

SEDIMENTOLOGÍA Y PROVENIENCIA DE LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN VERA (GRUPO LOS MENUCCOS - TRIÁSICO) EN EL ÁREA DEL PUESTO TSCHERIG, PROVINCIA DE RÍO NEGRO, ARGENTINA

Juan Ignacio Falco ¹, Natalia Hauser ²

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS) e Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur-CONICET. Av. Alem 1253, Cuerpo B' 2° Piso – B8000CPB, Bahía Blanca, Argentina. jifalco@ingeosur-conicet.gob.ar

² Laboratorio de Geocronología, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB). Brasília - DF 70910-900, Brazil. nataliah@unb.br

ARTICLE INFO

Article history

Received September 6, 2017

Accepted May 15, 2018

Available online July 10, 2018

Handling Editor

Ernesto Schwarz

Keywords

Sedimentación Volcánica

Lahar

Macizo Nordpatagónico

Triásico

Grupo Los Menuccos

RESUMEN

El Grupo Los Menuccos (Triásico) es parte del relleno de la cuenca homónima, localizada en la Provincia de Río Negro, Argentina. Esta unidad comprende las formaciones Vera y Sierra Colorada. La primera está compuesta por una sucesión de aproximadamente 130 m de espesor de ignimbritas con intercalaciones de sedimentitas tabulares y abundante contenido volcánico. La suprayacente Formación Sierra Colorada está constituida por una sucesión ignimbrítica de 20 m de espesor. La presente contribución tiene como objetivo establecer el paleoambiente depositacional y la procedencia de los detritos de la Formación Vera en el área de Puesto Tscherig. En este trabajo se reconocieron cinco litofacies: Fl (limoarcilita y arenisca fina laminada), depositada por decantación en cuerpos de agua; Sh (arenisca con estratificación horizontal), depositada en condiciones de lecho plano y alto régimen de flujo; Sr (arenisca fina con óndulas de corriente y laminación cruzada), depositada por migración de óndulas de corriente; Sm (arenisca masiva), depositada por flujos hiperconcentrados y/o corrientes diluidas de Tipo 2; y Sgp (arenisca con trizas de vidrio y pómez) depositada por flujos de detritos. Estas facies se asociaron en dos elementos arquitecturales denominados VS (Sedimentación Volcanoclástica) y FF (Depósitos Finos de Barreales). El elemento VS se compone de las facies Sgp, Sm y de manera subordinada Sh. Se interpretó a este elemento como depósitos mono o multiepisódicos de flujos de detritos y/o hiperconcentrados hasta corrientes diluidas producto de la resedimentación de depósitos piroclásticos no soldados. El elemento FF se compone de facies Fl y Sr, interpretándose como depósitos de tracción y decantación en lagunas efímeras y/o barreales. El patrón de apilamiento reconocido permitió discriminar cinco episodios depositacionales granodecrecientes que involucran sedimentación a partir de flujos de detritos y/o hiperconcentrados en sectores proximales que, a medida se movilizaban, disminuían su concentración de sedimentos hasta originar depósitos por tracción/decantación en sectores distales.

El análisis de proveniencia de las areniscas y el registro de estructuras relacionadas con proyecciones balísticas permitió inferir un volcanismo coetáneo con la depositación, que habría afectado las condiciones paleoambientales y paleotopográficas. El estudio de madurez textural y el análisis petrográfico de las areniscas evidencian un escaso transporte de los sedimentos, posiblemente restringido por

las irregularidades de la topografía volcánica. Además, el estudio de paleocorrientes y las estructuras de deformación producidas por las proyecciones balísticas son compatibles con la presencia de un edificio volcánico en la porción noreste del área estudiada.

EXTENDED ABSTRACT

Sedimentology and provenance of the Vera Formation deposits (Los Menucos Group - Triassic) at Puesto Tscherig area, Río Negro Province, Argentina

The Triassic Los Menucos Group, which fills the homonymous basin, crops out in the Río Negro province (North Patagonian Massif) of Argentina. This unit includes the lower Vera Formation and upper Sierra Colorada Formation (Fig. 1). The lower one is composed of an ignimbritic succession with intercalations of clastic sediments with tabular geometry deposited in continental environments, the thickness of Vera Formation is up to 130 m. The overlying Sierra Colorada Formation is also composed of an ignimbritic succession, up to 20 m in thickness. The current investigation includes the recognition of facies, sedimentary process and provenance analysis. It is based on the observations by Labudía *et al.* (1995) and Labudía and Bjerg (2001) on the influence of the volcanic environment in the sedimentation of the Vera Formation in the Puesto Tscherig area (Figs. 1, 2). The objective of this contribution is to present a sedimentary facies analysis that allows the interpretation of depositional paleoenvironments. In addition, the aim of this contribution is to quantify the importance that explosive volcanism had on the development of the sedimentary facies.

In this manuscript, the White and Houghton (2006) classification scheme for volcanoclastic deposits and their derivatives generated by weathering and erosion, is followed. This scheme is based on the primary depositional mechanisms. Volcanoclastic deposits are accumulations of particles formed by volcanism and mobilized directly by effusive or explosive processes before deposition. Volcanoclastic particles include pyroclastic, autoclastic, hyaloclastic and peperitic fragments. Moreover, White and Houghton (2006) proposed that the term volca-

niclastic should not be used for those rocks derived by accumulation of particles originated from weathering and erosion of volcanic rocks, contrary to the suggestions of Fisher (1961). The White and Houghton (2006) classification scheme proposes a sedimentary rock name for those rocks derived by weathering and erosion of volcanic rocks. A suffix can be added indicating type, sorting, or clast morphology; e.g. Sm_{pr} denotes a massive sandstone, pumice-rich.

The methodology applied includes the measurement of a sedimentary log using standard techniques, facies analysis, and determination of architectural elements (following Herrera and López, 2003; Miall, 2006; Borrero Peña *et al.*, 2008), as well as provenance analysis using ternary diagrams (Dickinson, 1978). Depositional events are established considering erosional surfaces. Facies and architectural elements are summarized in Table 1 and stratigraphic relations are shown in figure 2, whereas Table 2 and figure 4 show relative abundances of rock components that are used for provenance analysis using the classic ternary diagrams (Dickinson, 1978).

Five facies were recognized. Facies Fl comprises mudstone and fine-grained sandstone with horizontal lamination (Fig. 3d-f) and tabular geometry. Some layers preserve tetrapod footprints and desiccation cracks. Under the microscope tuffaceous matrix, subangular to subrounded clasts, a grain-supported fabric, moderate to good sorting, and mature texture were recognized. This facies gradually overlies the Sh or Sm facies and is truncated by coarser facies. This facies was deposited by settling processes (Miall, 2006). Facies Sh is composed of medium-grained sandstone with horizontal stratification and occasional parting lineation (Fig. 3b, d, f, g). This facies grades vertically from Sm and passes to Fl at the top. Under the microscope tuffaceous matrix, subangular to subrounded clasts, a grain-supported fabric and moderate to good sorting were recognized, and the textural maturity is submature. This facies

was deposited in upper-stage plane bed conditions (Miall, 2006). Suprastratal asymmetric deformation structures were observed both in Fl and Sh facies. These structures are interpreted as ballistic projections of lapilli fragments (Manga *et al.*, 2012). The mean orientation of these structures indicates that the lapilli fragments came from the NE.

Facies Sm represents medium- to coarse-grained, massive sandstone (Fig. 3b) with tabular geometry. This facies grades from Sgp facies and in turn pass vertically to the Sh facies. Microscopically, isolated pumiceous clasts, tuffaceous matrix, angular to subrounded clasts, matrix- to grain-supported matrix, and poor to moderate sorting were noted, defining a submature textural maturity. Analogue deposits were interpreted as originated by dilute flows (which at syneruptive stage are Type 2) or hyperconcentrated flows (Smith and Lowe, 1991). Pierson and Scott (1999) and Lirier *et al.* (2001) interpreted similar deposits as basal diluted layers at the bottom of debris flows or as hyperconcentrated flows. Jo (2003) considered a rapid sedimentation from debris flows. The absence of chute and pool structures may indicate that deposition processes could be related to hyperconcentrated flows or intermediate stages between Type 2 and diluted flows.

Facies Sr comprises fine-grained sandstone with ripple cross-lamination (Fig. 3e) in thin beds, typically interbedded with Fl facies. Under the microscope tuffaceous matrix, subrounded to subangular clasts, a grain-supported fabric and good sorting were observed, providing a mature texture. This facies was deposited by migration and aggradation of current ripples generated by dilute flows under low flow regime (Miall, 2006). Paleocurrent measurements indicate that ripple migration was preferentially towards SW (250°). The close spatial relationship with the Fl facies allows to infer that the ripple drift was linked to standing water bodies, possibly associated with stages of surface water recharge.

Facies Sgp represents medium- to coarse-grained, massive sandstone composed of glass and pumice fragments (Fig. 3a-c, f). Sgp strata (up to 9 m thick) show lobate shape and exfoliation weathering (onion exfoliation). Pumiceous clasts are abundant and smaller than 15 cm, and intraformational Fl clasts are common with sizes up to 30 cm. Under the microscope tuffaceous matrix, highly angular to subrounded clasts, a matrix-supported fabric and moderate to poor sorting are noted, textural maturity

is immature. This facies was most likely deposited by debris flows (Palmer and Neall, 1991; Smith and Lowe, 1991; Herrera and López, 2003; Miall, 2006; Borrero Peña *et al.*, 2008). The low content of non-volcanic clasts and the common conservation of primary volcanic features in the pumice fragments suggest that these deposits originated by reworking of a non-welded volcanoclastic deposit (Smith and Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993).

