunos casos se reconoce una base erosiva la cual registra la fase de mayor energía del flujo en un régimen turbulento con capacidad de erosión. Las areniscas medias a finas laminadas constituyen la división Tb y reflejan la depositación bajo un alto régimen de flujo. Las areniscas finas con laminación cruzada, en algunos casos de tipo *climbing*, representan la división Tc y se generan por la desaceleración del régimen de flujo hacia el campo de estabilidad de las ondulitas y una alta tasa de sedimentación. Los términos pelíticos entre las capas gradadas constituyen las divisiones Td y Te, que son las menos representativas. Esto es típico de secuencias turbidíticas proximales (Nichols 2009). Algunas de las ondulitas desarrolladas en el tope de las capas arenosas podrían corresponder a retrabajo por oleaje, lo que indicaría que la depositación de esta facies ocurrió por encima del nivel de oleaje de buen tiempo.

Facies de ritmitas con clastos caídos (Rd)

Descripción: Intercalaciones rítmicas de ciclos compuestos por areniscas finas granodecrecientes en algunos casos con laminación ondulítica que gradan a limo-pelitas laminadas y homogéneas hacia el techo (Fig. 5h). En general son de color verdoso y cada capa tiene espesores que

varían entre 2 y 5 cm. Tienen bases planas a levemente erosivas. Presentan pliegues sinsedimentarios recumbentes del orden de los 70 cm y clastos/bloques dispersos de hasta 50 cm que deforman las capas subyacentes (Fig. 5h). Dichos clastos están compuestos por andesitas, granitoides y sedimentitas con formas subredondeadas.

Interpretación: Las intercalaciones rítmicas de ciclos compuestos por areniscas finas que gradan a limo-pelitas se interpretan como ciclos de Bouma generados por corrientes de turbidez, donde la sedimentación de estos materiales se produce a partir de un flujo turbulento diluido con un régimen de flujo menguante como lo muestra el arreglo granodecreciente de las capas de arena y la etapa de decantación representada por los niveles limo-pelíticos (Lowe 1982). Los niveles arenosos con laminación cruzada representarían la división Tc de Bouma, los limos laminados la división Td y las limo-pelitas homogéneas la división Te. Las divisiones Ta y Tb no se encuentran representadas lo cual es característico de secuencias turbidíticas distales (Nichols 2009). La presencia de clastos y bloques punzando las capas gradadas se interpretan como clastos caídos (dropstones), resultado del mecanismo de balsaje por hielo o vegetación. El tamaño máximo de estos bloques apoya la primera alternativa, indicando que las ritmitas podrían ser alternativamente de naturaleza glacial y responder a variedades de acuñillos o flujos de gravedad proglaciales (*underflows*).

Facies de pelitas con clastos caídos (Pd)

Descripción: En general las facies Rd gradan en algunos sectores a niveles de pelitas de hasta 30 m de espesor. Se trata de limo-pelitas finamente laminadas de colores morados a verdosos (Fig. 5i). Presentan *dropstones* de hasta 30 cm, compuestos por andesitas, granitoides y sedimentitas. Esta facies en general muestra evidencias de deformación durante la diagénesis como es la presencia de clivaje en lápiz.

Interpretación: Esta facies pelítica es interpretada como producto de sedimentación por decantación de material transportado en suspensión en un ambiente subacuoso

tranquilo. Al igual que en las facies Rd los *dropstones* son interpretados como producto del balsaje por hielo o vegetación, aunque el tamaño máximo de estos bloques apoya la primera alternativa.

Facies de tobas vitrocrystalinas gradadas (Tvg)

Descripción: Son intervalos estratigráficos de hasta 2 m de espesor constituidos por cuerpos tabulares con contactos netos tanto con las capas suprayacentes como con las subyacentes. Son de composición tobácea e internamente muestran una fina laminación, con láminas de espesores entre 1,5 y 3 cm (Fig. 6c). Es común la presencia de fragmentos líticos sobredimensionados punzando las capas y variaciones granulométricas laterales en las láminas individuales (Fig. 6c). Los fragmentos líticos sobredimensionados tienen texturas porfíricas con diferentes grados de vesiculación y en general son de composición andesítica-basáltica. Individualmente cada lámina presenta una base con gradación inversa, un nivel donde se concentran las partículas de mayor granulometría y luego una gradación normal hacia el tope (Fig. 6c y d). En secciones delgadas se puede observar que los niveles de granulometría más gruesa son ricos en cristaloclastos (90%) con tamaños de hasta 3 mm. Están compuestos por fragmentos angulosos de cuarzo con engolfamientos y feldespatos. Algunos de estos cristaloclastos de cuarzo tienen extinción ondulosa radial y en general muestran imbricación *a (p) a (i)*. Los niveles más finos tienen abundantes trizas vítreas de diferentes formas (cuspadas, blocosa, astillosas) (Fig. 6e), fragmentos de pómez y vidrios cloritizados con texturas perlíticas. Estos materiales tienen una granulometría promedio de 0,1 mm y gradan hacia el tope de la lámina a materiales más finos, homogéneos, no diferenciables ópticamente, que también constituyen la matriz fina del resto de la lámina. Este material de extremadamente baja birrefringencia posiblemente sea una mezcla de minerales de alteración como arcillas y clorita.

Interpretación: Estos depósitos finamente laminados, gradados y compuestos por

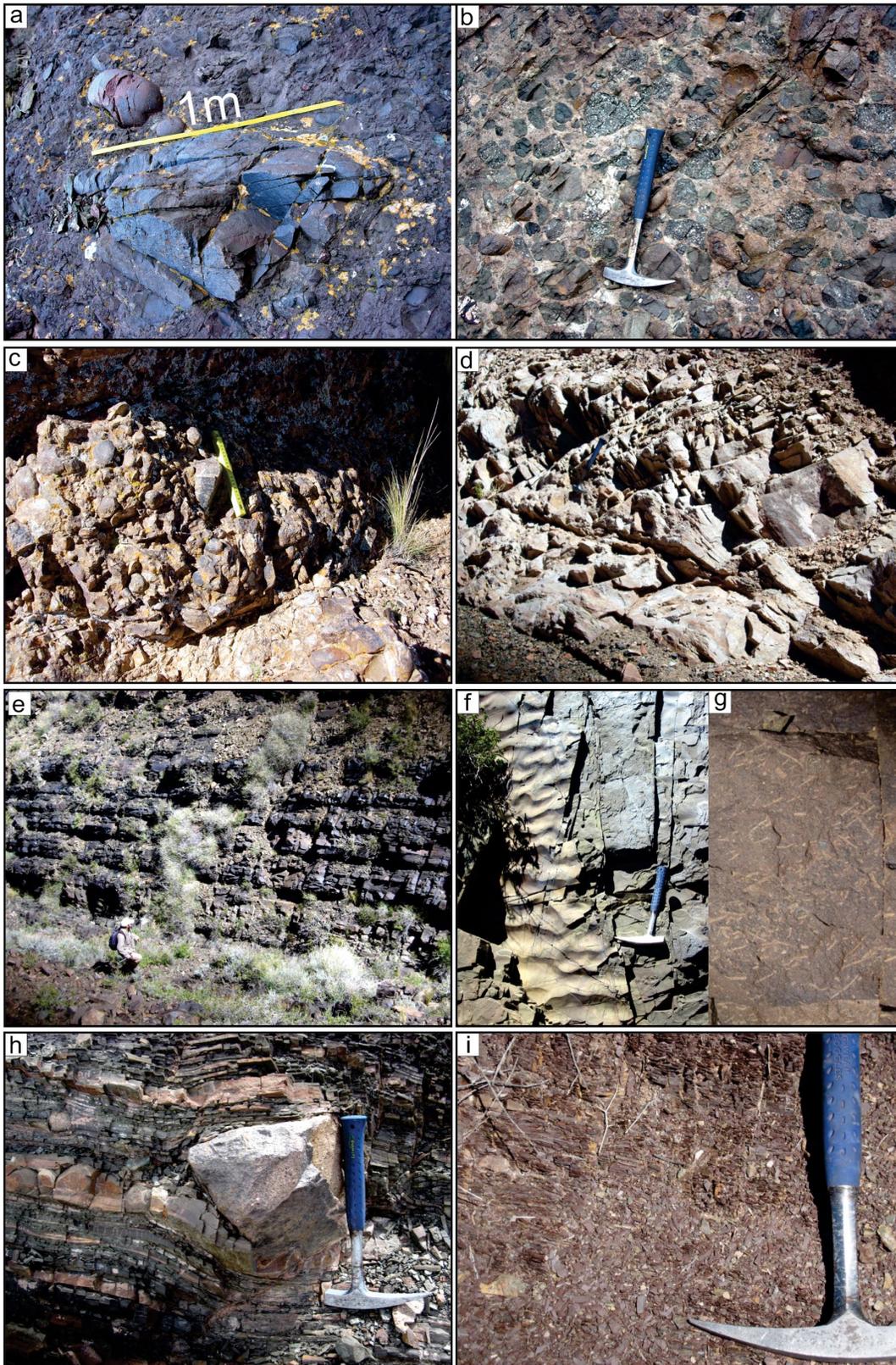


Figura 5: a) Facies de brechas macizas (Bm) con tamaños máximos de clastos de 0,9-1,2 m. b) Facies de paraconglomerados macizos (Gmm). c) Facies de ortoconglomerados organizados (Go). d) Facies de areniscas con estratificación cruzada (Sp/t). e) Facies de areniscas líticas gradadas (Sg). f) Ondulitas dentro de la facies de areniscas líticas gradadas (Sg). g) Briznas vegetales dentro de la facies de areniscas líticas gradadas (Sg). h) Facies de ritmitas con clastos caídos (Rd). i) Pelitas con clastos caídos (Fd).

material piroclástico juvenil bien preservado, son interpretados como depósitos generados por flujos turbidíticos volcanoclásticos. El origen primario (asociados directamente a un evento eruptivo) o secundario (retrabajo de material previamente depositado) es difícil de determinar. El alto grado de preservación de las complejas y delicadas formas de las trizas vítreas y la presencia de cristolitos poco variados apoyan un origen primario para las mismas (Schneider *et al.* 2001). Por otro lado, la presencia de trizas vítreas cuspidadas y fragmentos pumíceos indican que parte de este material juvenil se generó durante erupciones explosivas. Por lo que se descarta la posibilidad de que estos depósitos fueran producto de flujo de gravedad generados en los márgenes de coladas lávicas o cuerpos dómicos subácueos, donde la fragmentación se produce sólo por *quenching* (grupo III White 2000). Sin embargo, la presencia de trizas tipo blocosa indica que parte de la fragmentación se produjo por la interacción con agua. Esto puede ser resultado de una fragmentación secundaria cuando un flujo piroclástico subaéreo ingresa a un cuerpo de agua (Cas y Wright 1988, Mc Phie *et al.* 1993) o directamente a partir de erupciones explosivas subácueas (Grupo II de White 2000). Facies muy similares a la Tvg son descritas por White (1996), como producto de numerosos flujos de gravedad, cada uno generado por un pulso u oleada dentro de un mismo evento eruptivo subácueo. Los pulsos serían similares a los *jet* de tefra intermitentes observados en las erupciones freatomagmáticas, pero en este caso al generarse en forma totalmente subácuea el vapor en los *jet* se condensa rápidamente, dejando la carga de clastos transportada por el mismo suspendida dentro de la columna de agua. Este material debido a su densidad se transforma en flujos de gravedad por colapso que vuelven hacia el sector del conducto y luego se expanden lateralmente por el fondo del cuerpo de agua (White 2000). La presencia de clastos volcánicos vesiculados punzando las capas laminadas se interpreta como la caída de fragmentos escoráceos de mayor

tamaño generados durante la erupción. A diferencia de las bombas emplazadas en oleadas piroclásticas subaéreas el emplazamiento de los mismos no es de tipo balístico.

