

LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO (*nov. nom.*): UNA NUEVA UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA EN LA EVOLUCIÓN DEL ORÓGENO PRECORDILLERANO

Julieta SURIANO^{1,2}, M. Susana ALONSO^{1,2}, C. Oscar LIMARINO^{1,2} y Ana M. TEDESCO¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.

E-mail: jsuriano@gl.fcen.uba.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

RESUMEN

Se define en este trabajo a la Formación Cuesta del Viento, una nueva unidad litoestratigráfica vinculada a la orogenia andina en la Precordillera occidental. La unidad descansa en discordancia angular sobre sedimentitas de la Formación Puesto La Flecha (Oligoceno?) o sobre metasedimentitas de la Formación Yerba Loca (Ordovícico), alcanzando un espesor de 520 m. Está mayormente formada por parabrechas monomícticas gris verdosas y en menor proporción por fangolitas castañas, areniscas y ortoconglomerados polimícticos. De acuerdo a dataciones radimétricas disponibles los términos cuspidales de la unidad alcanzaron el Mioceno inferior. El análisis sedimentológico del estratotipo, aflorante en el valle de La Tranca, permitió reconocer cinco asociaciones de facies. La asociación de facies 1 formada por brechas monomícticas masivas interpretadas como de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad. La asociación de facies 2 corresponde a brechas estratificadas en bancos lentiformes amalgamados, originadas en sistemas multicanalizados gravo-arenosos, de baja sinuosidad. La asociación de facies 3 está formada por areniscas y conglomerados polimícticos con clastos graníticos y volcánicos. Es posible que la composición de los clastos de esta última asociación de facies señale la transferencia de sedimentos, por sistemas fluviales entrelazados, desde la vecina cuenca ubicada al oeste de Rodeo-Iglesia. Las fangolitas y escasos conglomerados que forman la asociación de facies 4, han sido interpretados como originados en sistemas lacustres de baja profundidad con desarrollo de barras de desembocadura. Finalmente, la asociación de facies 5 esta compuesta por pelitas blanquecinas laminadas o macizas, exhibiendo en ocasiones grietas de desecación y, en menor proporción brechas monomícticas; interpretado como depositado en ambientes de lagos de bolsón (*playa lake*).

Palabras clave: *Formación Cuesta del Viento, Terciario, Precordillera, procedencia.*

ABSTRACT

Cuesta del Viento Formation (nov. nom.): A new lithostratigraphic unit in the evolution of the Precordillera orogen.

In this paper is defined the Cuesta del Viento Formation, a new lithostratigraphic unit related to the Andean Orogeny in western Precordillera. This unit unconformably covers sandstones and mudstones of the Puesto La Flecha Formation (Oligocene?) and low-grade metamorphic rocks of the Yerba Loca Formation (Ordovician). Cuesta del Viento Formation (520 m thick) is mainly composed of gray monomictic breccias and, to a lesser extent, of mudstones, sandstones and polymictic conglomerates. According to previously ages the upper levels of the Cuesta del Viento Formation were deposited during the Early Miocene. The sedimentological analysis of the stratotype, that outcrops in the La Tranca valley, allowed to recognize five facies associations. Facies association 1 is almost entirely composed of massive breccias which sometimes show chaotic stratification interpreted as colluvial fans dominated by gravity flows. Facies association 2 corresponds to stratified breccias that show lensoidal amalgamated beds and were deposited in multichannelized alluvial plains dominated by low-sinuosity channels. Facies association 3 is made up of sandstones and polymictic conglomerates bearing granitic and volcanic clasts. It is very likely that the composition of the clasts of this last facies association represents the by pass of sediments, by means of braided rivers, from the neighboring Rodeo-Iglesia Basin (from the west). Mudstones and scarce conglomerates, which form facies association 4, would represent sedimentation in a shallow lake system that included fluvial mouth bar deposits. Finally, facies association 5 is mainly composed of massive and laminated mudstones that sometimes show mudcracks, and a minor participation of monomictic breccias. This stratigraphic interval was probably deposited in playa lake environments.

Keywords: *Cuesta del Viento Formation, Tertiary, Precordillera, provenance.*

INTRODUCCIÓN

El reconocimiento, descripción y ordenamiento de las unidades litoestratigráficas cenozoicas de la Precordillera cobra importancia debido a su relación con la evolución del orógeno andino. Los estudios paleoambientales y de procedencia sumados a la identificación de superficies de discontinuidad son claves para la reconstrucción de la evolución de la cuenca de antepaís del Bermejo y las de *piggy-back* asociadas.

El objetivo de esta contribución es el análisis litoestratigráfico de la secuencia terciaria que conforma la base de las cuencas de La Tranca y Rodeo (Precordillera Occidental de la provincia de San Juan). Para ello fueron caracterizadas las superficies de discontinuidad en el registro terciario, identificados sus paleoambientes depositacionales y las principales áreas de procedencia. En este contexto es definida y analizada la Formación Cuesta del Viento (*nov. nom.*), una nueva unidad miocena que atestigua el inicio de la orogenia andina a la latitud de 30° S.

Se propone la denominación Formación Cuesta del Viento para incluir a un conjunto de brechas gris verdosas acompañadas, en menor proporción, por pelitas y conglomerados polimícticos, que afloran en los valles de La Tranca y Rodeo-Iglesia, en la Precordillera occidental de San Juan. Anteriormente esta sucesión había sido incluida por Furque (1979, Cuadro 1) dentro de la Formación Rodeo, en su hoja Geológica 19c Jáchal. En el valle de La Tranca, donde la Formación Cuesta del Viento desarrolla su máximo espesor (más de 500 m), esta unidad ha sido individualizada por Jordan *et al.* (1993) quien la nombró informalmente como “conglomerado gris” y dató una toba del techo de esta sucesión (Cuadro 1). Este esquema fue seguido luego por varios autores (Suriano y Limarino 2005, Alonso *et al.* 2011 y Suriano y Limarino 2009). Es importante señalar que un delgado afloramiento de esta unidad en sector oriental del valle de Rodeo-Iglesia fue identificado por Gagliardo *et al.* (2000) y por

Alonso *et al.* (2009) como la base de la Formación Rodeo.

UBICACIÓN Y SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Precordillera Occidental sanjuanina, en el límite oeste con la Cordillera Frontal (Fig. 1). La unidad más antigua aflorante en el área de estudio corresponde a la Formación Yerba Loca (Ordovícico; Furque 1963). Esta formación se encuentra integrada por lutitas, wackes, filitas y areniscas muy finas de color gris verdoso, con intercalaciones de cuerpos de composición básica, constituidos por lavas almohadilladas, diques y filones. Las meta-sedimentitas paleozoicas conforman el núcleo de la sierra de La Tranca que corresponde al cordón más occidental de la Precordillera a estas latitudes (Fig. 2).

Luego de un importante hiato continúan dentro de la estratigrafía del área las sedimentitas cenozoicas correspondientes a las Formaciones Puesto La Flecha (Caselli *et al.* 2002), Cuesta del Viento (*nov. nom.*) y Rodeo (Furque 1979; Fig. 2 y Cuadro 1). Los afloramientos de la Formación Puesto la Flecha corresponden a un delgado cordón en el sector sur del valle de La Tranca. Su base se encuentra cubierta y su tope se halla en relación de falla con la Formación Rodeo o Yerba Loca (Fig. 2). La Formación Puesto La Flecha se encuentra integrada por pelitas laminadas y masivas de característico color rojo, con intercalaciones de yeso y niveles de conglomerados clasto-soportados. Estos depósitos han sido interpretados como correspondientes a un ambiente de barreal, con ciclos grano y estratocrecientes que indicarían pulsos de expansión y contracción del sistema de barreal. Esta sucesión ha sido correlacionada por Caselli *et al.* (2002) con los depósitos descritos por Jordan *et al.* (1993) como “unidad de capas rojas” cuyos niveles tobáceos en los afloramientos del río Blanco y El Fiscal (fuera del área de trabajo) arrojaron edades de $32 \pm 2,6$ Ma y $21,5 \pm 2,5$ Ma (Oligoceno- Mioceno inferior). Según De la

CUADRO 1: Estratigrafía de la zona de estudio propuesta por autores anteriores y en este trabajo.

Furque (1979)	Jordan <i>et al.</i> (1993)	Este trabajo
	Conglomerado Castaño	Fm. Rodeo
Fm. Rodeo	Conglomerado Gris	Fm Cuesta del Viento (<i>nov. nom.</i>)
	Capas Rojas	Fm. Puesto La Flecha

Fuente *et al.* (2003) el contenido fosilífero de esta Formación en el área de La Troya (Provincia de la Rioja) indicaría una edad más antigua (pre-oligocena), al igual que dataciones realizadas por Tedesco (2006) en las unidades infra y sobreyacentes en la misma zona.

La Formación Cuesta del Viento corresponde a una potente sucesión formada principalmente por brechas gris verdosas monomícticas y dos importantes intercalaciones pelíticas. En menor proporción participan conglomerados polimícticos y areniscas desde gruesas a finas. Jordan *et al.* (1993) efectuaron dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales individuales de biotita y plagioclasa por fusión láser. Las biotitas otorgaron edades de $19,5 \pm 1,1$ Ma, mientras que las plagioclasas se presentaron en dos poblaciones, la más abundante con edades consistentes con la anterior ($19,1 \pm 1,3$ Ma) y otro grupo de edades más antiguas ($28,9 \pm 0,6$ Ma) que fueron descartadas.

