

# SEDIMENTACIÓN PEDEMONTANA EN LAS NACIENTES DEL RÍO JÁCHAL Y PAMPA DE GUALILÁN, PRECORDILLERA DE SAN JUAN

Julietta SURIANO y C. Oscar LIMARINO

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires y Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas. E-mails: jsuriano@gl.fcen.uba.ar, limar@gl.fcen.uba.ar

## RESUMEN

Se describen las características sedimentológicas de los depósitos de piedemontes desarrollados en cuencas intramontanas de la Precordillera. Estudios detallados fueron desarrollados en el curso superior del río Jáchal y en el área de la pampa de Gualilán, los que permitieron identificar y caracterizar desde el punto de vista sedimentológico seis tipos principales de acumulaciones pedemontanas: 1) taludes, 2) abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad, 3) abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, 4) sistema río colector-conoide, 5) piedemontes dominados por flujos canalizados y 6) abanicos aluviales. Los depósitos de talud se caracterizan por el predominio de brechas clasto-soportadas (con exiguos porcentajes de matriz), frecuentemente macizas, fábrica planar o mostrando imbricación de alto ángulo de clastos. En los abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad dominan las brechas matriz-soportadas y macizas y en menor proporción las brechas clasto-soportadas. Por su parte, los depósitos de abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, muestran menor tamaño de grano y están dominados por canales amalgamados rellenos tanto de brechas clasto como matriz-soportadas, y escasas brechas gradadas. Las acumulaciones desarrolladas por el sistema río colector-conoide son las que muestran mayor variabilidad litológica, pues incluyen desde brechas matriz-soportadas macizas hasta conglomerados con estratificación entrecruzada e incluso fangolitas. En lo que respecta a los piedemontes dominados por flujos canalizados, están formados por brechas clasto-soportadas macizas y en menor proporción con clastos imbricados o mostrando estructuras entrecruzadas. Los depósitos correspondientes a abanicos aluviales están mayormente compuestos por conglomerados clasto-soportados con estructuras entrecruzadas. En menor proporción y en los sectores proximales se encuentran conglomerados y brechas matriz-soportadas. Si bien la procedencia de clastos es predominantemente local presentan mayor variabilidad litológica que los ambientes antes mencionados. El análisis comparativo de los piedemontes encontrados en los distintos valles analizados, permite proponer un modelo conceptual de clasificación de piedemontes en cuencas intramontanas basado en extensión de las cuencas y en el espacio vertical de acomodación de sedimentos.

Palabras clave: *Cuencas intramontanas, Piedemontes, Modelos sedimentarios.*

**ABSTRACT:** *Piedmont sedimentation in the headwaters of the Río Jáchal and Pampa de Gualilán, Precordillera of San Juan.* This paper deals with the sedimentological characteristics of piedmont deposits exposed in intramontane basins of the Precordillera. Detailed studies carried out along the upper Jáchal river and in the Gualilán area allowed identifying and characterizing six major types of piedmont accumulations: 1) talus, 2) colluvial fans dominated by gravity flows, 3) colluvial fans dominated by fluid flows, 4) collector-conoid fluvial system, 5) piedmonts dominated by channalized flows and 6) alluvial fans. The talus deposits are characterized by the dominance of clast-supported breccias (bearing minimum matrix amounts) that commonly exhibit massive bedding, planar or high angle imbricated clasts fabric. Colluvial fans dominated by gravity flows are formed by massive matrix-supported breccias with minor percentages of clast-supported breccias. On the contrary, colluvial fans dominated by fluid flows are composed of amalgamated channels infilled by both clast- and matrix-supported breccias together with intercalation of graded breccias. Accumulations of the collector-conoid fluvial systems are the most diverse in composition, including from massive matrix-supported breccias to cross-bedded conglomerates and scarce mudstones. In relation to the piedmont dominated by channalized flows, they comprise massive clast-supported breccias and less amounts of imbricated or cross-bedded ones. The alluvial fan deposits are mostly composed of cross-bedded clast-supported conglomerates, though matrix-supported conglomerates and breccias also appear as proximal deposits. Different from the previously mentioned deposits, the clast of alluvial fan accumulations shows more varied lithologic composition. The comparative analysis of the piedmonts found in the studied valleys permits to propose a conceptual model for classification of piedmont, on the basis of the extension of the basins and vertical space of accommodation.

Keywords: *Intramontane basins, Piedmonts, Sedimentary models.*

## INTRODUCCIÓN

Desarrollado al frente de los macizos montañosos, el ambiente de piedemonte puede ser caracterizado por el tamaño grueso de sus depósitos, la composición inmadura de los clastos, las elevadas tasas de sedimentación y la alta energía de las corrientes que transportan los sedimentos. En conjunto el ambiente de piedemonte ha sido más caracterizado desde el punto de vista geomorfológico (Saito y Oguchi 2005, Curry y Morris 2004, Ballantyne 2002) que sedimentológico (salvo algunas notables excepciones como Blair y McPherson 1994, Bertran *et al.* 1995, Bilkra y Nemeč 1998). Por lo que la naturaleza de sus depósitos en sucesiones antiguas ha merecido mucha menor atención que la del resto de los ambientes continentales.

La opinión generalizada de que los depósitos de piedemonte rara vez se preservan ha conspirado para su caracterización y análisis en sucesiones antiguas. Cierro es que este tipo de ambientes muestra una menor de preservación que los que se encuentran en cuencas alejadas de los frentes montañosos. Sin embargo, en muchas cuencas intramontanas (p.e. cuencas de *piggyback*, *rift*, transtensivas-transpresivas, etc.) las acumulaciones de piedemonte pueden constituir una parte sustancial del registro sedimentario (Talling *et al.* 1995, DeCelles y Giles 1996, Howard *et al.* 2007, entre otros).

Por otro lado, existe una clara tendencia a considerar al piedemonte como representado básicamente por acumulaciones de abanicos aluviales, y la coalescencia lateral de éstos (bajadas). Sin embargo, y como se verá en este trabajo, el piedemonte resulta un área mucho más compleja que lo corrientemente asumido, e integrada por ambientes depositacionales que difieren notablemente en las características de sus depósitos. La identificación de los distintos ambientes reconocidos en las áreas de piedemonte cobra importancia en el análisis de la evolución y clasificación de cuencas intermontanas de regiones áridas y semiáridas. Por otro

lado, el piedemonte resulta un reservorio clástico, capaz de almacenar volúmenes significativos de detritos, susceptibles de ser retransportados y redepositados masivamente al producirse cambios en las condiciones alocíclicas (Beer *et al.* 1990, Horton y De Celles 2001 y Suriano y Limarino 2006).

Los depósitos analizados corresponden a los piedemontes desarrollados en las nacientes de río Jáchal y sus valles tributarios (Fig. 1a), los que muestran excelentes secciones que permiten estudiar las características sedimentológicas de los depósitos de talud, abanicos coluviales y sistemas río colector-conoide. Paralelamente, se han efectuado observaciones complementarias en la cuenca intramontana de Gualilán (Fig. 1b), con el propósito de comparar las características de piedemontes que muestran diferente espacio de acomodación. En este sector se desarrollan abanicos coluviales, piedemontes dominados por flujos canalizados y abanicos aluviales.

## UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

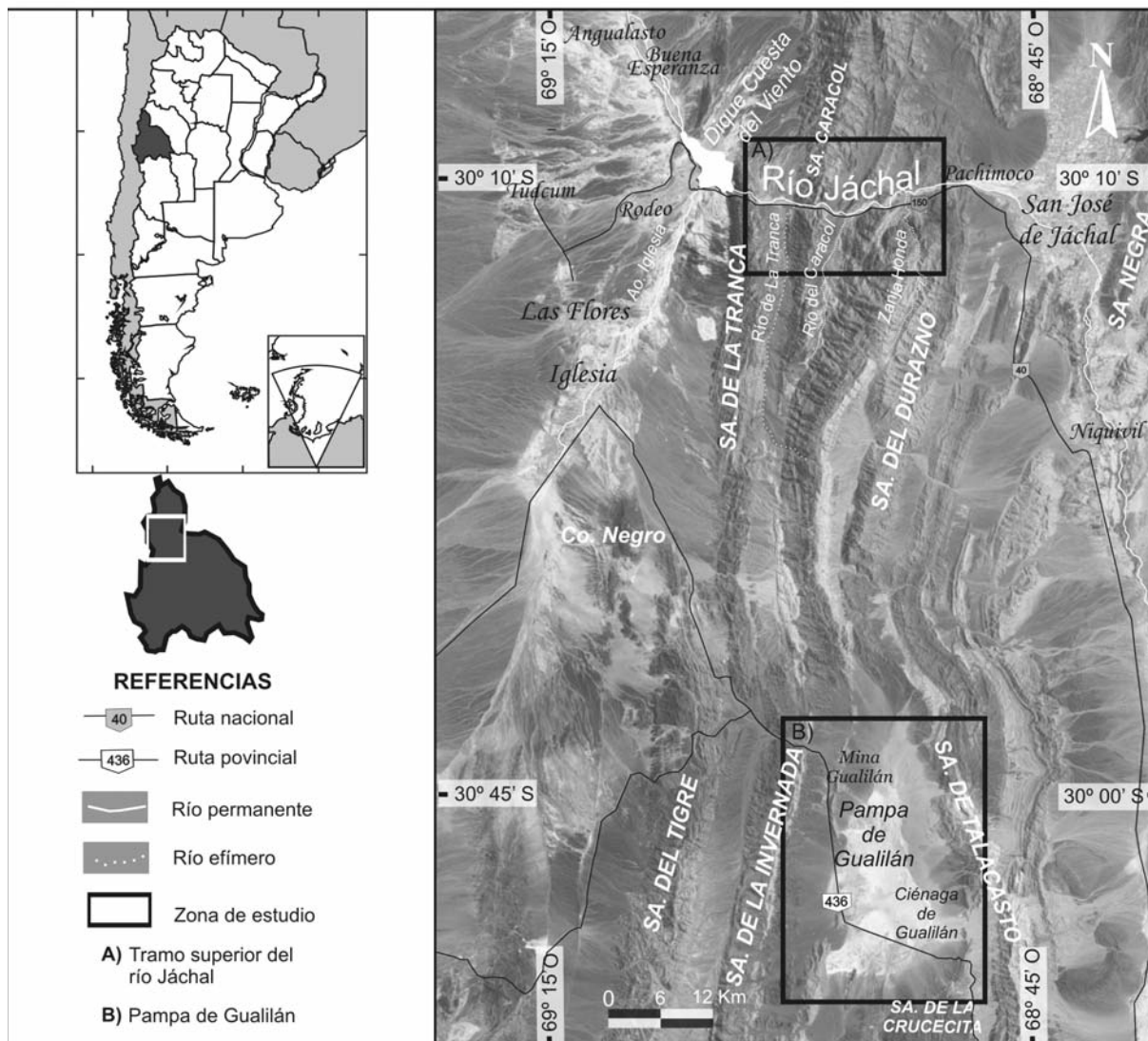
En este trabajo se analizan los piedemontes que constituyen ambos flancos del río Jáchal entre el paraje de cuesta del Viento y la quebrada Zanja Honda (Fig. 1a). Paralelamente fueron también estudiados los valles tributarios de La Tranca, Caracol y Zanja Honda (Fig. 1a). El río Jáchal corresponde a uno de los sistemas hidrológicos más importantes de la Precordillera argentina, el que con un régimen permanente, corta en dirección oeste-este la totalidad de la Precordillera (Uliarte *et al.* 1990, Damanti 1993). En la zona de estudio el gradiente promedio del valle varía entre 0,2° y 0,5°, siendo su ancho irregular, alcanzado hasta 610 metros en el sector de La Tranca y por el contrario, se dispone encajado en rocas del neógeno a la altura del valle de Caracol.

Gran parte de las características fisiográficas del área están fuertemente controladas por la estructuración miopliocena resultante de la orogenia andina. Es así co-

mo un patrón de fallamiento regional, de rumbo meridiano, generó cordones elongados en sentido norte-sur (Sierra de la Tranca, Sierra Caracol y Sierra del Durazno, Fig. 1) que separan pequeñas cuencas intramontanas de *piggyback* (Jordan *et al.* 1993, Alonso *et al.* 2009). Estos cordones montañosos exponen principalmente sedimentitas paleozoicas, con una menor participación de unidades terciarias. Las rocas más antiguas aflorantes en el área del Río Jáchal corresponden a la Formación Yerba Loca (Ordovícico, Furque 1963, Fig. 2) compuesta por pizarras, filitas, basaltos con estructuras almohadilladas y areniscas muy finas leptometamorfizadas. Estas rocas conforman tanto la Sierra de la Tranca como la de Caracol, limitando ambos márgenes del valle de La Tranca y el sector occidental del de Caracol (Fig. 2). Este último valle se encuentra flanqueado al este por sedimentitas devónicas, pertenecientes a la Formación Talacasto (Padula *et al.* 1967), integrada por pelitas y areniscas de color castaño morado. Hacia el este, formando la sierra del Durazno (Quebrada de la Zanja Honda), afloran estratos silúricos correspondientes a la Formación Los Espejos (Cuerda 1965, Fig. 2).

Las sedimentitas terciarias se encuentran limitadas a la zona de valles intramontanos (Fig. 2), donde aparecen tanto como depósitos relacionados al relleno de cuencas de antepaís como de *piggyback*. La estratigrafía de las secuencias terciarias es compleja y ha sido en gran medida resumida por Jordan *et al.* (1993). En este trabajo estas sedimentitas han sido reunidas en una única unidad (Fig. 2, Terciario indiferenciado). Se trata básicamente de conglomerados, areniscas desde gruesas a finas y escasas pelitas que excepcionalmente incluyen intercalaciones tobáceas.

El otro sector estudiado en este trabajo es el de la pampa de Gualilán (Fig. 1b), un bolsón intramontano ubicado en la Precordillera central de San Juan, unos 65 km al sur del río Jáchal. Esta extensa cuenca endorreica, elongada en sentido norte-sur, posee aproximadamente 25 kilómetros de largo y 15 de ancho, alcanzando más de



**Figura 1:**  
Mapa de ubicación.

200 km<sup>2</sup>. Se encuentra limitada al oeste por la sierra de Talacasto, donde afloran principalmente las sedimentitas paleozoicas (Fig. 3) de las Formaciones San Juan (Ordovícico, Kobayaski 1937), La Invernada (Ordovícico, Furque y Caballé 1985) Talacasto (Devónico, Padula *et al.* 1967) y Punta Negra (Devónico, Braccacini 1950). El límite oriental de la cuenca corresponde a la sierra de la Invernada integrada por las unidades paleozoicas antes mencionadas junto con sedimentitas terciarias.

## SEDIMENTACIÓN Y GEOMORFOLOGÍA PEDEMONTANA EN LAS NACIENTES DEL RÍO JÁCHAL

Las nacientes del río Jáchal y sus valles

tributarios constituyen un excelente ejemplo para el estudio detallado de los procesos sedimentológicos del ambiente de piedemonte y las geoformas resultantes, de hecho estos depósitos representan alrededor del 80% de su superficie total de las cuencas. Es importante destacar que existe una mayor variedad de depósitos de piedemonte que la frecuentemente asumida. En la figura 4 se resumen la terminología seguida en este trabajo para este tipo de acumulaciones en ambientes áridos y semiáridos como el aquí analizado. Como allí puede verse, son los depósitos de talud los de mayor pendiente mostrando radios menores a 0,5 kilómetros. Al disminuir la pendiente, el encauzamiento de recurrentes torrentes da como resultado la formación de abanicos coluviales,

los que muestran relativamente alta pendiente (35° a 15°) y radios de hasta 1,5 kilómetros (comúnmente menor que 0,5 km). Por último, los sistemas río colector-conoide tienen características fisiográficas similares a abanicos aluviales, en particular a aquellos dominados por flujos de detritos (véase Blair y McPearson 1994). Sin embargo, a diferencia de los abanicos clásicos, el sistema alimentador es de extensión muy limitada y su radio es considerablemente menor. Por lo tanto es conveniente, en opinión de los autores, separar al ambiente río colector-conoide de los verdaderos abanicos, ya que entre ellos existen diferencias genéticas, morfológicas y de depósito. Con respecto al primer punto los abanicos aluviales se depositan debido a la falta de competen-