UNIDADES VOLCÁNICAS ASOCIADAS

A manera de complemento y para una mejor comprensión del marco sedimentario y articulación del conjunto volcanoclástico con las fuentes magmáticas, se brinda a continuación una síntesis de las principales litologías volcánicas reconocidas dentro de la unidad, que yacen intercaladas entre los depósitos volcanoclásticos descritos en el análisis de facies.

Volcanitas riolíticas (Vr)

Descripción: Son cuerpos tabulares, concordantes y de espesores que varían entre 15 y 20 m. En muestra de mano son rocas muy tenaces de colores naranja o rojizos con fenocristales de feldespatos en una pasta afanítica. En secciones delgadas presentan una textura porfídica con fenocristales orientados de sanidina, plagioclasa y en menor proporción biotita y cuarzo, inmersos en una pasta originalmente vítrea, ahora desvitrificada, formando un mosaico de cuarzo y feldespato de grano fino. En algunas muestras se observan pseudotrizas vítreas resaltadas por óxidos de hierro.

Interpretación: A partir de la forma de yacencia, textura y composición mineralógica que presentan estas rocas se las interpreta como flujos lávicos de composiciones ácidas. Las pseudotrizas vítreas se interpretan como relictos muy alterados de una fracturación perlítica original (Mc Phie *et al.* 1993). Los colores rojizos que presentan estas rocas, en general, obedecen a una fuerte alteración y oxidación temprana de los maficos.

Volcanitas andesíticas (Va)

Descripción: Dentro de las rocas volcánicas presentes en la Formación Punta del Agua las de composiciones andesíticas son las mejores representadas y afloran como cuerpos concordantes de espesores varia-

bles entre 7 y 25 m, mostrando evidencias de “cocinar” los sedimentos subyacentes mientras que en otros casos se apoyan unos sobre otros. Son rocas de colores oscuros con tonos verdosos pudiéndose reconocer dos grupos texturales. En el primero las rocas tienen aspecto afanítico en muestra de mano y en secciones delgadas muestran una textura holocristalina porfídica con fenocristales de plagioclasa, en forma minoritaria pseudomorfo de anfíbol, todo inmerso en una pasta con textura intersertal. En el segundo es posible distinguir, en muestra de mano, fenocristales orientados de plagioclasa y maficos alterados. Se observan vesículas y amígdalas por lo general elongadas y orientadas según el flujo, con tamaños entre 0,02 y 5 cm. En secciones delgadas estas rocas muestran textura holocristalina porfídica a microporfídica con fenocristales de plagioclasa en una pasta pilotáxica (traquítica) compuesta por microlitos de plagioclasa y maficos en menor medida.

En general las lavas andesíticas presentan textura de autobrechamiento constituida por autoclastos angulosos de andesitas en contacto unos con otros, sin presencia de matriz, pasando transicionalmente a la andesita homogénea. En algunos casos se reconocen texturas peperíticas (Fig. 7a) del tipo *globular peperites* o peperitas fluidales (Busby y White 1987).

Interpretación: La forma de yacencia, textura y composición mineralógica que presentan estas rocas permite interpretarlas como flujos lávicos de composiciones andesíticas. Las texturas de autobrechamiento se generan por fenómenos de fragmentación no explosiva de flujos lávicos. Los sectores del flujo lávico más fríos, más viscosos o sometidos localmente a altas tasas de deformación, responden al esfuerzo de forma frágil (Mc. Phie *et al.* 1993). Las peperitas de tipo *globular peperites* son producto de la interacción de lavas coherentes con sedimentos húmedos in-consolidados (Fisher 1960).

Volcanitas basálticas (Vb)

Descripción: En forma minoritaria también están presentes volcanitas de composiciones basálticas que yacen de forma similar

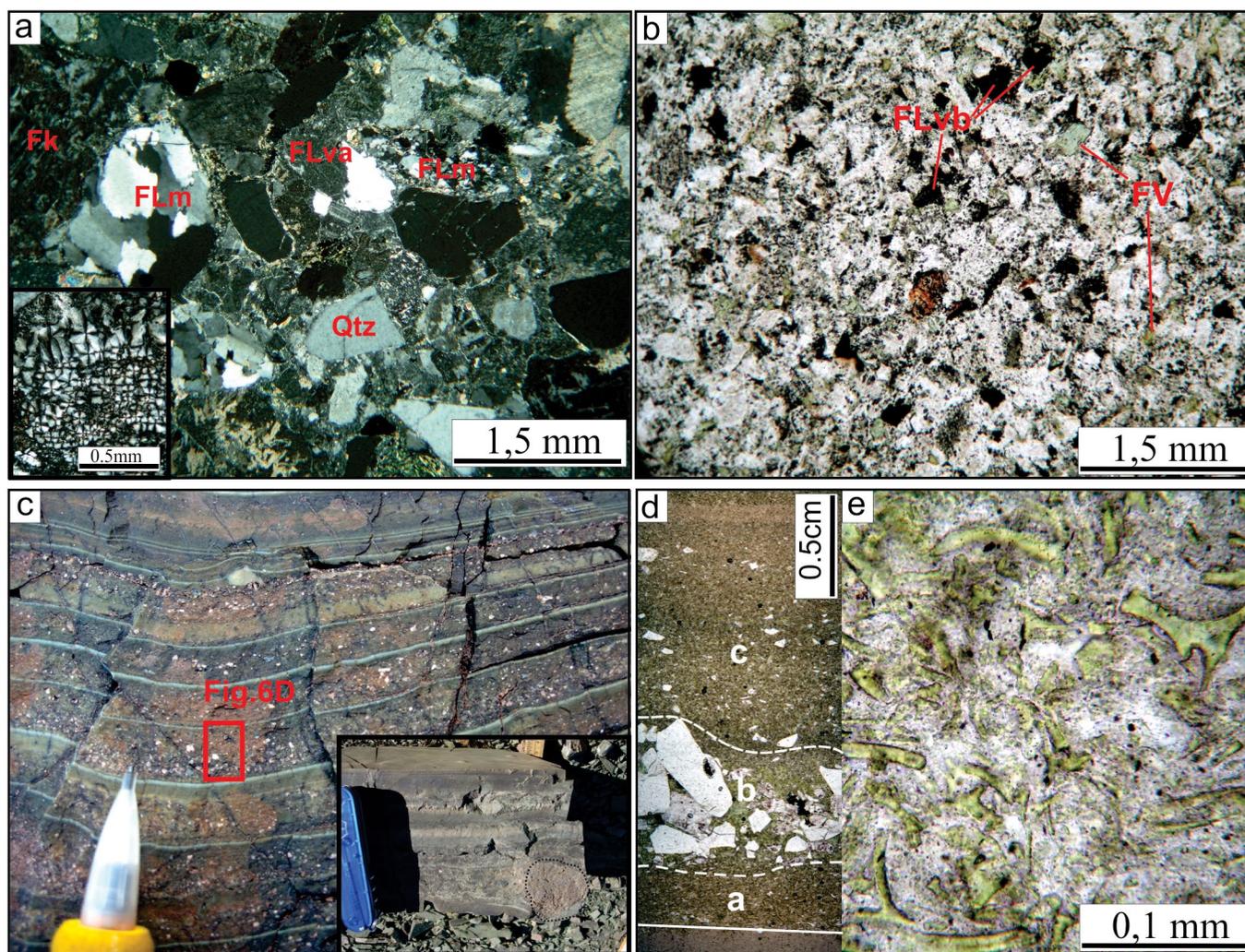


Figura 6: a) Microfotografía (nicosos cruzados) de la facies de areniscas con estratificación cruzada (amarillas) (Ss). FLm: fragmentos líticos de rocas metamórficas, FLva: fragmentos líticos volcánicos de composición riolítica, Qtz: cristaloclasto de cuarzo, Fk: cristaloclasto de feldespato alcalino. En el recuadro inferior se observa un detalle de un fragmento lítico riolítico con textura esferulítica. b) Microfotografía (nicosos paralelos) de la facies de areniscas líticas gradadas. FLvb: fragmentos líticos volcánicos de composición básica. FV: Fragmentos vítreos cloritizados. c) Facies de tobas vitrocristalinas gradadas (Tvg). a: zona inferior de granulometría muy fina y rica en trizas vítreas, b: zona de mayor granulometría rica en cristales de cuarzo y c: zona superior grano decreciente rica en trizas vítreas. El recuadro inferior muestra un clasto volcánico vesiculado punzando las capas. d) Microfotografía (nicosos paralelos) mostrando la doble gradación interna de una lámina individual de la facies de tobas vitrocristalinas gradadas (Tvg). e) Microfotografía (nicosos paralelos) mostrando las delicadas formas de las trizas vítreas reemplazadas a clorita (facies Tvg).

a las volcanitas andesíticas. En general, se trata de rocas de colores negros con tonos verdosos, de aspecto afanítico y en algunos casos con texturas almohadilladas (*pillows lavas*) con abundantes vesículas (Fig. 7b) y texturas peperíticas del tipo *globular peperites* o peperitas fluidales (Busby-Spera y White 1987). En secciones delgadas presentan una textura holocristalina porfídica, con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, olivino, piroxeno y anfíbol. Algunas muestras tienen texturas seriadas con diversos tamaños de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa.