Por último, Furque (1979) utilizó el nombre de Formación Rodeo para incluir a toda la sucesión terciaria aflorante en la región. En este trabajo, y como se fundamentará más adelante, la Formación Rodeo es redefinida, excluyéndose de la misma a la sección basal dominada por brechas monomícticas las que son asignadas a la Formación Cuesta del Viento (Fig. 2). De esta forma, los afloramientos de la Formación Rodeo en el valle de La Tranca se limitan a los conglomerados polimícticos que Jordan *et al.* (1993) denominara informalmente “Conglomerado Castaño”. La Formación Rodeo, siguiendo la redefinición propuesta en este trabajo, se encuentra compuesta por ignimbritas, are-

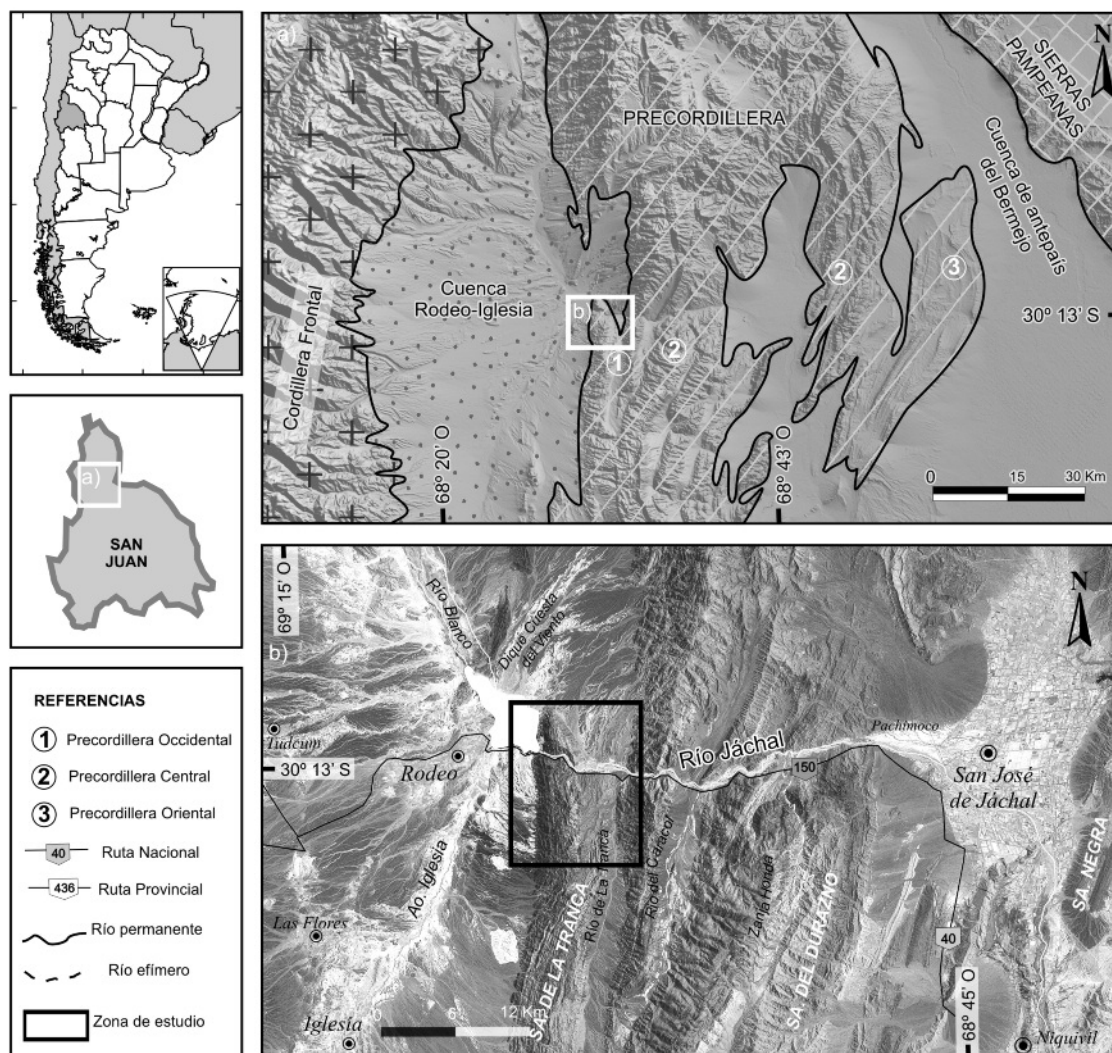


Figura 1: Mapa de ubicación: a) Unidades morfoestructurales presentes a la latitud estudiada y ubicación de la figura b; b) mapa de ubicación del área de estudio.

niscas volcánicas, pelitas blanquecinas, naranjas y conglomerados polimícticos en la cuenca homónima.

En el valle de la Tranca la Formación Rodeo se apoya, mediante una relación de solapamiento, sobre las metasedimentitas de la Formación Yerba Loca de la sierra de Caracol, y es separada por un contacto de falla de las formaciones Puesto la Flecha y Cuesta del Viento. En la cuenca de Rodeo-Iglesia, esta unidad se apoya a través de una superficie de discontinuidad erosiva sobre un delgado depósito correspondiente a la Formación Cuesta del Viento o sobre la Formación Yerba Loca. Numerosas dataciones efectuadas en la Formación Rodeo indicarían una edad miocena media hasta pliocena (Beer *et al.* 1990, Jordan *et al.* 1993, Re *et al.*

2003, Ruskin y Jordan 2007 y Alonso *et al.* 2011).

METODOLOGÍA

El estudio paleoambiental de la Formación Cuesta del Viento se llevó a cabo mediante el levantamiento de un perfil de detalle del estratotipo propuesto para esta nueva unidad. Allí fueron reconocidas diferentes litofacies (Cuadro 2) siguiendo un código similar al propuesto por Miall (1996), las que luego fueron agrupadas en 5 asociaciones de facies. En algunos intervalos fue posible obtener datos de paleocorrientes, aunque no los suficientes como para presentar un tratamiento estadístico, que fueron utilizados como complemento de la interpretación.

Paralelamente, con el objetivo de analizar las áreas de procedencia de la Formación, y como complemento para la generación de un esquema de evolución paleoambiental de la unidad, se realizaron análisis de las modas detríticas de los bancos psefiticos. Fueron medidos no menos de 300 clastos por punto de muestreo, utilizando la intersección de ejes de una malla con un reticulado de 4 cm de lado. Finalmente combinando toda la información antes obtenida se propone una evolución paleoambiental para la Formación.

FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

Se propone la designación de Formación Cuesta del Viento para la sucesión sedi-

mentaria aflorante en el Valle de la Tranca (área tipo). El estratotipo (Comité Argentino de Estratigrafía 1992) de esta unidad se encuentra en el valle de La Tranca, sobre la margen derecha del río Jáchal, su base se encuentra a los 30°13' 03" de latitud S y 69°00'03" de longitud O y alcanza un espesor de 516 m. Si bien aquí es donde la unidad está más expuesta en su totalidad su base se encuentra cubierta, mientras que hacia el sur se apoya en contacto de discordancia erosiva sobre las metasedimentitas de la Formación Yerba Loca o sobre las sedimentitas de la Formación Puesto La Flecha. El estratotipo de límite inferior consiste en bancos de brechas macizas dispuestas en discordancia sobre las Formaciones Puesto La Flecha y Yerba Loca. El estratotipo de límite superior corresponde a un banco de pelitas macizas gris rosadas, parcialmente cercenado por la discordancia que marca la base de la Formación Rodeo en la cuenca homónima.

Sus afloramientos se extienden formando dos fajas de sentido meridiano que bordean los flancos de la sierra de La Tranca. La de mayor espesor (aproximadamente 520 m) se encuentra en la margen oeste del valle de La Tranca, inclinándose sus estratos 30° al oeste, hasta disponerse en

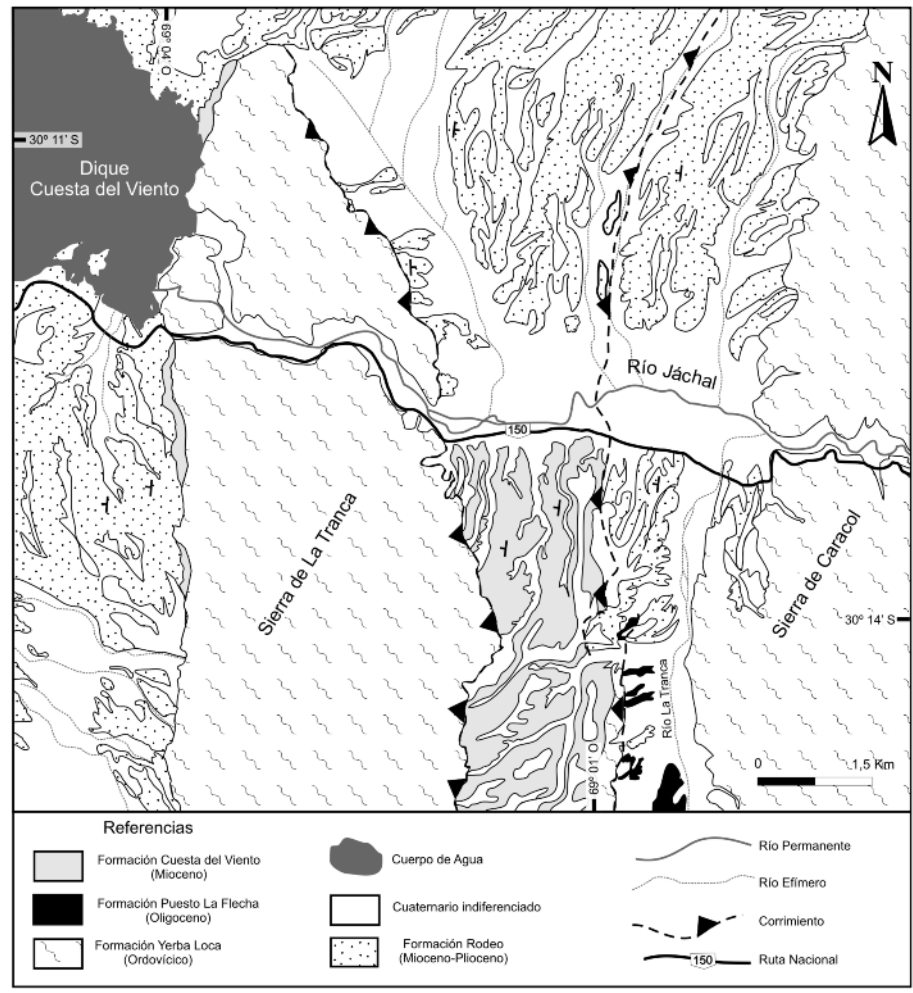


Figura 2: Mapa geológico del área de trabajo

CUADRO 2: Código de litofacies utilizado en este trabajo (modificado de Miall 1996).