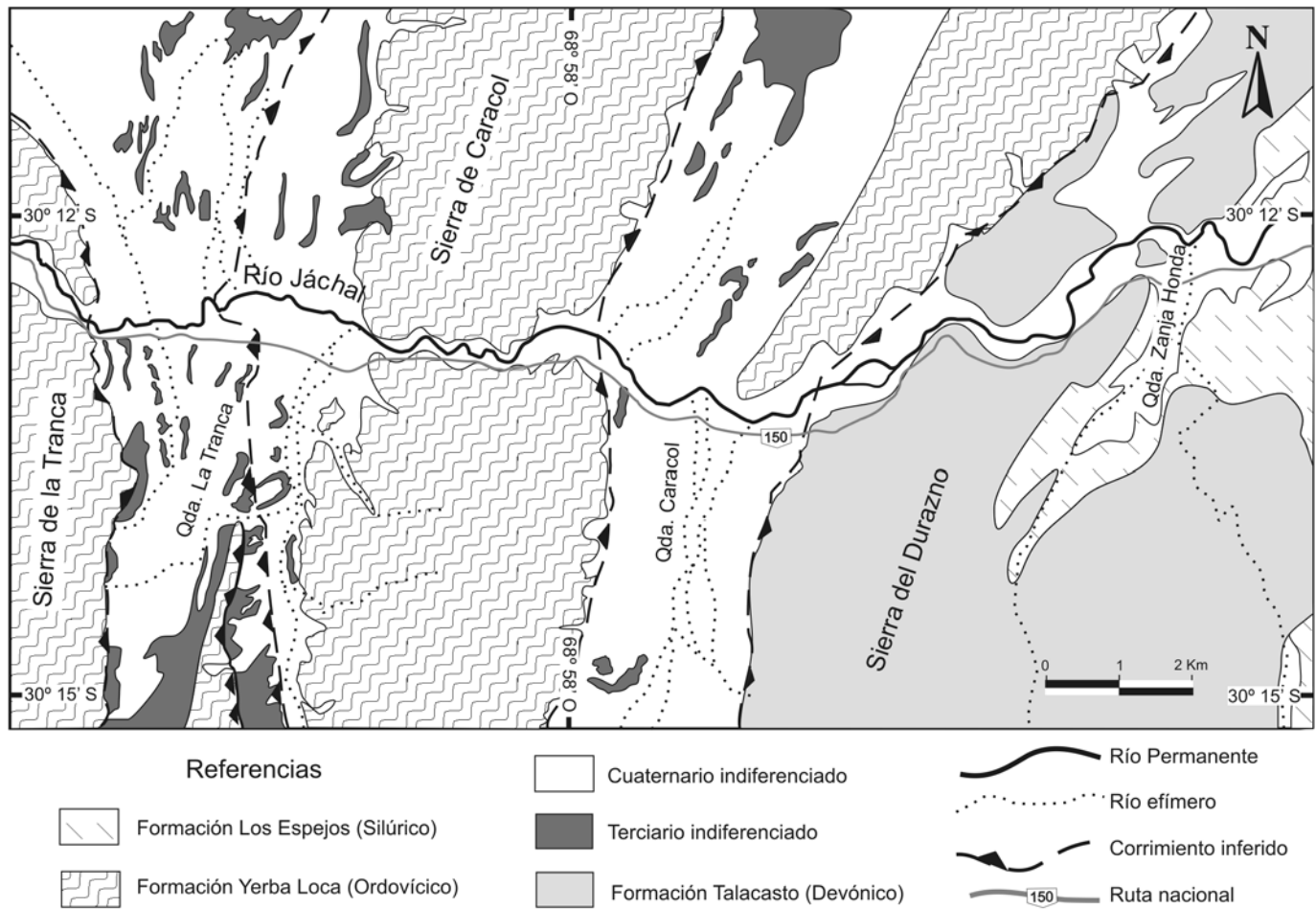


Figura 2: Mapa geológico del tramo superior del río Jáchal.

cia y pérdida de confinamiento cuando un curso emerge del frente montañoso, lo que produce un depósito con dispersión radial (Blair y McPherson 1994). Por el contrario, en el sistema río colector-conoide los canales fluviales drenan en forma paralela el frente de montaña y la generación o no del conoide en sus desembocaduras depende de la eficiencia de los sistemas receptores para transportar el sedimento volcado al curso fluvial (véanse Suriano y Limarino 2005 y 2006).

Desde el punto de vista geomorfológico también existen algunas diferencias entre el sistema de río colector-conoide y el resto de los ambientes pedemontanos. La pendiente mínima del sistema río colector-conoide es de aproximadamente  $3^\circ$ , mientras que las pendientes máximas (registradas en el área en estudio) se aproximan a los  $4^\circ$  (pendientes calculadas a par-

tir del modelo de elevación digital de la *Shuttle Radar Topographic Mission*, 2003). Estos valores resultan menores que aquellos medidos para taludes y abanicos coluviales (Fig. 4) y, si bien se encuentran en el rango de los citados para abanicos aluviales, nunca alcanzan los valores mínimos de éstos (hasta  $1^\circ$  Bilkra y Nemeč 1998). Los depósitos del sistema río colector-conoide están mayormente compuestos por brechas y muestran una composición marcadamente monolitológica, rasgos que derivan del escaso transporte sufrido por los sedimentos que se depositan principalmente a través de distintos tipos de flujos gravitatorios. En los modelos clásicos de abanicos aluviales (Blair y McPherson 1994), si bien existe una importante participación de brechas, la proporción de conglomerados y la mezcla litológica de clastos es, por lo general, mu-

cho mayor que la reportada en el caso de ríos colectores-conoide. Por otro lado la participación de flujos gravitatorios es sólo importante en las partes proximales de los abanicos aluviales.

Otra de las geoformas de piedemonte, que fue descrita por Smith (2000), corresponde a los piedemontes dominados por flujos canalizados, también llamados pendientes aluviales (*alluvial slope*, Smith 2000). Son sistemas pedemontanos caracterizados por canales confinados y paralelos que no exhiben el clásico diseño de abanico. Estas geoformas no fueron reconocidas dentro del río Jáchal, debido a que son comunes en piedemontes maduros, amplios y de baja pendiente (véase área de Gualilán).

Siguiendo la terminología de la figura 4, y de acuerdo a sus características morfológicas y sedimentológicas, tres principales

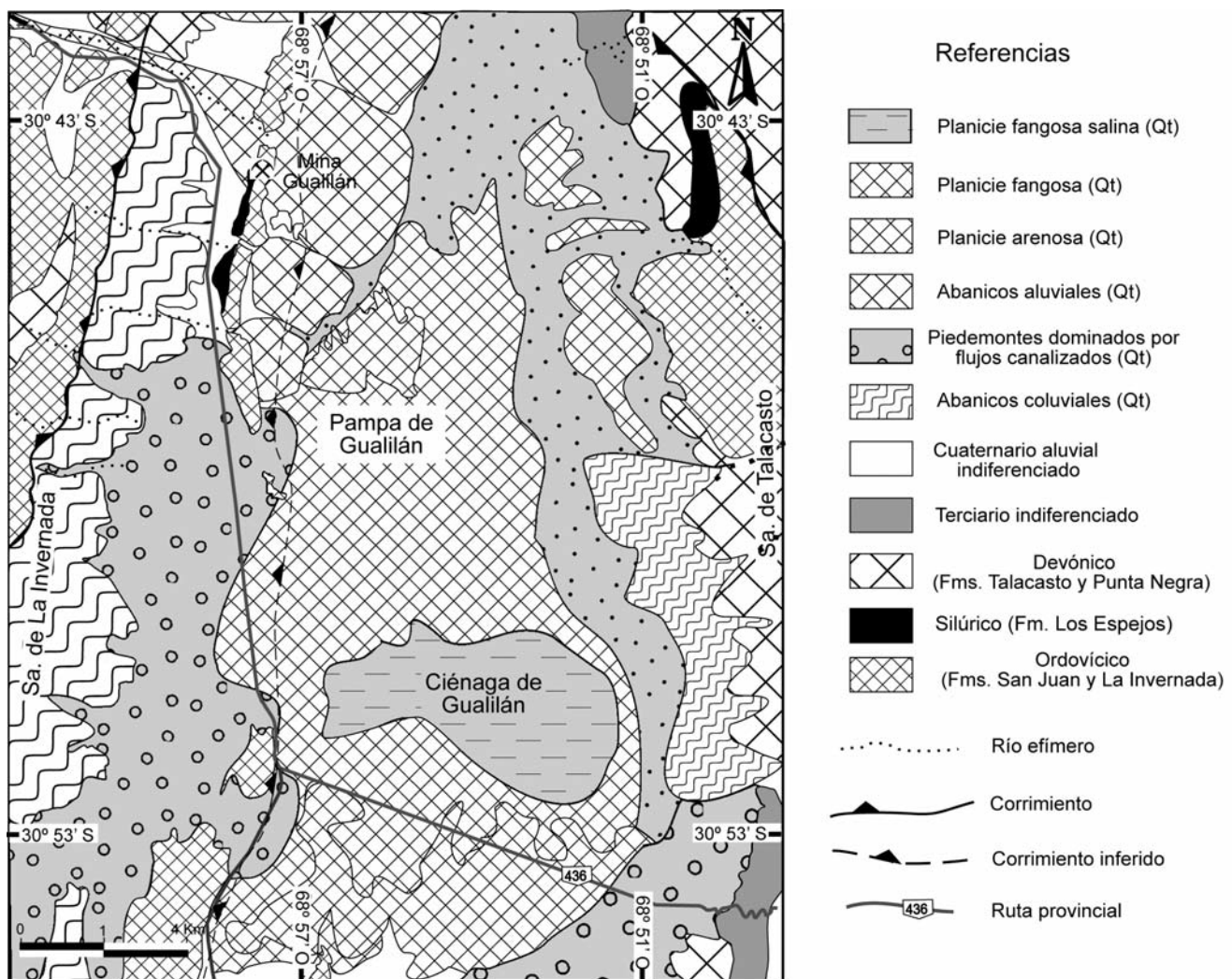


Figura 3: Mapa geológico del área de pampa de Gualilán.