Las pastas tienen texturas pilotáxicas e intersertales con microlitos de plagioclasa de tamaños entre 0,1 y 0,2 mm y vidrio totalmente reemplazado por clorita.

Interpretación: La forma de yacencia, textura y composición mineralógica que presentan estas rocas permite interpretarlas como flujos lávicos de composiciones basálticas. Algunas de estas rocas muestran evidencias texturales de emplazamiento subácuo como es la presencia de *pillow lavas*. Estas texturas son el producto de la interacción no explosiva de lava y agua (Mc Phie *et al.* 1993). La gran cantidad de

vesículas presentes estaría indicando ambientes subácuos poco profundos (Mc Phie *et al.* 1993). Las peperitas de tipo *globular peperites* se interpretan como interacción de lavas coherentes con sedimentos húmedos inconsolidados (Fisher 1960, Williams y Mc Birney 1979).

Cuerpos subvolcánicos (Sv)

Descripción: Los cuerpos subvolcánicos se encuentran a lo largo de toda la sucesión y pueden ser fuertemente discordantes o subconcordantes (Fig. 7c). Presentan espesores entre 5 y 20 m y composiciones

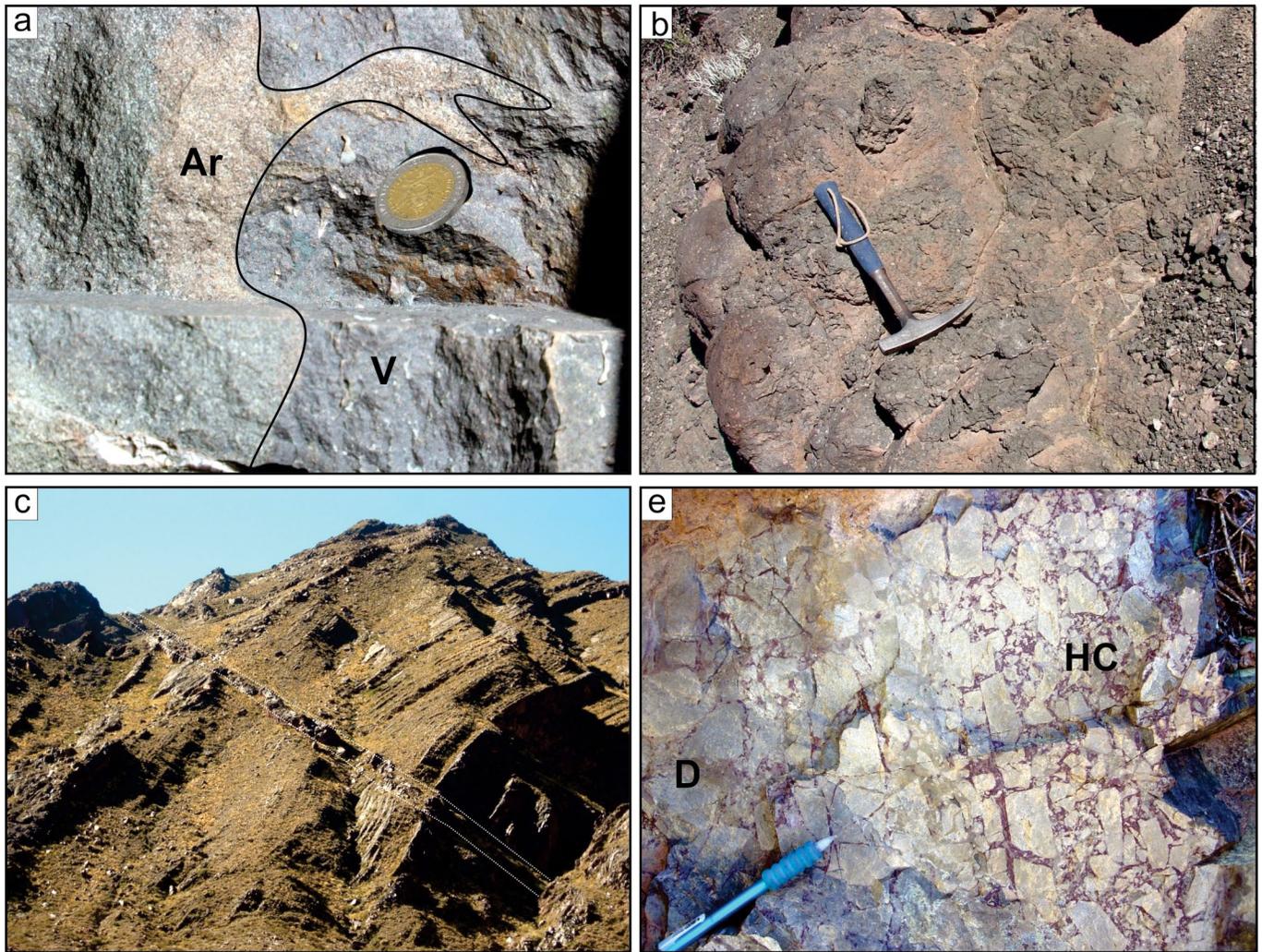


Figura 7: a) Fotografía de detalle mostrando texturas peperíticas dentro de la facies de volcanitas andesíticas (Va). Ar: areniscas. V: volcanita. b) *Pillow* lavas en las facies de volcanitas basálticas (Vb). c) Vista hacia el sur desde la ruta nacional n° 76 de un dique discordante. d) Detalle del contacto de un dique mostrando texturas hialoclásticas lo que permite inferir su origen sinsedimentario.

variadas: i) Cuerpos subvolcánicos diabásicos (Dd), son de colores oscuros con tonos verdosos y de aspecto afánitico en muestras de mano. En secciones delgadas muestran textura holocristalina equigranular de grano fino (tamaños aproximados de 0,3 mm) compuestas por plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Algunas muestras presentan microfenocristales de piroxeno con múltiples inclusiones de plagioclasas constituyendo una textura del tipo sub-ofítica, en una pasta rica en cristales de plagioclasa muy alterados. ii) Cuerpos subvolcánicos andesíticos/diabásicos (Dad), son los más abundantes en la sucesión. En general son rocas de aspecto afánitico y colores oscuros con tonos verdosos en mues-

tra de mano. Algunos cuerpos presentan disyunción columnar y texturas hialoclásticas en los bordes (Fig. 7d). Estas últimas consisten en brechas *in situ* constituidas por autoclastos poligonales de tamaños que oscilan entre 2 y 8 cm dando lugar a una textura de tipo *jigsaw-fit* (McPhie *et al.* 1993). Esta brecha *in situ* pasa gradualmente a una brecha donde los clastos poligonales están desacoplados y rotados, flotando en una matriz sedimentaria formada por arenas líticas. En secciones delgadas muestran una textura holocristalina microporfírica con microfenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol sin orientación preferencial. La pasta es de grano muy fino alterada a calcita, clorita y opacos. No obstante, preserva algunos rasgos

que permiten inferir que originalmente estaba constituida por microlitos de plagioclasa y maficos, probablemente con textura intergranular.

Interpretación: Los cuerpos subvolcánicos presentan composición similar a las volcanitas andesíticas/basálticas por lo que se interpreta que los mismos fueron los conductos alimentadores de los flujos lávicos. Una evidencia importante para confirmar que esta actividad magmática fue sinsedimentaria es la presencia de diques con texturas hialoclásticas, que indican emplazamientos subsuperficiales en contacto con sedimentos húmedos inconsolidados. Las hialoclastitas son agregados clásticos generados por fracturación no explosiva y desintegración por

enfriamiento de lavas y cuerpos intrusivos (Rittmann 1962, Yamagishi 1987). La fragmentación se produce por el esfuerzo térmico generado por el enfriamiento (*quenching*) y producto del movimiento del núcleo de la colada o del dique, todavía en estado dúctil, que deforma la costra enfriada (Kokelaar 1986).

ASOCIACIONES DE FACIES

Del ordenamiento natural de facies y según su relación entre sí y con las unidades volcánicas se desprende el siguiente agrupamiento de facies que genera asociaciones ambientalmente significativas:

Asociación de facies de abanicos y fan-deltas volcánicas (I)

Esta asociación de facies es la mejor representada de la sucesión constituyendo un 60 % de la columna estratigráfica (Fig. 4). En ella se agrupan depósitos predominantemente conglomerádicos incluyendo variedades desorganizadas y organizadas con intercalaciones menos representativas de paquetes arenosos y pelíticos. Dominan las facies de brechas matriz soportada (Bm) y de paraconglomerados macizos (Gmm). Estos depósitos son generados por flujos de gravedad hiperconcentrados y concentrados, los cuales en general necesitan un gradiente topográfico importante para ser gatillados. Los depósitos generados por flujos de detritos densos subáereos y subácueos comparten muchas de sus características, por lo que la identificación de uno u otro en secuencias antiguas resulta difícil (Nemec y Steel 1984). Existen rasgos de las facies Bm y Gmm que permiten inferir un origen subácueo para algunos de estos depósitos. Muchos de los cuerpos conglomerádicos y brechosos pasan hacia al tope a areniscas líticas con estructuras internas tractivas. Esto puede ser interpretado como una transformación gradual del flujo al incorporar agua y volverse más diluido, incluso permitiendo el desarrollo de turbulencia. Esta transformación da lugar a flujos concentrados *sensu* Mulder y Alexander (2001), y es particularmente común en ambientes subácueos. Dentro

