

Dinámica de la acumulación sedimentaria de los depósitos de cima de cuña (*wedge top deposits*) de la Formación El Corral, provincia de La Rioja, Argentina

**Ana M. Tedesco^{1*}, Carlos O. Limarino^{1,2}, Alfonsina Tripaldi^{1,2} y
Julieta Suriano¹**

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires,
Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina;

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Av. Rivadavia 1917, Buenos Aires, Argentina.

*atedesco@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El sector de cima de cuña (“wedge top”) es la zona más cercana a los sistemas de antepaís que contienen a los depósitos dentro del frente orogénico exhumado (cima de cuña interna o cuenca “piggy back”, en este trabajo) y a los que se encuentran sobre cabalgamientos ocultos (cima de cuña externa), cuya desaparición marca el inicio de la formación de la fosa de antepaís.

Los sedimentos originados en el frente de la cima de la cuña interna, y que se depositan en la cima de la cuña externa son conglomerados sinorogénicos, depositados por sistemas de piedemonte con numerosas discordancias progresivas. La Formación El Corral (Plioceno) que aflora en las cercanías de Guandacol, Argentina, es un excelente ejemplo de este tipo de depósitos, vinculados a una franja de plegamiento y cabalgaduras de “corteza delgada”. A partir de las variaciones de composición de esta formación y de la interpretación de paleoambientes, es posible establecer un modelo para la dinámica de depósito de los sistemas de cima de cuña. Las variaciones en la composición están marcadas por cambios notables en el color de los conglomerados.

Los estudios de procedencia de los conglomerados muestran un fuerte control de las litologías que conforman los altos topográficos, sin importar la complejidad estructural o litológica que presente una placa de cabalgamiento. El que una litología forme o no un alto topográfico dependerá de la relación entre la tasas de levantamiento y exhumación; de esta manera, el ascenso de un cabalgamiento que alimenta a un sistema de antepaís podrá registrarse de diferentes maneras: 1) si la tasa de ascenso (TA) es menor que la tasa de exhumación (TE), el cabalgamiento no conformará un alto topográfico y el material erosionado será directamente transportado a la fosa de antepaís (“foredeep”), sin formar parte dominante de los sistemas de piedemonte en la cima de la cuña externa; 2) si la TA es mayor que la TE, se formará un alto topográfico y por lo tanto el levantamiento sí tendrá un registro dentro de los conglomerados sinorogénicos en la cima de la cuña.

Si consideramos, además, períodos de actividad y de quietud tectónica, la generación de un alto topográfico (TA mayor que TE), la formación de los sistemas de piedemonte de la cima de la cuña externa pasará, al menos, por tres etapas. Durante la primera, el alto será de bajo relieve, por lo cual será fácil de sobrepasar por los sistemas de piedemonte que se encuentran en la cuenca “piggy back”, ubicada en su dorso. En esta etapa alternarán la procedencia de la canibalización de la cuenca “piggy back” y el aporte directo del nuevo cabalgamiento, lo que generará bancos tabulares con aportes similares de ambos sistemas. En una segunda etapa, el alto topográfico posee un mayor relieve y el transporte de sedimentos desde la cuenca “piggy back” (cima de la cuña interna) a la cima de la cuña externa será a

través de pequeños valles que atravesen el frente orogénico. Aquí la procedencia de los conglomerados sinorogénicos de la cima de la cuña externa estará dominada por el nuevo cabalgamiento con aporte limitado de la cuenca "piggy back". La última etapa comienza cuando el alto topográfico alcanza suficiente altura como para generar el cierre completo de la cuenca "piggy back" que se encuentra a sus espaldas.

Palabras clave: cima de cuña, sistemas de cuencas de antepaís, procedencia, conglomerados sinorogénicos.

ABSTRACT

The wedge top depozone overlies the frontal part of the orogenic wedge in foreland basin systems. This depozone contains the deposits between exhumed thrust-sheets (inner wedge top or piggy back basins in this work) and the frontal part of the thrust wedge defined by the distal extent of hidden thrust systems (outer wedge top). The outer wedge top is characterized by coarse, synorogenic sediments deposited by piedmont systems in which numerous, progressive unconformities are found. The Corral Formation (Pliocene) near Guandacol, Argentina, is an example for this type of deposit, related to a thin-skinned thrust belt.

Compositional changes and paleoenvironmental interpretation of El Corral Formation allow to establish a model for the wedge top depozone where variations in clast composition are marked by color changes of the conglomerates.

Conglomerate provenance shows a strong lithological control by the rocks forming the topographic highs, regardless of the structural and lithological complexity of the thrust belt. A topographic high depends on the relationship between uplift and exhumation rates; therefore the uplift of a thrust belt that feeds the foreland basin system can be represented in different ways: 1) if the uplift rate (UR) is less than the exhumation rate (ER), the thrust will not form a topographic high and the eroded material will be directly transported to the foredeep, without forming part of the coarse outer wedge top deposits; 2) if the uplift rate is greater than the exhumation rate, it could develop a surface uplift that will be recorded in the inner and outer wedge top depozones.

If we consider, in addition, periods of tectonic activity and quiescence, the generation of a topographic high (UR greater than ER) will have at least three stages. During the first stage, the uplift of the thrust sheet will have low relief and, therefore, it will be easy for the piedmont facies coming from the inner wedge top to cross over it, feeding the outer wedge top; it will be recorded as a clastic wedge. This stage will generate tabular beds with similar supplies from both systems (thrust sheet and piggy back basin). In a second stage, the uplift has a higher profile, and the passage of sediments from the inner wedge top to the outer wedge top will be through small, confined valleys that cross the orogenic front. Here, the provenance of the outer wedge top conglomerates should be dominated by the uplifting thrust-sheet lithology, and the piggy back supply will only be recorded in the outer wedge top as small lenses. The third stage of the topographic high formation will begin when it reaches enough relief to completely close the piggy back basins in the inner wedge top.

Key words: Wedge top, foreland basin systems, provenance, synorogenic conglomerates.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos en sistemas de antepaís (DeCelles y Giles, 1996) han sido intensamente estudiados en las últimas décadas (Ori y Friend, 1984; Heller, *et al.* 1988; Burbank y Raynolds, 1988; Jordan, *et al.*, 1988; Flemings y Jordan, 1990; Catuneanu, *et al.*, 1997; Catuneanu, 2004). Inicialmente, las cuencas de antepaís fueron caracterizadas como áreas de depósito de geometría asimétrica, adyacentes a fajas de plegamiento y cabalgamiento (Flemings y Jordan, 1990), donde la máxima subsidencia se localizaba en el área más cercana al frente montañoso. La cima de cuña (*wedge top*), fue incorporada a estos sistemas años más tarde por DeCelles y Giles (1996), quienes definieron a las cuencas de antepaís como sistemas más complejos en los que la cima de cuña correspondía a las secciones cercanas del sistema.

En este sentido la cima de la cuña estaría conformada por las cuencas activas en el frente de cabalgamientos (*wedge top* interno) y por la cuña clásica que descansa sobre los cabalgamientos ocultos (*wedge top* externo; Giugliotta, 2012). A diferencia de Ori y Friend (1984), quienes utilizan el término *wedge-top* como sinónimo de cuencas *piggy back*, en el presente trabajo, se restringe el término *piggy back* para las cuencas que se encuentran en la cima de la cuña interna, y no para aquellas que se encuentran en la cima de la cuña externa.

El relleno sedimentario de la cima de cuña externa se caracteriza por sedimentos de grano grueso (principalmente conglomerados y brechas) de origen aluvial o fluvial que se acumulan cerca de un alto topográfico. Los depósitos, debido a su naturaleza sinorogénica, frecuentemente muestran discordancias progresivas y estructuras de

crecimiento, registrando la dinámica de ascenso de los diferentes cabalgamientos. Referencias de los depósitos de cima de cuña se encuentran en los trabajos de Burbank y Raynolds (1988), Jordan *et al.* (1988), Vergés *et al.* (2001) y Giugliotta (2012), entre otros. Sin embargo, la principal diferencia entre estos trabajos y el de DeCelles y Giles (1996), quienes definen a esta zona como cubierta por cabalgamientos ocultos, es el patrón de subsidencia, que cambia la geometría general de la cuenca y le otorga mayor complejidad.

La dinámica de funcionamiento de la cima de cuña y sus depósitos, no ha sido estudiada en detalle hasta el momento. En este trabajo, se analiza a la Formación El Corral (Furque, 1963) como ejemplo de este tipo de sucesión sedimentaria, en una típica cuenca de antepaís andino (Ciccioli *et al.*, 2011). La mencionada unidad está conformada por sucesiones de brechas y conglomerados sinorogénicos del Plioceno-Pleistoceno, aflorantes en los flancos de la Precordillera Argentina (Furque, 1963 y 1972a y b, Jordan *et al.*, 1993; Milana *et al.*, 2003; Tedesco *et al.*, 2004). Sus afloramientos se extienden desde la provincia de San Juan hasta el norte de la provincia de La Rioja conformando fajas de orientación N-S (Figura 1). Su edad no ha podido ser determinada en la zona de estudio, sin embargo, pocos kilómetros al norte, en las cercanías de la localidad de Vinchina, la unidad descansa sobre la Formación Toro Negro, datada en 6.8 ± 0.2 Ma (Ciccioli *et al.*, 2005).

El propósito del presente trabajo es analizar la Formación El Corral en sus exposiciones más septentrionales, cercanas a la localidad de Guandacol, provincia de La Rioja (Figura 1). Para su estudio, se describieron e interpretaron asociaciones de facies con el fin de determinar los ambientes de depósito y, al mismo tiempo, para establecer sus áreas de procedencia, se realizaron conteos de modas detriticas de la fracción de gravas. Empleando ambas líneas de trabajo, aquí se propone un modelo de dinámica de levantamiento de los diferentes cabalgamientos que dieron lugar a la cuenca de antepaís andino en el área estudiada.

Marco tectónico y configuración geográfica de la región

La configuración topográfica actual de la zona de estudio está caracterizada por los cabalgamientos de la faja plegada y de cabalgaduras de la Precordillera central (FPCPC, Zapata y Allmendinger, 1996). En el mapa de la Figura 1 puede verse como la FPCPC, en el área de estudio, se encuentra estructurada por tres cabalgamientos principales. El cabalgamiento más occidental levanta la sierra de la Punilla, que tiene las mayores alturas promedio de la zona (4500 m) y expone areniscas verdes con metamorfismo de bajo grado correspondientes a la Formación Punilla (Devónico, cabalgamiento A, Figuras 1 y 2). Hacia el este, el siguiente cabalgamiento exhuma metasedimentitas de color verde de la Formación Trapiche, en el cabalgamiento

B (Figuras 1 y 2) que contiene a los cerros Letrero (3228 m), Piedra Blanca (3640 m) y Bola (2979 m). Entre este alto topográfico y la sierra de la Punilla se desarrolla un valle en el que afloran areniscas y volcanitas verdes (Formación Cerro Morado) y areniscas castaño claro y grises de unidades del Paleozoico superior, Mesozoico y Cenozoico (Figura 1). Hacia el norte ($29^{\circ}16'0.5''$ Lat. S) el cabalgamiento de la sierra de la Punilla se une al que expone a la Formación Trapiche (A y B, respectivamente, Figuras 1 y 2).