Two architectural elements were defined based on facies spatial relationships: Volcanoclastic Sedimentation (VS *sensu* Borrero Peña *et al.*, 2008) and Floodplain Fines (FF *sensu* Miall, 2006), which occur interbedded. SV is mainly composed of Sgp and Sm facies, with subordinate contribution of Sh facies. It is characterized by an erosional basal boundary and a gradual upper contact (to FF element). This architectural element represents multi-episodic sedimentation from debris flows and/or hyperconcentrated flows to diluted currents and originated from re-sedimentation of a non-welded volcanoclastic deposit. FF element is composed of Sr and Fl facies. This element records alternating deposition from settling and traction in standing water bodies. In fact, the Sr facies could represent surface water recharge. Five depositional episodes are defined considering erosional surfaces (Fig. 2); each depositional episode suggests that settling/traction processes evolved from debris flows and/or hyperconcentrated flows to stream flows by dilution, either by sedimentation or water addition. The resulting vertical stacking pattern of each depositional episode is a fining-upward succession including, from base to top, the following facies: Sgp, Sm, Sh, Sr and Fl facies (Fig. 5). This spatial distribution of facies is comparable with the model of composite sediment flow deposits (Sohn *et al.*, 1999; Lirier *et al.*, 2001). According to this model, the resulting successions are characterized by debris flow deposits in the near-vent position, which are replaced by hyperconcentrated flow and streamflow deposits toward the downstream zone (Fig. 5). On the other hand, the absence of channelized deposits linked to more complex tractive flows could be related to individual depositional episodes during short time intervals (Smith, 1991a). Besides, the presence of desiccation cracks and/or fossil content infer a considerable time of subaerial exposure (Smith, 1991a). Facies and facies association, petrography and allocation of depositional episodes

allow to propose that these lahar-runout deposits could correspond to a syn-eruptive stage (Smith, 1986; Smith 1991a,b; Smith and Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993; Bahk and Chough, 1996). These authors suggest that the syn-eruptive stage is dominated by debris from hyperconcentrated flows, monolithological volcanic compositions, deposits dominated by sandstone, and high aggradation rates. However, Lirier *et al.* (2001) argued that debris and hyperconcentrated flows are not directly linked with a syn-eruptive stage, because they could be triggered by several mechanisms, even during inter-eruptive stages. It should be noted in this regard that the record of ballistic projections supports a syn-eruptive stage. Finally, the recognized stacking pattern, the paleocurrent directions measured in the Sr and Sh facies, and the direction of ballistic projections all favor the presence of a volcanic edifice located to the northeast of the study area. This interpretation is consistent with a volcanic caldera located to the south of Cerro La Laja (Ducart, 2007).

Keywords: Volcanic Sedimentation, Lahar-runout, Northpatagonian Massif, Triassic, Los Menucos Group.

INTRODUCCIÓN

La incorporación del término *lahar* a la literatura geológica (Van Bremelen, 1949) ha tratado de resumir una situación que geológicamente responde a un proceso de muy corta duración y magnitud considerable. Esta terminología fue propuesta para definir un flujo de barro compuesto por bloques angulosos inmersos en una matriz, siendo los componentes principalmente de origen volcánico. Smith (1986) propone dejar de utilizar el concepto de *lahar* y considera apropiado el análisis desde el punto de vista de procesos sedimentarios, definiendo a los *lahares* como una mezcla de detritos y agua que fluye rápidamente desde un volcán. Los mecanismos de iniciación de estos flujos fueron bien documentados por Vallance (2000), Manville *et al.* (2009) y Vallance e Iverson (2015). Estos pueden originarse por: i) fusión de masas de hielo o nieve; ii) el colapso de lagunas intra-caldera, intra-crater o lagunas en valles confinados; iii) fuertes lluvias; iv) explosiones freáticas secundarias; v) licuefacción de avalanchas de detritos o vi) directamente disparados por la propia erupción volcánica. Los conceptos de

depósitos laháricos sineruptivos e intereruptivos son ampliamente tratados en la bibliografía (Smith, 1986, 1987, 1991a,b; Smith y Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993; Bahk y Chough, 1996; Pierson y Scott, 1985, 1999; Lirier *et al.*, 2001; Sierra *et al.* 2009). En este sentido Smith (1991a) se refiere a los depósitos sineruptivos como Tipo 1 (T1) y a los depósitos intereruptivos como Tipo 2 (T2). Ambos depósitos se limitan por superficies erosivas y desarrollo de suelos. Los primeros, T1, se originan a partir de flujos de detritos o hiperconcentrados, o a partir de corrientes con alta concentración de sedimentos, pudiendo extenderse decenas de kilómetros desde el área fuente. Se caracterizan por registrar altas tasas de aggradación y capas mantiformes de areniscas gruesas a conglomerádicas de hasta decenas de metros de espesor y composición clástica monolitológica de naturaleza piroclástica. Los segundos, T2, se originan a partir de flujos de corrientes diluídas. La extensión lateral de estos depósitos está dominada por tasas de migración lateral de canales e influenciada también por la aparición de zonas emergidas vegetadas. Estos depósitos desarrollan canales incisos y las litologías varían desde conglomerados hasta limoarcilitas. Por último, Smith (1991a) divide a los depósitos T2 en 2a y 2b dependiendo de la extensión lateral de las capas. La geometría de los depósitos 2a está controlada por tasas bajas de subsidencia y/o erupciones frecuentes dando como resultado depósitos de menor extensión lateral y con incisiones más profundas. Por otra parte, la geometría de los depósitos 2b está controlada por una mayor subsidencia y/o erupciones menos frecuentes; esta condición registra depósitos de mayor extensión e incisiones más someras. Por su parte, Lirier *et al.* (2001), como resultado del estudio de depósitos en masa producidos por grandes lluvias en las laderas del volcán Vesubio, concluyen que los procesos de remoción en masa no tendrían directa relación con episodios eruptivos, pudiendo darse de manera más frecuente, inclusive en estadios intereruptivos.

Borrero Peña *et al.* (2008), como corolario del estudio realizado en una secuencia volcánica plio-pleistocena, proponen separar a los estadios y depósitos eruptivos en base a un criterio temporal. Definen como sineruptivos a aquellos depósitos resedimentados entre 10^{-1} y 10^1 años después de la erupción y como post-eruptivos a los depósitos resedimentados entre los 10^2 a 10^4 años posteriores a la erupción.

En este contexto y enmarcado en la influencia que el paisaje volcánico ha tenido sobre los procesos que originaron los depósitos clásticos de la Formación Vera en el área del Puesto Tscherig (Labudía *et al.*, 1995; Labudía y Bjerg, 2001) es que se llevó a cabo un nuevo estudio basado en el reconocimiento de facies, procesos sedimentarios y estudios de proveniencia detrítica. De esta manera, el objetivo de este trabajo es presentar el análisis de facies sedimentarias que conlleva a la posterior interpretación de paleoambientes sedimentarios de depositación, buscando ponderar la influencia que el vulcanismo explosivo tuvo sobre el desarrollo de las facies.

MARCO GEOLOGICO

El contexto regional para el Triásico en el Macizo Nordpatagónico está ligado a un fuerte magmatismo y vulcanismo ácido que dominó plenamente la región. Este magmatismo podría estar relacionado a un evento extensional posterior a la orogenia Gondwánica (González *et al.*, 2016). Vinculado a este vulcanismo se han descrito varias cubetas sedimentarias menores que afloran de manera saltuaria en todo el Macizo (Los Menucos, Paso Flores, Comallo, etc.), pudiendo corresponder cada uno a diferentes cuencas, las que muy posiblemente estuvieron desconectadas. En varios de estos depocentros se observa la marcada influencia piroclástica del relleno sedimentario, apareciendo asociado tanto vertical como lateralmente a mantos de volcanitas y/o ignimbritas (Kokogian *et al.*, 2001). El estudio de la Cuenca de Los Menucos ha producido variados trabajos estratigráficos a lo largo de los años, entre los que cabe mencionar a Miranda (1966), Stipanovic *et al.* (1968), Rapela *et al.* (1996), Cucchi *et al.* (1999), Labudía y Bjerg (2001) y Lema *et al.* (2008). Los afloramientos bien conocidos corresponden a los ubicados entre las Sierras de Queupuniyeu y la localidad de Sierra Colorada al naciente; y la Meseta de Bajos Hondos, el Bajo de Lenzaniyeu y la Meseta de Coli-Toro al poniente. Al norte limitan con el bajo tectónico del Graben del Piche y al sur se extienden hasta perderse debajo de los basaltos terciarios de la Meseta de Somuncurá (Fig. 1). El Grupo Los Menucos (Labudía y Bjerg, 2001) se apoya en discordancia angular sobre facies plutónicas del Complejo Plutónico Volcánico La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984), y también sobre metamorfitas de bajo grado de la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg, 1994); de

edades permo-triásica y cámbrica, respectivamente (Martínez Dopico *et al.*, 2017). El límite estratigráfico superior está dado por los depósitos jurásicos de abanicos aluviales del graben del Cerro Piche (Bodnar y Falco, 2017; Falco *et al.*, 2017). El Grupo Los Menucos está constituido por las formaciones Vera y Sierra Colorada. La Formación Vera es una secuencia sedimentaria de hasta 130 m de espesor e incluye intercalaciones de conglomerados, areniscas, tobas, tufitas y limoarcilitas que hacia el tope intercalan con ignimbritas dacíticas. Esta unidad ha sido motivo de varias contribuciones paleontológicas, destacándose la presencia de improntas vegetales de la flora de *Dicroidium*, ichinitas de tetrápodos y conchostracos (Casamiquela 1964, 1974; Artabe, 1985a,b; Domnanovich *et al.*, 2008; Gallego, 2010). La Formación Sierra Colorada, de espesor máximo cercano a 250 m, está compuesta por coladas de lavas, tobas, brechas, aglomerados volcánicos, ignimbritas y vitrófiros de composición riolítica que cubren a la unidad subyacente. Una edad isocrónica Rb/Sr de 222 ± 2 Ma obtenida en roca total posicionaría al Grupo Los Menucos exclusivamente dentro del Triásico (Rapela *et al.*, 1996).