Litofacies	Descripción	Interpretación
Bsl	Brechas sin matriz clasto-soportadas fábrica planar	Deslizamiento de detritos seco
Bsm	Brechas sin matriz clasto-sopotadas macizas	Deslizamiento de detritos seco / Depositación en masa
Bmm	Brechas matriz-soportadas macizas	Flujo hiperconcentrado cohesivo
Bml	Brechas matriz-soportadas fábrica planar	Flujo hiperconcentrado cohesivo
Bcm	Brechas clasto-soportadas macizas	Flujo fluido, migración de barras longitudinales / Depósitos residuales de fondo de canal
Bct	Brechas clasto-soportadas con estratificación entrecruzada en artesa	Flujo fluido, migración de barras transversales de crestas sinuosas
Bci	Brechas clasto-soportadas con imbricación	Flujo fluido migración de barras longitudinales / Depósitos residuales de fondo de canal
Bcp	Brechas clasto-soportadas entrecruzadas	Flujo fluido, migración de barras transversales de crestas rectas
Gcm	Conglomerado clasto-soportado masivo	Flujo fluido, migración de barras longitudinales/Depósitos residuales de fondo de canal
Gci	Conglomerado clasto soportado con imbricación	Flujo fluido, migración de barras longitudinales / Depósitos residuales de fondo de canal
Gch	Conglomerado clasto-soportado con estratificación horizontal	Flujo fluido, migración de barras longitudinales
Gcp	Conglomerado clasto-soportado con estratificación entrecruzada tabular planar	Flujo fluido, migración de barras transversales de crestas rectas
SGm	Areniscas guijarrosas macizas	Depositación en masa
SGp	Areniscas guijarrosas entrecruzadas	Flujo fluido, migración de megaóndulas o barras de crestas rectas
Sh	Areniscas con laminación horizontal	Flujo fluido, lecho plano
Sm	Areniscas macizas	Depositación en masa
Fr	Pelitas con laminación ondulítica macizas	Flujo fluido, migración ondulitas
Fl	Pelitas laminadas	Alternancia de decantación con flujos fluidos de muy baja energía
Fm	Pelitas macizas	Decantación

forma subvertical en las inmediaciones de la sierra de La Tranca por efecto de la falla que ha producido su ascenso.

El segundo afloramiento aquí analizado corresponde a una estrecha faja formada mayoritariamente por brechas, con delgadas intercalaciones de areniscas castañas que se disponen sobre el margen occidental de la sierra de La Tranca. Aquí los bancos de la Formación Cuesta del Viento también inclinan hacia el oeste (20°), se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Yerba Loca y son cubiertos en discordancia erosiva por la Formación Rodeo.

El inicio de la sedimentación de la Formación Cuesta del Viento es posterior al Mioceno temprano (Aquitaniense) teniendo en cuenta la edad más joven reportada por Jordan *et al.* (1993) en la infrayacente Formación Puesto La Flecha. Hay que destacar que, debido a la fuerte variación de edades dentro de esta unidad (hasta pre-oligocenas) que indicarían un fuerte dicarionismo, no deben descartarse edades más antiguas para el comienzo de la depositación de la Formación Cuesta del Viento. Por otro lado la finalización de la sedimentación es anterior los $11,1 \pm 0,3$ Ma (límite Serravalliano Tortoniense), la edad más antigua presentada por Alonso *et al.* (2011) para la Formación Rodeo. Por lo tanto la unidad tendría una edad miocena temprana a media, coincidente con la edad de $19,1 \pm 1,3$ Ma, reportada por Jordan *et al.* (1993).

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DEL ESTRATOTIPO DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

La Formación Cuesta del Viento está integrada en su perfil tipo (Fig. 3) por un 74 % de brechas, 17 % de fangolitas y un 9 % de areniscas y conglomerados polimícticos (Cuadro 2). A éstos debe agregarse la presencia de al menos dos niveles de limolitas tobáceas dispuestas en el tercio superior de la unidad.

Para una más clara descripción de la For-

mación Cuesta del Viento su estratotipo fue dividido en 5 asociaciones de facies (Cuadro 3) que se describen a continuación.

Asociación de facies 1 (brechas desorganizadas)

El aspecto general de esta asociación es mayormente desorganizado, en todas las litofacies dominan los clastos angulosos a muy angulosos de metasedimentitas y volcanitas de la Formación Yerba Loca. La litofacies de mayor abundancia corresponde a brechas masivas matriz-soportadas que se presentan en bancos de entre 30 y 60 cm de espesor (litofacies Bmm). Esta litofacies presenta clastos de hasta 20 cm de diámetro máximo (Fig. 4a), aunque su moda es de 5 cm (Fig. 4b), inmersos en una abundante matriz pelítica (entre 30 y 50 %).

En menor proporción se identificaron cuatro litofacies de brechas clasto-soportadas, las que difieren básicamente en su ordenamiento interno y la geometría de sus bancos (Bcm, Bci, Bsm y Bsl, Cuadro 1). Las parabrechas clasto-soportadas (Scasso y Limarino 1996) masivas (Bcm) e imbricadas (Bci, Fig. 4b) siguen en abundancia a las brechas matriz soportadas masivas (Bmm). Portan clastos de hasta 25 cm y se estratifican en bancos lenticulares de hasta medio metro de espesor. Es interesante la presencia de brechas masivas con escaso o nulo porcentaje de matriz (Bsm) que forman litosomas lobulados de escasa continuidad lateral (hasta 50 cm). Por último, se encuentra la litofacies de brechas clasto-soportadas sin o con escasa proporción de matriz y fábrica planar (Bsl), que se presentan en bancos de pocos clastos de espesor y que, en ocasiones, grada lateralmente a la litofacies Bsm. Al conjunto descripto debe agregarse la esporádica presencia de areniscas gravilosas masivas (SGm) en bancos tabulares de hasta 4 cm de espesor, esta unidad conforma menos del 2 % de la asociación.

La asociación de facies 1 (Brechas desorganizadas) es interpretada como depositada en un ambiente de abanicos coluviales (Bilkra y Nemec 1998) dominados por

flujos de gravedad (Suriano y Limarino 2009), debido a la importante participación de flujos hiperconcentrados cohesivos, la presencia de canales alimentadores y de depósitos de tamiz. No se descarta la interacción con taludes representados por las brechas más finas con escaso o nulo contenido de matriz. En su conjunto esta asociación de facies representa la sedimentación en un ambiente pedemontano proximal.

Dentro de este esquema la litofacies Bmm es interpretada como depositada a partir de flujos de detritos cohesivos (Nemec y Postma 1993), debido a su matriz pelítica y su carácter matriz-soportado. Las intercalaciones lenticulares de brechas clasto-soportadas son interpretadas como producto de la acción de flujos fluidos canalizados (litofacies Bcm y Bci, Collinson y Thompson 1989). Por último los depósitos clasto-soportados con escaso o nulo contenido de matriz (Bsm y Bsl) probablemente sean el producto de depositación en masa por pérdida de competencia (depósito de tamiz). Las litofacies brechosas sin matriz pueden también pueden resultar de deslizamientos de detritos secos (*dry debris slides*; Pérez 1998).

Asociación de facies 2 (Brechas estratificadas)

Esta asociación esta compuesta por parabrechas con clastos angulosos de filitas y volcanitas y, en menor proporción, por pelitas y areniscas. Dominan las brechas clasto-soportadas, que se encuentran en bancos lentiformes, a veces amalgamados, y con clastos de hasta 15 cm de diámetro máximo, aunque predominan los de 7 cm. Internamente los bancos pueden mostrar imbricación de clastos (Bci), estratificación entrecruzada tabular planar (Bcp) o ser macizos (Bcm). En menor proporción se presentan bancos tabulares de brechas matriz-soportadas masivas (Bmm) o con fábrica plana de clastos (Bml), caracterizada por la disposición del plano de máxima proyección de los clastos paralelos a la base del banco (Bml). Las brechas matriz soportadas muestran clastos de hasta 25 cm de diámetro máxi-

CUADRO 3: Asociaciones de facies, litofacies e interpretación paleambiental de la Formación Cuesta del Viento.

Asoc. de Facies	Litofacies	Interpretación	Ambiente	
1 Brechas desorganizadas	Bmm/SGm	Flujos hiperconcentrados cohesivos	Fajas de canales	Abanicos coluviales (dominados por flujos de gravedad)
	Bcm/Bci	Canales alimentadores con barras longitudinales		
	Bsm/Bsl	Depósitos de tamiz / Deslizamientos de detritos secos		
2 Brechas estratificadas	Bmm/Bml/SGm	Flujos hiperconcentrados cohesivos	Planicies de inundación / Abandono de canales	Redes entrelazadas con participación de f. hiperconcentrados (abanicos coluviales o río colector)
	Bci/Bcm	Migración de barras longitudinales		
	Bcp/SGp	Migración de barras transversales		
	Sh	Lecho plano		
	Sm	Tope de barra		
3 Lentes de areniscas y conglomerados polimicticos	Fm/Fm	Crecidas en manto/decantación	Fajas de canales	Sistema fluvial entrelazado areno-conglomerático
	Gcm/Gci/ Gch	Migración de barras longitudinales		
	SGm	Flujos hiperconcentrados		
	Sh/Sm	Crecidas en manto		
4 Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polimicticos	Fm/FI	Crecidas en manto/decantación	Canales y barras de desembocadura	Sistema de endicamiento lagunar y barras de desembocadura
	Fm/FI/Sm/Sh	Crecidas en manto/decantación		
5 Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomicticas	SGp/Gcm/Gch	Migración de barras transversales de crestas rectas y de barras longitudinales	Barreal	Sistema de barreal y lóbulos gravosos
	Fm/FI/Fr	Crecidas en manto / Decantación / Exposición subaérea		
	Sm/Sh	Crecidas en manto		
	Bcm/Bct	Migración de barras transversales de crestas sinuosas	Lóbulo	

mo. En ocasiones se intercalan escasos niveles de areniscas gravillosas y areniscas gruesas los que se hacen más importantes hacia el tope del perfil (Fig. 3). Las primeras poseen clastos angulosos y subangulosos, y se presentan con estratificación entrecruzada tabular planar o masivas (SGp y SGm), mientras que las areniscas masivas o con laminación horizontal (litofacies Sm y Sh).