El cabalgamiento que forma el actual frente orogénico de la FPCPC (cabalgamiento C en la Figura 2) presenta una complejidad interna mayor. En el sector austral las zonas elevadas se encuentran constituidas por calizas expuestas en los cerros Totora (2367 m) y Urcuschun (3321 m) y, en el sector septentrional, por areniscas rojas cenozoicas que afloran en los cerros Pelado (2420 m), de La Flecha (1760 m) y San Antonio (2348 m). Estos últimos tres cerros forman un cordón que, hacia el sur, se desvía por detrás de las calizas y alcanza alturas de hasta 2750 m en el cerro del Toro (Figuras 1 y 2). Este último alto se encuentra conformado mayormente por secuencias de bancos rojos y areniscas grises del Paleozoico superior y Mioceno (Figura 2).

Dentro del contexto descrito, la Formación El Corral (Furque, 1963) aflora en tres localidades: 1) el área de La Cueva, 2) la quebrada del río Yanso y 3) quebrada de Los Hornos (Figuras 1 y 2). Es discordante con las formaciones paleozoicas y miocenas, presentándose con rumbos e inclinaciones variables. En particular, en el perfil de la quebrada del río Yanso, la unidad presenta una discordancia angular intraformacional.

METODOLOGÍA

Para el análisis de la Formación El Corral fueron elegidas las mejores secciones y más completas dentro del área de estudio, teniendo en cuenta que la unidad se presenta, en general, cubierta y muy repetida tectónicamente. La base de la formación se encuentra siempre en discordancia angular con las otras sedimentitas cenozoicas o está cubierta. Ante la ausencia de datos geocronológicos de los afloramientos se utilizó, como criterio de antigüedad el grado de deformación de los mismos, de manera tal que los afloramientos del perfil de La Cueva (1 en Figura 1 y 2), representan la base de la unidad dentro de la región. El perfil del río Yanso (2 en Figura 1 y 2) sigue en orden estratigráfico por encima de los depósitos de La Cueva y, finalmente, la sección de la quebrada de los Hornos (3 en Figura 1 y 2) es correlacionable lateralmente con las secciones medias del perfil del río Yanso.

Con el fin de determinar los ambientes sedimentarios de la Formación El Corral, se realizaron los perfiles a escala 1:2000 que se muestran en la Figura 2; se determinaron facies y asociaciones de facies a partir de las cuales se interpretaron procesos de depósito y ambientes sedimentarios.

Finalmente, se hicieron conteos de composición de los

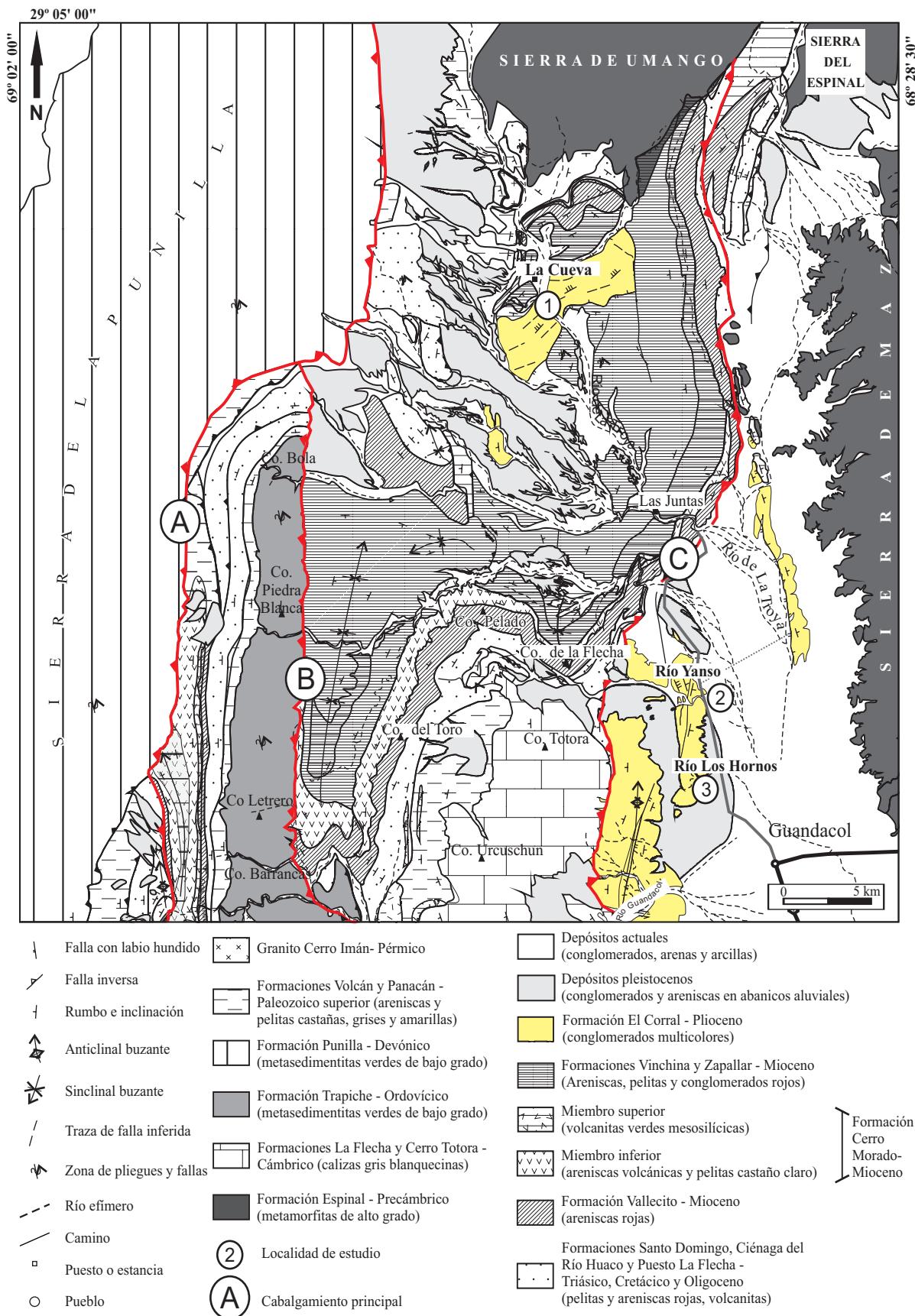


Figura 1. Mapa geológico y de ubicación de las áreas estudiadas.

conglomerados para establecer su proveniencia. Se contaron 300 clastos por unidad, de nueve litotipos diferentes que corresponden a: areniscas verdes (AV), areniscas rojas bien consolidadas (SV), areniscas castaño claro consolidadas (SR), calizas (C), granitoides (G), volcanitas intermedias y félscicas (VM y VF, respectivamente), fragmentos de cuarzo monocrystalino (Q) y areniscas grises (SG).

ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN EL CORRAL

En la Formación El Corral se identificaron cinco facies (Figura 3) y seis asociaciones de facies (Figura 4) a lo largo de tres perfiles (Figura 2). El perfil del río Yanso muestra el mayor espesor continuo y mayor variabilidad de asociaciones de facies. Normalmente, tanto en este perfil como en los demás estudiados, la unidad se encuentra altamente tectonizada por lo que sus facies presentan numerosas repeticiones.

Asociación de Facies 1 (AF1)

Descripción. Esta asociación de facies aflora en La Cueva (185 m) y en la quebrada del río Yanso (185 m de espesor, Figura 2). Está constituida por dos facies, A1 y B, conformadas, de manera dominante por conglomerados clasto-soportados, medianos a gruesos, con matriz arenosa, de color verde; areniscas guijarroosas y areniscas finas subordinadas.

La facies A1 contiene lentes amalgamadas de conglomerados (Figuras 3 y 4), de entre 30 a 50 cm de espesor, que conforman bancos tabulares de hasta 4 m de grosor con base plana erosiva y techo neto. Internamente, cada lente es predominantemente masiva y, en menor proporción, presenta estratificación cruzada tabular plana u horizontal e imbricación. El tamaño medio del diámetro de los clastos es de 4 cm. Los clastos de mayor tamaño (hasta 15 cm) suelen encontrarse en la base de las lentes que muestran una clara tendencia granodecreciente.

Un segundo tipo de depósito corresponde a conglomerados matriz-soportados con matriz arenosa o a areniscas guijarroosas (facies B), en bancos de geometría tabular, de hasta 40 cm de espesor, con base neta ligeramente erosiva e irregular, e internamente masivos (Figuras 3 y 4).

Interpretación. Se interpreta que las rocas aquí descritas fueron depositadas en barras longitudinales y, en menor medida, transversales, en planicies fluviales entrelazadas, o bien en secciones medias de abanicos aluviales (Williams y Rust, 1969; Clifford *et al.*, 1993; Bridge, 1993; Hjellbakk, 1997). Las superficies que delimitan los cuerpos lenticulares de menor jerarquía habrían sido generadas por la avulsión de canales de menor orden. Las superficies planas de orden mayor (equivalente al 5º orden de Miall, 1996) representarían los límites de fajas de canales.

Las facies B representan áreas de intercanal formadas durante los períodos de desborde de las fajas de canales. Durante estos desbordes, la infiltración del agua en depósitos previos de canales produciría hiperconcentración de sedimentos y generaría las litofacies de conglomerados matriz-soportados o de areniscas masivas (Todd, 1989).

Otra interpretación posible, quizás más clásica para este tipo de depósitos, es que serían depósitos de flujos por gravedad como flujos granulares, en los que el mecanismo de transporte de granos fue la presión dispersiva (Lowe, 1982).

Asociación de Facies 2 (AF2)

Descripción. Esta asociación de facies posee un espesor de 45 metros y aflora exclusivamente en la quebrada del río Yanso (Figura 2). Está formada por conglomerados de color verde correspondientes a las facies B y A1, descritas en la AF1, y a la facies C (Figuras 3 y 4).

En la AF2, el elemento más abundante es la facies B, que puede alcanzar hasta 1 m de espesor, aunque normalmente no supera los 40 centímetros.

La facies A1 se presenta con las mismas características que en la AF1, aunque aquí posee mayores tamaños promedio de clastos (diámetro máximo 30 cm) y las bases de los bancos presentan superficies erosivas de mayor relieve.