AREA DE ESTUDIO

La sección clástica bajo estudio y perteneciente a la Formación Vera, aflora desde el Cerro La Laja hasta Puesto Tscherig (Fig. 1). Esta sucesión alcanza los 41 m de espesor (Fig. 2), y los estratos buzan al suroeste con bajas inclinaciones. El inicio del perfil medido se ubica en los $40^{\circ}52'16''S$ y los $68^{\circ}15'07''O$, al sur del camino que lleva al Puesto Tscherig, aproximadamente a 1,5 km de este (Fig. 1). En Cerro La Laja los depósitos de esta sección sedimentaria son explotados como rocas de aplicación; donde los afloramientos son más potentes y con mayor continuidad lateral. Allí alcanzan un espesor próximo a los 50 m y se componen fundamentalmente de facies areniscosas, la base no está expuesta y se cubre por volcanitas efusivas andesíticas. Hacia el oeste, en proximidades del Puesto Tscherig, estos depósitos clásticos se observan intercalados en la secuencia ignimbrítica, la base se encuentra en contacto con brechas volcánicas y el techo con tobas lapilíticas andesíticas. En Puesto Tscherig y áreas adyacentes la sucesión es predominantemente limoarcilitica, con cantidades subordinadas de areniscas y conglomerados que no alcanzan el metro de espe-

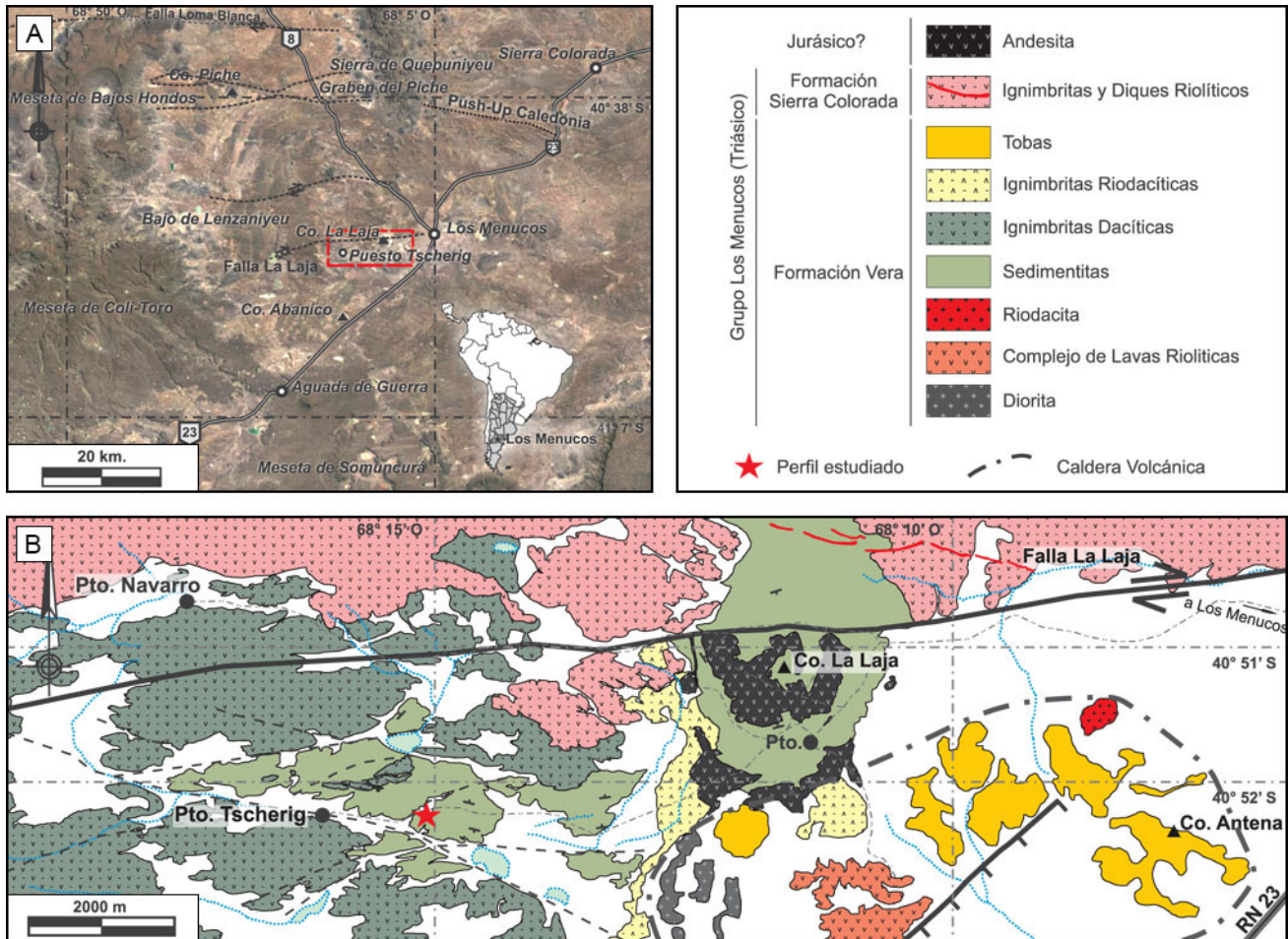


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la Cuenca de Los Menucos y sus principales límites geográficos. En el recuadro (de línea punteada) está indicada el área de estudio de la presente contribución. b) Mapa geológico del área estudiada y sector aledaño, modificado de Cucchi *et al.* (1999), Labudía y Bjerg (2005), Lema *et al.* (2005, 2008) y Ducart (2007).

Figure 1. a) Location map for the Los Menucos basin and its geographical boundaries. The rectangular box (dashed line) indicates the study area. b) Geological map of the study area and surrounding zone (modified after Cucchi *et al.*, 1999; Labudía and Bjerg, 2005; Lema *et al.*, 2005, 2008 and Ducart, 2007).

sor. Sobre el extremo oeste las sedimentitas desaparecen quedando solo exposiciones de las variedades litológicas volcanoclásticas (Fig 1.). Las observaciones realizadas por Labudía *et al.* (1995) y Labudía y Bjerg (2001, 2005) sobre las sedimentitas que motivan el presente trabajo permitieron inferir una gran variedad de facies clásticas que representarían diferentes ambientes sedimentarios. Dichos autores describieron la existencia de climas estacionales, con desarrollo de sistemas fluviales con cursos activos durante los períodos de lluvias abundantes con canales asociados a barras. Para los períodos de escasas precipitaciones destacan el desarrollo de barreales y lagos efímeros. Concluyen también que

estos ambientes reflejan el desarrollo incipiente de la red de drenaje con baja pendiente, estrechamente relacionada a la evolución volcánica local.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

El estudio se aborda siguiendo el esquema de clasificación para rocas volcanoclásticas de White y Houghton (2006). Este esquema se basa en el mecanismo inicial de depositación y unifica la terminología para todos los depósitos volcanoclásticos y sus derivados por meteorización y erosión. Según esta clasificación, los depósitos volcanoclásticos son acumulaciones de partículas