Se intercalan entre las litofacies arriba descritas niveles de fangolitas, en ocasiones como cortinas de pocos cm de espesor y otras veces en bancos potentes y conti-

nuos lateralmente (litofacies Fm y FI). Esta asociación es interpretada en su conjunto como depositada en un sistema multicanalizado gravo-arenoso, de baja sinuosidad y con participación de flujos hiperconcentrados. Podría asimilarse a un intermedio entre los tipos entrelazados gravosos con flujos gravitatorios y poco profundo de Miall (1996, *gravel-bed braided with sediment-gravity-flow deposits* y *shallow gravel-bed braided*). El principal aporte es de tipo local, ya que las metasedimentitas y volcanitas básicas provienen de la Formación Yerba Loca, aflorante en la Sierras

de la Tranca y de Caracol.

El contexto geomórfico en que este sistema fluvial se desarrolló varía según su ubicación en el perfil y relación con las otras asociaciones de facies. Así esta asociación podría corresponder al sector proximal de un sistema río colector-conoide (Suriano y Limarino 2009) o a un sistema de redes entrelazadas asociadas al piedemonte. Cuando esta unidad aparece en el sector basal y superior del perfil (Fig. 3), en estrecha relación con la asociación de facies 1, es probable que corresponda a una red entrelazada gravosa con participación de flujos hiperconcentrados asociada a sistemas de piedemonte. Esto es debido a que no se observa la asociación con depósitos de conoide (Suriano y Limarino 2009) o de endicamiento. En cambio, en los afloramientos de la asociación de facies 2, que se encuentran en el sector medio del perfil (Fig. 3), la frecuente intercalación con depósitos de endicamiento, barreal y sistemas fluviales de transferencia (aquellos que atraviesan y conectan los valles intermontanos, véase asociación de facies 3) sugieren que se habrían depositado en un ambiente de río colector, asociado a un sistema río colector-conoide (Suriano y Limarino 2009). Esto es reforzado con las paleocorrientes medidas en este sector que indican una dirección de transporte hacia el norteeeste (14° y 37°).

Dentro de este sistema de redes entrelazadas dominan las litofacies clasto-soportadas, que son interpretadas como producidas por flujos fluidos, debido a su fábrica y estructuras sedimentarias (Collinson y Thompson 1989). En particular aquellas donde se observa entrecruzamiento evidencia la migración de barras gravosas transversales (Hein y Walker 1977; litofacies Bcp). Por su parte las brechas matriz-soportadas (Bmm y Bml) son interpretadas como depositadas por flujos hiperconcentrados cohesivos (Bilka y Nemeč, 1998), debido a su fábrica y matriz pelítica. El material pelítico (litofacies Fm y FI) representa la etapa de decantación por desaceleración del flujo. Las intercalaciones arenosas corresponden a flujos

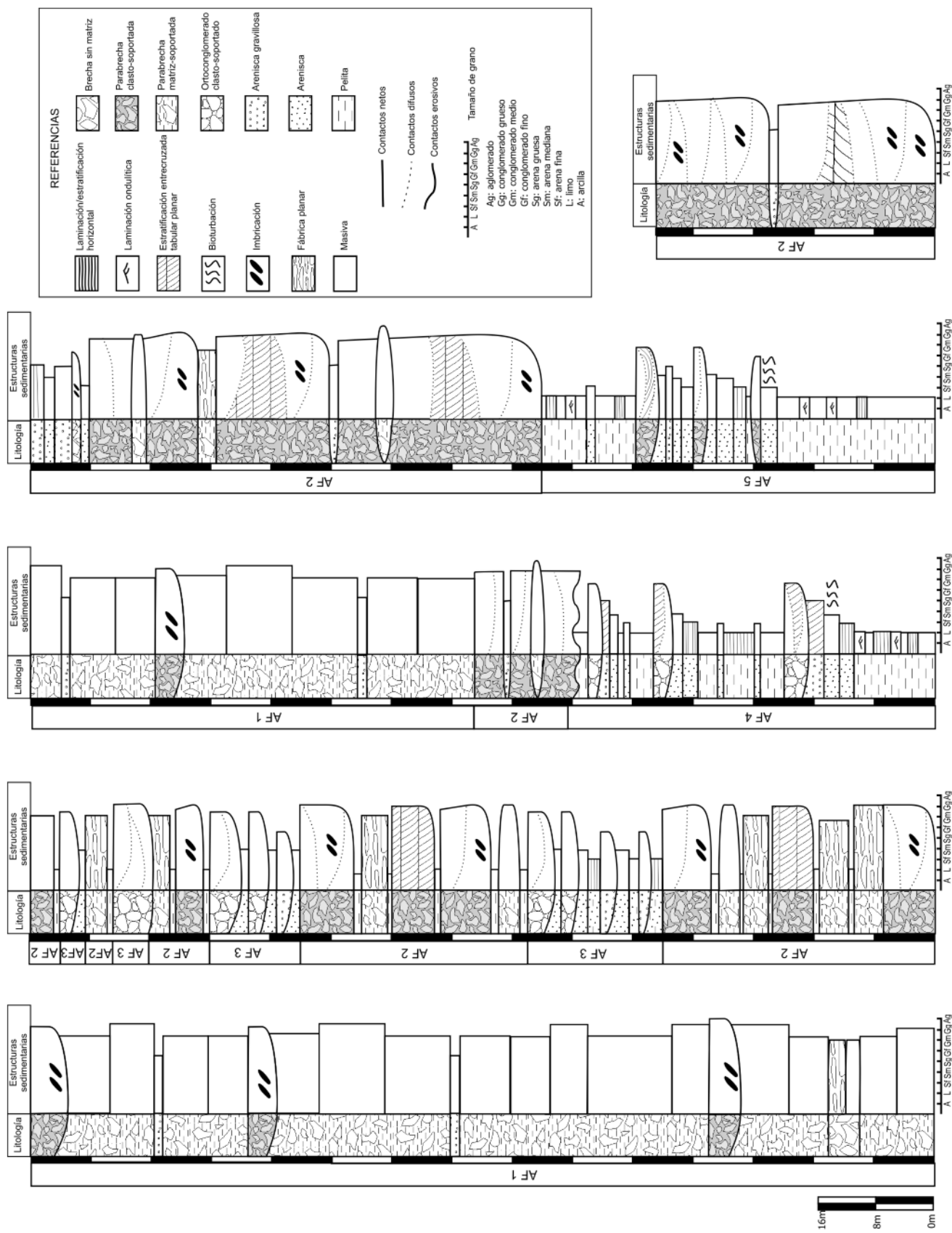


Figura 3: Perfil sedimentario de la Formación Cuesta del Viento en la margen sur del Río Jáchal, valle de La Tranca.

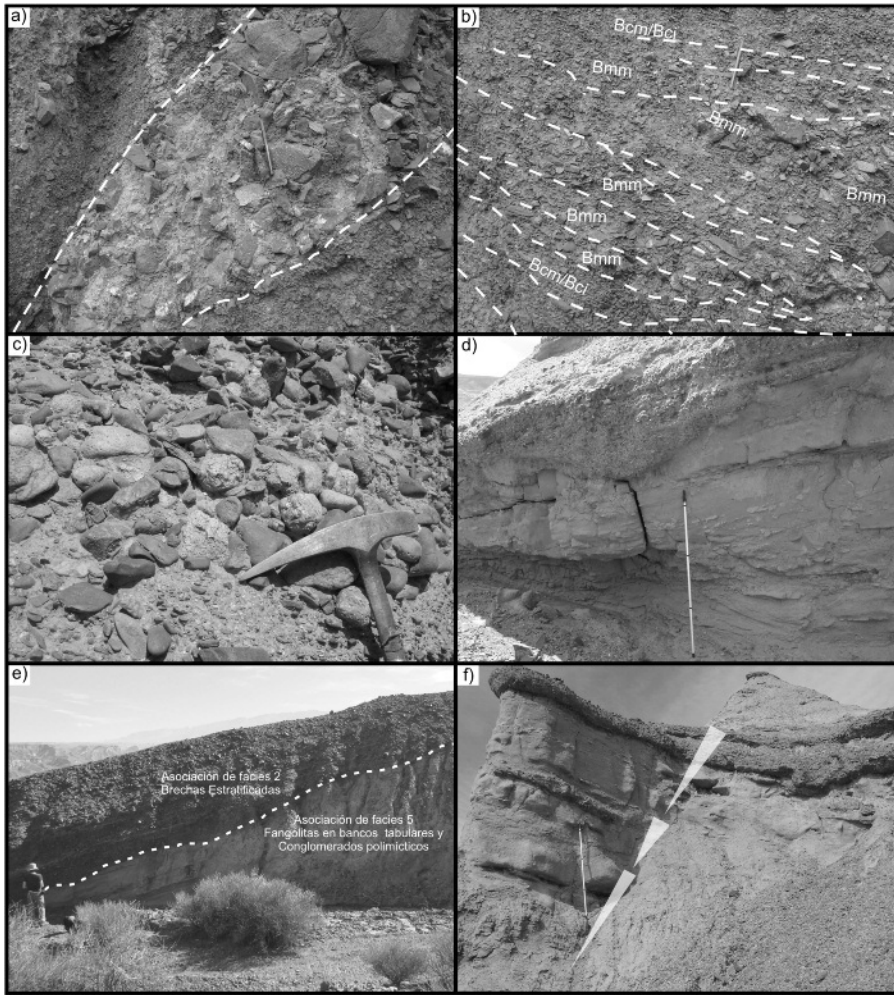


Figura 4: a) Litofacies Bmm (brechas matriz soportadas masivas) gruesa; b) vista general de la asociación de facies 1; c) detalle de los conglomerados polymícticos de la asociación de facies 3; d) canales conglomerádicos sobre las litofacies arenosas de la asociación de facies 4 (arreglo grano y estratocreciente, cada segmento de la barra mide 50 cm); e) superficie erosiva entre la asociación de facies 4 y la 2; f) asociación de facies 5, fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas (observar los ciclos grano y estratocreciente, cada segmento de la barra mide 50 cm).

fluidos, depositadas debido a la migración de megaóndulas de crestas rectas o lecho plano (litofacies SGp y Sh, respectivamente) o por depositación en masa por pérdida de la competencia (Sm). Cuando las pelitas constituyen espesos paquetes tabulares son interpretadas como producto de decantación, en ambientes de baja energía, representando un subambiente de planicie de inundación.