La aparición de conglomerados matriz-soportados, con matriz pelítica, incluidos en la facies C (Figuras 3 y 4), resulta la diferencia más notable con la AF1. Esta facies constituye bancos de hasta 50 cm de espesor con base irregular o plana, pero no erosiva, donde los clastos “flotan” en una matriz limo-arcillosa.

Interpretación. La AF2 es interpretada como depósitos de sectores medios de abanicos aluviales dominados por flujos por gravedad basado en la presencia de numerosos flujos hiperconcentrados (Rust, 1984; Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994; Nichols y Hirst, 1998; Blair, 1999; entre otros). En este sentido, aparecen depósitos de flujos hiperconcentrados no cohesivos o flujos de tipo granulares, representados por la facies B (Miall, 1996 y Lowe, 1982). Estos flujos fueron también denominados “carpetas de gravas por tracción de alta densidad” por Todd (1989), para quien resultarían de una rápida entrada de gravas en suspensión durante las crecidas. Tras un asentamiento de la fracción más gruesa sobre una carpeta de arrastre de granulometría más fina, se produciría la hiperconcentración del flujo con respecto a la carga del lecho transportada en condiciones normales.

Por su parte, la facies C representaría flujos de detritos (Hampton, 1975 y 1979; Lowe, 1982; Sohn, 2000; entre otros) o flujos hiperconcentrados cohesivos, en los que grandes proporciones de material arcilloso actúan como mecanismo de sostén de los granos más gruesos a través del proceso de resistencia de la matriz.

En la quebrada del río Yanso, la AF2 se apoya sobre la

AF1, mostrando un aumento en el tamaño de grano, lo que indicaría un aumento en la energía, y un mayor relieve de los canales marca una mayor incisión en los mismos (mayor grado de canalización) generado por una disminución en el perfil de equilibrio.

Asociación de Facies 3 (AF3)

Descripción. Esta asociación de facies aflora exclusivamente en la quebrada del río Yanso, con un espesor

de 90 metros (Figura 2). Se encuentra constituida por seis ciclos granocrecientes que se inician con conglomerados matriz- o clasto-soportados, con matriz pelítica de color verde, sobre los que se apoyan conglomerados clasto- o matriz-soportados, con matriz arenosa de color rojo (facies A1, B y C Figuras 3 y 4).

La sección inferior de los ciclos, con conglomerados de color verde, presenta espesores de entre 8 y 10 m. Son principalmente conglomerados con matriz pelítica, amalgamados con espesores individuales de hasta 1.5 m, con base plana no erosiva y estructura masiva (facies C, Figura 3).

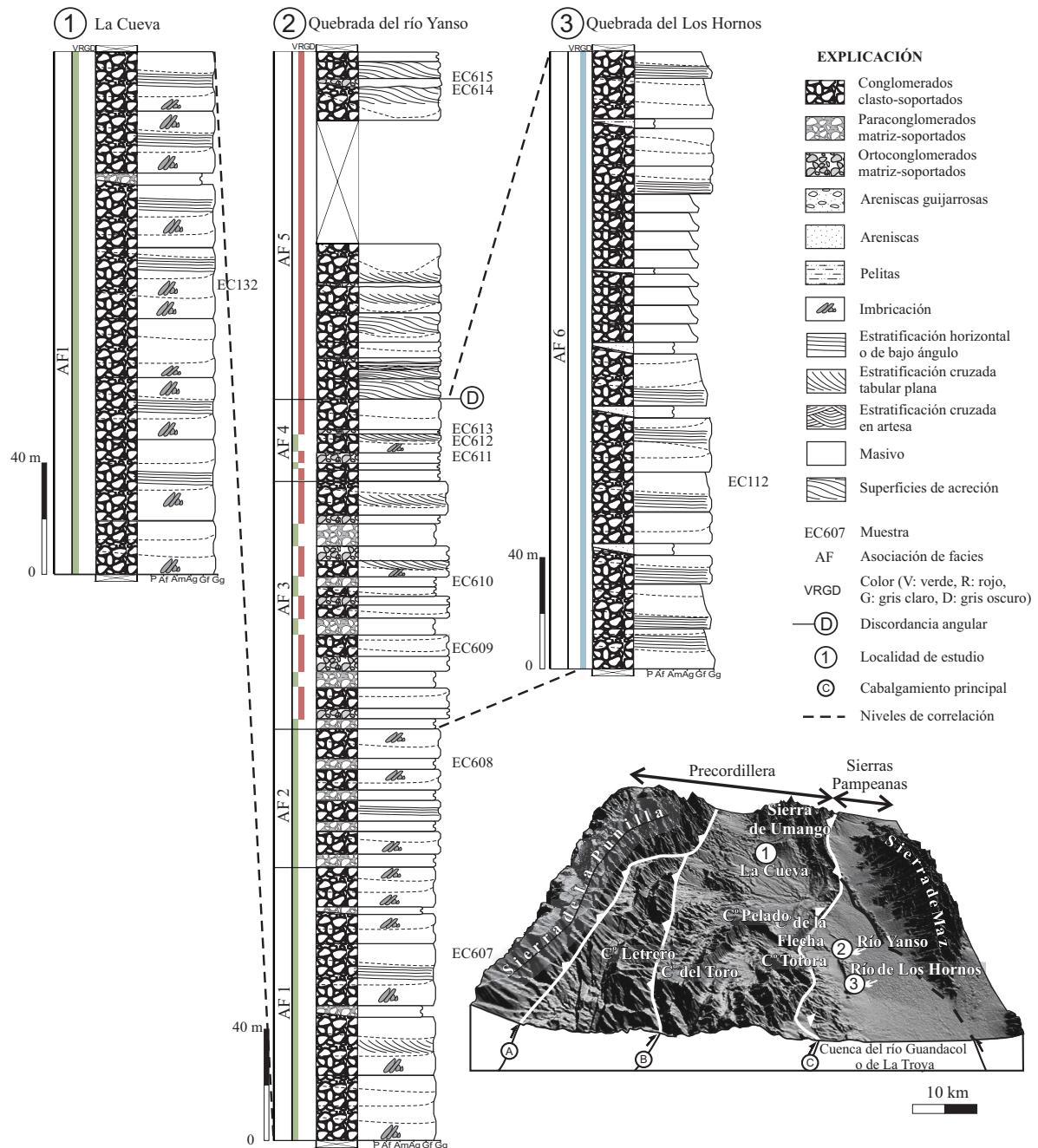


Figura 2. Perfiles de la Formación El Corral en la cuenca de la Troya.

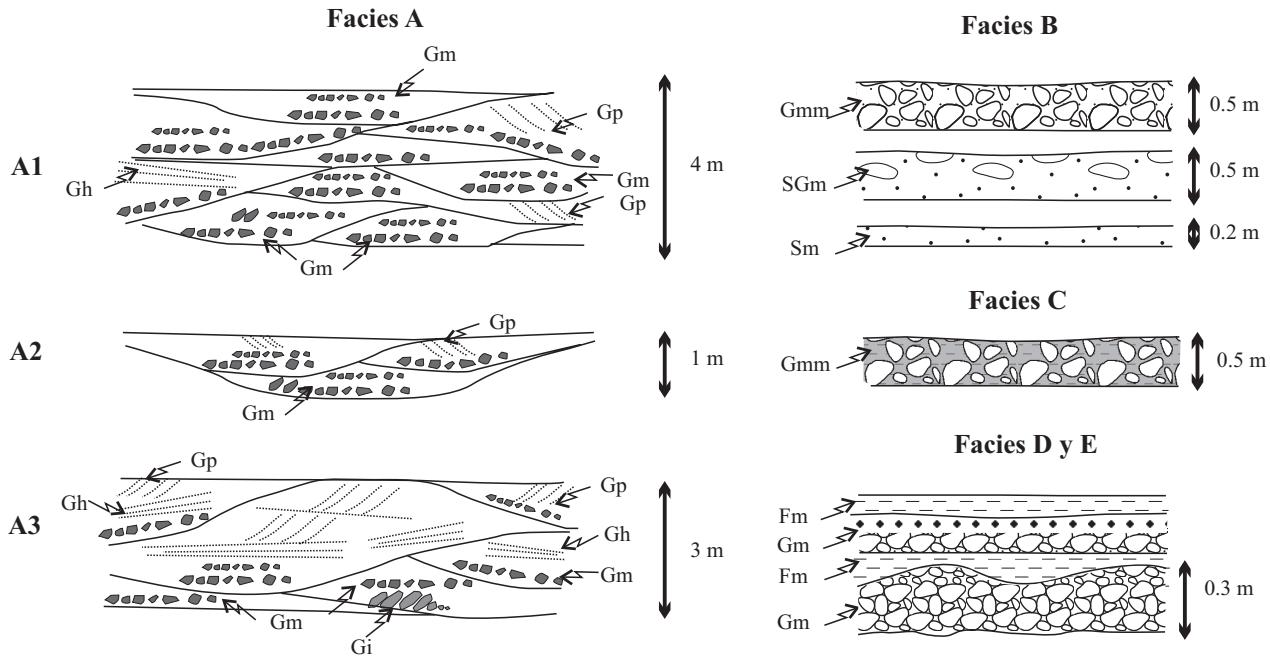


Figura 3. Esquemas de las facies de la Formación El Corral con sus características (Gm: conglomerados clasto-soportados masivos, Gp: conglomerados con estratificación cruzada tabular plana, Gmm: conglomerados matriz-soportados masivos, Gi: conglomerados imbricados, Gh: conglomerados con estratificación horizontal, SGm: areniscas guijarrosas masivas, Sm: areniscas masivas y Fm: pelitas masivas).

Estos bancos intercalan lentes de conglomerados clasto-soportados, con matriz arenosa, de hasta 80 cm de espesor, masivas o con estratificación horizontal o de tipo cruzada tabular plana (facies A1). Aunque son menos comunes, en algunos casos, las lentes están formadas por conglomerados matriz-soportados masivos, con matriz arenosa, o con gradación inversa (facies B).

Interpretación. La sección superior de los ciclos, de color rojo, está formada por cuerpos tabulares a lenticulares, con espesores variables de 2 a 6 m, con un claro dominio de conglomerados matriz-soportados con matriz arenosa (facies B) y algunos niveles clasto-soportados con estructuras de arrastre (facies A1). Los clastos de la facies B poseen diámetros máximos de 40 centímetros. En algunos casos se puede observar imbricación con el eje mayor inclinando corriente abajo. El tamaño de grano de este término va aumentado en cada uno de los ciclos, con una tendencia positiva hacia la parte superior de la AF3.