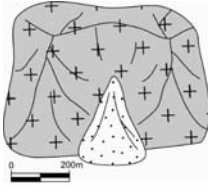
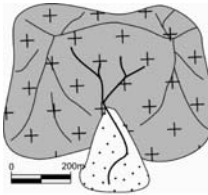
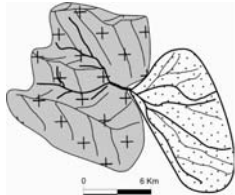
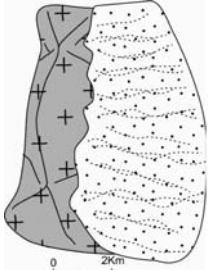
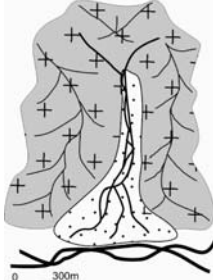
tipos de depósitos fueron identificados dentro del piedemonte del río Jáchal y sus tributarios y del área de pampa de Gualilán: 1) taludes, 2) abanicos coluviales y 3) sistemas río colector-conoide. La morfología, característica del depósito y procesos formadores de cada uno de ellos son discutidos a continuación.

### Taludes

Los taludes, también llamados conos de deyección o pendiente de pedregal (*scree slope*; Strahler y Strahler 1987), son geomorfológicamente definidos como los depósitos con forma de cono, generados al pie de una escarpa, formados mayormente por sedimentos gruesos, inmaduros y pobremente estratificados liberados desde la pared rocosa por efecto de la mete-

orización (Thornbury 1969, Strahler 1970, Strahler y Strahler 1987, etc.). Los términos manto de talud (*talus sheet*) o pendientes de talud (*talus slopes*) se utilizan para describir a la coalescencia de conos (véase Strahler y Strahler 1987). En lo que respecta a los procesos formadores de taludes no existe un acuerdo generalizado, ya que mientras algunos autores los consideran exclusivamente formados por caída de roca (Strahler 1970, Thornbury 1969), otros contemplan también la participación de flujos granulares y de detritos (Bertran *et al.* 1997, Pérez 1998). Los taludes aquí estudiados poseen radios menores a 0,5 kilómetros (Fig. 5a), pendientes comprendidas entre 20° - 35° y perfiles rectilíneos. En este caso la diferencia en el ángulo depositacional estaría

relacionada a la altura de la pared rocosa. Así la pendiente de los taludes es mayor cuando más alta es la diferencia de altura entre la cúspide de la pared rocosa y el piso del valle. Esta diferencia ha sido notada por autores previos y en algunos casos relacionada al grado de madurez de las geoformas (Ballantyne y Harris 1994). Los depósitos de talud del valle del río Jáchal se encuentran compuestos por cuatro tipos diferentes de brechas (Figs. 4 y 6), las que al distribuirse alternadamente confieren un aspecto estratificado al depósito (Fig. 7a y b). La composición de los clastos en todos los casos es monomítica y corresponde a guijarros y guijones angulosos, de formas tabulares y laminares, de pizarras y filitas verdes derivados de la Formación Yerba Loca. El

	Talud	Abanico coluvial	Abanico aluvial	PDFC	Sistema río colector-conoide	
<b>Ubicación respecto al frente</b>	Ápice en la pendiente	Ápice en la pendiente y base	Ápice en la base	Pendiente	Longitudinal, en el piso del valle intermontano	
<b>Aporte</b>	Pared de roca	Pequeñas cárcavas	Valle importante que incide el	Cursos fluviales frente montañoso	Sistemas entrelazados pequeños y efimeros	
<b>Pendiente</b>	35° (20°)	Hasta 35° en el ápice 20° a 15° en el pie	Raramente > 10-15° en el ápice, comúnmente <1-5° en la base	2° a 3°	3° - 4°	
<b>Radio/Longitud</b>	< 0.5 Km mayor que 1,5 Km)	< 0,5 Km (raramente	Comúnmente >10 Km (>100 Km)	4 - 6 Km	Conoide 1 a 1,5 Km Long. total > 5 Km	
<b>Litofacies</b>	Bsl, Bsi, Bsm, Bcl	Bmm, Bcg, Asm, Bsm, Bcm, Fm, Bsi, Bsl	Bmm, Bml, Bcp, Bcm, Fm	Bcm, Bch, Bcp, SGm, SGp	Bmm, Bml, Bcm, Fm, FGm, Bcm, Bcg, Bcp	
<b>Procesos</b>	<b>Caída de roca</b>	++	++			
	<b>Desliz. de detritos secos</b>	++++	++			
	<b>F. hiperconc.</b>	+	++++	++		++++
	<b>Flujos fluidos</b>		++	++	++++	++
<b>Geoforma</b>						

**Figura 4:** Nomenclatura y principales características de las geoformas reconocidas en los piedemontes de climas áridos. Nomenclatura y principales características de las geoformas reconocidas en los piedemontes de climas áridos.

primer tipo de brecha es clasto-soportada, sin o con cantidades exigüas de matriz pelítica, posee fragmentos de hasta 10 cm. de diámetro máximo y una bien desarrollada imbricación de alto ángulo de clastos (Bsi, Fig. 7a). Los estratos son lenticulares mostrando continuidad lateral métrica y bancos con espesores variables entre 10 y 25 centímetros. Un segundo tipo corresponde a brechas clasto-soportadas sin matriz, los clastos poseen hasta 15 centímetros y muestran su eje mayor paralelo a los planos de estratificación, lo que le confiere una fábrica planar (Bsl, Fig. 7b). Los bancos son lentiformes y alcanzan espesores máximos de hasta 20 centímetros. En proporción minoritaria aparecen lentes de brechas clasto-soportadas sin matriz y con fábrica caótica (litofacies Bsm). La última litofacies corresponde a parabrechas con fábrica planar, clasto-soportadas, que muestran variable porcentaje de matriz fango-

sa (Bcl, Fig. 7b).

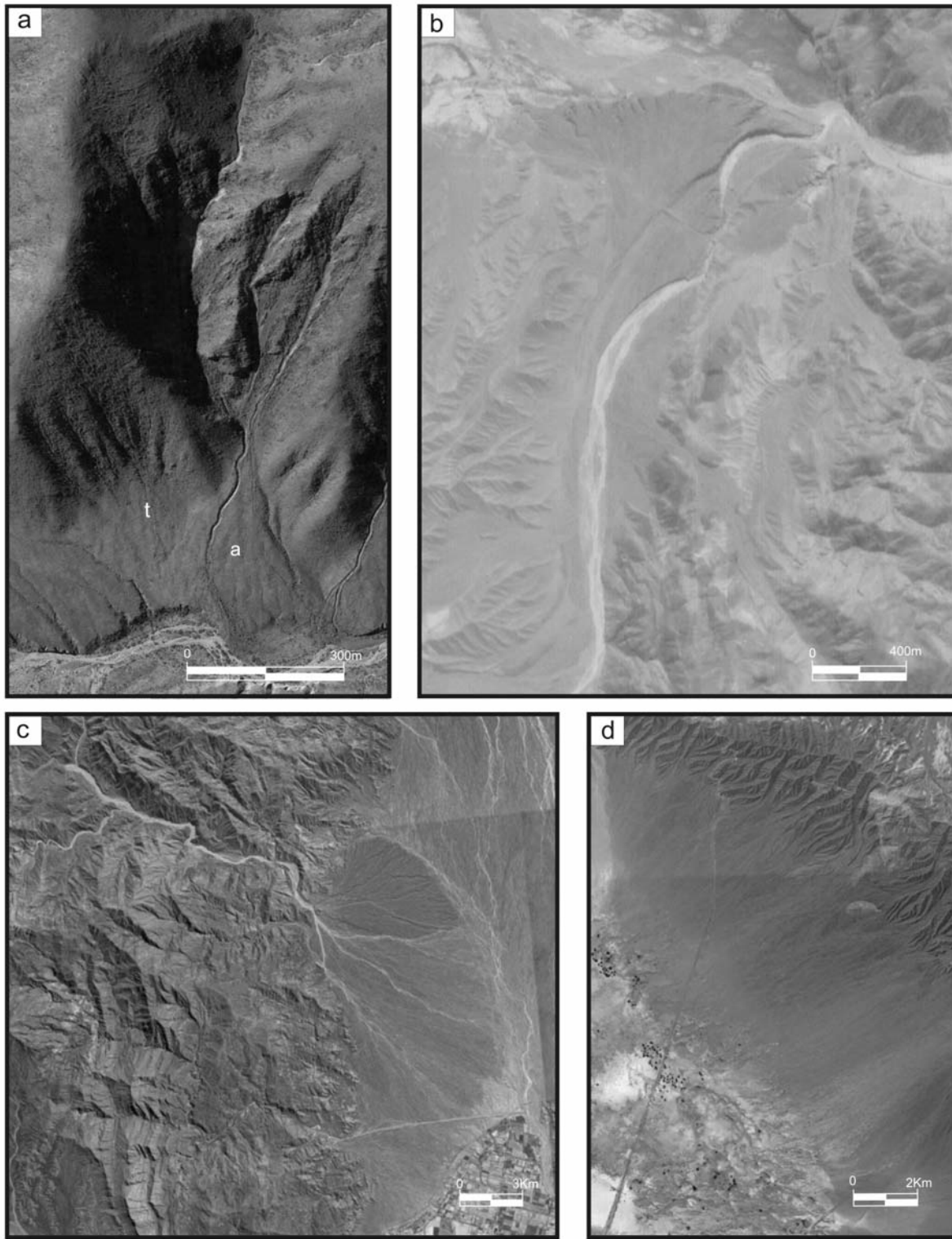
Las cuatro litofacies descritas aparecen genéticamente relacionadas y resultan de distintos tipos de flujos de gravedad. Así la litofacies Bsl es aquí interpretada como el resultado de deslizamiento de detritos secos (*dry debris slides*, Pérez 1998) comparables con los flujos de granos secos (*dry grain flows*) descritos por Bertran *et al.* (1997) y van Steijn *et al.* (2002) y los pequeños deslizamientos de talud (*small talus slides*) de Rapp (1960). Lo dicho se fundamenta en la falta de matriz intersticial, el carácter anguloso y monométrico de los clastos, la ausencia de estructuras de corriente y la fábrica planar que muestra el depósito. Este tipo de flujos refleja el transporte masivo de detritos pendiente abajo como respuesta a fenómenos de desestabilización de la pendiente. Debido a la forma predominantemente laminar que muestran los clastos de la Formación Yerba Loca, el deslizamiento produce una