Asociación de facies 3 (Lentes de areniscas y conglomerados polymícticos)
La asociación de facies 3 (Lentes de areniscas y conglomerados polymícticos) se

encuentra representada por ortoconglomerados clasto-soportados polymícticos (Scasso y Limarino 1996), areniscas y en menor proporción pelitas. Los clastos de los conglomerados alcanzan los 25 cm y son de volcánitas básicas y metasedimentitas verdes, que se presentan angulosos y subredondeados; y de granitos y volcánitas ácidas e intermedias, que muestran mayor grado de redondeamiento (Fig. 4c). Los conglomerados presentan estructura masiva o imbricación (litofacies Gcm y Gci) y en algunos casos desarrollan estratificación horizontal (Gch). Se disponen en lentes de entre 30 y 50 cm de espesor,

que se amalgaman lateral y verticalmente formando niveles tabulares. Asociados a los conglomerados se encuentran lentes de areniscas y areniscas gravillosas masivas (litofacies Sm, SGm). Fueron medidas en los afloramientos conglomerádicos con clastos imbricados paleocorrientes que indican direcciones de transferencia hacia el este noreste.

En ocasiones se intercalan, entre las lentes conglomerádicas y de areniscas gravillosas, bancos tabulares de menos de un metro de espesor de areniscas-limosas masivas o finamente laminadas (litofacies Sm y Sh) y bancos de pelitas, también masivas o laminadas (litofacies Fm y Fl). La asociación de facies descrita correspondería a sistemas fluviales multicanalizados de baja sinuosidad, con canales de distinta jerarquía. Los canales más importantes se encuentran representados por las lentes conglomerádicas, mientras que lateralmente se encuentran lentes arenosos de menor porte que caracterizan los canales de menor jerarquía dentro del sistema fluvial. Podría ser interpretado como un sistema entrelazado gravoso con niveles topográficos definidos, tipo *donjek* (Williams y Rust 1969) o entrelazado gravoso profundo (Miall 1996, *deep, gravel-bed braided river*).

Las lentes de conglomerados y areniscas fueron depositadas por flujos fluidos en una red de canales fluviales multicanalizados, mientras que los bancos arenolimosos representan etapas de crecientes que llegaban a áreas de planicie de inundación llevando arena a través de crecidas en manto (Hampton y Horton 2007). Las litofacies de granulometría más fina (Fl y Fm) representan la decantación en el tope de los canales abandonados o en áreas de planicie.

Asociación de facies 4 (Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polymícticos)

Esta unidad se encuentra dominada por espesos bancos tabulares de fangolitas blanquecinas a amarillentas que se presentan mayormente masivas y con menor frecuencia con laminación horizontal (li-

tofacies Fm y Fl). En menor proporción se hallan bancos tabulares de areniscas finas a medianas, masivas o con laminación horizontal (Sm o Sh) los que incluyen abundantes concreciones carbonáticas y esporádicos niveles margosos. En las litofacies anteriormente descritas son frecuentes los rasgos de bioturbación. Aparecen también areniscas gravillosas con estructura entrecruzada tabular planar (litofacies SGp) en bancos tabulares a lentiformes.

Por último, se presentan bancos lentiformes, a veces de techo plano y base cóncava y otras biconvexas, de ortoconglomerados clasto-soportados polimícticos (Scasso y Limarino 1996). Poseen clastos redondeados tanto de granitos como de volcanitas ácidas e intermedias y angulosos a subredondeados de metasedimentitas verdosas, con tamaños de hasta 10 cm. Se presentan macizos, con estratificación entrecruzada tabular planar y con estructuras de corte y relleno (litofacies Gcm y Gcp).

Todas las litofacies hasta aquí descritas se disponen en arreglos grano y estrato-crecientes muy marcados como se muestra en la figura 4d.

Dentro de un marco más amplio esta asociación corresponde a depósitos de endicamiento lagunar, similares a los descritos por Suriano y Limarino (2005) y Colombo *et al.* (2009) para el cuaternario de la región, esto es avalado por el dominio de facies finas que se intercalan con depósitos canalizados de procedencia extracuenal formando pequeñas barras de desembocadura asociadas a sistemas microdeltaicos.

Las pelitas (litofacies Fm y Fl) son interpretadas como producto de la acción de crecidas en manto de bajo régimen de flujo intercalando periodos de decantación en un cuerpo de agua de escasa profundidad. Este sistema correspondería a un lago de tipo permanente, debido a la ausencia de facies evaporíticas y grietas de desecación (May *et al.* 1999). Esporádicamente llegaban a esta laguna corrientes de mayor energía en forma de mantos (*sheetfloods*, Davis 1938) depositando las

areniscas masivas y laminadas (litofacies Sm y Sh). Por su parte el conjunto de areniscas gravosas con estratificación entrecruzada tabular planar y las litofacies conglomerádicas en arreglos grano y estrato-creciente representan sistemas microdeltaicos relacionados a la desembocadura de canales en el cuerpo de agua. Estando así representadas las barras de desembocadura (SGp, Gcm y Gcp con geometrías plano convexas o biconvexas) y en algunos casos los canales alimentadores (Gcm, Gcp en bancos lenticulares con estructuras de corte y relleno).

El tope de esta asociación de facies se encuentra representado por una superficie erosiva de alto relieve que hace que la unidad pase lateralmente de espesores de 40 a 5 m en menos de 100 m. Sobre esta incisión se apoyan en geometría de solapamiento (*onlap*) parabrechas monomícticas de la asociación de facies 2 (Fig. 4e).

Asociación de facies 5 (Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas)

Dominan esta unidad bancos de hasta 8 m de espesor de pelitas blanquecinas, que se presentan principalmente masivas, aunque en ocasiones muestran laminación horizontal u ondulítica (litofacies Fm, Fl y Fr). En algunos casos se observan estructuras de grietas de desecación.

Intercaladas con las pelitas aparecen areniscas finas y parabrechas monomícticas clasto-soportadas (Scasso y Limarino 1996) en arreglos grano y estrato crecientes (Fig. 4f). Las areniscas se presentan en bancos tabulares a lentiformes, macizas y en menor proporción laminadas (litofacies Sm y Sh), exhibiendo importante bioturbación. Las parabrechas forman bancos lentiformes, con estructuras de corte y relleno, macizas o estratificación entrecruzada en artesa (litofacies Bcm y Bct). Los clastos tienen hasta 30 cm de diámetro máximo y están compuestos metasedimentitas angulosas siendo notable la ausencia de clastos graníticos.

Esta asociación es interpretada como un sistema de barreal intramontano y lóbulos areno-gravosos; sistema lacustre efi-

mero cerrado (Einsele 2000) o *playa* (Tunbridge 1984). Las pelitas se interpretan como depositadas por decantación o crecidas en manto asociadas a un cuerpo de agua de escasa profundidad intermitentemente expuesto, lo que se evidencia en la presencia de grietas de desecación. A este sistema llegaban corrientes posiblemente efímeras que se explayaban en forma no confinada (*sheetfloods*; Davis 1938 y Bull 1997), generando los bancos arenosos macizos cuya progradación origina ciclos grano y estrato crecientes. Este arreglo es interpretado como un barreal en un sector transicional de la planicie fangosa a la arenosa (*mudflat* a *sandflat*; Tunbridge 1984). Por encima se encuentran lóbulos gravosos formados por brechas monomícticas (Bcm y Bct) que corresponden a sectores más proximales del cuerpo de agua e indican un aporte de tipo local de los sistemas montañosos circundantes (Hanford 1982). Algunos de los ciclos culminan con depósitos que corresponden a canales alimentadores de los lóbulos gravosos, representados por brechas lenticulares con base erosiva.

MODAS DETRÍTICAS DE LAS PSEFITAS DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

Como se ha mencionado anteriormente, con el fin de determinar las áreas de aporte de la Formación Cuesta del Viento y teniendo en cuenta que la unidad se encuentra básicamente formada por conglomerados y brechas, se realizaron conteos de clastos en bancos psefíticos (Cuadro 4). Los litotipos mayoritarios reconocidos dentro de esta unidad (Cuadros 4 y 5) corresponden a filitas y pizarras (Lm), volcanitas básicas (Lvb) y plutonitas ácidas (Lpa, principalmente granitos). En menor proporción se encuentran volcanitas ácidas (Lva, mayormente riolitas), volcanitas intermedias (Lvi, incluyendo andesitas y dacitas), areniscas pardas y verdosas (Lss) y cuarzo, junto a escasos fragmentos de caliza.

Desde el punto de vista composicional, y

CUADRO 4: Conteos realizados sobre la fracción psefitica de la Formación Cuesta del Viento.