La AF3 ha sido interpretada como depósitos de abanicos aluviales, medios a cercanos, dominados por flujos por gravedad (Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994; Miall, 1996). El predominio de flujos hiperconcentrados cohesivos y no cohesivos (facies B y C) evidencia la cercanía de estos depósitos con respecto al área de aporte. Las dos secciones de los ciclos parecen estar originadas por procesos similares, controlados por las litologías del área de aporte. La abundancia de flujos hiperconcentrados cohesivos se encuentra vinculada probablemente a la presencia de rocas fuente que durante los procesos de meteorización generaron detritos arcillosos, como es la zona de metamorfitas en la

sierra de La Punilla o en el cerro Letrero (Figura 1). Los flujos hiperconcentrados no cohesivos, por su parte, parecen estar asociados a rocas cuya meteorización produce detritos de tamaño de la arena (Blair, 1999); en el caso estudiado se trata de rocas cenozoicas de la zona del cordón de La Flecha.

Asociación de Facies 4 (AF4)

Descripción. Esta asociación de facies aflora exclusivamente en la quebrada del río Yanso, con un espesor de 30 m (Figuras 2 y 5). Se encuentra constituida por conglomerados clasto-soportados, con matriz arenosa, de color verde y rojo, conglomerados matriz-soportados, con matriz arenosa, rojos y escasas areniscas guijarrosas y areniscas gruesas (facies A1, A2 y B, Figuras 3 y 4).

Los conglomerados clasto-soportados, con matriz arenosa, de color rojo se presentan masivos, con imbricación ocasional o con estratificación cruzada de tipo tabular (facies A1). Los cuerpos masivos presentan los mayores tamaños de grano, con clastos de hasta 30 cm de diámetro, mientras que los conglomerados con estratificación cruzada tienen menor tamaño de grano con clastos de hasta 12 cm de diámetro, bien redondeados a veces prolados y tabulares.

Los conglomerados clasto-soportados, con matriz arenosa, de color verde (facies A2) aparecen en menor proporción que los rojos, intercalándose dentro de estos como lentes de hasta 1 metro de espesor.

Los conglomerados matriz-soportados, con matriz arenosa, masivos son exclusivamente de color rojo (facies

Asociación de facies	Nomenclatura	Facies	Geometría	Relacion de facies	Interpretación	Ambiente de depósito
1	A1	Conglomerados verdes clasto-soportados masivos, con imbricación, estratificación entrecruzada tabular plana y horizontal.	Tabular (lentes amalgamadas)	A1 >> B	Canales multiepisódicos con barras longitudinales y transversales de gravas	Sistemas fluviales entrelazados de gravas o abanicos aluviales medios
	B	Conglomerados verdes, matriz soportados masivos. Matriz arenosa. Areniscas guijarrosas masivas.	Tabular		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
2	A1	Conglomerados verdes clasto-soportados con imbricación, estratificación cruzada tabular plana y horizontal.	Tabular (lentes amalgamadas)	A1 > B> C	Barras longitudinales y transversales de gravas	Sistemas fluviales entrelazados de gravas o abanicos aluviales medios a cercanos.
	B	Conglomerados verdes, matriz soportados masivos. Matriz arenosa	Tabular		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
	C	Conglomerados verdes, matriz soportados masivos. Matriz pelítica.	Tabular		Flujos hiperconcentrados cohesivos o de detritos	
3	A1	Conglomerados verdes, clasto-soportados con imbricación, estratificación cruzada tabular plana y horizontal.	Tabular (lentes amalgamadas)	A1≈B≈C	Barras longitudinales y transversales de gravas	Abanicos aluviales medios a cercanos dominados por flujos por gravedad
	B	Conglomerados verdes, matriz soportados, masivos. Matriz arenosa.	Tabular		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
	C	Conglomerados verdes, matriz soportados, masivos. Matriz pelítica.	Tabular		Flujos hiperconcentrados cohesivos o de detritos	
4	A1	Conglomerados rojos, clasto-soportados masivos y/o con estratificación cruzada tabular plana.	Tabular (lentes amalgamadas)	A1 ≈ B> A2	Canales multiepisódicos con barras longitudinales y transversales de gravas	Abanicos aluviales cercanos dominados por flujos por gravedad
	A2	Conglomerados verdes, clasto-soportados, masivos, con imbricación cruzada tabular plana.	Lenticular		Barras longitudinales y transversales de gravas	
	B	Conglomerados rojos, matriz soportados, masivos. Matriz arenosa. Areniscas guijarrosas y areniscas medianas masivas.	Tabular		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
5	A3	Conglomerados rojos y clasto-soportados masivos, con imbricación, estratificación cruzada tabular plana.	Tabular (lentes amalgamadas)	A3 >> B y C	Canales multiepisódicos. Barras longitudinales y transversales de gravas y grava-arenosas	Sistemas fluviales entrelazados de gravas o abanicos aluviales medios
	B	Conglomerados rojos, matriz soportados, masivos. Matriz arenosa. Areniscas guijarrosas masivas.	Tabular		Flujos hiperconcentrados no cohesivos o granulares	
	C	Conglomerados verdes, matriz soportados, masivos. Matriz pelítica.	Tabular		Flujos hiperconcentrados cohesivos o de detritos	
6	D	Conglomerados gris claro clasto-soportados, masivos. Depósitos residuales de canal.	Tabular (lentes amalgamadas)	F >> G	Depósitos de flujos mantiformes y barras longitudinales de gravas	Frentes montañosos dominados por flujos canalizados distantes
	E	Pelitas masivas	Tabular		Áreas de intercanal	

Figura 4. Asociaciones de facies de la Formación El Corral con sus facies distintivas y los ambientes interpretados.

B), con clastos que alcanzan diámetros de hasta 45 centímetros. Comprenden hasta el 40% de la secuencia y forman bancos tabulares o lenticulares de hasta 1 m de grosor, con base plana y ligeramente erosiva. Asociadas a este intervalo aparecen, escasas lentes de areniscas guijarrosas masivas y areniscas gruesas masivas.

Interpretación. La AF4 es interpretada como abanicos aluviales medios a cercanos, dominados por flujos hiperconcentrados no cohesivos (facies B, Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994 y Miall, 1996). Este conjunto se apoya de manera concordante sobre la AF3, con facies similares a ella, pero con mayor cantidad y espesor de aquellas de flujos hiperconcentrados, marcando una mayor cercanía de los depósitos.

Los conglomerados clasto-soportados representan flujos por tracción, conformados por depósitos residuales de canal y barras transversales de gravas, en tanto que las areniscas guijarrosas y areniscas gruesas masivas estarían vinculadas a las colas de los flujos hiperconcentrados.

Asociación de Facies 5 (AF5)

Descripción. Esta asociación de facies conforma el techo del perfil de la quebrada del río Yanso, con un espesor de 120 metros (Figuras 2 y 5), y se apoya en marcada

angularidad sobre la AF4 (Figura 5).

Esta unidad se encuentra constituida por conglomerados, con matriz arenosa, de color rojo, clasto-soportados (facies A3, Figura 3) y escasos conglomerados matriz-soportados (facies B, 10% de los depósitos). La facies A3 forma bancos tabulares, de hasta 3 m de espesor, con base plana erosiva. Internamente está conformada por lentes amalgamadas y cuerpos con geometría biconvexa, de hasta 2.5 m de espesor. Los conglomerados pueden presentarse masivos, con imbricación, con estratificación cruzada tabular plana u horizontal. Cada una de las lentes biconvexas presenta el siguiente arreglo interno: sobre una base erosiva se apoyan conglomerados masivos o con clastos imbricados, en bancos de hasta 20 cm de grosor. Por encima se disponen, en forma neta, conglomerados finos con estratificación cruzada tabular plana y en artesa, en muchos casos con superficies de acreción que cortan a las caras de avalancha. Es común que en la parte superior de las estratificaciones cruzadas se preserven delgadas capas (hasta 15 cm de grosor) de areniscas masivas.

En el techo de los cuerpos tabulares son numerosos los conglomerados clasto-soportados masivos, con espesores de entre 15 y 20 cm (facies C), que pueden pasar lateralmente a la areniscas guijarrosas masivas.

Interpretación. La AF5 se interpreta como sistemas fluviales entrelazados compuestos por gravas, dominados

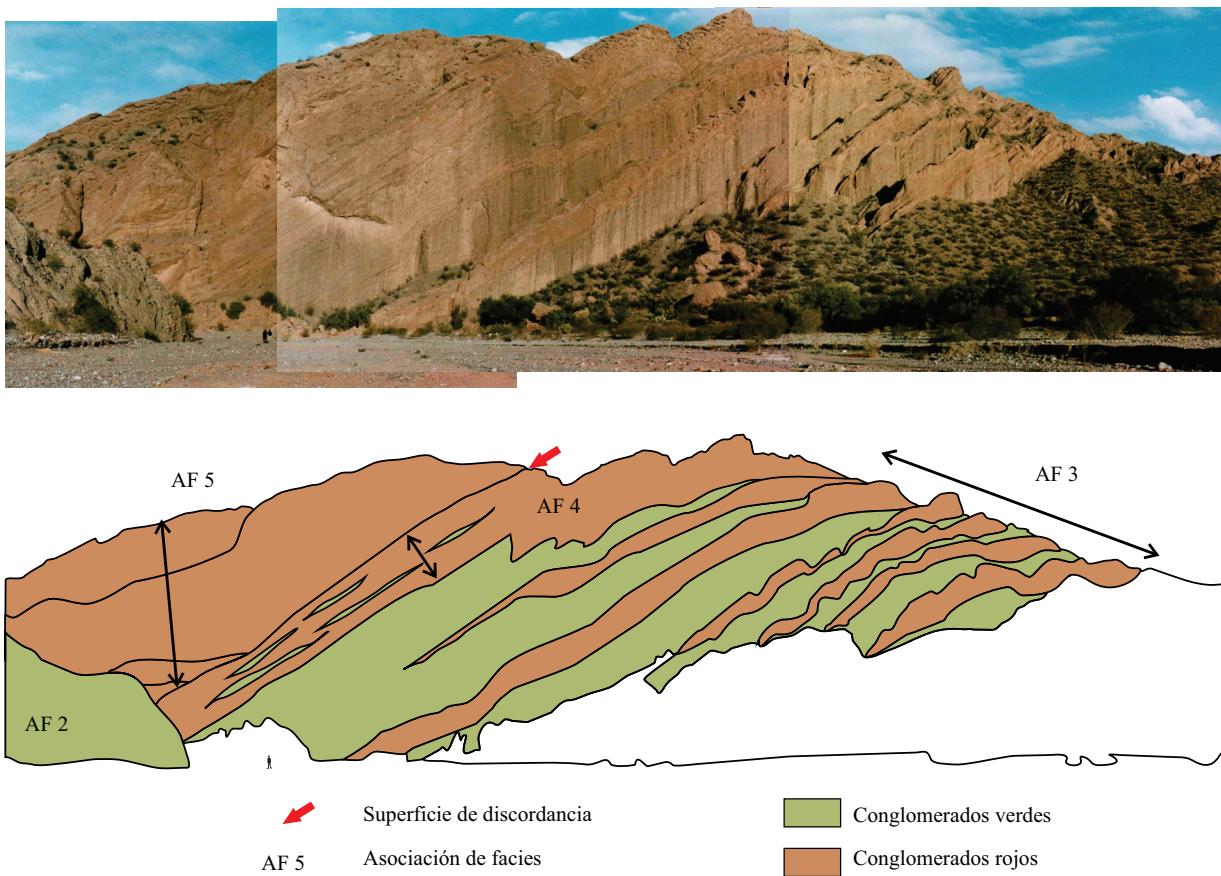


Figura 5. Afloramientos de las asociaciones de facies 2, 3, 4 y 5 en la quebrada del río Yanso.