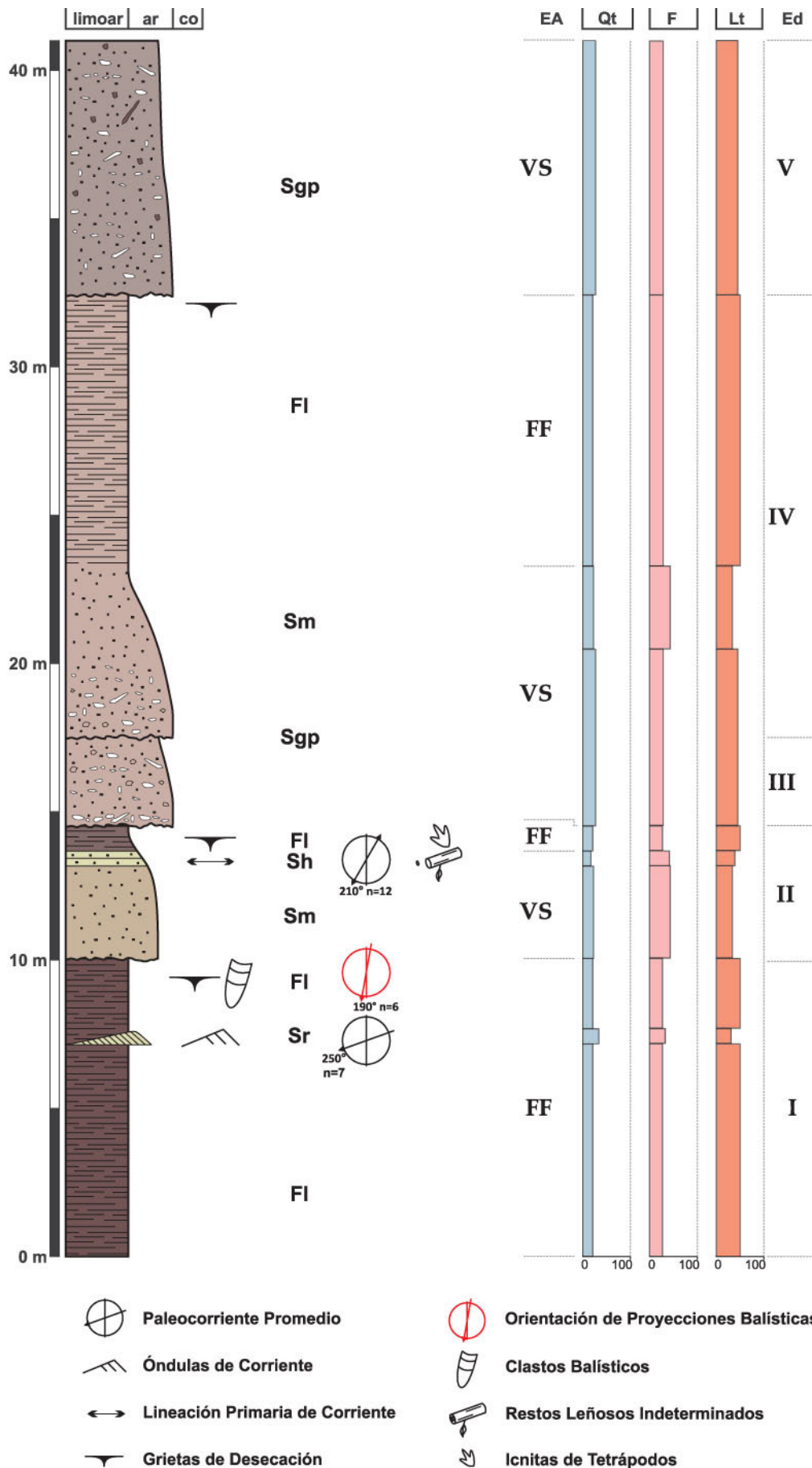


Figura 2. Perfil sedimentológico esquemático del área estudiada. Se indica la posición estratigráfica de las facies y elementos arquitecturales (códigos en Tabla 1). Se presenta además la abundancia porcentual relativa de cuarzo total (Qt), feldespato total (F) y fragmentos líticos totales (Lt) para cada facies. En números romanos se indican los eventos depositacionales (Ed) reconocidos. Abreviaturas: limoar: limoarcilita; ar: arenisca; co: conglomerado.

Figure 2. Sedimentological section of the study area. The stratigraphic position of the facies and architectural elements are indicated (codes as in Tabla 1). The relative abundances of total quartz grains (Qt), total feldspar grains (F), and total lithic fragments (Lt) are plotted. The Roman numbers indicate depositional events (Ed). Abbreviations: limoar: mudstone; ar: sandstone; co: conglomerate.

Código	Descripción	Interpretación	Elemento Arquitectural	Descripción	Interpretación
Sgp	Arenisca mediana a gruesa con trizas y pómez, masiva con morfología tabular a lobulada	Flujo de detritos a partir de un depósito volcánico			
Sm	Arenisca mediana a gruesa, masiva, morfología tabular	Flujo hiperconcentrado a corriente diluida Tipo 2	VS – Sedimentación Volcánica	Elemento de base erosiva y capas tabulares a lobuladas. Arreglo granodecreciente	Sedimentación a partir de flujos y de corrientes por removilización de depósitos piroclásticos
Sh	Arenisca mediana con laminación/estratificación paralela horizontal, morfología tabular	Condición de lecho plano de alto régimen de flujo			
Sr	Arenisca fina con óndulas de corriente	Migración de óndulas de corriente en condiciones de bajo régimen de flujo	FF – Depósitos Finos de Barreales	Elemento transicional al elemento VS, capas tabulares	Sedimentación por tracción y decantación en cuerpos de agua estacionarios
Fl	Limoarcilita y arenisca fina con laminación paralela horizontal	Decantación de sedimento suspendido en cuerpos de agua			

Tabla 1. Resumen de facies y elementos arquitecturales.

Table 1. Summary of facies and architectural elements.

formadas por acción volcánica directa y que son movilizadas directamente por procesos relacionados con el volcanismo efusivo o explosivo antes de ser depositadas. Como partículas volcánicas se consideran a los fragmentos piroclásticos, auto-clásticos, hyaloclasticos y peperíticos. White y Houghton (2006) concluyen que el término volcánico no sea usado para aquellas rocas derivadas de la meteorización y erosión de rocas volcánicas, contrariamente a lo propuesto por Fisher (1961). En tanto, para aquellas rocas derivadas de la meteorización y/o erosión de rocas volcánicas, White y Houghton (2006) proponen dar el nombre de rocas sedimentarias con o sin un sufijo volcánico, pudiendo aludir este agregado a sus componentes, selección y morfología de los clastos (ej.: Sm_{pr}, arenisca masiva, Sm; rica en pómez, pr). La codificación de facies y elementos arquitecturales corresponde a la propuesta presentada por Herrera y López (2003), Miall (2006) y Borrero Peña *et al.* (2008). Para las facies, el código se compone de una letra mayúscula que se refiere al tamaño granulométrico predominante y una o más letras minúsculas representando la estructura sedimentaria u otro rasgo diagnóstico de la facies. Por otra parte, los elementos arquitecturales se representan con dos letras mayúsculas y com-

prenden un conjunto de estratos genéticamente relacionados, que representan una depositación relativamente continua por un proceso en particular y reflejan el estilo de depositación a nivel de los elementos geomorfológicos mayores (Borrero Peña *et al.*, 2008). La descripción petrográfica en sección delgada se realizó según la escala granulométrica de Wentworth (1922), la selección según Jerram (2001), la fábrica y contacto entre granos según Tucker (2001). La redondez se evaluó según Pettijohn *et al.* (1987) y la madurez textural según Nichols (2009). El marco tectónico del área de aporte de las areniscas fue determinado en base a las composiciones modales de cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), cuarzo total (Qt), feldespato potásico (K), plagioclasa (P), feldespato total (F) y fragmentos líticos (Fl), todos ellos recalculados según el modelo de Dickinson (1985).

RESULTADOS

Facies

Se discriminaron cinco litofacies: Facies de limoarcilita y arenisca fina laminada (Fl); Facies de arenisca con estratificación horizontal (Sh); Facies

de arenisca masiva (Sm); Facies de arenisca con óndulas (Sr) y Facies de arenisca con trizas y pómez (Sgp). Estas facies son descritas e interpretadas a continuación, y resumidas en la Tabla 1. En la figura 2 se muestran las relaciones espaciales entre las facies reconocidas.

Facies Fl. Facies de limoarcilita y arenisca fina con laminación paralela horizontal (Fig. 3d-f), las coloraciones varían del pardo rojizo oscuro al pardo castaño. Se presentan en finas láminas de potencia menor al centímetro alcanzando en su conjunto un espesor máximo de 11 m, la geometría es tabular. Se dispone transicionalmente sobre facies de areniscas con estratificación horizontal (Sh) o masivas (Sm), y por debajo de facies de areniscas con trizas y pomez (Sgp) o masivas (Sm) en contacto erosivo; ocasionalmente intercala con facies de areniscas con óndulas (Sr). Estos niveles son portadores de pisadas de tetrápodos y es común observar grietas de desecación. También se reconocen estructuras de deformación supraestratales que en planta tienen forma ovalada asimétrica con un borde engrosado en media luna (rebaba) alcanzando tamaños del orden centimétrico (Fig. 3d). La porción asimétrica coincide con el máximo engrosamiento del borde en media luna. En escasas ocasiones se reconocen clastos tamaño lapilli fuertemente alterados como generadores de estas estructuras. La orientación promedio de los bordes engrosados de estas estructuras es hacia el sudoeste. En sección delgada estas sedimentitas se caracterizan por poseer textura clástica con matriz tobácea, clastos subangulosos a subredondeados moderadamente bien seleccionados, fábrica clasto soportada con contactos puntuales y la madurez textural es madura.

Interpretación. Esta facies se interpreta como generada por decantación en cuerpos de agua (Miall, 2006). Las estructuras de deformación asimétricas supraestratales se interpretan como proyecciones balísticas de lapillis que impactan de manera oblicua al sustrato (Manga *et al.*, 2012), dando como resultado el borde engrosado en media luna. La orientación promedio de estas estructuras indicaría que estas proyecciones balísticas provendrían desde el noreste.