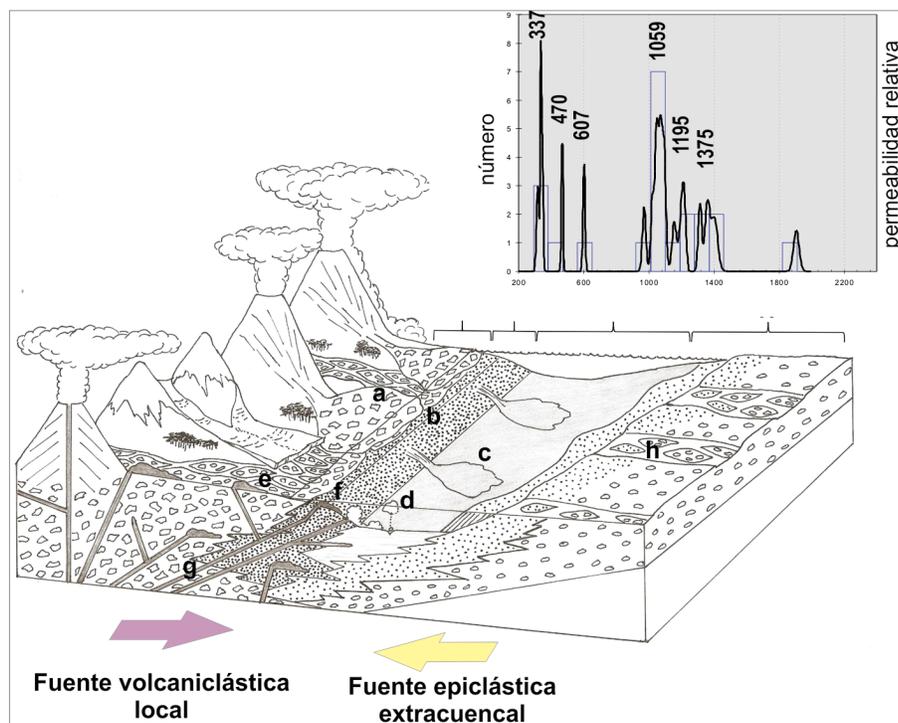


Figura 8: Block diagrama esquemático mostrando el posible paleoambiente de deposición para la Formación Punta del Agua. Se observa la interdigitación de sistemas de fan-deltas volcánicas con fuente local y sistemas de ríos entrelazados gravosos con una fuente epiclastica extracuenal. a: Abanicos aluviales de baja eficiencia que interactúan con un cuerpo de agua y desarrollo de sistemas fluviales entrelazados (Asociación de facies I). b: Sectores de frente deltaico (Asociación de facies II). c: Sectores de prodelta (Asociación de facies III). d: Influencia glacial en la sedimentación de la asociación de facies III. e: Flujos de lavas subáereos. f: Flujos de lavas subácueos. g: Conductos alimentadores de las facies volcánicas efusivas. h: Sistemas de ríos entrelazados. El recuadro superior muestra las poblaciones de zircones detríticos para una muestra de la base de la Formación Punta del Agua tomado de Ezpeleta *et al.* (2009). Los datos confirman la presencia de una fuente local volcánica y una fuente extracuenal compuesta por rocas del basamento Paleozoico y Neoproterozoico.

de esta asociación de facies existen intercalaciones de niveles pelíticos (Pd) y turbiditas volcánicas (Ivg) que podrían indicar ambientes subácueos (Nemec y Steel 1984). La presencia de lavas con texturas en almohadilla, dentro de los conglomerados y brechas de esta asociación de facies, también sugiere un ambiente de deposición en parte subácueo. En general los depósitos de las facies Bm poseen un alto contenido de componentes volcánicos, razón por la cual se interpretan como producto de deposición primaria o de retrabajo temprano de material volcánico en un ambiente con marcada topografía. Estos flujos hiperconcentrados, en parte subácueos, podrían haberse generado como lahares que luego ingresan a un cuerpo de agua. Poca variabilidad composicional, pobre selección y escaso redondeamiento suelen ser atribu-

tos comunes de depósitos de lahares (Smith y Lowe 1991, Cas y Wright 1988). Por otro lado, gran parte de los lahares carecen de una matriz cohesiva y se comportan como flujos hiperconcentrados (Smith y Lowe 1991). Para el Carbonífero inferior, edad propuesta para la Formación Punta del Agua, se sugiere en esta región un periodo de clima frío (Limarino *et al.* 2006, Astini 2009), por lo que algunos de estos lahares podrían haber sido generados por el derretimiento de grandes masas de hielo y nieve durante las erupciones (Fig. 8). Alternativamente, las brechas podrían representar depósitos de gravedad pura como son avalanchas de detritos asociadas a la inestabilidad de edificios volcánicos.

En contraste, los depósitos de las facies Gmm tienen una gran variedad composicional, incluyendo cantidades variables



Figura 9: Afloramiento sobre la ruta nacional 76 mostrando las asociaciones de facies I, II y III que constituyen el miembro morado y representan sistemas de fan-deltas volcanoclásticas. Las líneas punteadas representan el pasaje transicional desde el fan-delta proximal al frente deltaico (asociaciones de facies I y II) y la línea continua marca el pasaje abrupto hacia el prodelta (asociación de facies III).

de clastos procedentes de un basamento cristalino y una mayor madurez textural. Los mismos representan un grado de retrabajo mayor de materiales volcánicos y no volcánicos disponibles en el área fuente. Dentro de esta asociación de facies también son relativamente abundantes las facies Go y Sp/t (verdes) las cuales representan sistemas fluviales entrelazados (Fig. 8). Los conglomerados de las facies Go representan barras gravosas y las facies Sp/t pequeñas formas de lecho arenosas moviéndose dentro de los sistemas de canales.

De lo antes descrito esta asociación de facies se interpreta como la parte proximal de un sistema de tipo fan-delta volcanoclástico asociado a una topografía con alto gradiente donde abanicos aluviales de baja eficiencia (Colombo 1992), caracterizados por depósitos generados a partir de flujos hiperconcentrados y concentrados, interaccionan con un cuerpo de agua. La mayor parte de los materiales se habría depositado en un ambiente subácuelo y el aporte de materiales estaría controlado por la actividad volcánica en un área

frente muy próxima. Las zonas de llanura deltaica subaérea de los sistemas de fan-deltas estarían caracterizadas por la interacción de flujos densos (facies Bm y Gmm) con canales fluviales entrelazados menores (facies Go y Sp/t, verdes) (Fig. 8).

Asociación de facies de frente deltaico volcanoclástico (II)

Esta asociación de facies se encuentra subordinada respecto a la asociación de facies (I) (Fig. 4). La misma está caracterizada por depósitos de arenas líticas de la facies Sg que son interpretadas como depósitos asociados a flujos de gravedad turbidíticos. La composición esencialmente volcánica de las areniscas de las facies Sg es similar a la de los depósitos de las facies Bm y Gmm, por lo que podrían ser equivalentes distales de los flujos hiperconcentrados que dominan la asociación de facies I. Una posibilidad sería que se produzca una transformación de los flujos por ingestión de agua durante el transporte, desde flujos hiperconcentrados hasta flujos totalmente turbulentos (Nemec y Steel 1984). Otra posibilidad sería que se

trate de un retrabajo de materiales provenientes de sectores inestables del fan-delta proximal, los cuales son removilizados como flujos diluidos de tipo turbidíticos (Nemec y Steel 1984). La presencia de ondulitas producto del retrabajo por oleaje indicaría una profundidad por arriba del nivel de oleaje de buen tiempo para la deposición de esta asociación de facies. Dentro de esta asociación de facies son frecuentes las intercalaciones de turbiditas volcanoclásticas de las facies Tv_g. También existen intercalados depósitos de las facies Bm y Gmm que evidencian la capacidad de estos flujos gravitacionales densos de avanzar dentro del cuerpo de agua hacia zonas distales gracias a su inercia y alta concentración de partículas (Postma *et al.* 1988). En este caso el origen subácuelo de los depósitos gruesos (facies Bm y Gmm) se deduce de su asociación con depósitos turbidíticos (Facies Sl).

Esta asociación de facies dominada por depósitos de arenas de la facies Sg es interpretada como frentes deltaicos asociados a sistemas de fan-delta volcanoclásticos (Fig. 8). El transporte de material habría sido en su mayoría producto de flujos turbidíticos, sin embargo parte del mismo sería transportado por flujos hiperconcentrados y concentrados. La deposición se habría desarrollado por encima del nivel de oleaje de buen tiempo. El pasaje entre la asociación de facies (I) y (II) es gradual compartiendo muchas de las facies presentes en ellas (Fig. 9).

Asociación de facies de prodelta volcanoclástico y de fondo de cuenca (III)

Esta asociación de facies es la menos representativa dentro de la unidad (Fig. 4) y está constituida por depósitos turbidíticos de la facies Rd intercalados con depósitos de decantación Fd. La facies Rd es la más abundante y representa flujos de fondo (*underflows*) de tipo turbidíticos (*sensu* Mulder y Alexander 2001) depositadas en el sector de prodelta, y originados a partir de la descarga de sedimentos de los sistemas fluviales de la asociación de facies I (hiperpícnitas) o por procesos de remoción en masa ocurridos en sectores proximales. Los pliegues recumbentes reflejan

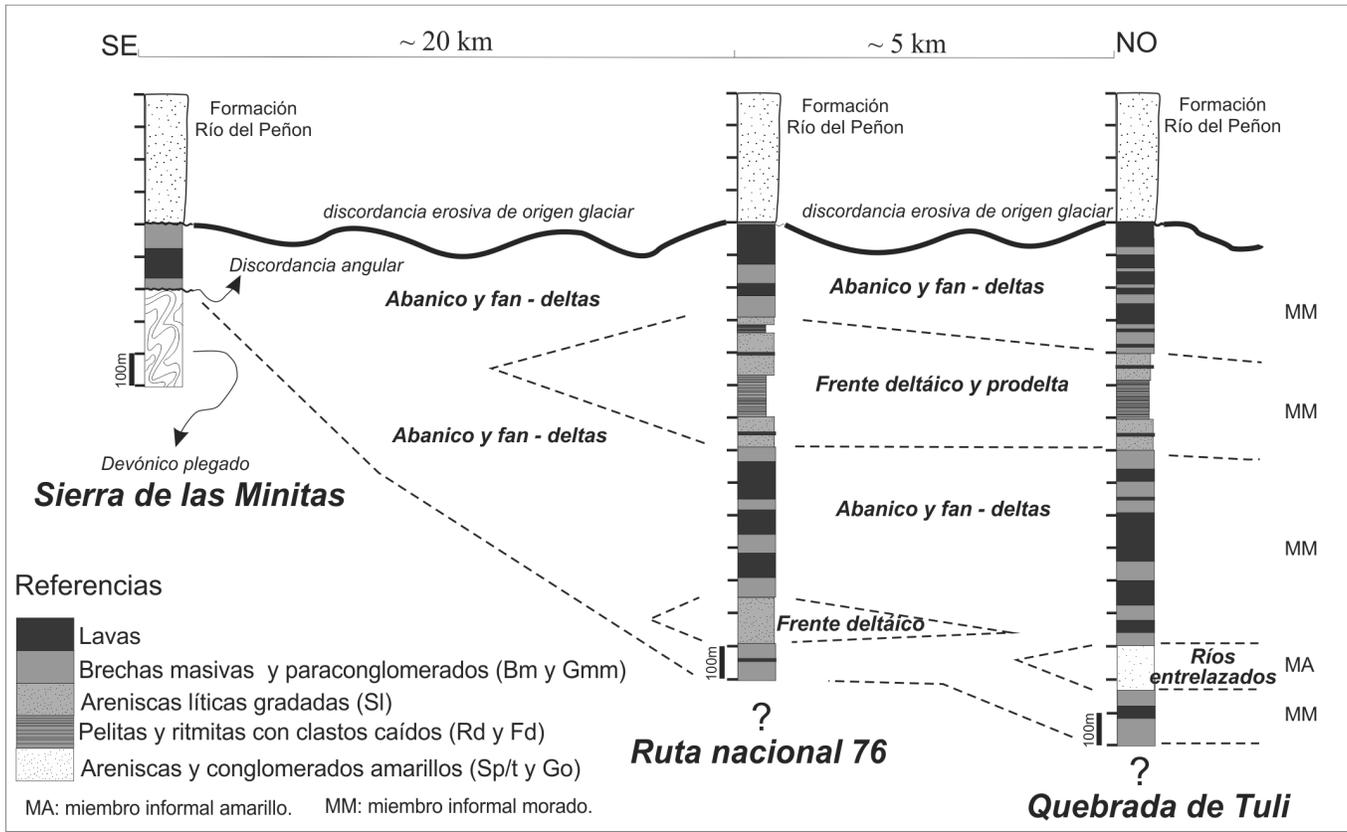


Figura 10: Columnas estratigráficas de correlación mostrando la arquitectura compleja de la Formación Punta del Agua y sus importantes variaciones de espesor.