fábrica orientada con el plano de máxima proyección de clastos paralelo a la superficie de deslizamiento (Bsl).

Al producirse la desaceleración del deslizamiento de detritos seco se desarrolla una fábrica desorganizada, brechas clasto-soportadas sin matriz y con fábrica caótica (Bsm), que corresponde a la cabeza del flujo. La imbricación de alto ángulo que muestran los clastos de la litofacies Bsi, se encuentra vinculada al apilamiento de clastos contra los depósitos de la cabeza del flujo una vez que este se detiene.

La figura 8a sintetiza los procesos arriba descritos, como allí puede verse al dispartarse el deslizamiento los detritos acumulados en la parte superior de la pendiente serían removilizados en forma seca y sin mediar (o con muy escasa) matriz intersticial. Este proceso originaría mayormente brechas con fábrica planar (Bsl) que desarrollan imbricación de clastos (Bsi) sólo en las proximidades de la





**Figura 5:** Fotografías aéreas de los ambientes pedemontanos reconocidos en el área de trabajo, a) Abanico coluvial (a) y talud (t); b) Sistema río colector-conoide; c) Abanico aluvial, d) Piedemonte dominado por flujos canalizados.

cabeza de flujo donde predominan las brechas con fábrica caótica (Bsm). Más allá del modelo propuesto en la figura 8a no debería descartarse que al menos parte de las brechas del tipo Bsm, en particular las que incluyen clastos de ma-

yor tamaño, representen depósitos de caídas de rocas en los que no se ha producido deslizamiento masivo de detritos (Fig. 8b).

En lo que se refiere al origen de las brechas clasto-soportadas con contenido va-

riable de matriz (Bcl) sugiere que su formación resultaría de flujos con mayor participación de agua y material fino intersticial que Bsl. Aunque Bcl podría ser caracterizado como flujos de detritos cohesivos debido a su fábrica y matriz pelí-

Litofacies	Descripción	Interpretación	Presencia			
			1	2	3	4
<b>Bsi</b>	Brechas sin matriz clasto-soportadas imbricadas	Deslizamiento de detritos seco	X	X		
<b>Bsl</b>	Brechas sin matriz clasto-soportadas fábrica planar	Deslizamiento de detritos seco	X	X		
<b>Bsm</b>	Brechas sin matriz clasto-sopotadas macizas	Deslizamiento de detritos seco / caída de roca/ Deposición en masa	X	X	/	/
<b>Bcl</b>	Brechas clasto-soportadas fábrica planar	Deslizamiento de detritos	X			
<b>Asm</b>	Aglomerados sin matriz clasto-soportados macizos	Caída de roca		X		
<b>Bmm</b>	Brechas matriz-soportadas macizas	Flujo hiperconcentrado cohesivo	X	X	/	
<b>Bml</b>	Brechas matriz-soportadas fábrica planar	Flujo hiperconcentrado cohesivo			X	
<b>Bcm</b>	Brechas clasto-soportadas macizas	Flujo fluido	X	X	X	X
<b>Bch</b>	Brechas clasto-soportadas estrat. horizontal	Flujo fluido, migración de barras longitudinales				X
<b>Bcg1</b>	Brechas clasto-soportadas con gradación inversa	Flujo hiperconcentrado no cohesivo			X	
<b>Bcg2</b>	Brechas clasto-soportadas con gradación normal	Flujo fluido			X	
<b>Bci</b>	Brechas clasto-soportadas imbricadas	Flujo fluido			X	
<b>Bcp</b>	Brechas clasto-soportadas entrecruzadas	Flujo fluido, migración de barras transversales			/	X
<b>SGm</b>	Areniscas guijarrosas macizas	Deposición en masa				/
<b>SGp</b>	Areniscas guijarrosas entrecruzadas	Flujo fluido, migración de megaóndulas de crestas rectas				/
<b>Sm</b>	Areniscas macizas	Deposición en masa				/
<b>FGm</b>	Fangolitas guijarrosas macizas	Flujo fluido y decantación	X	/		
<b>Fl</b>	Fangolitas laminadas	Decantación			/	
<b>Fm</b>	Fangolitas macizas	Decantación			/	

**Figura 6:** Código de litofacies utilizado en este trabajo (modificado de Miall 1996), interpretación y presencia de las mismas en los distintos ambientes reconocidos. 1) taludes, 2) abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad, 3) abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, 4) piedemontes dominados por flujos canalizados, 5) sistema río colector-conoide. La cruz señala las litofacies con presencia abundante y la barra con presencia frecuente dentro de los depósitos.

tica (Nemec y Steel 1984 y Miall 1996), la fábrica clasto-soportadas indicaría que la fuerza de matriz no jugó un papel dominante durante el transporte. Es quizás más plausible que las acumulaciones aquí descritas resulten de flujos similares a los que dieron origen a la litofacies Bsl pero con mayor participación de agua en su desarrollo.

### Abanicos coluviales

Los abanicos coluviales (Bilkra y Nemec 1998) constituyen un ambiente de deposición intermedio entre los taludes y los abanicos aluviales. Aunque el término

abanico aluvial ha sido utilizado por algunos autores en sentido muy amplio, para todas las geoformas semicónicas que se encuentran a lo largo de los piedemontes montañosos, en este trabajo es seguido el criterio de Bilkra y Nemec (1998) quienes distinguen a los abanicos coluviales de los aluviales y de los taludes.