Facies Sh. Esta facies se compone de arenisca mediana con estratificación horizontal y color pardo cas-

taño claro (Fig. 3b, d, f, g). Conforman capas con geometrías tabulares y espesores de hasta 2 m. Se caracteriza por presentar estratificación horizontal con una separación de estratos de orden centimétrico. Es poco frecuente la ocurrencia de lineación primaria de corriente. Se desarrolla transicionalmente desde areniscas masivas (Sm) y de igual forma es cubierta por limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl. Es portadora de icnitas de tetrápodos y restos de troncos fósiles indeterminados. Al igual que en la facies Fl, estas sedimentitas portan estructuras de deformación asociadas a la presencia de lapillis, que también muestran engrosamientos preferenciales en sus rebordes ubicados al sudoeste. En sección delgada se reconoce textura clástica con matriz tobácea, clastos subangulosos a subredondeados con selección moderada a bien seleccionada, fábrica clasto soportada con contactos puntuales y la madurez textural es submadura.

Interpretación. Depósito de arenas acumulado en condiciones de lecho plano de alto régimen de flujo (Miall, 2006). Al igual que en la facies Fl, las estructuras de deformación asimétricas supraestratales se interpretan como proyecciones balísticas de lapillis que provendrían desde el noreste.

Facies Sm. Se compone de arenisca mediana a gruesa masiva, de color pardo castaño a pardo morado claro (Fig. 3b), y se dispone en estratos con geometría tabular que no superan el metro de espesor. Sobreyace en carácter transicional a facies de arenisca con trizas y pómez (Sgp) o mediante contacto erosivo a facies de limoarcilitas y areniscas laminadas (Fl). Es cubierta transicionalmente por facies de areniscas con estratificación horizontal (Sh) y limoarcilitas y areniscas laminadas (Fl). En sección delgada se reconoce textura clástica con matriz tobácea, clastos angulosos a subredondeados, fábrica matriz a clasto soportada con contactos puntuales. La selección es moderada a pobre y la madurez textural submadura.

Interpretación. Smith y Lowe (1991) interpretan depósitos semejantes como el producto de corrientes diluidas (que si fuesen sinérgicas serían de Tipo 2) o flujos hiperconcentrados. Por otra parte, Pierson y Scott (1999) y Lirier *et al.* (2001) interpretan depósitos equivalentes como el resultado de la dilución basal de flujos de detritos a flujos hiperconcentrados. También, Jo (2003) considera que estas facies

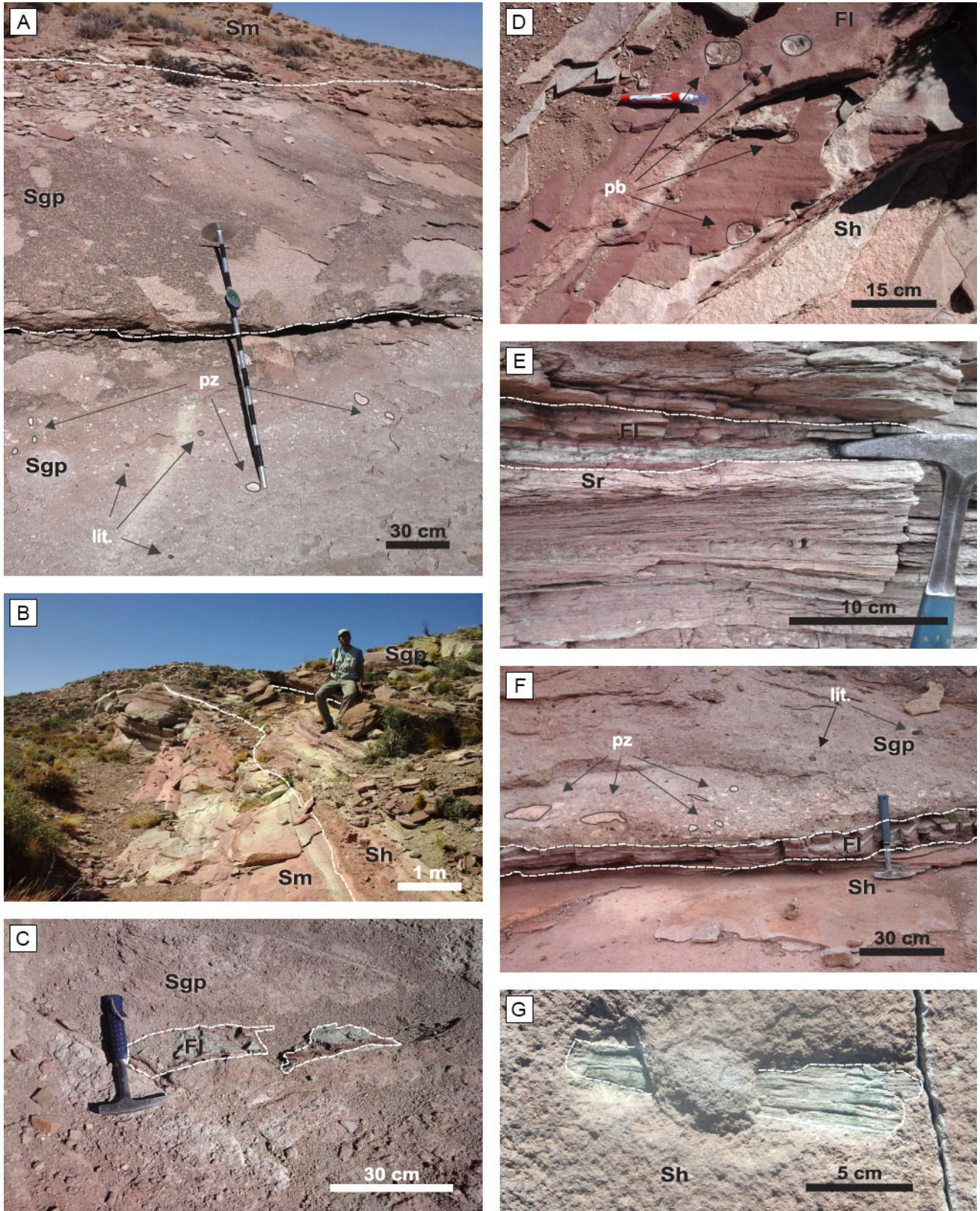


Figura 3. Fotos de afloramientos de las diferentes litofacies reconocidas. a) Superposición de areniscas de la facies Sgp en contacto erosivo, al techo gradación a facies Sm. Representa sobreimposición de dos eventos depositacionales delimitados por una superficie erosiva. El segundo evento depositacional registra el efecto de dilución. b) Gradación de facies Sm a Sh, en contacto erosivo yace la facies Sgp. Sobreimposición de dos eventos limitados por una superficie erosiva. c) Facies Sgp con bloques intraformacionales de Fl. d) Gradación de facies Sh a Fl, nótese las estructuras deformacionales supraestratales

representarían depositación rápida de flujos de detritos. La ausencia de estructuras de corte y relleno sugiere que el proceso de depositación estaría ligado a flujos hiperconcentrados o estadios intermedios entre éstos y corrientes diluidas sineruptivas.

Facies Sr. Esta facies comprende arenisca fina de color pardo castaño medio, con óndulas asimétricas (Fig. 3e). Conforman *sets* de hasta 5 cm de espesor que se agrupan en *cosets* que alcanzan los 20 cm de potencia. Esta facies se desarrolla tanto por debajo como por arriba de limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl. Las paleocorrientes medidas indican que la migración de estas óndulas habría sido hacia el suroeste. En sección delgada se reconoce textura clástica con matriz tobácea, clastos subangulosos a subredondeados, fábrica clasto soportada con contactos puntuales, y buena selección. De acuerdo a la madurez textural se clasifica como submadura a madura.

Interpretación. Esta facies fue depositada por migración de óndulas de corriente en condiciones de bajo régimen de flujo (Miall, 2006). La estrecha relación de esta facies con las limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl indica que la migración de estas formas de fondo estaría ligada a cuerpos de agua, posiblemente asociada a etapas de recarga hídrica superficial por corrientes diluidas.

Facies Sgp. Comprende arenisca mediana a gruesa masiva, compuesta de trizas de vidrio volcánico y pómez, de color pardo grisáceo medio (Fig. 3a-c, f). Se dispone en cuerpos de geometría tabular a lobulada con típica exfoliación catafilar. El espesor de los cuerpos individuales puede alcanzar los 2 m,

formando una sucesión de hasta 9 m de potencia. Esta facies suprayace mediante contacto erosivo a limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl, y subyace en contacto neto a areniscas masivas de la facies Sm. Son característicos de esta facies los niveles pumíceos con clastos de hasta 15 cm de eje máximo. Estos clastos pumíceos se reconocen en todo el depósito, concentrándose en la base los de mayor tamaño, donde flotan en la matriz tobácea. Hacia el tope se muestran de forma aleatoria y de menor tamaño, no pudiendo observarse patrones de gradación. También se reconocen clastos intraformacionales de limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl con tamaños que alcanzan los 30 cm. En sección delgada se reconoce textura clásica con matriz tobácea, clastos muy angulosos a subredondeados y fábrica matriz soportada. La selección es moderada a pobre y la madurez textural inmadura.