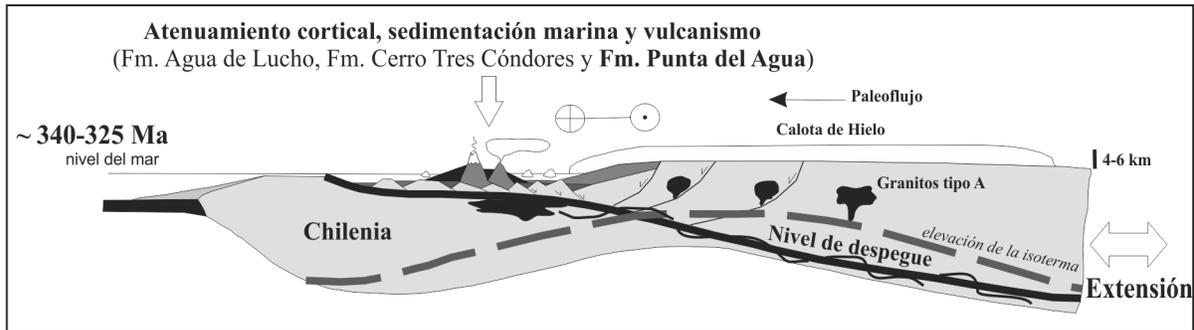


Figura 11: Posible marco tectónico para la sedimentación de la Formación Punta del Agua, tomado de Astini *et al.* (2009).

una deformación sinsedimentaria de tipo *slump*, indicando que estos materiales se estaban depositando bajo pendientes primarias, posiblemente en la transición entre el frente deltaico y el fondo de cuenca o bien estaban afectados por sismicidad frecuente. La presencia de *dropstones* indicaría además la existencia de procesos de balsaje asociados al cuerpo de agua, consistentes con el desarrollo de glaciares en la proximidad (Fig. 8) y con las caracterizaciones paleoclimáticas del intervalo

Carbonífero inferior (Viseano) (Pazos 2007, Astini 2009, Balseiro *et al.* 2009, Perez Loinaze *et al.* 2010, Gulbarson *et al.* 2010). La alta relación arenisca/pelita en esta asociación de facies indica una relativa proximidad del área de aporte y una escasa restricción energética capaz de asegurar el dominio de los procesos de decantación. La ausencia de estructuras de retrabajo por oleaje permite interpretar una mayor profundidad relativa respecto a la asociación de facies II (Fig. 8).

Otro rasgo importante de esta asociación de facies es la escasa intercalación de cuerpos de brechas y conglomerados de las facies Bm y Gmm. Si bien estas facies no abundan dentro de la asociación de facies de prodelta y subárea profunda, su presencia indicaría cercanía a las zonas proximales del fan-delta y un fuerte gradiente del mismo, lo cual permitiría el avance de flujos de detritos hiperconcentrados y concentrados hasta los sectores más profundos de la cuenca. Recien-

tes estudios geofísicos enfocados en los procesos de sedimentación en sistemas de fan-delta modernos, sugieren que los flujos densos constituyen un importante mecanismo de transporte y sedimentación de materiales gruesos dentro del prodelta y las zonas profundas de la cuenca (Hwang y Chough 2000).

Asociación de facies de ríos entrelazados epiclásticos (IV)

Esta asociación de facies está formada por los depósitos areno-conglomerádicos polimícticos de colores amarillentos con una importante participación de componentes no volcánicos (facies Go y Sp/t). En el presente trabajo esta asociación pudo ser cartografiada en los sectores basales de la sucesión (Fig. 2 y 4) y por su coloración amarilla puede confundirse con niveles de la suprayacente Formación Río del Peñón, donde también dominan arcosas amarillentas en su base. No obstante, desde el punto de vista composicional, este intervalo predominantemente pséfítico (facies Go) con frecuentes cuñas de arena (facies Sp/t) contiene una alta proporción de clastos de riolitas y presenta numerosas intercalaciones de volcanitas andesíticas. La alternancia de fábricas polimodales con matriz arenosa y de fábricas bimodales, siempre con buen redondeamiento, y de las cuñas de arena constituye un fuerte indicio de que se trata de asociaciones típicas de cursos entrelazados en ambientes fluviales de alto gradiente y buena disponibilidad de materiales gruesos (Nemec y Steel 1984, Steel y Thompson 1983). Esto es característico de abanicos fluviales dominados por cursos perennes que categorizan dentro de los abanicos de alta eficiencia de transporte (Colombo 1992, Blair y Mc Phearson 1994). Como se interpretó en el análisis de facies, los cuerpos de conglomerados con estratificación difusa o de bajo ángulo constituyen depósitos de barras gravosas y, los paquetes arenosos y texturas bimodales representarían depósitos de etapas de menor descarga (Hein y Walker 1977, Cant y Walter 1978, Miall 1978, 1996, Bridge 2006). Esto es característico de sistemas fluviales entrelazados donde alternativamente y

dependiendo de la dinámica interna y estacionalidad de la descarga se forman barras elongadas o transversales. Dentro de los paquetes arenosos se reconoce estratificación cruzada que refleja el movimiento de formas de lecho menores durante las etapas de baja descarga cuando la capacidad tractiva de las gravas disminuye. El conjunto de facies es indicativo de sistemas fluviales de carácter perenne donde la carga de lecho constituye el factor predominante y las fluctuaciones estacionales posibilitan la alternancia de patrones texturales y depósitos predominantemente gravosos o arenosos. La movilidad lateral de estos sistemas, donde además las fajas de canales y los cursos individuales se mueven barriendo la llanura aluvial, habría evitado que se preserven depósitos más finos. Los colores amarillos de esta asociación se relacionan directamente con su composición sub-arcósica, rica en clastos de volcanitas ácidas (riolitas y dacitas) y variedades de granitos y rocas metamórficas. Por otro lado, este color indica la ausencia de un ambiente fuertemente oxidante, indicando condiciones ambientales con dominios húmedos y fríos. La composición de los mismos y los datos de zircones detríticos disponibles (Ezpeleta *et al.* 2009) permite interpretar una procedencia desde el este donde afloran rocas del basamento y una fuente local menor representada por la participación de riolitas similares a las intercaladas en la propia sucesión (Fig. 8).

Magmatismo bimodal sinsedimentario

En forma coetánea a la sedimentación de la Formación Punta del Agua se desarrolló una importante actividad magmática como lo demuestra la composición y naturaleza de los propios depósitos y el volumen de cuerpos volcánicos intercalados (Fig. 4). Esta actividad magmática fue de carácter bimodal con extremos de composiciones basálticas/andesíticas y de composiciones riolíticas, e incluye tanto episodios de naturaleza subaérea como subácuea, representados por rocas volcánicas y subvolcánicas (Vr, Va, Vb y Vs), así como asociaciones volcanoclásticas producto de

retrabajo temprano de material volcanigénico (Ivg). Las rocas volcánicas representan el 40-30% del volumen de rocas representado en la Formación Punta del Agua y se encuentran intercaladas principalmente dentro de las asociaciones de facies I y IV, siendo particularmente abundantes hacia el tope de la sucesión (Fig. 4).

Se destacan las asociaciones subácuas intercaladas dentro de la asociación de facies I, donde coexisten lavas almohadilladas y flujos de lavas con texturas peperíticas. En oposición a esta asociación subácuea, existen otros intervalos predominantemente volcánicos emplazados en ambientes subaéreos.

Los cuerpos subvolcánicos atraviesan toda la sucesión y debido a sus composiciones equivalentes a las volcanitas andesíticas/basálticas se infiere que representarían los conductos alimentadores de las rocas lávicas. La presencia de texturas hialoclásticas en algunos de estos cuerpos subvolcánicos indica que los mismos interactuaron con sedimentos inconsolidados saturados en agua, confirmando su carácter sinsedimentario.

Además de los flujos lávicos y cuerpos subvolcánicos la presencia de un volcanismo activo sinsedimentario se ve reflejada en la naturaleza de algunas de las facies descritas. En particular la facies Ivg es interpretada como flujos turbidíticos volcanoclásticos posiblemente generados por actividad hidrovulcánica explosiva. Por otro lado, los depósitos de brechas desorganizadas Bm son interpretados como retrabajo temprano de grandes volúmenes de materiales volcanigénicos generados por una importante actividad volcánica en el área fuente.

ORDENAMIENTO VERTICAL Y PALEOAMBIENTE

La Formación Punta del Agua presenta espesores variables y una arquitectura interna con importantes variaciones laterales y verticales de facies constituyendo un complejo mosaico de facies (Fig. 10). En el presente trabajo se propone una división de la unidad en dos miembros infor-

males debido al contraste entre los materiales que la componen, los cuales tienen composiciones y procedencias diferentes. El miembro Morado, representado por sistemas de abanicos aluvial/fan-deltas compuestos principalmente por brechas, conglomerados y areniscas, generados a partir de fuentes volcánicas locales productoras de importantes volúmenes de materiales autóctonos (asociaciones de facies I, II y III) (Fig. 8). En contraste, el miembro Amarillo representado por la asociación de facies IV, está compuesto por areniscas y conglomerados ricos en materiales provenientes del basamento, con aporte desde una fuente extracuenca, al menos en parte, ubicada al este. La asociación de facies IV se encuentra representada solo en la parte basal de la sucesión e internamente muestra un arreglo general granodecreciente, pasando de sistemas entrelazados gravosos dominados por la facies Go a sistemas entrelazados arenosos dominados por la facies Sp/t. Este es el típico arreglo en la evolución de estos sistemas desde zonas de mayor gradiente dominadas por conglomerados a zonas con menor gradiente dominadas por areniscas.