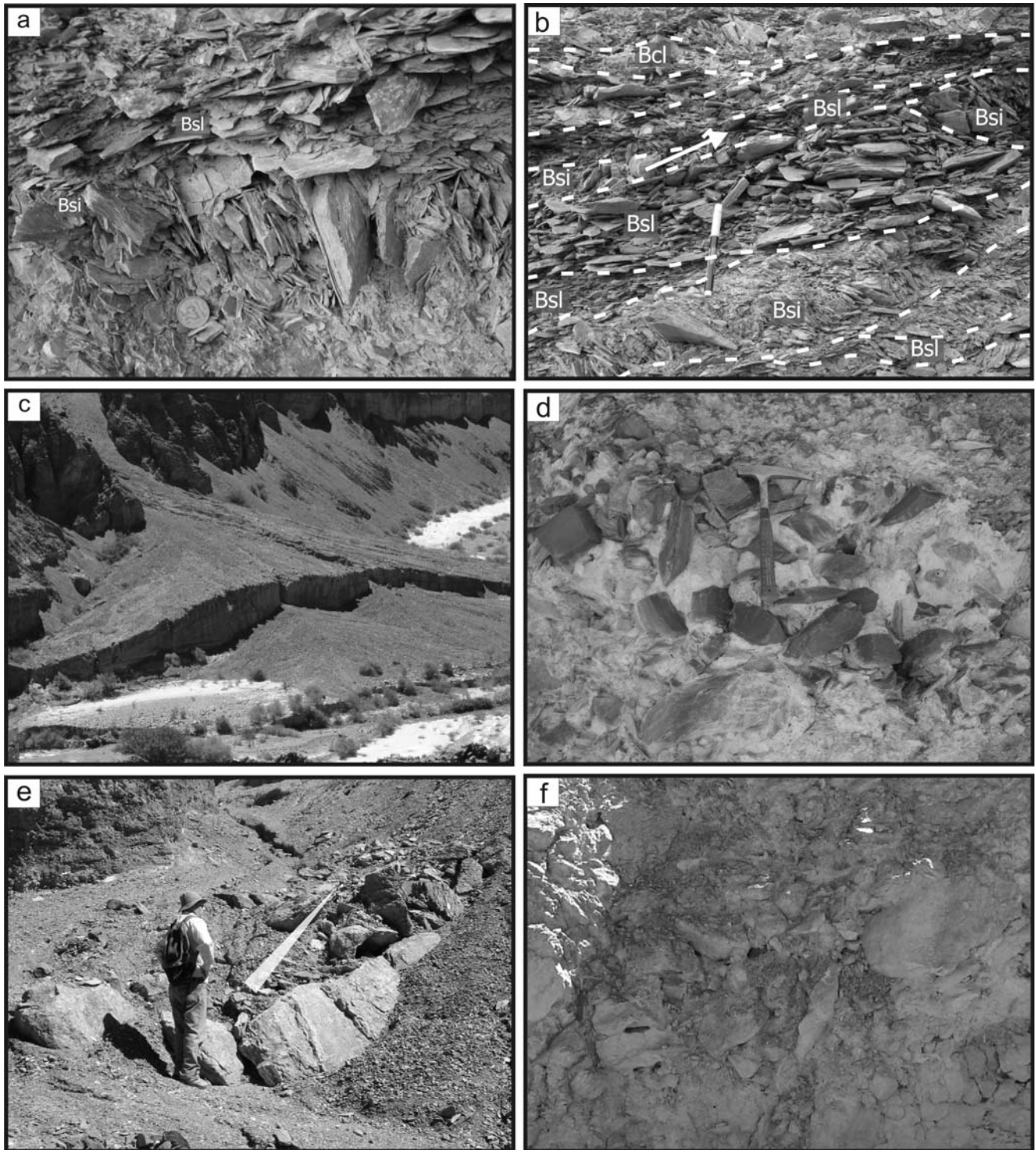
Los abanicos coluviales son conos relativamente pequeños y empinados que se diferencian de los taludes por su menor pendiente y mayor participación de facies fluidas en sus depósitos (Bilkra y Nemec 1998, Fig. 4). Por otro lado, difieren de los abanicos aluviales en su génesis, mor-

fología y mecanismos de transporte y deposición. En lo que respecta al primer punto, los abanicos coluviales se forman a la salida de pequeñas cárcavas o canales de reducida longitud, mientras que los abanicos aluviales derivan de cursos fluviales que drenan áreas positivas mucho más extensas. El perfil longitudinal de los abanicos coluviales posee pendientes que varían entre 35 a 45° en el ápice y entre 15° a 20° en el pie, mucho mayores a las asociadas a abanicos aluviales. El radio promedio de estas geoformas es de 0,5 km. y raramente excede los 1,5 km (Fig. 4 y 5a), estos valores son claramente diferentes a los hallados en abanicos aluviales que poseen radios por lo general mayores a 5 kilómetros (Blair y McPherson 1994) y ocasionalmente llegan a más de 100 kilómetros (Bilkra y Nemec 1998). A las diferencias geomorfológicas se suman diferencias substanciales en los procesos de formación. Los flujos de detritos son el principal mecanismo de transporte y deposición dentro de los abanicos coluviales (Fig. 6), los que incluso pueden mostrar significativas proporciones de depósitos de caída de rocas. En contraposición, en los abanicos aluviales si bien los flujos de detritos pueden ser comunes, se encuentran por lo general circunscriptos sólo a la parte proximal, por lo que los flujos fluidos claramente predominan cuando se analiza al abanico aluvial en su conjunto.

Depósitos semejantes a abanicos coluviales han sido denominados como conos de detritos (*debris cone*, Ballantyne 2002 y Watanabe *et al.* 1998), conos de flujos de detritos (*debris flow cone*, Watanabe *et al.* 1998) y como *avalanche boulder tongues* por Jomelli y Francou (2000).

Teniendo en cuenta la naturaleza de los depósitos de los abanicos coluviales examinados en este trabajo, se han diferenciado dos tipos, aquellos dominados por flujos de gravedad y los dominados por flujos fluidos. Debe entenderse que los dos tipos mencionados representan los casos extremos de una gradación continua.





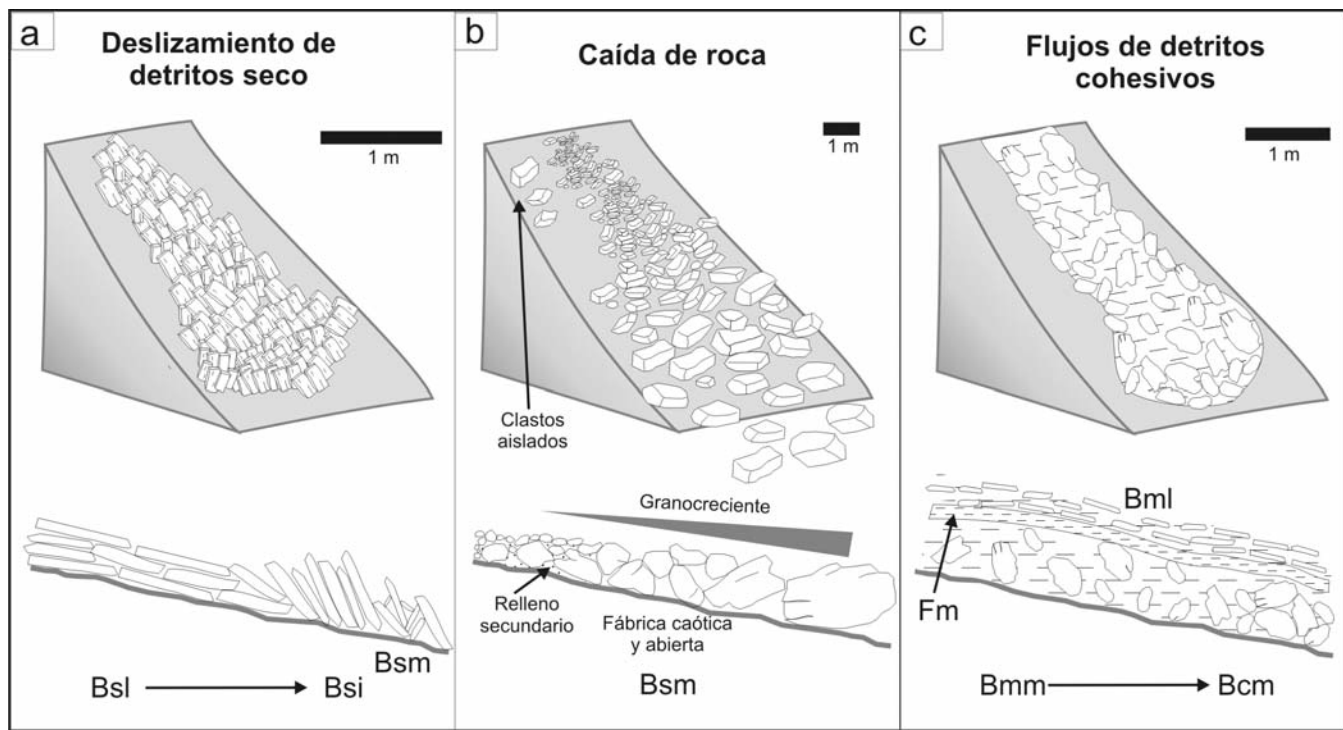
**Figura 7:** a) Litofacies Bsl, en depósitos de talud; b) Litofacies Bsl, Bsl y Bsm en depósitos de talud; c) Vista general de un abanico coluvial con la base erosionada; d) Litofacies Bmm en depósitos de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad; e) Caída de roca actual; f) Litofacies Asm en depósitos de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad.

**Abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad**

Estos corresponden a los de mayor pendiente (35° a 40°) y menor radio. Se han

reconocido en sus depósitos siete litofacies, todas ellas formadas por brechas, con clastos de procedencia local y bancos predominantemente macizos. La estratifica-

ción refleja fuertemente la morfología externa de los abanicos, por lo que los bancos pertenecientes a cada uno de los flancos del mismo aparecen en algunos



**Figura 8:** Diagrama de los principales procesos sedimentarios reconocidos en el área de piedemonte analizada. a) Deslizamientos de detritos secos; b) Caída de roca; c) Flujos de detritos cohesivos.

casos fuertemente inclinados en sentidos opuestos (hasta 20°, Fig. 7c).