Interpretación. La fuerte mezcla de detritos con baja selección, inmadurez textural, clastos intraformacionales de gran tamaño y ausencia de ordenamiento interno sugiere que esta facies fue depositada por flujos de detritos (Palmer y Neall 1991; Smith y Lowe, 1991; Herrera y López, 2003; Miall, 2006; Borrero Peña *et al.*, 2008). El escaso a nulo contenido clástico no volcánico, además de la conservación de caracteres volcánicos primarios de los clastos, sugiere que estos depósitos son producto de la removilización de un depósito piroclástico no soldado (Smith y Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993).

Asociación de facies: Elementos Arquitecturales

Se reconocieron dos elementos arquitecturales

producto de las proyecciones balísticas de lapillis. e) Intercalación de facies Sr y Fl. f) Alternancia de facies Sh y Fl cubiertas en contacto erosivo por facies Sgp. Sobreimposición de dos eventos limitados por una superficie erosiva. g) Facies Sh con restos de troncos fósiles indeterminados. Abreviaturas: pz: pómez, lít: fragmentos líticos, pb: proyecciones balísticas.

Figure 3. Photographs of outcrops of the recognized lithofacies. a) Sandstones of the Sgp facies overlapping, with erosive contact, gradation at the top of the Sm facies. This represents overlapping of two depositional events delimited by an erosive surface. The second event registers the effect of dilution. b) Gradation of Sm to Sh facies. Sgp overlies, with erosive contacts, both the Sm and the Sh facies. Overlapping of two depositional events is separated by an erosive surface. c) Facies Sgp with intraformational blocks of Fl. d) Sh to Fl facies gradation; note the suprastratal deformational structures due to lapilli ballistic projection. e) Interbedded Sr and Fl facies. f) Alternation of Sh and Fl facies overlain with an erosive contact by Sgp facies. Overlapping of the products of two depositional events separated by an erosive surface. g) Sh facies carrying remains of unidentified fossil trunks. Abbreviation: pz: pumice, lít: lithic fragments, pb: ballistic projection.

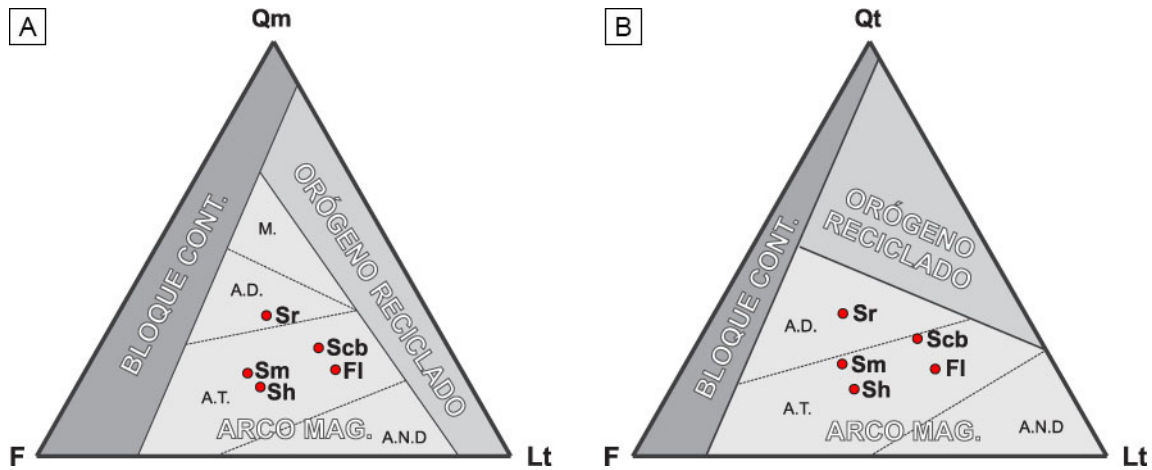


Figura 4. a) y b) Diagramas ternarios para análisis de proveniencia de areniscas (Dickinson, 1985). Qm: cuarzo monocristalino; Qt: cuarzo total; F: feldspato total; Lt: fragmentos líticos totales.

Figure 4. a) and b) Ternary diagrams for sandstone provenance analysis after Dickinson (1985). Qm: monocrystalline quartz; Qt: total quartzose grains; F: total feldspar grains; Lt: total lithic fragments.

denominados Sedimentación Volcaniclastica (VS *sensu* Borrero Peña *et al.*, 2008) y Depósitos Finos de Barreales (FF *sensu* Miall, 2006). Ambos elementos se presentan interestratificados (Fig. 2).

Elemento VS. Está representado por las facies de areniscas con trizas y pómez (Sgp), areniscas macizas (Sm) y areniscas con estratificación horizontal (Sh). Tiene geometría tabular. La base siempre es una superficie erosiva y la parte superior pasa transicionalmente al elemento FF. Se caracteriza por presentar el siguiente arreglo general de base a techo: arenisca de la facies Sgp que grada principalmente a arenisca de la facies Sm y ocasionalmente a Sh. También es posible observar como base de este elemento a la facies Sm.

Interpretación. Este elemento representa depósitos mono y multiepisódicos de flujos de detritos y/o hiperconcentrados hasta corrientes diluidas a partir del retrabajo de un depósito piroclástico no soldado. Características análogas fueron descritas por Borrero Peña *et al.* (2008) para la Secuencia Volcánica de Aranzazu.

Elemento FF. Es una interestratificación de facies de limoarcilita y arenisca laminada (Fl) y facies de areniscas con óndulas (Sr), esta última en carácter subordinado a facies Fl. La geometría real observada en el campo es tabular, aunque no se descarta que

den geometrías lenticulares en una escala mayor.

Interpretación. Este elemento representa depósitos originados por la decantación de sedimentos en cuerpos de agua efímeros (Miall, 2006) y por la depositación de corrientes tractivas relacionadas a periodos de recarga hídrica superficial.

Proveniencia

En la Tabla 2 y figura 2 se presentan los resultados del conteo grano a grano de cada facies, recalculados en abundancia porcentual. Estos se muestran ilustrados en clásicos diagramas ternarios de proveniencia (Fig. 4 a, b). De los gráficos de abundancia porcentual relativa de cuarzo total (Qt), feldspato total (F) y fragmentos líticos (Lt) se destaca que el contenido de cuarzo total no presenta variaciones considerables entre facies, como así tampoco se observan variaciones estratigráficas entre facies isópicas (Fig. 2). La abundancia de F es inversamente proporcional al contenido de Lt.

Los granos de cuarzo monocristalino (Qm) predominan ampliamente sobre los granos de cuarzo policristalino (Qp); los primeros se presentan frescos, con senos de corrosión y/o conservando algunas caras cristalinas. Con respecto a los clastos de feldspato (F), las variedades potásicas (K) predominan sobre las plagioclasas (P), con relaciones que llegan a 30:1. Entre los fragmentos líticos totales (Lt) predominan

Abundancia porcentual recalculada de clastos					
Facies	Qm (%)	Qp (%)	Qt (%) = Qm+Qp	F = K + P (%)	Lt (%)
Sr	33,1	1,1	34,2	36,6	29,2
Sh	14,5	1,6	16,1	43,5	40,3
Fl	20,2	0,0	20,2	25,8	54,0
Sgp	26,6	0,8	27,3	26,6	46,1
Sm	20,3	1,5	21,8	44,4	33,8

Tabla 2. Abundancia porcentual recalculada de cada facies para el análisis de proveniencia. Qm, cuarzo monocristalino; Qp, cuarzo policristalino; Qt, cuarzo total; F, feldespato total; K, feldespato potásico; P, plagioclasa; Lt, fragmentos líticos totales. Datos expresados en porcentaje relativo.

Table 2. Percentages of component abundance for the recognized facies - recalculated for provenance analysis. Qm, monocristalline quartz; Qp, polycrystalline quartz; Qt, total quartzose grains; F, total feldspar grains; K, K-feldspar grains; P, plagioclase grains; Lt, total lithic fragments. Data in relative percent.

ampliamente los fragmentos de tipo volcánicos por sobre los metamórficos y sedimentarios. Entre las variedades volcánicas predominan los clastos con texturas microlíticas y vítreas por sobre aquellos con texturas ricas en feldespato. Los fragmentos de origen metamórfico y sedimentario se observaron en muy baja proporción; los primeros con texturas foliadas, los segundos con texturas microclásticas. También son frecuentes los granos de biotita, los cuales se presentan fuertemente oxidados y ocasionalmente deformados. Los diagramas triangulares utilizados para inferir el marco tectónico del área de aporte indican que todas las muestras analizadas proceden de arcos magmáticos. Las muestras de las facies Sgp, Sm, Sh y Sr se ubican en campos de arcos magmáticos transicionales, las muestras de la fracción arenítica de la facies Fl lo hacen en el campo de arcos magmáticos disectados (Fig. 4).