por barras longitudinales y transversales, o abanicos aluviales medios dominados por flujos de arrastre (Williams y Rust, 1969; Clifford *et al.*, 1993; Bridge, 1993; Hjellbakk, 1997). Se encuentra dominada por los flujos de arrastre que se desarrollaron dentro de fajas de canales y que depositaron complejos de barras formados por depósitos residuales de canales, sobre los que migraron barras de gravas transversales con crestas sinuosas y rectas, que en algunos casos preservaron su morfología superior (superficies convexas). Este tipo de depósito es característico de procesos de avulsión, típicos de sistemas con hábito entrelazado (Ashmore, 1993; Ferguson, 1993 y Leddy *et al.*, 1993). Los depósitos de flujos hiperconcentrados no cohesivos de las facies C se apoyan sobre las fajas de canales. Esto puede deberse a que en momentos previos a la avulsión de las fajas de canales el sistema llega a la saturación con poco poder de transporte y abundante material, lo que produce la hiperconcentración de los flujos.

Asociación de Facies 6 (AF6)

Descripción. Esta asociación de facies, de 215 m de espesor, aflora exclusivamente en la quebrada de Los Hornos (Figura 2). Está formada por bancos tabulares de conglomerados clasto-soportados, con matriz arenosa, de color gris claro (D, Figuras 3 y 4) y escasas pelitas rojas presentando base plana irregular (facies E, Figuras 3 y 4).

Los bancos conglomerádicos (facies D) se presentan de dos maneras: por un lado se observan bancos tabulares, de hasta 20 cm de espesor, con base plana erosiva y techo plano. Internamente están formados por conglomerados clasto-soportados, con matriz arenosa, masivos, con clastos de hasta 4 cm y gradación normal. Estos bancos se repiten de manera monótona dentro de la asociación de facies. Otros bancos de facies D poseen mayores espesores (hasta 30 cm) y mayor tamaño de grano, con gradación ausente. Presentan también base plana, erosiva, de mayor jerarquía que los primeros, y sus techos muchas veces son convexos.

Las pelitas (facies E) son masivas y se pueden presentar como bancos tabulares o lenticulares, de hasta 25 cm de espesor, preservando la geometría de las litofacies subyacentes.

Interpretación. La AF6 es interpretada como depósitos de flujos mantiformes, en abanicos aluviales medios (Bull, 1972; Blair, 1999; Blair y McPherson, 1994 y Smith, 2000). Los bancos tabulares se producirían por el desarrollo de crecidas en manto (*sheetflows*), en las que es común el flujo de régimen alto, y cuyos depósitos resultantes son bancos tabulares, de escala decimétrica, con pares sedimentarios de grava-arcilla raramente interrumpidos por superficies erosivas de mayor relieve.

En el caso de los bancos tabulares, de mayor espesor, y preservación de cimas de barras, pueden representar flujos de mayor canalización. Las pelitas masivas que los cubren pueden representar áreas de intercanal en zonas en que se

producen pequeños saltos hidráulicos que diferencian el comportamiento del flujo.

PROCEDENCIA

A continuación se describe la composición de la fracción de gravas de cada asociación de facies:

Asociación de Facies 1. Aflorante en los perfiles de La Cueva y en la base del perfil del río Yanso (conteos EC132 y EC607, respectivamente, Figura 6a y 6c), esta asociación de facies presenta un claro enriquecimiento en clastos de fragmentos líticos de areniscas verdes (AV entre 61 y 100%). En el caso particular de los conteos de La Cueva, este tipo litológico conforma la totalidad de las gravas, mientras que en la Quebrada del río Yanso, si bien son los que dominan ampliamente, se encuentran acompañados por clastos de granitos, volcanitas félscicas (G=11% y VF=12%) y en menor medida por clastos de cuarzo, volcanitas intermedias y areniscas castaño claro consolidadas (Q, VM, SR).

Asociación de Facies 2. En la quebrada del río Yanso se mantiene la amplia dominancia de clastos de fragmentos líticos de areniscas verdes (conteo EC 608, AV=52%, Figura 6 a y c). En esta facies se observan también fragmentos de areniscas grises, areniscas castaño claro consolidadas y clastos de cuarzo (SG, SR y Q), como modas detríticas secundarias, con porcentajes similares entre sí que varían entre el 10% y el 15% (Figura 6a y c).

Asociación de Facies 3. Estratigráficamente por encima de la AF2 aparecen los ciclos granocrecientes de la AF3, formados por conglomerados rojos en la base que pasan a otros de color verde. La diferencia en el color de las psefitas se refleja en los conteos composicionales. Mientras que la muestra EC 609 de conglomerados verdes presenta un claro enriquecimiento en líticos de areniscas verdes (AV=57%), la muestra EC 610, correspondiente a los conglomerados rojos, tiene una dominancia de clastos de areniscas rojas bien consolidadas (SV=40%). Un rasgo a resaltar en los conglomerados rojos de la asociación de facies AF3 es la primera aparición de clastos de calizas (litotipo C) y el marcado aumento de fragmentos de areniscas rojas bien consolidadas (SV=40%).

Asociación de Facies 4. Esta asociación de facies está formada también por psefitas de color verde (EC 611, Figura 6 a y c) y rojo (EC 612 y 613, Figura 6), dependiendo de sus composiciones modales. La muestra EC611 presenta porcentajes altos de areniscas verdes (AV=50 %), y acompañados por volcanitas intermedias (21 %, Figura 6 a y c), lo que las diferencia de las otras asociaciones de facies con porcentajes elevados de areniscas verdes.

Los conglomerados rojos están formados principalmente por areniscas rojas bien consolidadas (16 a 18%, Figura 6a y c) y clastos de calizas, que alcanzan valores entre 50% y 53%. Los porcentajes de areniscas verdes en los conglomerados rojos varían entre 16% y 12% y se encuentran en proporciones análogas a los de las volcanitas

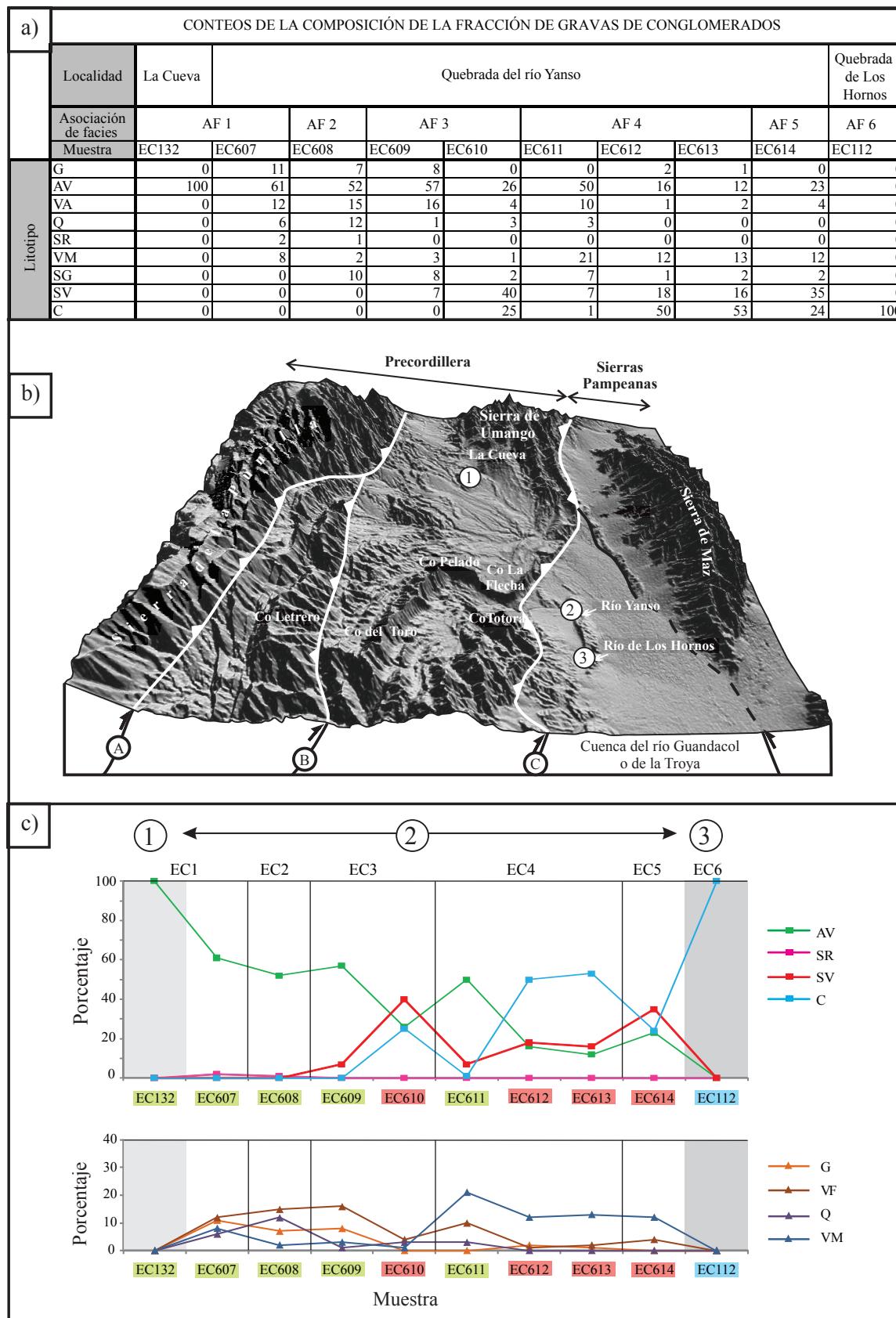


Figura 6. a) Resultado de los conteos. b) Bloque diagrama con los cabalgamientos involucrados y la localización de los perfiles donde fueron realizados los conteos. Las letras (A, B y C) señalan los cabalgamientos de la FPCPC. C) Esquema mostrando las variaciones de composición de los clastos de gravas en los diferentes perfiles.

intermedias (12% y 13%, Figura 6a y c).