Los depósitos de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad se encuentran en su totalidad formados por brechas, dentro de las cuales dos grandes grupos pueden ser identificados. Por un lado las brechas clasto o matriz-soportadas con porcentajes de matriz fangosa superior al 5% (Bmm, Acm, Bcg1 y FGm, Fig. 6), que son las más importante cuantitativamente. Un segundo conjunto corresponde a brechas en las cuales la matriz está ausente o en proporciones exigüas (Bsm, Bsi y Bsl, Fig. 6).

La litofacies más abundante, que conforma hasta un 50% de los depósitos, corresponde a brechas matriz-soportadas macizas (Bmm, Fig. 7d), de color gris verdoso. Los fenoclastos son angulosos y muy mal seleccionados, alcanzan hasta 0,5 m. de diámetro máximo y flotan en una matriz fangosa siendo la relación clasto/matriz muy variable entre 20% y 60%. Este tipo de brechas se estratifica en bancos con bases irregulares de hasta 0,7 m. de potencia. Sin embargo, en algunos casos las brechas macizas pueden

formar niveles de hasta 2 m. de espesor, los que resultan de la amalgamación de sucesivos bancos brechosos. Asociado lateralmente se encuentran concentraciones de clastos formando brechas macizas con menor porcentaje de matriz (Bcm). En el tope de los depósitos de brechas matriz-soportadas macizas (Bmm) aparecen fangolitas guijarrosas macizas (FGm), las que son más abundantes en el sector distal del abanico coluvial. Este tipo de depósitos conforma niveles centimétricos de geometría tabular.

Algunos abanicos coluviales muestran una significativa participación de parabrechas, clasto-soportadas que poseen una fábrica planar grosera, con clastos imbricados localizados y que muestran una moderada gradación inversa (Bcg1). En estos casos, el porcentaje de matriz limosa varía entre el 5% y 15%, alcanzando los fenoclastos hasta 10 cm. de diámetro máximo predominando las formas tabulares y planares de bordes angulosos y subangulosos. Los bancos son de geometría mayormente lentiforme y espesores de pocos decímetros, frecuentemente se apilan formando unidades de hasta 1 me-

tro de espesor, en algunos casos separados por superficies ligeramente erosivas. Íntimamente asociados a los depósitos arriba descritos, aunque de mucha menor importancia cuantitativa, se encuentran lentes de brechas clasto-soportadas macizas con escasa participación de matriz (Bsm). Esta unidad se caracteriza por formar bancos lenticulares (de hasta 0,30 m de potencia), poseer fábrica desordenada y moderada selección, alcanzando los fenoclastos diámetros de hasta 20 centímetros.

También de fábrica maciza y con exiguo porcentaje de matriz se encuentran bancos de aglomerados clasto-soportadas con fábrica caótica y abierta (Asm). Se distingue de las anteriores debido a la muy mala selección granulométrica de fenoclastos, los que varían en diámetro máximo entre pocos centímetros a 1,5 metros (Fig. 7e y f). Conforman bancos lentiformes, de hasta 2 m de potencia, de base plana no erosiva e internamente macizos.

El resto de las litofacies reconocidas en este tipo de abanicos coluviales corresponden a brechas clasto-soportadas con



fábrica imbricada (Bsi) y planar (Bsl) cuyas características e interpretación son similares a las descritas en los depósitos de talud.

Teniendo en cuenta el carácter fangoso de la matriz, la fábrica matriz-soportada y el aspecto macizo del depósito, se asocia a la litofacies Bmm a flujos de detritos cohesivos (Nemec y Steel 1984) o flujos de barro (*Mudflow*, Lowe 1982). En forma similar, las acumulaciones de fangolitas guijarrosas (FGm) son también interpretadas como generadas por torrentes de barro, pero en este caso durante los estados de menor energía. En la figura 8c se presenta un modelo conceptual que vincula a flujos fangosos a las litofacies consideradas.

Debido a la tendencia de la litofacies Bcg1 a conformar unidades con gradación inversa y la existencia de algunas superficies erosivas se interpreta como generada en condiciones hidrodinámicas intermedias entre flujos hiperconcentrados no cohesivos y fluidos. Depósitos transicionales entre flujos hiperconcentrados no cohesivos y fluidos pueden ser explicados teniendo en cuenta la alta pendiente de los abanicos coluviales y la alta disponibilidad de sedimento susceptible de ser transportado. Aguas abajo los depósitos de brechas clasto-soportadas gradadas pasan a brechas macizas, con cantidades exiguas de matriz (Bsm) en bancos lenticulares, que resultarían depósitos de tamiz, debido a su fábrica abierta y desordenada y geometría lenticular; correspondiendo a los lóbulos más distales de estos depósitos.

Por último, la litofacies de aglomerados clasto-soportadas, con fábrica caótica y con exiguo contenido de matriz (Asm), pero que se presentan en bancos más espesos y con mayor tamaño de grano y peor selección que las anteriormente citadas es interpretada como formada por caída de rocas (*Rockfall*, Bilkra y Nemec 1998).

#### **Abanicos coluviales dominados por flujos fluidos**

Estos recuerdan a los depósitos de pen-

diente estratificada (*stratified slope*) descritos por Gardner *et al.* (1991), van Steijn y Héту (1997) y Eaton *et al.* (2003). Sin embargo las "pendientes estratificadas" se refieren a una amplia categoría de sedimentos depositados a la largo de las pendientes, en las cuales las unidades estratigráficas están diferenciadas por selección, tamaño de grano, y/u orientación de las partículas (Gardner *et al.* 1991).

Debido a la mayor participación de flujos fluidos, estos abanicos coluviales son los de menor pendiente y mayor radio de los aquí estudiados. Los depósitos aquí tratados se encuentran formados por lentes amalgamadas, limitados en su base por una superficie erosiva de alto relieve (Fig. 9a). Internamente, están rellenos por capas centimétricas de brechas clasto y matriz-soportadas macizas (Bmm y Bcm, Figs. 6, 9a y b). A diferencia de los abanicos coluviales dominados por flujos densos, los considerados en esta sección son de grano más fino (diámetro máximo de 2 cm), mejor seleccionados y conforman bancos más delgados.

Las brechas matriz-soportadas macizas (Bmm) se disponen conformando capas de hasta 5 cm de espesor, en las que la base es no erosiva. Los clastos, de procedencia local pertenecen a las sedimentitas paleozoicas de las formaciones Talacasto y Los Espejos, muestran diámetros de hasta 0,5 cm y se encuentran inmersos en una matriz pelítica que en general no supera el 10%. Por su parte las brechas clasto-soportadas (Bcm), conforman capas de hasta 8 cm de espesor, pero en este caso las bases son fuertemente erosivas, el diámetro medio de los clastos es mayor (hasta 3 cm) y aunque son predominantemente macizos en algunos casos muestran una fábrica gradada imperfecta (Figs. 9a y b).

La arquitectura de los depósitos y la asociación de litofacies indican que este tipo de abanico coluvial está caracterizado por la rápida avulsión de canales, colmatados por depósitos resultantes de la alternancia de flujos fluidos y densos. Sin embargo, durante la mayor parte del tiempo los abanicos coluviales permanecen

inactivos.

Los canales serían labrados luego de lluvias extraordinarias y su relleno rítmico revela diferentes variaciones hidrodinámicas durante las crecientes. En este sentido, las brechas clasto-soportadas, generalmente macizas y en algunos casos gradadas, resultaron probablemente de la acción de flujos fluidos, que a juzgar por su mayor tamaño de grano (cuando se los compara con Bmm) y el carácter erosivo de la base de cada capa, corresponderían a estadios de alta descarga durante las crecientes. Por el contrario, las brechas matriz-soportadas, de menor tamaño de grano, contactos planos y matriz fangosa, son aquí interpretadas como correspondientes a "colas de crecientes" donde se desarrollan flujos densos de baja velocidad.