Conteo	A.F.	Litofacies	Lm	Lvb	Lpa	Lva	Lvi	Lss	Cuarzo	Caliza
101	1	Bcm	91,9	5,6	0	0	0	0	2,5	0
102	2	Bcm	95,7	3	<1	0	<1	0	1	0
103	3	Gcp	41,8	0	37,8	2,9	1,2	7,9	8,4	0
104	2	Bcm	95,2	2,1	<1	0	0	<1	1,6	0
105	3	Gcm	53,4	0	29,7	2,2	1,3	8,5	4,9	0
106	2	Bcm	90,4	0	5,6	1	1	0	2	0
107	2	Bcm	91,6	1,2	1	<1	0	<1	5	<1
108	2	Bcm	89,2	<1	3	2	<1	<1	5	0
109	1	Bcl	48	1	32	4	0	3	12	0
110	4	Gcm	50	<1	26	11	0	1,3	11	0
111	2	Bcm	61,3	<1	28,7	4	0	2	3	0
112	5	Gcm	77,6	11,1	4	2	0,9	2,4	2	0
113	2	Bcl	94	5	0,4	0	0	0	0,6	0
114	2	Bcl	98	0	0	0	0	0	0	2
115	2	Bcl	93,3	3,1	1	<1	0	0	2,4	0

AF: asociación de facies, Lm: líticos metamórficos de bajo grado, Lvb: líticos de volcánicos básicos, Lpa: líticos plutónicos ácidos, Lva: líticos volcánicos ácidos, Lvi: líticos volcánicos intermedio, Lss: líticos sedimentarios areniscas).

teniendo en cuenta el tipo de matriz, pueden verse dos grandes grupos de psefitas (Fig. 5a). Por un lado, dominan las parabrechas monomíticas (la mayoría de los conteos de las asociaciones de facies 1, 2 y 5). En menor proporción se encuentran ortoconglomerados polimíticos (asociaciones de facies 3 y 4). En el cuadro 5 se propone un diagrama binario que, utilizando litotipos marcadores, evalúa la contribución relativa de la Cordillera Frontal y la Precordillera como áreas de aporte (según las reconstrucciones paleogeográficas de Jordan *et al.* 1993, Cardozo y Jordan 2001, Jordan *et al.* 2001 y Alonso *et al.* 2011). En el eje vertical del diagrama se incluyen aquellos clastos interpretados como índices del aporte de la Cordillera Frontal que son agrupados en la asociación volcánica (AV). Esta asociación se caracteriza por una importante participación de volcanitas ácidas (Lva) e intermedias (Lvi) junto a plutonitas ácidas (Lpa) las que derivan de unidades eruptivas de diferente edad que forman gran parte de macizo andino a la latitud analizada. Son ploteados en el eje horizontal los clastos agrupados en la asociación metasedimentaria (AM), en la que se reúnen los clastos de metamorfitas de bajo grado (Lm) y volcanitas básicas (Lvb), interpretados como provenientes de la

Formación Yerba Loca (aflorante en los cordones precordilleranos). Los clastos que pueden poseer tanto aporte de la Cordillera como de Precordillera, tal es el caso del cuarzo y las calizas, no han sido utilizados como marcadores.

Como puede verse en las figuras 5a y b, si bien la Precordillera fue en general la principal área de aporte ($AV/AM < 0,1$), existen intervalos estratigráficos acotados donde se incrementa notablemente la presencia de clastos derivados de la Cordillera Frontal ($AV/AM > 0,5$). La variación señalada refleja que si bien la cuenca recibió mayoritariamente aporte de los sistemas pedemontanos de la Precordillera, eventualmente esta unidad orográfica fue cortada en forma transversal por sistemas fluviales que transfirieron sedimentos desde el oeste (Cordillera Frontal y cuenca de Rodeo-Iglesia).

Como ya ha sido propuesto por distintos autores (Valloni 1985, Ingersoll *et al.* 1993, entre otros) el análisis de las modas detríticas debe a su vez ser relacionado con el estudio paleoambiental de la unidad. Así, en la figura 6 se combinan ambas características para la Formación Cuesta del Viento. Como allí puede observarse, las asociaciones de facies 1 y 2 se encuentran dominadas por clastos metamórficos de bajo grado y volcanitas básicas pertene-

CUADRO 5: Conteos realizados con las áreas de aporte reconstituidas.

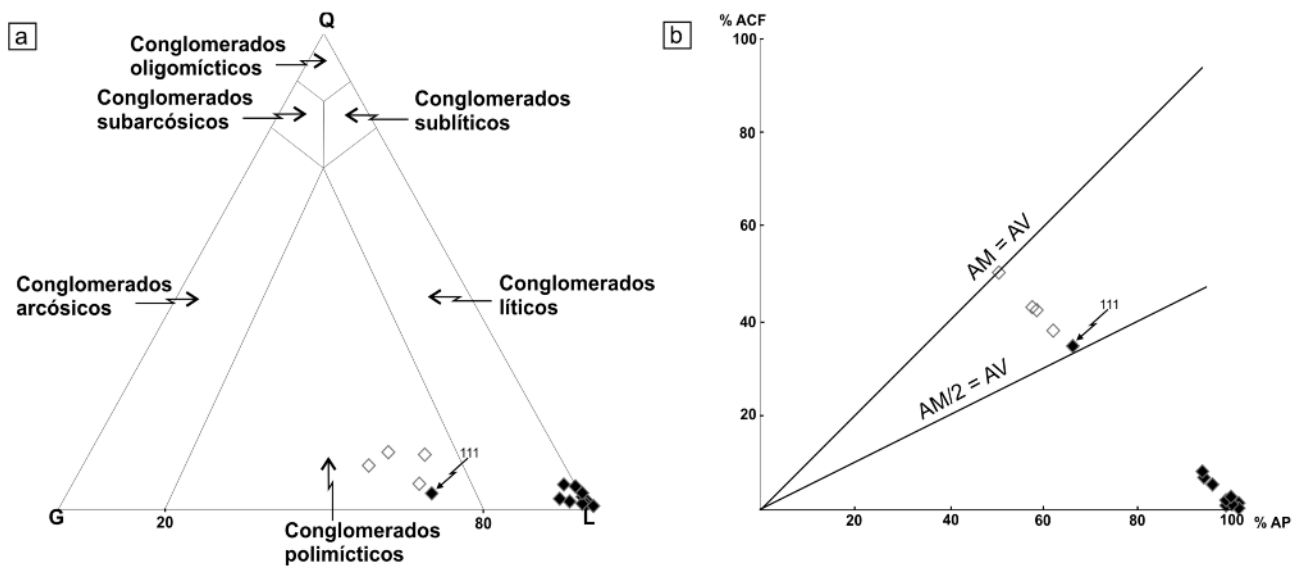
Conteo	A.F.	AV	AM	AE
101	1	0	97,5	2,5
102	2	0,3	98,7	1
103	3	41,9	41,8	16,3
104	2	0,7	97,3	2
105	3	33,2	53,4	13,4
106	2	7,6	90,4	2
107	2	1,8	92,8	5,4
108	2	5,3	89,6	5,1
109	4	36	49	15
110	4	37	50,7	12,3
111	2	32,7	62,3	5
112	5	6,9	88,7	4,4
113	2	0,4	99	0,6
114	2	0	98	2
115	2	1,2	96,4	2,4

AF: asociación de facies, A: asociación metasedimentaria, AV: asociación volcánica, AE: aporte no especificado).

cientes al aporte precordillerano ($AM > 95\%$ en los conteos 101, 102, 104, 106, 107, 108, 112, 113, 114 y 115). Por otra parte aquellos conteos realizados sobre las asociaciones de facies que representan a sistemas de transferencia que aportan material desde la Cordillera Frontal (asociaciones 3 y 4, conteos 103, 105, 109 y 110) presentan mayor proporción de la asociación dominada por plutonitas ($AV/AM > 0,5$). Es importante destacar que en el perfil analizado el punto de conteo 111 (asociación de facies 2), muestra una muy alta proporción de clastos de la asociación de Cordillera Frontal ($AV/AM > 0,5$). Esta anomalía se corresponde con una superficie de incisión que erosiona depósitos previos pertenecientes a la asociación de facies 4 (Figs. 4e y 6) lo que genera el reciclado de clastos de la asociación AV junto con el aporte local (asociación AM). Esto genera que el punto 111 sea el único conteo que sale de la tendencia general en los gráficos de la figura 5a y b.

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

La evolución de la sedimentación de la Formación Cuesta del Viento estuvo fuer-



REFERENCIAS

- Asociación de facies 1,2 y 5 ◆
- Asociación de facies 3 y 4 ◇

INDICADORES MODALES

- AM (Asociación Metasedimentaria) = Lm + Lvb
- AV (Asociación volcánica) = Lpa + Lva + Lvi
- NE (aporte No Especificado) = Cuarzo+Calizas+Lss

temente influenciada por la importante actividad tectónica relacionada al levantamiento de la Precordillera (Fig. 7). La base de esta unidad se halla formada por un potente espesor de brechas, que fueron depositadas en ambientes de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad (asociación de facies 1, Brechas desorganizadas, Fig.7a). Estos abanicos, caracterizados por un aporte local (asociación AM), se formaron en respuesta al ascenso de la sierra de La Tranca. El ascenso de esta sierra se relaciona al corrimiento homónimo que constituía el frente orogénico de la cuenca de antepaís del Bermejo (Jordan *et al.* 1993). El inicio de la actividad de los corrimientos fue propuesto por diversos autores a los 20 Ma (Jordan *et al.* 1993; Cardozo y Jordan 2001, Jordan *et al.* 2001 y Alonso *et al.* 2011), debido principalmente a la correlación con el comienzo de la depositación de la Formación Cuesta del Viento. Simultáneamente, a espaldas del corrimiento en la cuenca de *piggyback* de Rodeo-Iglesia, se depositaron delgadas fajas de brechas que representan los afloramientos más occidentales reconocidos de la Formación Cuesta del Viento. Cabe aclarar que el término *piggyback* es usado en este tra-

bajo en el sentido original de Ori y Friend (1984), similar al de Talling *et al.* (1995), Jordan (1995) y Wagerich (2001) entre otros.