La interdigitación de sedimentos con procedencia extracuenca dentro de secuencias volcanoclásticas es resultado del aporte de material a partir de la erosión de los altos de basamento que limitan la cuenca (p.ej. arco mesozoico extensional en el SO norteamericano, Busby 2012).

La sección propuesta como perfil tipo de referencia (Fig. 4) se caracteriza por un sector basal de 900 m de espesor dominado por la asociación de facies I e intercalaciones volcánicas. Esta zona inferior pasa transicionalmente a un sector medio de 300 m de espesor dominado por las asociaciones de facies II y III, que representan el pasaje a ambientes deposicionales subácueos cada vez más profundos. Finalmente el tope de la sucesión está dominado por la asociación de facies I y abundantes rocas volcánicas mostrando un nuevo avance de los sistemas de fan-deltas dentro de la cuenca. Este avance y retroceso de los sistemas de fan-deltas dentro de la cuenca podría haber estado

controlado por periodos de intensa actividad volcánica seguidos de periodos de retracción del magmatismo (ciclos controlados por el suministro de material). Alternativamente esta ciclicidad podría estar asociada a un aumento de la subsidencia de origen tectónico o volcano-tectónico que genera un mayor espacio de acomodación. Por otro lado, durante los periodos de disminución del espacio de acomodación y somerización de la cuenca es posible que las cuñas de material extracuenca se interdigiten en la sucesión volcanoclástica.

El carácter lacustre o marino del cuerpo de agua donde se desarrollaron estos sistemas no pudo ser definido debido a que no se cuenta con evidencias paleontológicas (fósiles marinos) ni sedimentológicas (estructuras mareales) diagnosticas. Sin embargo, el hecho de que toda la secuencia sedimentaria del Carbonífero inferior (Grupo Angualasto) es de carácter marino sugiere que los sistemas de fan-deltas representados por la Formación Punta del Agua se desarrollaron en un cuerpo de agua posiblemente marino.

Remesal *et al.* (2004), asocian las rocas sedimentarias de la Formación Punta del Agua a sistemas fluviales entrelazados y pequeños cuerpos de agua desarrollados durante periodos intereruptivos. Sin embargo, el análisis de facies realizado en este trabajo permitió definir que la sedimentación de los materiales que constituyen la Formación Punta del Agua fue en gran medida en un ambiente subácueo, asociada a sistemas fan-deltas y en forma coetánea con una importante actividad volcánica. Esto es consistente con lo propuesto por Coughlin (2000), quien sugiere que las areniscas y conglomerados de la Formación Punta del Agua se depositaron en un ambiente subácueo. Desde el punto de vista paleoclimático la influencia glaciaria para el Carbonífero inferior es conocida a nivel regional (Pazos 2007, Balseiro *et al.* 2009, Perez Loinaze *et al.* 2010, Astini 2009, Gulbarson *et al.* 2010). Sin embargo, la evolución paleoclimática del borde occidental de Gondwana durante el Paleozoico superior sigue siendo motivo de debate. La misma puede sintetizarse

en los siguientes estadios: 1) Estadio preglaciario tournasiano-viseano caracterizado por un clima húmedo y templado (López Gamundí *et al.* 1992, Limarino *et al.* 1997, Cesari *et al.* 2011). 2) Estadio glaciario viseano denominado *lower glaciary event* (Limarino *et al.* 2013) y representado por horizontes diamictíticos de la Formación Maliman (Pazos 2007) y por las diamictitas del miembro superior de la Formación Cortaderas (Perez Loinaze *et al.* 2010). 3) Estadio interglaciario serpukhoviano representado por la Formación Loma de Los Piojos y definido por la biozona *Frenquellia exinia - Nothorbacopterus / kellyabeleensis - Cordaicarpus cesarii* (Balseiro *et al.* 2009). 4) Estadio glaciario serpukhoviano-bashkiriano denominado *upper glaciary event* (Limarino *et al.* 2013), el cual se encuentra bien representado a nivel regional dentro de la Formación Guandacol y unidades equivalentes en el dominio occidental de la cuenca de Paganzo y cuenca de San Rafael (López Gamundí *et al.* 1992, Pazos 2002a,b, Limarino *et al.* 2006, Gulbarson *et al.* 2008, Ezpeleta y Astini 2008). 5) Estadio glaciario bashkiriano-moscoviano propuesto por Gulbarson *et al.* (2010) y representado por clastos caídos en la Formación Tupe. 6) Estadio postglaciario a partir del moscoviano donde se inicia un calentamiento con condiciones semi áridas que culmina con la aridización permiana (López Gamundí *et al.* 1992, Limarino *et al.* 2006, Spalleti *et al.* 2010, Cesari *et al.* 2011). Los estadios glaciares se desarrollaron en forma diacrónica a los eventos glaciares del resto de Gondwana ya que se trata de una expresión periférica de la glaciación Gondwánica y de tipo alpina (Powell y Veevers 1987, López Gamundí *et al.* 1994, Isbell *et al.* 2003, Limarino *et al.* 2006, Astini 2009). Los nuevos datos geocronológicos para la Formación Punta del Agua (Ezpeleta *et al.* 2009 y Gulbarson *et al.* 2010) indican una edad viseana para la misma y permiten correlacionarla con el miembro superior de la Formación Cortaderas (Gulbarson *et al.* 2010). En este sentido la presencia de clastos caídos en las facies turbidíticas (Rd) y pelíticas (Fd) de la Formación Punta del Agua constituyen una nueva evidencia del estadio glaciario vi-

seano en el ámbito del dominio occidental de la cuenca de Paganzo (subcuenca de Río Blanco). Como se dijo anteriormente la glaciación Gondwánica en esta región fue de tipo alpina por lo que el emplazamiento de grandes edificios volcánicos habría permitido el anclaje de masas de hielo en zonas cumbresales. El derretimiento de estas masas de hielo debido a la actividad volcánica podría además haber gatillado los *lahares* representados por la facies Bm. Es importante resaltar que parte de las evidencias de interacción aguamagma descritas en este trabajo podrían resultar de la actividad volcánica subglaciaria (p.ej., Schopka *et al.* 2006). La escasa evidencia de la biota, ya sea como restos fósiles o como bioturbación, podría ser explicada por la intensa actividad volcánica y el clima frío que habrían generado un fuerte estrés ambiental, impidiendo el desarrollo de hábitats propicios para su desarrollo y preservación.

POSIBLE MARCO TECTÓNICO

La Formación Punta del Agua contiene cuñas psefiticas que representan ambientes deposicionales de abanicos aluviales de baja eficiencia que interactuaron con cuerpos de agua (fan-delta). Wescott y Ethridge (1990) dividen los sistemas de fan-deltas en base a la profundidad del cuerpo de agua y el gradiente. El primer grupo, denominado de plataforma deltaica gravosa, se caracteriza por su bajo gradiente, desarrollo de sistemas fluviales entrelazados y una gradual disminución de la granulometría hacia zonas distales posicionadas en aguas someras. El segundo grupo, denominado de talud y aguas profundas, se caracteriza por un importante desarrollo del fan-delta proximal subácueo que mediante un frente deltaico escarpado pasa abruptamente hacia un sistema de aguas profundas dominado por flujos de gravedad y sedimentación fina. Las asociaciones de facies descritas para la Formación Punta del Agua muestran un dominio de depósitos asociados a sistemas aluviales y de fan-delta proximal y un menor desarrollo de las facies de frente

deltaico y prodelta (Fig. 4). La zona proximal se habría depositado en ambientes en parte subácueos (llanura deltaica entrelazada, facies Bm, Go y Sp/t) y en parte subácueos (fan delta proximal subácueo, facies Bm y Gmm), y pasa en forma transicional a la zona de frente deltaico. En la zona de frente deltaico existen evidencias de retrabajo por oleaje por lo que este sector se encontraría por encima del nivel de oleaje de buen tiempo. La zona de prodelta pasa de forma abrupta a facies subácueas profundas (Rd y Fd) las cuales no muestran evidencias de retrabajo por oleaje, pero sí evidencias de deformación sinsedimentaria. Esto indicaría una superficie de depositación con un fuerte gradiente topográfico posiblemente hacia la transición con el frente deltaico. La presencia de depósitos gruesos transportados por flujos de detritos densos dentro del frente deltaico y el prodelta también indicaría un fuerte gradiente. El complejo mosaico de facies, espesores y arquitecturas permite inferir que la Formación Punta del Agua representaría la sedimentación dentro de un sistema de tipo fan-delta de talud (*slope-fan-deltas sensu* Wescott y Ethridge 1990). El desarrollo de este tipo de sistemas deposicionales está asociado principalmente a cuencas limitadas por fallas activas de tipo graben o *pull-apart* y, en general, tienden a desarrollarse sobre los escarpes de los bloques elevados (Wescott y Ethridge 1990). Por otro lado, La Formación Punta del Agua presenta importantes variaciones de espesores (Fig. 10). En el sector del sinclinal del Rincón Blanco la Formación Punta del Agua tiene un espesor de ~1600 m, sin base visible, mientras que 15 km al SE del área de estudio, en sierra de las Minutas, la Formación Punta del Agua posee un espesor de ~170 m y se apoya en discordancia angular sobre el Devónico fuertemente deformado. En este último sector la base de la Formación Punta del Agua está constituida por un conglomerado basal epiclástico con abundantes clastos de basamento seguidos por volcanitas basálticas. Se interpreta que esta zona habría estado próxima al borde de cuenca y que el núcleo de la sierra de las Minutas y la sierra de Umango

habrían constituido altos de basamento ubicados por encima del nivel de base. Las importantes variaciones de espesores de la unidad en poca distancia lateral sumado a su compleja arquitectura interna y sistemas deposicionales descriptos, permite inferir que su depositación tuvo lugar dentro de una cuenca fuertemente compartimentada con generación de subcuencas de tipo graben o *pull-apart* limitadas por altos de basamento cuyo estadio inicial estaría representado por los conglomerados de la Formación Los Llantenos (Astini *et al.* 2011). Las nuevas evidencias sedimentológicas presentadas en este trabajo muestran que gran parte de la sedimentación de la Formación Punta del Agua fue en un ambiente subácueo dominado por un aporte local de material volcanoclástico ligado a un intenso volcanismo bimodal coetáneo y aporte epiclástico desde el este. Vale destacar que las unidades mississippianas infrayacentes (Formación Agua de Lucho y Formación Cerro Tres Cóndores) poseen un registro marino, lo que implicaría un importante adelgazamiento cortical permitiendo el ingreso marino tras el engrosamiento asociado a la orogenia Chánica. Esto es consistente con el modelo regional propuesto por Astini *et al.* (2009), donde el borde occidental de Gondwana durante el Carbonífero inferior estuvo caracterizado por una tectónica esencialmente extensional, con desarrollo de un proceso de *rifting* por cizalla simple (Fig.11). Este *rifting* estaría además evidenciado por el evento magmático bimodal Carbonífero inferior (348-339 Ma.) recientemente definido (Martina y Astini 2009b, Martina *et al.* 2011) al norte del Sistema de Famatina y en la Puna Austral de Catamarca. El mismo también estaría relacionado con los granitos carboníferos tipo A aflorantes en las Sierras Pampeanas (Grosse *et al.* 2009, Dahlquist *et al.* 2006, 2010, Alasino *et al.* 2012), confirmando el carácter regional de este evento magmático (Martina *et al.* 2011). Los circones detríticos analizados mediante SHRIMP en una muestra de la Formación Punta del Agua sugieren una edad máxima de sedimentación de 318 ± 8 Ma con un pico de actividad volcánica a los