Asociación de Facies 5. Se encuentra completamente formada por conglomerados de color rojo cuyos conteos de clastos muestran porcentajes mayoritarios de areniscas rojas bien consolidadas (35%) y, en segundo lugar, porcentajes similares de calizas y de areniscas verdes (23% y 24%, respectivamente, Figura 6a y c). Las volcanitas félasicas (VF), como en las otras muestras de conglomerados rojos, se encuentran en cantidades accesorias (4%).

Asociación de Facies 6. Aflora exclusivamente en la quebrada de los Hornos, pocos kilómetros al sur de la quebrada del río Yanso (localidad 3 en la Figura 6a y c) y muestra una gran diferencia composicional con respecto al resto de las asociaciones de facies. Está compuesta por conglomerados gris blanquecinos que solo incluyen clastos de caliza (conteo EC 112, Figura 6a y c).

DINÁMICA DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN EL CORRAL

A partir del análisis de facies de la Formación El Corral se desprende que sus conglomerados fueron depositados por diferentes tipos de sistemas de piedemonte de abanicos aluviales y redes fluviales entrelazadas de alta energía. Asimismo, el análisis de procedencia de las diferentes asociaciones de facies muestra que por momentos dominaron aportes clásticos monomicticos y, en otros, aportes polimicticos.

Para poner en contexto paleogeográfico los datos obtenidos, la figura 6b muestra un esquema estructural con los principales cabalgamientos que controlan la cuenca del río de La Troya. En este esquema se puede observar como la FPCPC se encuentra constituida en el área de Guandacol por tres cabalgamientos principales denominados aquí como A, B y C. El cabalgamiento A levanta la sierra de la Punilla, el B el cordón de los cerros Letrero, Piedra Blanca y Bola, y el C, que corresponde con el frente orogénico de la FPCP, exhuma al sur, las calizas de la Formación La Flecha y, al norte y al oeste, las areniscas y pelitas rojas del Paleozoico superior, Mesozoico, Paleógeno y Neógeno.

Cada uno de estos cabalgamientos expone y exhuma rocas de diferente naturaleza que se refleja en la procedencia de los conglomerados de la Formación El Corral (Figura 1). Al no encontrarse siempre relaciones estratigráficas expuestas dentro de las diferentes asociaciones de facies de esta unidad, la cronología relativa se ha establecido por el grado de deformación de la unidad, como criterio para establecer la antigüedad de los diferentes perfiles. De esta manera, el perfil de La Cueva (AF1, Figura 2) incluye los depósitos más antiguos de la unidad, seguidos por los estratos de la quebrada del río Yanso en los que afloran las asociaciones de facies 1 a 5. La AF6, expuesta en la quebrada de Los Hornos, es correlativa lateralmente con las AF3 y 4.

La evolución y dinámica la Formación El Corral en la cuenca de La Troya puede dividirse en tres etapas, que

depositaron distintas asociaciones de facies. La primera etapa corresponde a la formación del alto topográfico de la sierra de la Punilla, cabalgamiento A, y el inicio del ascenso de la sierra de Trapiche, cabalgamiento B (Figura 1 y 6b), con el depósito concomitante de la AF1, en ambientes de abanicos aluviales medios o sistemas fluviales entrelazados compuestos por gravas. La composición de los conglomerados de esta AF evidencia una procedencia desde la sierra de La Punilla, la cual está dominada por afloramientos de areniscas verdes (Figura 6). A partir de esos datos, se interpreta que durante el inicio del depósito de la Formación El Corral, la sierra de la Punilla formaba ya un alto topográfico considerable que bloqueaba por completo la entrada de sedimentos desde la Cordillera Frontal andina. Por su parte, la ausencia de clastos del tamaño de la grava del cabalgamiento B, indicaría que este aún no formaba un alto topográfico.

El comienzo de la segunda etapa se establece aquí con la formación del alto topográfico dado por el cabalgamiento B y el inicio del levantamiento producido por el cabalgamiento C (Figura 6). El cabalgamiento B expone a la Formación Trapiche, conformada por areniscas verdes con metamorfismo de bajo grado (Figura 1). Este mismo cabalgamiento exhumó areniscas grises y castañas claro consolidadas (paleozoicas), areniscas rojas (mesozoicas y cenozoicas) y volcanitas intermedias (cenozoicas, Formación Cerro Morado, Figura 1), que aportaron sedimentos a los abanicos aluviales medios de la AF2 en la quebrada del río Yanso. Este aporte queda expuesto en la fracción de gravas de la AF2 por la primera aparición de clastos de areniscas grises (litotipo SG), vinculadas al Paleozoico superior, y por el aumento paulatino de las volcanitas intermedias, relacionadas a la Formación Cerro Morado. El hecho de que el cabalgamiento B haya empezado a formar un alto topográfico en esta segunda etapa, no solo es interpretado por la composición de los conglomerados, sino también por el aumento en la cantidad de flujos hiperconcentrados en la AF2, evidenciando un incremento en la pendiente suficientemente grande como para generar un mayor número de flujos por gravedad. Si bien en la procedencia de los conglomerados de la AF2 aún no hay evidencias claras del inicio del ascenso producido por el cabalgamiento C, es probable que este último haya comenzado a activarse siendo también responsable del aumento en la abundancia de flujos hiperconcentrados (Figura 6).

La tercera etapa de evolución de la cuenca de La Troya está marcada por la generación de relieve por el cabalgamiento C y la formación de un nuevo alto topográfico (cerros Totora, Urcuschun, Pelado y La Flecha). Durante esta etapa se depositan las sucesiones incluidas en las AF 3, 4, 5 (aflorantes en la quebrada del río Yanso, Figuras 1 y 2) y en la AF 6 (quebrada de Los Hornos, Figuras 1 y 2). La AF3 es claramente distingible en el campo por la alternancia de ciclos conformados por bancos verdes y rojos. Los conglomerados rojos, muestran la primera aparición de clastos de calizas (litotipo C, Figura 6a y c). Las areniscas

rojas bien consolidadas (SV) también aparecen por primera vez dentro de la AF3, tanto en los conglomerados verdes como en los rojos. Ambos tipos de roca caracterizan a los afloramientos que forman el alto topográfico asociado al cabalgamiento C (cerros de la Flecha y Totora, Figuras 1 y 6b). Los ambientes de depósito de la AF3 de abanicos aluviales cercanos, dominados por flujos hiperconcentrados, permiten inferir la presencia de un frente montañoso más cercano que durante la sedimentación de las AF1 y 2. Aquí es importante resaltar que si bien las areniscas rojas bien consolidadas son expuestas a espaldas del cabalgamiento B, lo que marca el ascenso del cabalgamiento C es la primera aparición de clastos de calizas de la Formación La Flecha, aflorante en el cerro Totora y ausentes en el resto del área de estudio (Figuras 1 y 6b).

Los cambios de procedencia cíclicos que marcan los términos verde y rojo de la AF3, durante la tercera etapa de la evolución de la cuenca, se interpretan como relacionados a una alternancia de períodos de actividad y de quietud tectónica. De esta manera, en un inicio (etapas 1 y 2) y antes de exhumararse el cabalgamiento C, el mismo se encontraba cubierto por las bajadas de piedemonte provenientes desde

los altos topográficos asociados a los cabalgamientos A y B (AF1 y 2, respectivamente, Figura 7a), que aportaban principalmente areniscas verdes (litotipo AV). Al activarse el cabalgamiento C (período de actividad tectónica), primero se habrían aportado gravas retrabajadas de los sistemas de piedemonte desarrollados anteriormente (conglomerados verdes). Así, los clastos de conglomerados verdes habrían sido aportados a partir de los sedimentos almacenados en la cuenca *piggy back*, por sistemas de *bypass* que atravesaban el cabalgamiento C, hacia la cima de cuña externa. Una vez finalizado el período de actividad tectónica, el alto topográfico del frente de cabalgamiento C habría comenzado a erosionarse, dejando al descubierto areniscas rojas y calizas que aportaron los clastos que forman las psefitas rojas (Figura 7b).

Una situación diferente se interpreta para la AF4, que presenta también una alternancia de conglomerados rojos y verdes (Figura 5), depositados en abanicos aluviales cercanos. En este caso, dominan los conglomerados rojos, formados principalmente por flujos hiperconcentrados no cohesivos, en tanto los conglomerados verdes son minoritarios, representando flujos normales asociados a la migración

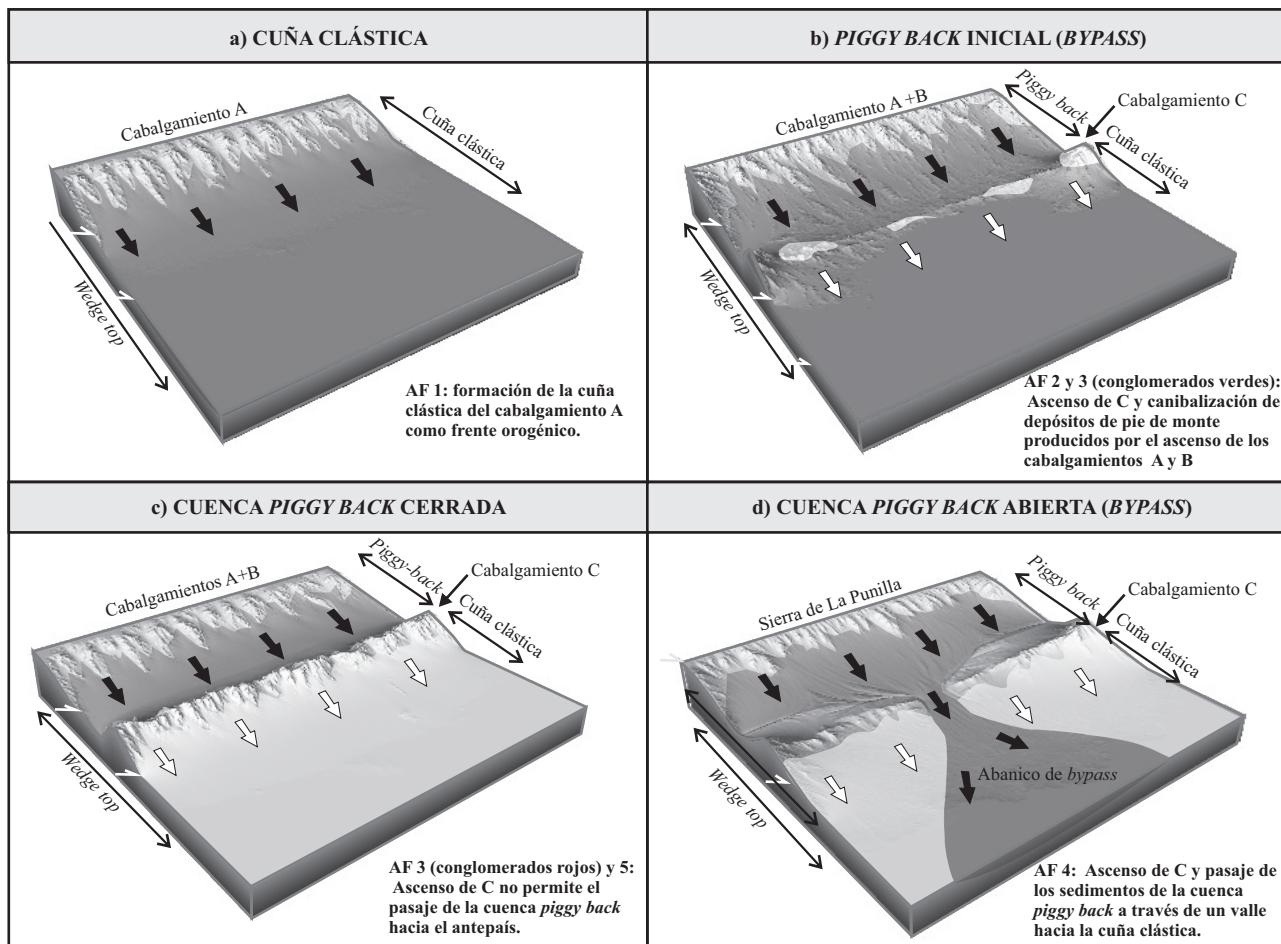


Figura 7. Modelos teóricos para las diferentes estapas de los depósitos de la Formación El Corral dentro de la cuenca del río de La Troya.

de barras de gravas dentro de sistemas entrelazados de alta energía.