Los depósitos de piedemonte anteriormente descritos (asociación de facies 1) fueron progresivamente reemplazados por sistemas fluviales entrelazados (asociación de facies 2, Brechas estratificadas), indicando el desarrollo de sistemas pedemontanos de menor pendiente (Suriano y Limarino 2009) probablemente ligados a un período de calma tectónica (Fig. 7b). La asociación de facies 2 se encuentra dominada por aporte de tipo local (asociación AM), esto refuerza su interpretación como un sistema pedemontano.

La asociación de facies 3 (Lentes de areniscas y conglomerados polimícticos) se caracteriza por un brusco cambio en la composición de los clastos ya que domina la procedencia de cordillera (asociación AV). Este cambio litológico permite suponer que sistemas fluviales provenientes del oeste atravesaron la sierra de La Tranca, transfiriendo sedimentos desde la cuenca Rodeo-Iglesia a la cuenca de antepaís (Fig. 7c).

Los factores que condicionaron la pro-

Figura 5: a) diagrama triangular (Q:F:L), b) Diagrama que muestran la relación entre el aporte de cordillera frontal (AV) y el precordillerano (AM).

gradación de cuñas clásticas desde el oeste pueden ser de variada naturaleza, incluyendo desde cambios en los perfiles de equilibrio de los sistemas fluviales de transferencia hasta el progresivo llenado de la vecina cuenca de Rodeo-Iglesia, lo que hubiera conducido al *by-pass* sedimentario hacia el antepaís. Cabe destacar que a través del perfil se produce una recurrente intercalación entre la asociación de facies de brechas estratificadas (2) y la de lentes de conglomerados y areniscas (3), que indicaría la interacción entre sistemas pedemontanos y sistemas de transferencia (aquellos que atraviesan las cuencas en sentido transversal). Esta interacción se encuentra reflejada en la marcada diferencia composicional entre ambas asociaciones.

La asociación de facies 4 (Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polimícticos) representa una importante discontinuidad en el relleno de la cuenca. Los depósitos predominantemente brechosos y conglomerádicos de las asociaciones de facies 1,2 y 3 son reemplazados bruscamente por acumulaciones de sedimentos finos interpretados como un sistema de endicamiento lagunar y barras de desembocadura (asociación de facies 4).

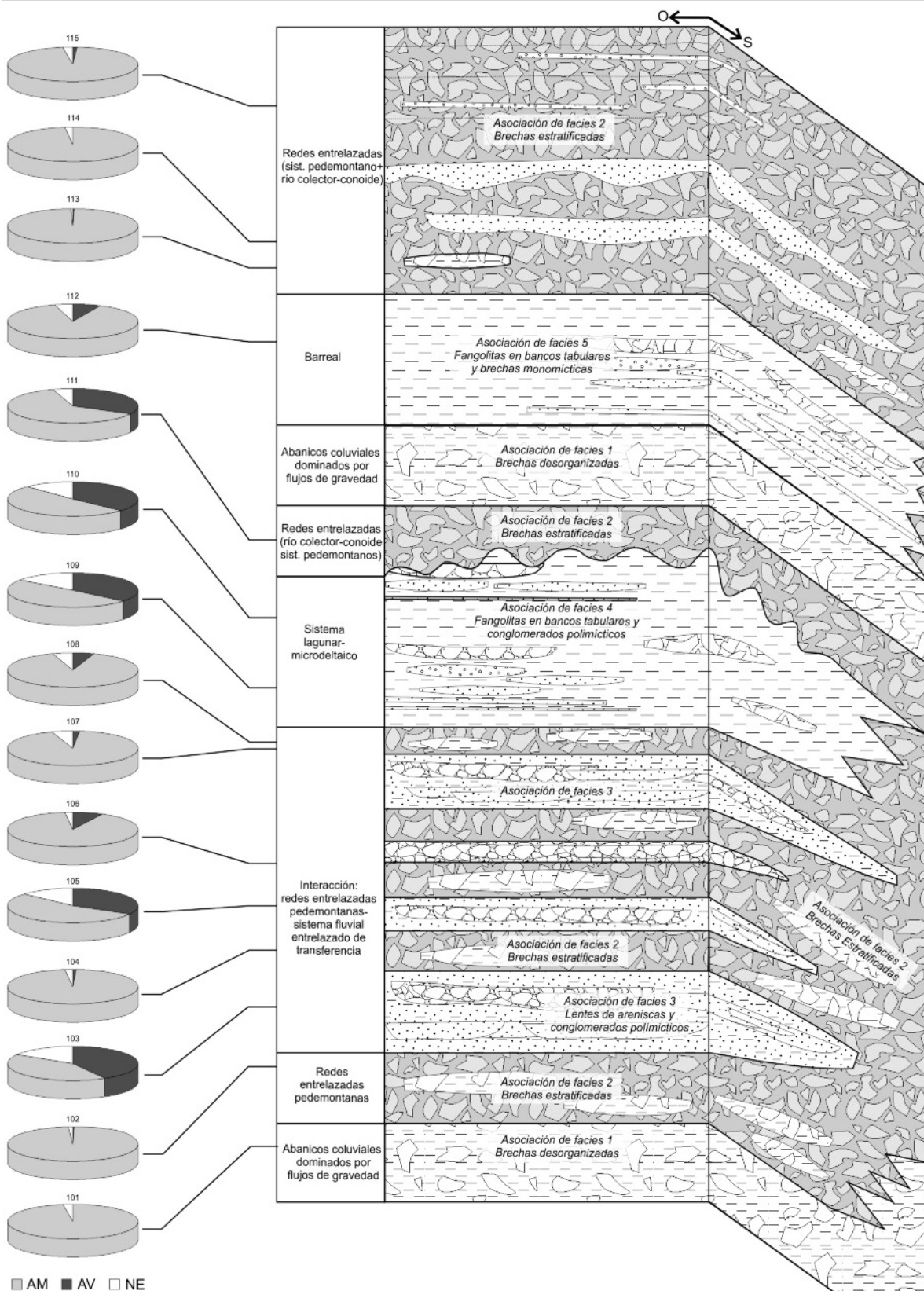


Figura 6: Esquema (no a escala) de la distribución de asociaciones de facies de la Formación Cuesta del Viento, junto con su interpretación paleoambiental. A la izquierda se observan los porcentajes de las distintas asociaciones de clastos presentes dentro de cada unidad (AV: asociación dominada por volcanitas ácidas y granitos; AM: asociación dominada por metasedimentitas y volcanitas básicas, NE: aporte no especificado).

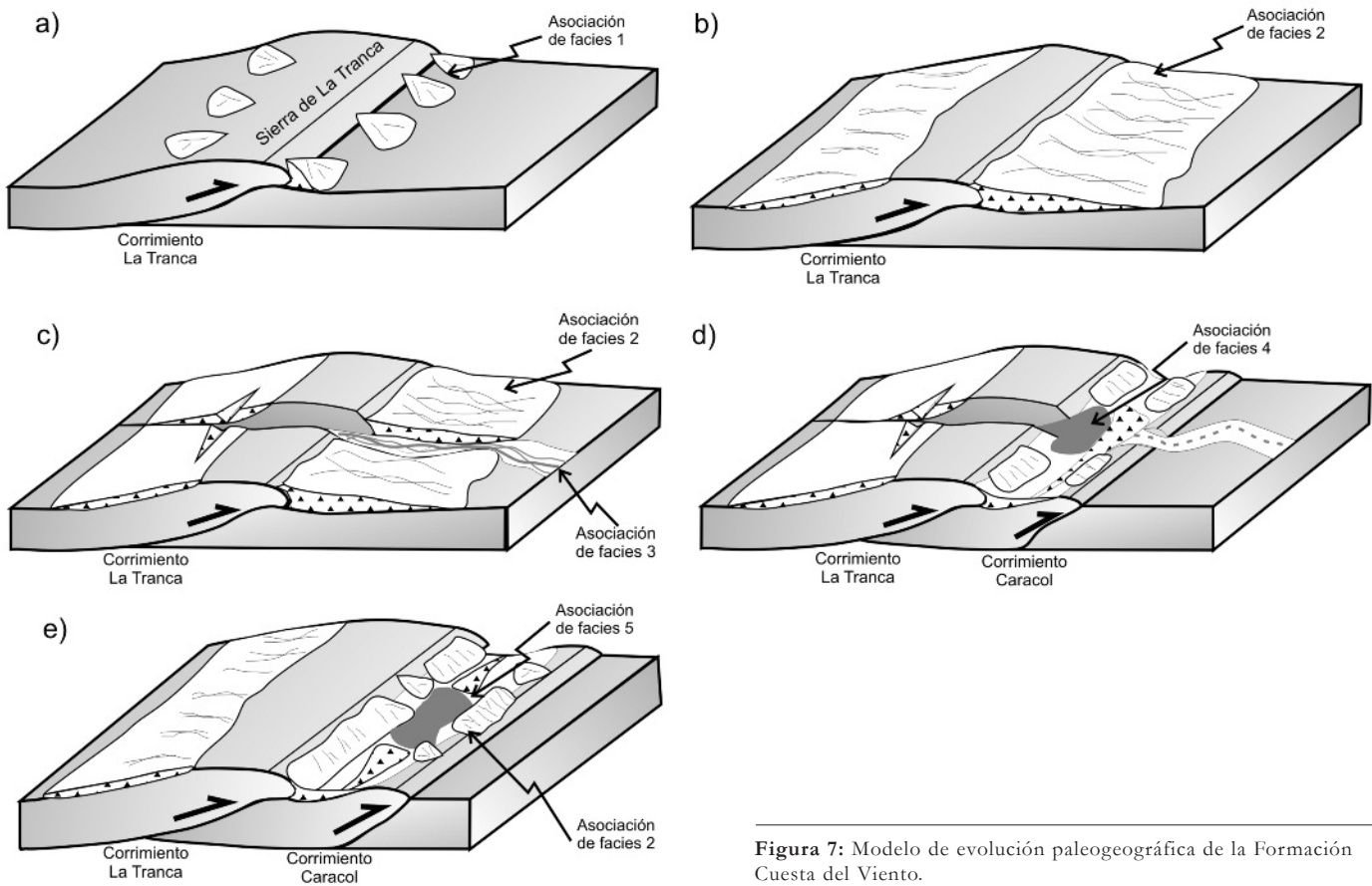


Figura 7: Modelo de evolución paleogeográfica de la Formación Cuesta del Viento.