337 Ma. (Ezpeleta *et al.* 2009) (Fig. 8). Esto es confirmado por nuevas edades U/Pb que asignan una edad de $335,9 \pm 0,06$ Ma para la Formación Punta del Agua (Gulbranson *et al.* 2010). Estas edades indican que la serie volcanoclástica podría constituir la prolongación hacia el sur del magmatismo mississippiano definido por Martina y Astini (2009). Si bien el régimen tectónico regional fue esencialmente extensional, es posible el desarrollo de una componente transtensiva con generación de cuencas de *pull-apart* (Astini *et al.* 2009). Este modelo contrasta con lo propuesto previamente por Remesal *et al.* (2004) para la Formación Punta del Agua, quienes definieron que las andesitas de la Formación Punta del Agua derivarían de líquidos originados en zonas de subducción y representarían un arco magmático. Estos autores asignaron a la unidad una edad carbonífera tardía-permiana y la correlacionaron con el inicio del volcanismo del Grupo Choiyoi. Las nuevas edades para la Formación Punta del Agua hacen imposible esta correlación. Alasino *et al.* (2012) proponen un modelo regional alternativo para el Carbonífero inferior donde el magmatismo tipo A de las Sierras Pampeanas sería resultado de una extensión por un proceso de roll-back de la loza subductante durante el Carbonífero inferior y el restablecimiento de la subducción normal durante el Carbonífero superior. En este sentido la Formación Punta del Agua podría representar alternativamente una cuenca de intraarco en un ambiente de arco continental extensional (*sensu* Busby 2012). La presencia de un arco magmático en el borde occidental de Gondwana durante el Carbonífero superior ha sido sugerida por diversos autores (López Gamundí *et al.* 1994, Mpodozis y Kay 1992, Caminos y Azcuy 1996, Limarino *et al.* 2006, Gulbranson *et al.* 2010, Net y Limarino 2006, Deckart *et al.* 2013). Los datos geocronológicos del Batolito de la Costa en Chile (Mpodozis y Kay 1992, Hervé com. pers.) sugieren que entre los 30° y 28° de latitud la subducción se inició aproximadamente a los 300 Ma. En este sentido, la inexistencia de evidencias claras de un arco volcánico activo en el borde

occidental de Gondwana durante el Visseano, junto a las características de la estratigrafía del Carbonífero inferior, caracterizada por el pasaje desde un ambiente continental (Formación Los Llantenes) hacia condiciones marinas (Grupo Angulasto) con un incremento de la actividad volcánica hacia el tope de la sucesión (Formación Punta del Agua) es más consistente con el modelo de *rift* por cizalla simple propuesto por Astini *et al.* (2009) (Fig. 11). Constituyendo este el marco tectónico más plausible para la sedimentación de la Formación Punta del Agua. En este contexto la signatura geoquímica de arco de la Formación Punta del Agua (Remesal *et al.* 2004) podría alternativamente ser resultado de una fuente mantélica metazomatizada (eg. Harris *et al.* 2013, Mogazhi 2003).

CONCLUSIONES

Se presenta una sección estratigráfica de referencia para la Formación Punta del Agua, que está ubicada en la Quebrada de Tuli, en el flanco oriental del sinclinal del Rincón Blanco a 4 km al norte de la ruta nacional n° 76. Se propone la separación de la unidad en dos miembros informales: a) miembro Morado dominado por brechas, conglomerados y areniscas con composiciones predominantemente volcánicas y colores morados y b) miembro Amarillo dominado por areniscas y conglomerados amarillos compuestos por importantes porcentajes de clastos derivados del basamento aflorante inmediatamente al este del área de estudio. Este último miembro predomina en la base de la unidad. A partir del análisis de facies realizado se definieron 8 facies que componen 5 asociaciones de facies. El relleno de la cuenca se caracterizó por el desarrollo de sistemas de tipo fan-delta donde abanicos aluviales de baja eficiencia interactúan con un cuerpo de agua (asociaciones de facies I-II-II). En las zonas proximales la depositación estuvo dominada por flujos de detritos hiperconcentrados y concentrados con una fuerte componente volcanoclástica. En los sectores de prodelta la sedimentación fue dominada por flujos más diluidos de tipo

turbidíticos. En los sectores de prodelta se observan clastos caídos interpretados como influencia de actividad glacial, las que constituyen nuevas evidencias de la glaciación visseana dentro del dominio occidental de la cuenca de Paganzo (subcuenca de Río Blanco). En el sector basal de la sucesión se interdigitan materiales arenosos y conglomerádicos de color amarillo (asociación de facies IV) y que constituyen el miembro informal Amarillo. Esta asociación de facies representa ambientes de ríos entrelazados gravosos cuya área fuente se encontraba hacia el E del área de estudio. En forma coetánea al relleno de la cuenca existió una importante actividad volcánica bimodal representada por flujos lávicos de composiciones andesíticas/basálticas hasta riolíticas y diques subvolcánicos que representan los conductos alimentadores de las facies efusivas. Esta actividad volcánica fue en parte subácuca evidenciada por la presencia de *pillow*-lavas y turbiditas volcanoclásticas. A partir de la arquitectura en cuñas, variaciones de espesores locales y regionales, sistemas deposicionales psefiticos desarrollados y características del volcanismo de la unidad, se propone para la Formación Punta del Agua un ambiente tectónico extensional con desarrollo de cuencas de tipo graben o *pull-apart* limitadas por bloques de basamento elevados.

AGRADECIMIENTOS

La presente contribución fue financiada mediante el proyecto FONCYT PICT 07-33060. Se agradece a los geólogos Fabricio Vásquez, Pablo Heredia Barión y Alejandro Garrone por la colaboración en las tareas de campo y a la geóloga Agustina Chiodi por la lectura crítica y corrección del manuscrito. Los autores también agradecen a la empresa Roggio S.A. y al Ingeniero Jorge Zechín por la continua colaboración y asistencia brindada durante el desarrollo de las tareas de campo. También se agradece a los revisores y editores responsables por las correcciones y sugerencias que enriquecieron el contenido del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. 1971. Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco, Dpto. Gral. Lamadrid, La Rioja. Con especial referencia a la posición estratigráfica de los niveles fosilíferos del Carbonífero marino. *Acta Geológica Lilloana* 11(7): 128-148.
- Aceñolaza, F., Toselli, A. y Bernasconi, A. 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina: Su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana* 11(14): 260-290.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrivere, M.A. y Fanning, C.M. 2012. Early Carboniferous sub to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research* 22(3-4): 992-1008.
- Astini, R.A. 2009. El marco tectónico de la glaciación carbonífera. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas S10-003: 9-12, Santiago.
- Astini, R.A. y Ezpeleta, M. 2008. Evidencias de la glaciación devónica en el ámbito andino, Sierra de Las Minutas, La Rioja, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 5-6, San Salvador de Jujuy.
- Astini, R.A., Dávila, F.M., López Gamundí, O., Gómez, F.J., Collo, G., Ezpeleta, M., Martina, F. y Ortiz, A. 2005. Cuencas de la Región Precordillerana. En Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (ed.) *Frontera Exploratoria de la Argentina*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas: 115-146, Buenos Aires.
- Astini, R.A., Martina, F., Ezpeleta, M., Dávila, F.M. y Cawood, P.A. 2009. Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin (Argentina), and a reappraisal on the "Eo and Neohercynian" tectonics along Western Gondwana. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas S9-010: 40-43, Santiago.
- Astini, R.A., Martina, F. y Davila, F.M. 2011. La Formación Los Llantenes en la Precordillera de Jagüé (La Rioja) y la identificación de un episodio de extensión en la evolución temprana de las cuencas del Paleozoico superior en el oeste argentino. *Andean Geology* 38(2): 245-267.
- Azcuy, C.L., Carrizo, H.A., Caminos, R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 261-318.
- Balseiro, D., Rustán, J.J., Ezpeleta, M., Vaccari, N.E. 2009. A new Serpukhovian (Mississippian) fossil flora from western Argentina: paleoclimatic, paleobiogeographic and stratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280: 517-531.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64: 450-589.
- Borrello, A.V. 1955. Los conglomerados del Cerro Punta Negra al oeste de Jagüé, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10: 44-53.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. En Walker, R.G. y Posamentier, H. *Facies (ed.) Models Revisited*. Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85-170, Tulsa.
- Busby, C.J. y White, J.D.L. 1987. Variation in perite textures associated with differing host sediments properties. *Bulletin of Volcanology* 49: 765-775.
- Busby, C.J. 2012. Extensional and transtensional continental arc basins: case studies from the southwestern United State. En Busby, C.J. y Azor, A. (ed.) *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Blackwell Publishing Ltd, 382-404, Oxford.
- Caminos, R. y Azcuy, C.L. 1996. Fases diastróficas neopaleozoicas. En Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, Academia Nacional de Ciencias, 255-265, Córdoba.
- Cant, D.J. y Walter, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V. 1988. Volcanic successions. Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. Allen and Unwin Hyman, 528 p., London.
- Césari, S., Limarino, C. y Gulbranson, E. 2011. An Upper Paleozoic bio-chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 106: 149-160.
- Colombo, F. 1992. Abanicos Aluviales. En Arche, A. (ed.) *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas 1, 143-218, Madrid.
- Coughlin, T.J. 2000. Linked origin oblique fault zones in the central Argentine Andes: the basis for a new model for Andean orogenesis and metallogenesis. Tesis Doctoral, Universidad de Queenslan (inédita), 207 p., Queenslan.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P. y Baez, F.M. 2006. The San Blas Pluton: an example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 341-350.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, G.N., Galindo, C. y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos* 115: 65-81.
- Deckart, K., Ramirez, V., Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M. y Godoy, E. 2013. U-Pb geochronology and Hf-O isotope study of the Paleozoic Coastal batholith of south-central Chile. *Andean Geology* (en prensa).
- Dickinson, W. R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.
- Ezpeleta, M. y Astini, R.A. 2008. Labrado y relleno de un paleovalle glacial en la base de la Formación Río del Peñón (Carbonífero Superior), Precordillera Septentrional. 5° Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resumen: 18, Buenos Aires.
- Ezpeleta, M. 2009. El Paleozoico superior de la región central de Famatina: Un enfoque tectosedimentario. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 336p., Córdoba.
- Ezpeleta, M., Astini, R.A., Dávila, F.M. y Cawood, P. 2009. SHRIMP U-Pb dating and subsidence analysis of pre-Andean Paganzo Basin, northwestern Argentina: Implications for late Paleozoic tectonic evolution of western Gondwana. *Colloquium on Latin America*, Abstracts and Program: 93-95, Göttingen.
- Fauqué, L. y Limarino, C.O. 1991. El carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1-2: 103-114.