En cuanto a la proveniencia, un rasgo a distinguir en los conglomerados verdes de la AF4, es la ausencia de gravas de caliza (litotipo C), que ya habían hecho su primera aparición en los conglomerados aluviales de la AF3. La ausencia de este litotipo en la AF4 indicaría que durante su depósito los sistemas aluviales no se encontraban erosionando a las rocas exhumadas por el cabalgamiento C, ni a los conglomerados derivados de dicho cabalgamiento. Los bancos rojos de flujos hiperconcentrados no cohesivos, dentro de los que están inmersas las lentes verdes antes descritas (Figura 5), sí presentan un claro aporte de sedimentos relacionados al cabalgamiento C, los litotipos de calizas y areniscas rojas bien consolidadas. Esto puede ser el resultado de un cambio en la dinámica del levantamiento del cabalgamiento C durante el depósito de la AF3. En este caso, una posible explicación es que las lentes de conglomerados verdes fueran el resultado del depósito en “abanicos de bypass”, que se depositan en la cima de la cuña externa, formados a través de valles en el alto topográfico que formaban las areniscas de la Formación Vallecito y las calizas de la Formación La Flecha (cabalgamiento C, Figuras 6b y 7d). Estos abanicos serían alimentados por los sedimentos acumulados en la cuenca *piggy back* formada por detrás del cabalgamiento C.

La AF5 representa la última fase del levantamiento del cabalgamiento C, en la que el alto topográfico producido por el mismo formó una barrera que dejó a la cuenca *piggy back* aislada o cerrada (Figura 7c). Los conglomerados rojos de esta fase presentan porcentajes similares de areniscas rojas bien consolidadas, areniscas verdes y calizas (litotipos SV, AV y C), provenientes tanto del frente montañoso del cabalgamiento C como del retrabajo de depósitos previos.

Al sur de la quebrada del río Yanso, en la quebrada de los Hornos (Figuras 1 y 2), la tercera etapa de la cuenca se encuentra representada por la AF6. Esta asociación de facies constituye la correlatividad lateral de las facies 3, 4 y 5. La historia compleja de depósito que aparece en la quebrada del río Yanso, no es tan evidente en la de los Hornos, donde no se observan grandes variaciones en la procedencia de los clastos de grava, que son exclusivamente de caliza. Es probable que en esta localidad, el ascenso de las calizas de la Formación La Flecha haya formado directamente una barrera topográfica estable desde el inicio de la sedimentación de la Formación El Corral, que no permitió el pasaje de sedimentos desde la cuenca *piggy back* a cuestas del cabalgamiento C.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El levantamiento de frentes montañosos genera sistemas de piedemonte asociados que se preservan en el registro geológico como sucesiones dominanteamente conglomeráticas. Estos conglomerados, en sistemas de antepaís, repre-

sentan depósitos de cima de cuña externa (Giugliotta, 2012), que se caracterizan por una composición de origen local y resultan, por lo tanto, un buen indicador de la presencia de zonas elevadas que actuaron como áreas de aporte. Como mencionaron Burbank y Reynolds (1988), al producirse un nuevo cabalgamiento, si la litología del mismo varía con respecto a los previamente producidos, se puede observar un cambio de procedencia que es bastante instantáneo. De esta manera, la composición de las gravas puede ser utilizada como un indicador de la actividad (o inactividad) de los frentes montañosos de zonas tectónicamente activas. De esta forma, los análisis de procedencia en los depósitos de cima de cuña externa permiten analizar la dinámica de los levantamientos de los frentes de cabalgamiento que originaron la cuenca.

Según Jordan *et al.* (1988), sólo la primera aparición de litologías distintivas es determinante para interpretar que un nuevo cabalgamiento expuso rocas antes no exhumadas. Las ocurrencias posteriores, según estos autores, pueden estar vinculadas a tres condiciones: 1) erosión continua del mismo alto topográfico o almacenamiento del material derivado de ese cabalgamiento, 2) nuevos levantamientos del área de aporte en otros cabalgamientos más recientes y 3) canibalización de antiguos depósitos de la cuenca de antepaís que contienen la litología en cuestión. En los depósitos de cima de cuña aquí estudiados se observó que las litologías distintivas que marcan el levantamiento son aquellas que forman los altos topográficos, con poco o nulo registro de las demás rocas presentes en los bloques de cabalgamiento. Esta situación puede explicarse teniendo en cuenta que un cabalgamiento no se manifiesta como un alto topográfico importante hasta que estén expuestos los estratos más resistentes y hasta que su velocidad de ascenso sea mayor que la tasa de erosión del mismo (England y Molnar, 1990; Nichols, 2005). De esta manera, la primera aparición de clastos del tamaño de la grava de un tipo litológico que acaba de ser exhumado se hará evidente si y solo si los estratos, además de ser expuestos, forman un alto topográfico (tasa de ascenso mayor que la tasa de exhumación). Al mismo tiempo, se puede suponer que si una litología comienza a ser exhumada sin formar altos topográficos, puede hacer su primera aparición en el tamaño de la arena, estando ausente en la fracción de gravas (tasa de exhumación mayor que la tasa de ascenso). Por lo tanto, la primera aparición de una litología en la fracción arenosa, puede indicar tanto un alto topográfico o simplemente que la roca fuente está empantanando a ser exhumada, sin formar un relieve considerable.

Otra presunción común que caracteriza a la dinámica asumida para el depósito de los sedimentos en la cima de la cuña externa de los sistemas de antepaís, son las secuencias de destechado. Normalmente se asume que las cuñas clásticas son alimentadas por sedimentos de cabalgamientos activos y esto puede ser usado para datar el movimiento del cabalgamiento respectivo. El aporte de clastos desde un frente de cabalgamiento puede presentarse de diferentes maneras (Steidtmann y Schmitt, 1988). Por un lado, que el

levantamiento tenga mayor componente vertical que horizontal (Figura 8a), lo que generará las típicas secuencias de destechado con depósitos que registran primero la erosión de las rocas más nuevas y luego la de las más antiguas, formando una típica secuencia de inversión de depósitos. La otra situación, en la que el levantamiento se produce a través de una rampa de baja inclinación (Figura 8b), genera una mezcla de composiciones de sedimentos producida por la erosión simultánea de varios tipos de roca. El primer caso será aplicable a fallamientos de alto ángulo, mientras que la segunda estará asociada a un sistema de antepaís. Una variante de este segundo modelo de levantamiento y erosión, derivada del presente trabajo, es que si una litología no ofrece la suficiente resistencia a la erosión como para formar un alto topográfico, no podrá producir clastos del tamaño de la grava y, probablemente, será exportada como sedimentos del tamaño de la arena hacia el antepaís. Si bien es cierto que se darán depósitos de cima de cuña externa con mezcla de sedimentos de todos los tipos litológicos exhumados, los mayores porcentajes de litotipos de clastos del tamaño de la grava, serán los del tipo litológico que conforme el alto topográfico.

Que se produzca o no un alto topográfico al generarse un nuevo cabalgamiento dependerá de las diferencias entre la tasa de ascenso tectónico y la tasa de exhumación o tasa de erosión (TA y TE, respectivamente; England y Molnar, 1990). Si se descarta un cambio climático, la variación entre

estos dos factores estará controlada tanto por períodos de actividad y de quietud tectónica, como por las litologías de las rocas exhumadas que determinarán la resistencia a la erosión. En el área de la cuenca de la Troya los altos topográficos parecen estar controlados principalmente por la resistencia a la erosión de rocas de gran homogeneidad. Así, las rocas que muestran mayor resistencia a la erosión son las de las formaciones Punilla y Trapiche, que corresponden a metamorfitas de bajo grado; las eolianitas de la Formación Vallecito que presentan un alto grado de cementación (Tripaldi, 2002; Tedesco, 2006) y las calizas de la Formación La Flecha. Todas estas unidades forman los altos topográficos actuales de la zona de estudio y son, al mismo tiempo, los componentes mayoritarios dentro de la fracción de gravas de los depósitos de piedemonte.