Las causas de este abrupto cambio en los patrones sedimentarios no son claras, aunque no debería descartarse que se vinculen al domamiento de la sierra de Caracol al migrar el frente orogénico hacia el este. Lo dicho es consistente con la actividad tectónica propuesta para el área de Caracol entre los 21 y 18 Ma por Jordan *et al.* (2001). Este alto topográfico generaría un aumento local en el espacio de acomodación a espaldas de la estructura, dando lugar a la depositación de sedimentos finos (asociación de facies 4) atrapados entre láminas de corrimiento (Fig. 7d). Si esta suposición es correcta, la base de la asociación de facies 4 estaría marcando el pasaje de una cuenca de antepaís a una *piggyback* (Fig. 7d).

El sistema de endicamiento antes descrito (asociación de facies 3, lentes de areniscas y conglomerados polimícticos) es cubierto, a través de una superficie erosiva de alto relieve, por brechas monomícticas correspondientes a redes fluvia-

les entrelazadas probablemente relacionadas a sistemas de río colector-conoide (recurrencia de la asociación de facies 2, brechas estratificadas). Estos depósitos evolucionan verticalmente a brechas desorganizadas sedimentadas en ambientes pedemontanos (segunda recurrencia de la asociación de facies 1, Brechas desorganizadas). El pasaje de depósitos de endicamiento (asociación de facies 4) a sistemas de río colector-conoide (recurrencia de la asociación de facies 2) y finalmente brechas de ambientes pedemontanos forman una secuencia marcadamente grano-creciente, relacionada a una mayor eficiencia en el sistema de transferencia. Esta evolución podría estar relacionada a actividad tectónica creciente en frente de corrimientos (alzamiento de la sierra de Caracol) y ajustes del sistema de transferencia al nuevo nivel de base generado en el antepaís.

Posteriormente se instaura un sistema de barreal (Fig. 7e) correspondiente a la aso-

ciación de facies 5 (Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas), que probablemente indica un cierre de la cuenca por un pulso de ascenso de la sierra de Caracol, tal como ha sido reportado para bolsones intramontanos con sistema de transferencia ausente (Suriano y Limarino 2009). Esta interpretación se basa en la presencia de depósitos finos y la facies gruesa compuesta por aporte local. Finalmente los depósitos gruesos que cubren a las facies de barreal (asociación de facies 2, Brechas estratificadas) señalarían una progradación de cuñas aluviales provenientes de las sierras (aporte local AM).

CONCLUSIONES

El ordenamiento litoestratigráfico de las unidades pre y sinorogénicas del área precordillerana, así como su evolución y la definición de las áreas de aporte es de suma importancia en la evolución del oró-

geno andino. Se define en este trabajo la Formación Cuesta del Viento, una unidad formada principalmente por brechas monomíticas y dos espesas intercalaciones pelíticas. En menor proporción participan conglomerados polimíticos y areniscas.

El perfil tipo de esta unidad se establece en el sector occidental del valle de La Tranca, en las cercanías de la margen sur del río Jáchal, su estratotipo posee su base a los 30°13'03" de latitud S y 69°00'03" de longitud O y alcanza 516 m, de potencia.

El estudio de la composición de los clastos de conglomerados y brechas de la Formación Cuesta del Viento permitió reconocer dos asociaciones principales: 1) la asociación de aporte de Precordillera (AM) dominada por de clastos filitas, pizarras y volcanitas básicas y 2) la asociación de aporte de Cordillera Frontal (AV) constituida por fragmentos de rocas volcánicas ácidas e intermedias y plutónicas. Desde el punto de vista paleoambiental la Formación Cuesta del Viento puede ser dividida en cinco asociaciones de facies. Las dos primeras corresponden a parabrechas monomíticas, con mayor o menor participación de parabrechas matrizsoportadas, que se interpretan como depositadas en un ambiente de abanicos coluviales y en sistemas fluviales con redes entrelazadas. La asociación de facies 3 señala la transferencia de sedimentos desde la vecina cuenca Rodeo-Iglesia por sistemas entrelazados que incidieron la Sierra de la Tranca. Sistemas lagunares y de *plaza lake*, dominados por sedimentación de grano fino, se encuentran representados en las asociaciones de facies 4 y 5.

La Formación Cuesta del Viento fue depositada en una cuenca de antepaís (estado inicial de la cuenca Bermejo) que evolucionó a una cuenca intramontana de *piggyback* (aquí denominada cuenca de La Tranca) al producirse la migración del frente orogénico hacia el este.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo desean agra-

decir al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por su apoyo logístico en las tareas de gabinete y campo. Agradecemos también a los árbitros, C. Del Papa y F. Dávila, cuyos comentarios ayudaron a mejorar este manuscrito. Estas investigaciones fueron financiadas gracias a PICT-00375 y UBA-CyT X119.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alonso, S., Limarino, C.O., Litvak, V., Poma, S.M. y Suriano, J. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30° SL during the andean orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan Province, Argentina). En Salfity J.A. y Marquillas R.A. (eds.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina, Publicación especial del Instituto del Cenozoico (en prensa).

Beer, J.A., Almendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E. 1990. Seismic Stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 74 (8): 1183-1202.

Bilkra, L.H. y Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. Sedimentology 45: 909-959.

Bull, W.B. 1997. Discontinuous ephemeral streams. Geomorphology 19: 227-276.

Cardozo, N. y Jordan, T. 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina. Basin Research 13: 335-357.

Caselli, A.T., Marensi, S., Tripaldi, A., Limarino, C.O. y Gagliardo, M. 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), Provincia de La Rioja, 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 679-683, El Calafate.

Colombo, F.P., Busquets Buezo, P., Solé de Porta, N., Limarino, C.O., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R. y Álvarez Marrón, J. 2009. Holocene intramontane lake development: A new model in the Jáchal River Valley, Andean Precordillera, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 28: 228-238.

Collinson, J.D. y Thompson, D.B. 1989. Sedimentary Structures. Chapman & Hall, 207 p., Lon-

don.

Comité Argentino de Estratigrafía 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B: Didáctica y Complementaria 20: 1-64.

Davis, W.M. 1938. Sheetfloods y streamfloods. Bulletin of the Geological Society of America 49: 1337-1416.

DeCelles, P.G. y Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. Basin Research 8: 105-123.

De la Fuente, M.S., Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Gutierrez, P.R. y Fauqué, L.E. 2003. Quelonios podocnemididos en la Formación Puesto La Flecha (Oligoceno), Precordillera de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 40: 617-624.

Einsle, G. 2000. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer, 792 p., Berlín.

Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la hoja 17b, Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, 104 p., Buenos Aires.

Furque, G. 1979. Descripción de la Hoja Geológica 18 c, Jáchal, Provincia de San Juan. Carta Geológico-Económica de la República Argentina Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, 79 p., Buenos Aires.

Gagliardo, M., Colombo, F., Caselli, A., Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2000. Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca miocena de "piggyback" de Rodeo-Iglesia (San Juan, Argentina), 4° Congreso del Grupo Español del Terciario, Geotemas 2: 77-79.

Handford, C.R. 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental sabkha playa basin-Bristol Dry lake, California. Sedimentology 29: 239-253.

Hampton, B.A. y Horton, B.K. 2007. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. Sedimentology 54: 1121-1147.

Hein, F.J. y Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, baraided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences 14: 562-570.

Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G. y Valles, P.K. 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. Sedimentology 40: 937-953.

Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Pre-

- cordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141, Mendoza.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En Ingersoll, R.V. y Busby, C.J. (eds.) *Tectonics of sedimentary basins*, Blackwell Science: 331-362, Cambridge.
- Jordan, T., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- May, G., Hartley, A.J., Stuart, F.M. y Chong, G. 1999. Tectonic signatures in arid continental basins: an example from the Upper Miocene-Pleistocene, Calama Basin, Andean forearc, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151: 55-77.
- Miall, D.A. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, 582 p., London.
- Nemec, W. y Postma, G. 1993. Quaternary Alluvial fans in southwetrwn Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Special Publications International Association of Sedimentology* 17: 235-276.
- Ori, G.G. y Friend, P.F. 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology* 12: 475-478.
- Pérez, F.L. 1998. Talus fabric, clast morphology, and botanical indicators of slope processes on the Chaos Crags (California Cascades), U.S.A. *Géographie physique et Quaternaire* 52: 1-22.
- Re, G., Jordan, T. y Kelley, S. 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la Cuenca Intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 31-48.
- Ruskin, B.G. y Jordan, T.E. 2007. Climate change continental sequence boundaries: paleopedology and litofacies of Iglesia Basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77: 661-679.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1996. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial* 1: 258 p., Buenos Aires
- Suriano, J. y Limarino, C.O. 2005. Depósitos de endicamiento en la sección superior del Río Jáchal, quebradas de La Tranca y Caracol (Precordillera de San Juan). 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 223-230, La Plata.
- Suriano, J. y Limarino, C.O. 2009. Sedimentación pedemontana las naciente del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 516-532.
- Talling, P.J., Lawton, T.F., Burbank, D.W. y Hobbs, R.S. 1995. Evolution of latest Cretaceous-Eocene nonmarine deposystems in Axhandle piggyback basin of central Utah. *Bulletin of the Geological Society of America* 107: 297-315.
- Tedesco, A.M. 2006. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca del río La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 303 p., Buenos Aires.
- Tunbridge, I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Valloni, R. 1985. Reading provenance from modern marine sands. En Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of arenites*: 309-332, Reidel.
- Wagerich, M. 2001. A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian-Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. *Terra Nova* 13: 401-406.
- Williams, P.F. y Rust, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 649-679.

Recibido: 18 de agosto, 2010.

Aceptado: 21 de marzo, 2011.