DISCUSIÓN: MODELO SEDIMENTARIO

Las observaciones realizadas en campo permiten organizar una asociación vertical de facies que de base a techo está compuesta por facies Sgp, Sm, Sh, y Fl con intercalaciones de Sr. Asociaciones de facies comparables fueron descritas previamente por Palmer y Neal (1991), Bahk y Chough (1996), Smith (1991), Herrera y López (2003), Borrero Peña

et al. (2008) y Umazano *et al.* (2014). Este arreglo sugiere que los procesos de tracción y decantación serían producto de la dilución corriente abajo de flujos de detritos y/o hiperconcentrados, ya sea por sedimentación o incorporación de agua. Paralelamente, el elemento arquitectural FF representaría el equivalente distal del elemento VS. El arreglo vertical de facies, o patrón de apilamiento, deja como resultado secuencias agradacionales granodecrescentes, pudiendo reconocerse para la sección estudiada cinco eventos de depositación (Ed I-V) superpuestos (Fig. 2). Cada uno de estos eventos de depositación estaría limitado por superficies erosivas, aunque no todos ellos registran la totalidad de las facies interpretadas. El Ed I se compone solo por facies distales (Fig. 3e), el Ed II se compone por facies proximales a intermedias y distales, estas últimas de menor desarrollo (Fig. 3b), pudiendo reconocerse la variación vertical de facies producto de la dilución. El Ed III se compone solo de facies proximales (Fig. 3f); el Ed IV registra facies proximales, intermedias y distales evidenciando la variación facial producto de la dilución. La relación de erosión entre el Ed III y IV da como resultado la sobreimposición en relación erosiva de facies Sgp (Fig. 3a). El Ed V registra solo facies proximales con espesor considerable (Fig. 3c). El patrón de apilamiento conocido (Fig. 5), dado por la asociación vertical de las facies Sgp, Sm, Sh,

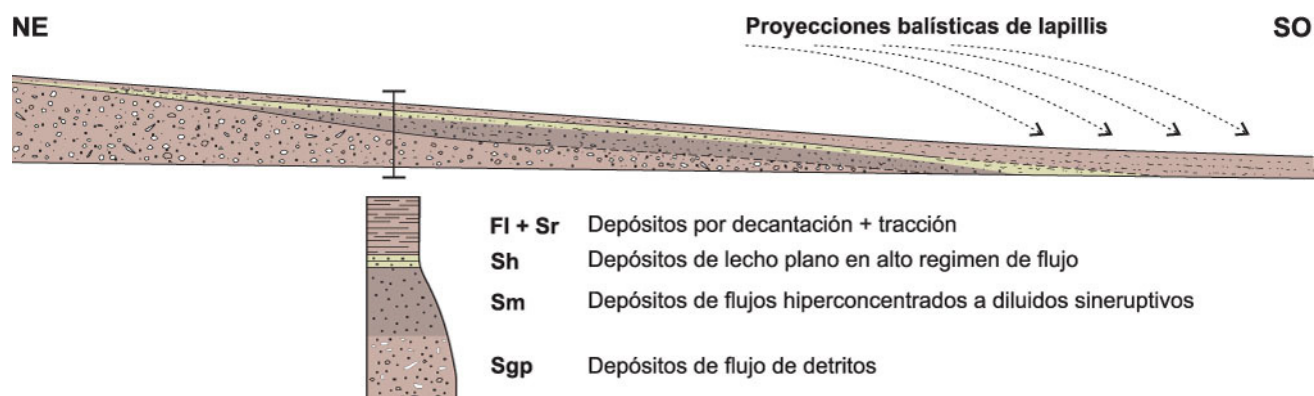


Figura 5. Modelo sedimentario conceptual modificado de Sohn *et al.* (1999). Esquema idealizado de un evento de sedimentación compuesto por dilución de arrastre (*trailing dilute flow*) con el respectivo patrón de apilamiento reconocido.

Figure 5. Conceptual sedimentary model modified from Sohn *et al.* (1999). Idealized scheme for a composite sedimentation event by trailing dilute flow and the resultant stacking pattern.

Sr y Fl, es comparable con los modelos de eventos de depositación compuesto (EDC) propuestos por Sohn *et al.* (1999) y Lirier *et al.* (2001). Dichos modelos exponen que los flujos diluidos derivan de la dilución de flujos de detritos, incluyendo un estadio intermedio de flujo hiperconcentrado. A esta evolución de los flujos, Sohn *et al.* (1999) la denominan flujo diluido de arrastre (*trailing dilute flow*). En esta dilución de flujos pendiente abajo los depósitos resultantes se caracterizan por registrar flujos de detritos en la zona proximal, los que son progresivamente cubiertos y reemplazados por depósitos de flujos hiperconcentrados y de corrientes diluidas hacia zonas distales (Fig. 5). En este sentido, cada uno de los cinco eventos depositacionales reconocidos en la sección estudiada sería coincidente con un EDC. La presencia de depósitos proximales con base erosiva sobre depósitos distales podría estar relacionado con generación de relieve positivo y posterior progradación del EDC hacia la porción topográficamente más baja. Las estructuras de deformación generadas por proyecciones balísticas de lapillis en facies intermedias y distales sugieren actividad volcánica explosiva activa durante la sedimentación. Esto permite inferir que la generación de relieve y posterior progradación del EDC y ciclicidad en la sedimentación estaría vinculado directamente con la propia actividad volcánica explosiva y no con procesos externos al depocentro. Por otra parte, la ausencia de depósitos de fajas de canal que típicamente son producto de

flujos tractivos más complejos, permitiría suponer que cada evento depositacional representaría un período relativamente corto de tiempo (Smith, 1991a). También es posible suponer que la presencia de grietas de desecación y/o contenido fosilífero evidencia un lapso de tiempo considerable de exposición aérea, que habría permitido la formación de barreales o lagunas esporádicas favoreciendo el desarrollo faunístico y florístico. En este sentido, Smith (1991a) expone que la distinción de paleosuelos como indicadores temporales en este tipo de secuencias fósiles es compleja, principalmente por ser secuencias mayormente arenosas que no representan materiales parentales propicios. Agrega también que, aunque los suelos pudieran estar poco desarrollados, la bioturbación es un elemento diagnóstico para suponer que pudo haber desarrollo de suelos y por lo tanto un lapso de tiempo considerable. Tanto el ploteo en los diagramas triangulares de Dickinson (1978) como las observaciones petrográficas demuestran un fuerte contenido volcánico, incluyendo la presencia de matriz tobácea, granos pumíceos y granos monominerales con senos de corrosión. El contenido volcánico sumado a los procesos de depositación interpretados y al escenario de fuerte vulcanismo tanto explosivo como efusivo reconocido para el área, permitiría suponer que los depósitos estudiados serían producto de la removilización de acumulaciones piroclásticas no soldadas (Smith y Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993). En este sentido, y si bien el término *lahar* es todavía

discutido (Smith, 1991a), a criterio de los autores este concepto resulta adecuado para referirse a la resedimentación de depósitos piroclásticos no soldados o no litificados. Las características faciales y la morfología de los cuerpos sugieren que estos depósitos laháricos corresponderían a fases sineruptivas tal como lo exponen Smith (1986), Smith (1991a), McPhie *et al.* (1993) y Bahk y Chough (1996). Estos autores sugieren que la fase sineruptiva estaría dominada por flujos de detritos e hiperconcentrados, composiciones monolitológicas volcánicas y depósitos predominantemente arenosos de base erosiva y con altas tasas de agradación. Por otra parte, Lirier *et al.* (2001) sostienen que los flujos de detritos e hiperconcentrados no están ligados directamente con fases sineruptivas sino que podrían ser disparados por lluvias, fusión de nieve, ruptura de endicamientos, etc. No obstante, la presencia de estructuras de deformación por el impacto de proyecciones balísticas observadas en las facies Fl y Sh resulta compatible con etapas sineruptivas. Por otra parte, el cambio en la madurez textural muestra estrecha relación con los procesos de transporte y depositación de cada facies, evidenciando un aumento madurativo desde la facies Sgp (depositada por flujo de detritos) a las facies Sr y Fl (depositada por tracción y decantación respectivamente). No obstante, el abundante contenido de fragmentos líticos (Lt) y feldespato (F) en las facies Sr y Fl podría tener estrecha relación con un transporte reducido como consecuencia de las típicas irregularidades del paisaje volcánico. Cabe destacar que para esta misma cuenca se documentaron situaciones análogas respecto a la influencia del paisaje volcánico en la evolución de los sistemas fluviales (Labudía *et al.*, 1995; Labudía y Bjerg, 2001, 2005). Por último, el patrón de apilamiento reconocido, las paleocorrientes medidas en las facies Sr y Sh y la dirección estimada de las estructuras relacionadas a proyecciones balísticas serían congruentes con centros de emisión volcánica ubicados en la porción nororiental de la zona estudiada. Todas estas interpretaciones serían coincidentes con una caldera volcánica localizada al sur del Cerro La Laja (Fig. 1), como fuera propuesto por Ducart (2007).

CONCLUSIONES

El patrón de apilamiento resultante revela cinco eventos de depositación (Ed I - Ed V) limitados

por superficies erosivas, y cada uno de ellos está caracterizado por ser granodecreciente y agradacional. Cada una de estas unidades es originada por eventos de depositación compuestos (EDC), en el que los flujos diluidos derivan de la dilución pendiente abajo de flujos de detritos, este proceso es denominado flujo diluido de arrastre por Sohn *et al.* (1999). El estudio de procedencia para cada facies muestra que estas rocas derivan de la erosión de arcos magmáticos transicionales y disectados. Por otra parte, el análisis petrográfico muestra que aún las facies distales depositadas por decantación y tracción conservan líticos volcánicos y trizas vítreas, siendo las irregularidades del paisaje volcánico y el propio vulcanismo explosivo los principales agentes de control para el desarrollo de las facies. El análisis facial, arquitectural y petrográfico de la sección estudiada permite concluir que los depósitos corresponden a eventos de depositación compuestos por resedimentación de depósitos piroclásticos no soldados o no litificados en un estadio sineruptivo. Las zonas proximales de estos depósitos fueron dominadas por depósitos de flujo de detritos y las zonas distales dominadas por decantación en lagunas esporádicas o barreales en los que en períodos de moderada a baja actividad volcánica proliferó la actividad biológica.