Del análisis paleoambiental y de procedencia de la Formación El Corral se desprende que la cima de la cuña externa dentro de una cuenca de antepaís puede ser alimentado de tres diferentes maneras: 1) por un frente montañoso cercano que forma una cuenca *piggy back*, cerrada por detrás del mismo y que no permite el aporte de la misma (depósitos de las AF1 y AF5); 2) un frente montañoso y la cuenca *piggy back* que se encuentra tras el mismo con “abanicos de bypass” (AF4) y 3) una situación intermedia entre estos dos tipos de aportes que corresponde a la AF3 que durante los períodos de actividad tectónica cierra la cuenca *piggy back* y que durante los períodos de estabilidad, la conecta

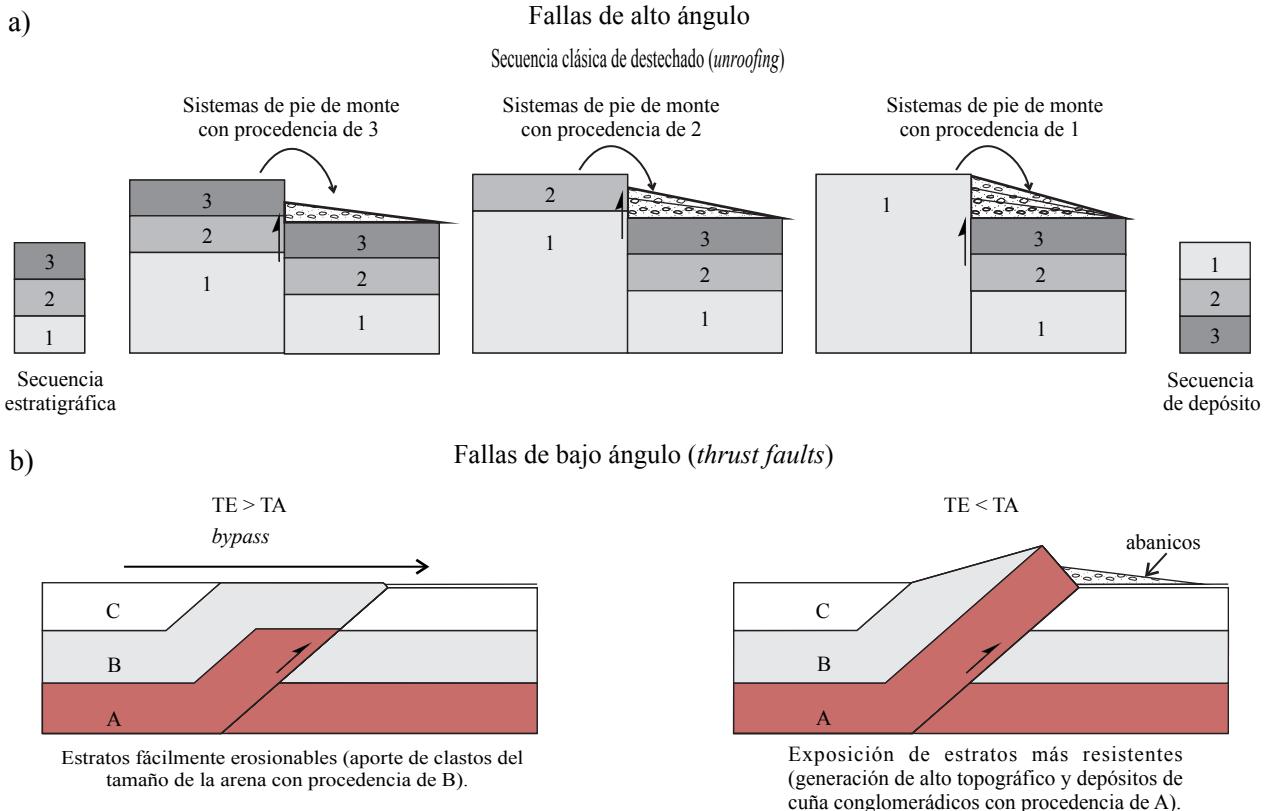


Figura 8. Modelos de destecho (modificado de Steidtmann y Schmitt, 1988) y de cabalgamientos producidos sobre rampas.

con el antepaís. Estos distintos tipos de comportamiento del aporte sedimentario controlarán principalmente las facies sedimentarias y las geometrías de los bancos, como se observa en la sucesión aquí estudiada.

Finalmente, en los depósitos de cima de cuña externa dentro de sistemas de antepaís, la eficiencia del uso de marcadores de composición como indicadores de cambios en las áreas de procedencia y el análisis de facies, pueden ser utilizados para determinar: 1) la posición relativa del frente orogénico al momento del depósito, 2) la formación de altos topográficos, 3) la simple exhumación de rocas sin formación de altos topográficos y 4) la presencia o no de aportes desde las cuencas *piggy back*, abiertas o cerradas, ubicadas por detrás de los cabalgamientos. La variabilidad en la composición de las rocas exhumadas que serán canibalizadas, en los diferentes cabalgamientos, por los sistemas que alimentan a los depósitos de piedemonte dará mayor o menor precisión en el uso de estos marcadores.

REFERENCIAS

- Ashmore, P., 1993, Anabranch confluence kinetics and sedimentation processes in gravel-braided streams, *en* Best, J.L., Bristow, C.S. (eds.), Braided rivers: Geological Society, Special Publication, 75, 129-146.
- Blair, T.C., 1999, Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California: *Sedimentology*, 46, 1015-1028.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages: *Journal of Sedimentary Research*, A64(3), 450-489.
- Bridge, J.S., 1993, The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers, *en* Best, J.L., Bristow, C.S. (eds.), Braided rivers: Geological Society, Special Publication, 75, 13-71.
- Bull, W. B., 1972, Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record, *en* Rigby, J.K., Hamblin, W.K. (eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 16, 63-83.
- Burbank, D.W., Raynolds, R.G.H., 1988, Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: Applications to the northwestern Himalaya, *en* Keinsplehn, K.L., Paolo, C. (eds.), New Perspectives in Basin Analysis, *Frontiers in Sedimentary Geology*: New York, Springer-Verlag, 331-351.
- Catuneanu, O., 2004, Retroarc foreland systems-evolution through time: *Journal of African Earth Sciences*, 38, 225-242.
- Catuneanu, O., Beaumont, C., Waschbusch, P., 1997, Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the “missing” perispherical bulge: *Geology*, 25 (12), 1087-1090.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marenssi, S.A., 2005, Nuevas edades radimétricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja/ New radiometric ages for the Toro Negro Fromation in the Sierra de los Colorados, northwestern Sierras Pampeanas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 251-254.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marenssi, S.A., Tedesco, A.M., Tripaldi, A., 2011, Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina Depocenters (northern Bermejo basin, Tertiary), La Rioja province, Argentina, *en* Salfity, J.A., Marquillas, R.A. (eds.): Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina, Salta, 91-110.
- Clifford, N.J., Hardisty, J., French, J.R., Hart, S., 1993, Downstream variation in bed material characteristics: a turbulence-controlled form-process feedback mechanism, *en* Best, J.L., Bristow, C.S., (eds.), Braided Rivers: Geological Society, Special Publication, 75, 89-104.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: *Basin Research*, 8, 105-123.
- England, P., Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: *Geology*, 18, 1173-1177.
- Ferguson, R.I., 1993, Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems, *en* Best, J.L., Bristow, C.S. (eds.), Braided Rivers: Geological Society, Special Publication, 75, 73-89.
- Flemings, P.B., Jordan, T.E., 1990, Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology: *Geology*, 18, 430-434.
- Furque, G., 1963, Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan): Buenos Aires, Argentina Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92.
- Furque, G., 1972a, Descripción Geológica de la Hoja 16b. Cerro La Bolsa (Provincias de La Rioja y San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 125.
- Furque, G., 1972b, Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, *en* Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina: Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 237-287.
- Giugliotta, C., 2012, Inner vs. outer wedge-top depozone “sequences” in the Late Miocene (late Tortonian-early Messinian) Sicilian Foreland Basin System; new data from the Terravecchia Formation of NW Sicily: *Journal of Geodynamics*, 55, 41-55.
- Hampton, M.A., 1975, Competence of fine debris flows: *Journal of Sedimentary Research*, 45(4), 834-844.
- Hampton, M.A., 1979, Buoyancy in debris flows: *Journal of Sedimentary Research*, 49(3), 753-758.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S., 1988, Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences: *Geology*, 16, 501-504.
- Hjellbakk, A., 1997, Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segladden Member, Varanger Peninsula, northern Norway: *Sedimentary Geology*, 114, 131-161.
- Jordan, T.E., Flemings, P.B., Beer, J.A., 1988, Dating of thrust-fault activity, *en* Kleinsplehn, K.L., Paolo, C., (eds.), New Perspectives in Basin Analysis, *Frontiers in Sedimentary Geology*: New York, Springer-Verlag, 307-330.
- Jordan, T.E., Drake, R.E., Naeser, Ch.W., 1993, Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jachal, San Juan, Argentina, *en* XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): Actas, 2, 132-141.
- Leddy, J.O., Ashworth, P.J., Best, J.L., 1993, Mechanisms of anabranch avulsion within gravel-bed gravel rivers: observations of a scaled physical model, *en* Best, J.L., Bristow, C.S. (eds.), Braided rivers, Geological Society, Special Publication, 75, 119-127.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Miall, A.D., 1996, The geology of fluvial deposits; Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology: Berlin, Springer-Verlag 582 p.
- Milana, J.P., Bercowsky, F., Jordan, T., 2003, Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la sierra de Mogna, y su relación con la cuenca de antepaís andina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3), 447-473.
- Nichols, G., 2005, Tertiary alluvial fans at the northern margin of the Ebro basin: a review, *en* Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (eds.), Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics: Geological Society, Special Publications, 251, 187-206.
- Nichols, G.J., Hirst, J.P., 1998, Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, Northern Spain: Contrasting processes and products: *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), 879-889.
- Nemec, W., Postma, G., 1993, Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution:

- International Association of Sedimentologists, Special Publication, 17, 235-276.
- Ori, G., Friend, P.F., 1984, Sedimentary basins formed and carried piggy back on active thrust sheets: *Geology*, 12, 475-478.
- Rust, B.R., 1984, Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada: *Sedimentology*, 31, 675-695.
- Smith, G.A., 2000, Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins: *Basin Research*, 12, 399-411.
- Sohn, Y.K., 2000, Coarse-grained debris-flow deposits in the Miocene fan deltas, SE Korea: a scaling analysis: *Sedimentary Geology*, 130, 45-64.
- Steidtmann, J.R., Schmitt, J.G., 1988, Provenance and dispersal of tectogenic sediments, *en* Keinsplehn, K.L., Paolo, C. (eds.), New Perspectives in Basin Analysis, Frontiers in Sedimentary Geology: Berlin, Springer-Verlag, 354-366.
- Tedesco, A.M., 2006, Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca del río La Troya (Paleógeno y Neógeno, provincia de La Rioja): Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral, 303 pp.
- Tedesco, A.M., Limarino, C.O., Tripaldi, A., 2004, La Formación El Corral (Plioceno) en el río Yanso (provincia de La Rioja), un ejemplo de sedimentación sintectónica, *en* X Reunión Argentina de Sedimentología (San Luis), Resúmenes, 165.
- Todd, S.P., 1989, Stream-dream, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin: *Sedimentology*, 36, 513-530.
- Tripaldi, A., 2002, Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino: Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral, 363 pp.
- Vergés, J., Ramos, E., Seward, D., Busquets, P., Colombo, F., 2001, Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31°S, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 735-750.
- Williams, P.F., Rust, B.R., 1969, The sedimentology of a braided river: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(2), 649-679.
- Zapata, T.R., Allmendinger, R., 1996, Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone: *American Association of Petroleum Geologists*, 80, 359-381.

Manuscrito recibido: Octubre 24, 2012

Manuscrito corregido recibido: Marzo 12, 2013

Manuscrito aceptado: Junio 6, 2013