- Fauqué, L., Limarino, C.O., Cingolani, C. y Varela, R. 1999. Los movimientos intracarboníferos en la Precordillera riojana. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 421-424, Salta.
- Fauqué, L. y Caminos, R. 2002. Mapa geológico a escala 1:250.000 de la Hoja Geológica 2969-II Tinogasta, Provincia de Catamarca, La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Fauqué, L.E. y Villar, L.M. 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho. Precordillera de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 218-232.
- Fisher, R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. Geological Society of America Bulletin 71: 973-982.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer Verlag, 528 p., Berlin Heidelberg New York Tokyo.
- Fisher, R.V. y Smith, G.A. 1991. Sedimentation in Volcanic Settings. Special Publication 45, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 257 p., Tulsa.
- Garrone, A., Dávila, F. y Astini, R. A. 2008. Definición de la Formación Laguna Brava (Cretácico): Estratigrafía, paleoambientes y correlación. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 111-112, San Salvador de Jujuy.
- González, C.R. y Bossi, G.E. 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüé, La Rioja. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 231-236, Mendoza.
- González, C.R. y Bossi, G.E. 1987. Descubrimiento del Carbonífero inferior marino al oeste de Jagüé, La Rioja. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 713-724, Santa Cruz de la Sierra.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A., Rossi, J. y De la Rosa, J. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. International Journal of Earth Sciences 98: 1001-1025.
- Gulbranson, E., Limarino, C.O., Marensi, S., Montañez, I., Tabor, N., Davydov, V. y Colombi, C. 2008. Glacial Deposits in the Río del Peñón Formation (Late Carboniferous), Río Blanco Basin, Northwestern Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 15: 37-42.
- Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi S.A. y Crowley J.L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. Geological Society of America Bulletin 122: 1480-1498.
- Gutiérrez, P.R. y Limarino, C.O. 2006. El perfil del sinclinal del Rincón Blanco (noroeste de La Rioja): el límite Carbonífero-Pérmico en el noroeste argentino. Ameghiniana 43: 687-703.
- Harris, C.R., Pettke, T., Heinrich, C.A., Rosuc, E., Woodland, S. y Frye, B. 2013. Tethyan mantle metasomatism creates subduction geochemical signatures in non-arc Cu-Au-Te mineralizing magmas, Apuseni Mountains (Romania). Earth and Planetary Science Letters 366: 122-136.
- Hein, F.J. y Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences 14: 562-570.
- Hwang, I.G. y Chough, S.K. 2000. The Maesan fan delta, Miocene Pohang Basin, SE Korea: architecture and depositional processes of a high-gradient fan-delta-fed slope system. Sedimentology 47: 995-1010.
- Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F. y Babcock, L.E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: role of the Transantarctic Mountains. Geology 31: 977-980.
- Kokelaar, P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bulletin of Volcanology 48:275-291.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, h., Strekeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p., Oxford.
- Limarino, C.O. y Césari, S.N. 1993. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero Inferior, Precordillera de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina 47,1: 61-72.
- Limarino, C.O., Andreis, R. y Ferrando, L. 1997. Paleoclimas del Paleozoico superior. En Archangelsky, S. (ed.). El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, 227-238, Córdoba.
- Limarino, C.O., Tripaldi, A., Marensi, S. y Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 22: 205-226.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L. A., Taboada, A.C., Isbell, J. L., Geuna S. y Gulbranson E.L. 2013. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions, Gondwana Research (en prensa).
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 349-376, Buenos Aires.
- López Gamundí, O.R., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 91: 305-329.
- López Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conhagan, P.J. y Powell, P.J. 1994. Southern South America. En Veevers, J.J. y Powell, C. (ed.) Permian-Triassic Pangean Basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland, Geological Society of America Memoir 184: 281-329, Boulder.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Research 52: 279-297.
- Martina, F. y Astini, R.A. 2009a. Geología de la región del río Bonete: extremo norte del terreno de Precordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2: 311-327.
- Martina, F. y Astini, R.A. 2009b. El volcanismo "eohercínico" (Missisipiano): ¿donde está?. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas S8-003: 9-12, Santiago.
- Martina, F., Viramonte, J.M., Astini, R.A., Pimentel, M.M. y Dantas, E. 2011. Mississippian volcanism in the southern Central Andes: new U-Pb SHRIMP zircon geochronology and whole-rock geochemistry. Gondwana Research 19: 524-534.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Center for Ore depo-

- sit and exploration Studies, University of Tasmania, 196 p., Hobart.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided - river depositional environment. *Earth Sciences Reviews* 13:1-62.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum and Geology Memoirs 5: 597-604.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, 582p., Berlín.
- Moghazi, A.M. 2003. Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension. *Precambrian Research* 125: 161-178
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°-31° S). *Geological Society of America, Bulletin* 104: 999-1014.
- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Nemec, W. y Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En Koster, E.H., Steel, R.J. (ed.) *Sedimentology of gravels and conglomerates*, Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 10: 1-32, Calgary.
- Net, L.I. y Limarino, C.O. 2006. Applying sandstone petrofacies to unravel the Upper Carboniferous evolution of the Paganzo Basin, northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 239-254.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy* (Second Edition). Wiley Blackwell, 419 p., Oxford.
- Orton, G.J. 1996. Volcanic Environments. En Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, 485-567 p., Oxford.
- Pazos, P.J. 2002a. The late Carboniferous glacial to postglacial transition: facies and sequence stratigraphy, western Paganzo Basin, Argentina: *Gondwana Research* 5: 467-487.
- Pazos, P.J. 2002b. Palaeoenvironmental framework of the Late Palaeozoic glacial to postglacial transition in the Paganzo-Calingasta Basin (South America) and Karoo-Kalahari Basins (southern Africa): Ichnological implications. *Gondwana Research* 5: 619-640.
- Pazos, P.J. 2007. Cyclostratigraphy during the Carboniferous glaciations in centralwestern Argentina: glacial ageism and tectonic framework. En Iannuzzi, R., Boardman, D.R. (eds.) *Problems in Western Gondwana Geology I*, 108-114, Gramado.
- Pérez Loinaze, V.S., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 2010. Glacial events in Carboniferous sequences from Paganzo and Río Blanco Basins (Northwest Argentina): palynology and depositional setting. *Geologica Acta* 8: 399-418.
- Postma, G., Nemec, W. y Kleinspehn, K.L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology* 58: 47-61.
- Powell, C.McA. y Veevers, J.J. 1987. Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwanan glaciation. *Nature* 326: 177-179.
- Remesal, M. Fauque, L.A. y Limarino, C.O. 2004. Volcanismo calcoalcalino neopaleozoico en la Precordillera de La Rioja. *Petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua (Carbonífero tardío - Pérmico temprano)*, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 218-232.
- Rittmann, A. 1962. *Volcanoes and their activity*. John Wiley and Sons, 305 p., New York.
- Rust, B.R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology* 18: 221-245.
- Scalabrini Ortiz, J. y Arrondo, O.G. 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja). *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología* 8: 257-279.
- Schneider, J., Le Ruyet, A., Chanier, F., Buret, C., Ferrière, J., Proust, J. y Rosseel, J. 2001. Primary or secondary distal volcanoclastic turbidites: how to make the distinction? An example from the Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island). *Sedimentary Geology* 145: 1-22.
- Schopka, H.H., Gudmundsson, M.T. y Tuffen, H. 2006. The formation of Helgafell, southwest Iceland, a monogenetic subglacial hyaloclastite ridge: Sedimentology, hydrology and volcano-ice interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 359-377.
- Smith, N.D. 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* 82: 205-224.
- Smith, A.G. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: Volcano - Hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. En Fisher, R.V y Smith, A.G. (ed.) *Sedimentation in volcanic settings*, Special Publication 45, SEPM, 59-70 p, Tulsa.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O. y Colombo Piñol, F. 2010. Aeolian-fluvial interaction systems from the de La Cuesta Formation (Permian), Sierra de Narváz (northwestern Argentina). *Geologica Acta* 8-4: 341-347.
- Steel, R.J. y Thompson, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30: 341-367.
- Vizán, H., Geuna S., Melchor, R., Bellos, E.S., Lagorio, S.L., Vázquez, C., Japas, M.S., Ré, G. y Do Campo M. 2012. Geological setting and paleomagnetism of the Eocene red beds of Laguna Brava Formation (Quebrada Santo Domingo, northwestern Argentina). *Tectonophysics* 583:105-123.
- Wescott, W. A. y Ethridge, F. G. 1990. Fan deltas - alluvial fans in coastal settings. En Rachoeki, A.H. y Church, M. (ed.) *Alluvial Fans: a field approach*, 195-211 p., New York.
- White, J.D.L. 1996. Pre - emergent construction of lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). *Bulletin of Volcanology* 58: 249-262.
- White, J.D.L. 2000. Subaqueous eruption - fed density currents and their deposits. *Precambrian Research* 101: 87-109.
- Williams, H. y McBirney, A.R. 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Company, 397 p., San Francisco.
- Yamagishi, H. 1987. Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido. *Report Geological Survey* 59: 55-117.

Recibido: 9 de febrero, 2013

Aceptado: 3 de julio, 2013