Agradecimientos

Al Sr. Carlos Tscherig y familia por la hospitalidad en las diferentes campañas. Al Lic. Diego Del Río por la colaboración en las tareas de relevamiento, a la Universidad Nacional del Sur y al CONICET por el soporte económico e infraestructura brindada para este estudio. Los autores agradecen a los Dres. Umazano y Varela por las valiosísimas contribuciones realizadas durante la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Artabe, A.E.**, 1985a. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana* 22:3-22.
- Artabe, A.E.**, 1985b. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana* 22:159-180.
- Bahk, J.J.** y **S.K. Chough**, 1996. An interplay of syn- and intereruption depositional processes: the lower part of the Jangki Group (Miocene), SE Korea. *Sedimentology* 43:421-438.
- Bodnar, J** y **J.I. Falco**, 2017. Fossil conifer woods from Cerro Piche graben (Triassic-Jurassic?) North Patagonian massif,

- Río Negro Province, Argentina. *Ameghiniana* doi: 10.5710/AMGH.14.12.2017.3158.
- Borrero Peña, C., J. Rosero Céspedes, M.J. Valencia y A. Pardo Trujillo**, 2008. La secuencia volcánicoclástica de Aranzazu: registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Geología* 30:61-77.
- Casamiquela, R.M.**, 1964. *Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia*. Talleres Gráficos Colegio Industrial Pío IX, Buenos Aires, 229 pp.
- Casamiquela, R.M.**, 1975. Nuevo material y reinterpretación de las icnitas mesozoicas (Neotriásicas) de Los Menucos, Provincia de Río Negro (Patagonia). *1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* Actas 1:555-580, Tucumán.
- Dickinson, W.R.**, 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En G.G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites*, Reidel Publ., Dordrecht: 333-361.
- Domnanovich, N.S., R. Tomassini, T. Manera De Bianco y M. Dalponte**, 2008. Nuevos aportes al conocimiento de la icnofauna de tetrápodos del Triásico Superior de Los Menucos (Complejo Los Menucos), provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 45:211-224.
- Ducart, D.**, 2007. *Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagonia Argentina: Geología, sensoramiento remoto e isótopos estables*. Tesis Doctoral, Universidad de Campinas, São Paulo, 187 pp. (inédito).
- Falco, J.I., J. Bodnar y N. Hauser**, 2017. Reinterpretación geológica de los depósitos clásticos del graben del Cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, Prov. de Río Negro. *XX Congreso Geológico Argentino* Actas 1:58-63, Tucumán.
- Fisher, R.V.**, 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72:1409-1414.
- Gallego, O.F.**, 2010. A new crustacean clam shrimp (Spinicaudata: Eosestheriidae) from the Upper Triassic of Argentina and its importance for "conchostracan" taxonomy. *Alcheringa* 34:1-17.
- González, S.N., G. Greco, P. González, A.M. Sato, E. Llambías y R. Varela**, 2016. Geochemistry of a Triassic dyke swarm in the North Patagonian Massif, Argentina. Implications for a postorogenic event of the Permian Gondwanide orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 70:69-82.
- Herrera, J.S. y S. A. López**, 2003. *Estratigrafía de la Formación Manizales y propuesta de un modelo de depósito*. Tesis de Grado, Universidad de Caldas, Manizales, 91 pp. (inédito).
- Jerram, D.**, 2001. Visual comparators for degree of grain-size sorting in 2D and 3D. *Computers in Geosciences* 27.
- Jo, H.R.**, 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology* 161:269-294.
- Kokogian, D., L. Spalletti, E. Morel, A. Artabe, R. Martinez, O. Alcober, J. Milana y A. Zavattieri**, 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. En A. Artabe, E. Morel y A. Zamuner (Eds.), *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata: 23-54.
- Labudía, C.H. y E.A. Bjerg**, 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49:284-296.
- Labudía, C. H. y E. A. Bjerg**, 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:404-407.
- Labudía, C.H. y E.A. Bjerg**, 2005. Geología del Grupo Los Menucos, Comarca Nordpatagónica, Argentina. *XVI Congreso Geológico Argentino* Actas 1:233-238, La Plata.
- Labudía, C.H., E. Llambías, C.W. Rapela y A. Artabe**, 1995. El Triásico de Los Menucos: Procesos Volcánicos y Sedimentarios. *II Reunión de Triásico del Cono Sur* Actas: 17-21, Bahía Blanca.
- Lema, H., A. Busteros, R. Giacosa y R. Cucchi**, 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo - Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:3-13.
- Lema, H., A. Busteros, R. Giacosa, M. Dalponte, M. Godeas y M. Zubia**, 2005. Geología del Complejo Los Menucos. Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. *XVI Congreso Geológico Argentino* Actas 1:27-32, La Plata.
- Lirer, L., A. Vinci, I. Alberico, T. Gifuni, F. Bellucci, P. Petrosino y R. Tinterri**, 2001. Occurrence of inter-eruption debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits on Vesuvio volcano, Italy. *Sedimentary Geology* 139:151-167.
- Llambías, E. y C. Rapela**, 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39:220-243.
- Manga, M., A. Patel, J. Dufek y E. Kite**, 2012. Wet surface and dense atmosphere on early Mars suggested by the bomb sag at Home Plate, Mars. *Geophysical Research Letters* 39:1-5.
- Manville V., K. Németh y K. Kano**, 2009. Source to sink: a review of the three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits and hazards. *Sedimentary Geology* 220:136-161.
- Martínez Dopico, C., M. López de Luchi, A. Rapalini, K. Wemmer, C.M. Fanning y M. Basei**, 2017. Emplacement and temporal constraints of the Gondwanan intrusive complexes of northern Patagonia: La Esperanza plutono-volcanic case. *Tectonophysics* 712-713:249-269.
- McPhie, J., M. Doyle y S. R. Allen**, 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 pp.
- Miall, A.D.**, 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin, 4º edición, 582 p.
- Miranda, J.**, 1966. *Reconocimiento geológico de la zona situada entre meseta de Rentería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó, provincia de Río Negro*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe Preliminar 1361, 40 pp, Buenos Aires (Inédito).
- Nichols, G.**, 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 2nd Edition. 419 pp.
- Palmer, B.A. y V.E. Neall**, 1991. Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont Volcano, New Zealand. *Sedimentary Geology* 74:71-88.
- Pettijohn, F., P. Potter y R. Siever**, 1987. *Sand and Sandstone*, Springer-Verlag, Nueva York, 553 pp.
- Pierson, T.C. y K.M. Scott**, 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. *Water Resources Research* 21:1511-1524.
- Pierson, T.C. y K.M. Scott**, 1999. *Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard*

assessment and mitigation. U.S. Geological Survey Open-File Report. 137 pp.

- Rapela, C.W., R.J. Pankhurst, E.J. Llambías, C.H. Labudía y A. Artabe**, 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. *III International Symposium on "Andean Geodynamics"* Extended Abstracts: 791-794, Saint Malo.
- Sierra, S., C. Moreno y E. Pascual**, 2009. Stratigraphy, petrography and dispersion of the lower Permian syn-eruptive deposits in the Viar Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 217:1-29.
- Smith, G.A.**, 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Association of America Bulletin* 97:1-10.
- Smith, G.A.**, 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific Northwest, USA. En F.G. Ethridge, R.M. Flores y M.A. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39:217-228.
- Smith, G.A.**, 1991a. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En R.V. Fisher y G.A. Smith (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 45:10-25.
- Smith, R.C.M.**, 1991b. Post-eruption sedimentation on the margin of a caldera lake, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. *Sedimentary Geology* 74:89-138.
- Smith, G.A. y D.R. Lowe**, 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V y G.A. Smith (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 45:59-70
- Sohn, Y.K., C.W. Rhee y B.C. Kim**, 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, central Korea. *The Journal of Geology* 107:111-132.
- Stipanovic, P.N., F. Rodrigo, O.L. Baulies y C.G. Martínez**, 1968. Las formaciones prenesonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23:67-98.
- Tucker, M. E.**, 2001. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Science, Osney Mead, Oxford 272 pp.
- Umazano, A.M., R.N. Melchor, E. Bedatou, E.S. Bellosi y J.M. Krause**, 2014. Fluvial response to sudden input of pyroclastic sediments during the 2008-2009 eruption of the Chaitén Volcano (Chile): the role of logjams. *Journal of South American Earth Sciences* doi: 10.1016/j.jsames.2014.04.007.
- Vallance, J. W.**, 2000. Lahars. En H.B. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer y J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego:601-616.
- Vallance, J.W. y R.M. Iverson**, 2015. Lahars and their deposits. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Eds.). *The Encyclopedia of Volcanoes, Second Edition*, Elsevier, Amsterdam:649-664.
- Van Breemmelen, R.W.**, 1949. *The Geology of Indonesia*. Martinus Nyhoff, The Hague, Nederland. 766 pp.
- Wentworth, C.K.**, 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30 (5):377-392.
- White, J.D.L. y B.F. Houghton**, 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 34:677-680.