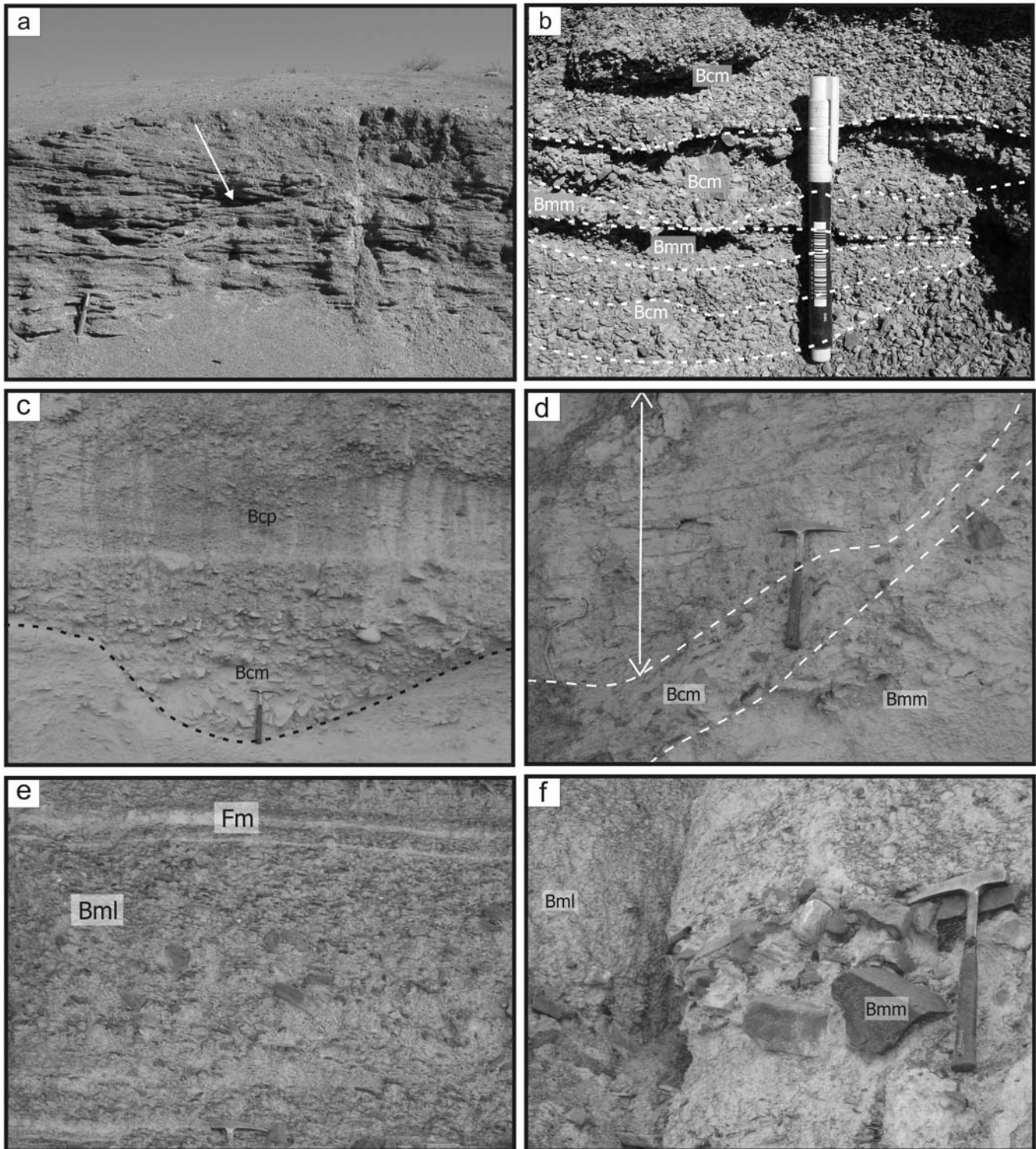
#### **Sistema río colector-conoide**

Se incluyen en esta categoría los depósitos resultantes de cursos fluviales que drenan longitudinalmente los valles intramontanos de La Tranca, Caracol y Zanja Honda; los que al alcanzar el valle del río Jáchal forman prominentes conoides (Fig. 4), asociados lateralmente a depósitos lagunares de endicamiento ya descritos por Busquets *et al.* (2002) y Suriano y Limarino (2005). El ambiente de conoide ha recibido el nombre de cono aluvial o de cono de deyección (López *et al.* 2003, García-Ruiz *et al.* 2004) y en algunos casos fueron también descritos como abanicos aluviales.

El sistema río colector-conoide posee pendientes totales mínimas de casi 3°, mientras que las pendientes máximas no llegan a 4°; siendo así mucho menor su pendiente cuando se la compara con los taludes y abanicos coluviales arriba descritos (Figs. 4 y 5b). Por otro lado, el gradiente del sistema río colector-conoide es menor que el citado para abanicos aluviales en sectores proximales y similar en sectores distales (10° a 15° en el ápice pero sólo 1° a 5° en el pie, Bilkra y Nemec 1998).

Este ambiente puede ser dividido en tres sectores principales: 1) cuenca de captación, 2) sistema colector y 3) conoide (Fig. 10). Dentro de la cuenca de capta-





**Figura 9:** a) Vista general depósitos correspondientes a un abanico coluvial dominado por flujos fluidos, la flecha indica una de las superficies erosivas; b) Litofacies Bmm y Bcm de la asociación de facies de abanicos coluviales dominados por flujos fluidos; c) Litofacies Bcm y Bcp de la asociación de facies de sistemas de río colector-conoide; d) Litofacies de canal y de abandono de canal (flecha) en depósitos de sistemas río colector-conoide; e) Litofacies Bml y Bmm en depósitos de sistemas río colector-conoide; f) Litofacies Bml y Fm en depósitos de sistemas río colector-conoide.

ción pueden presentarse taludes, abanicos coluviales o directamente roca desnuda que aporta, mediante cursos efíme-

ros escasamente jerarquizados, sus sedimentos al río colector.

El sistema colector actúa básicamente

como un medio de transferencia entre la cuenca de captación y el conoide. Consiste en cursos fluviales efímeros, multi-

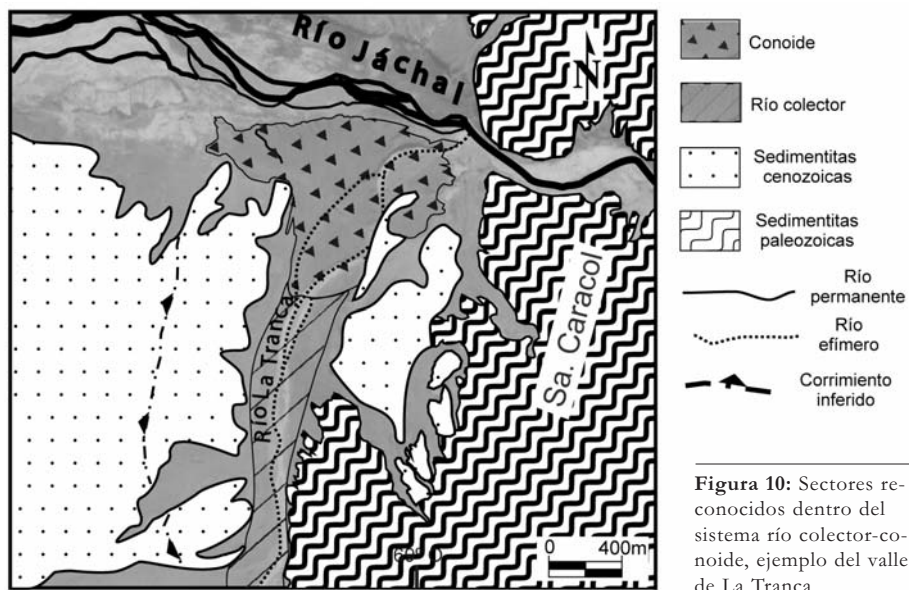


Figura 10: Sectores reconocidos dentro del sistema río colector-conoide, ejemplo del valle de La Tranca.

canalizados, y sujetos a reiterada avulsión que pasan aguas abajo al sistema distributivo del conoide, que alcanzado radios de entre uno y casi 2 kilómetros, se extiende hacia el valle del río Jáchal.

La asociación de facies correspondiente a este sistema se encuentra formada por brechas y en menor medida pelitas y conglomerados. En general los clastos son procedentes de las sedimentitas paleozoicas que conforman las sierras laterales y su litología depende de la geología local, en proporción minoritaria aportan clastos las unidades terciarias aflorantes en los valles.

La asociación de canal (20% a 30% del depósito) está formada por bancos lenticulares de brechas y algunos conglomerados brechosos clasto-soportados, con fragmentos de hasta un metro de diámetro máximo, aunque comúnmente llegan hasta 30 centímetros. Se presentan en bancos macizos, con imbricación de clastos o con gradación normal (litofacies Bcm, Bci y Bcg2, Fig. 6). Con menor frecuencia aparecen parabrechas clasto-soportadas con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Bcp, Fig. 9c) y brechas macizas sin matriz (litofacies Bsm). Finalmente, dentro de algunos canales se encuentran facies de abandono (Fig. 9d), formadas por fangolitas gravosas macizas (FGm) y fangolitas macizas y

laminadas (Fm y Fl).

Dentro de los canales claramente dominan los flujos fluidos, las facies de pisos de canal y núcleos de barras están representados en las litofacies Bcm, Bci, Bcg2 y en los escasos conglomerados brechosos. Las brechas con estratificación entrecruzada fueron depositadas en la cara de sotavento de barras mientras que las brechas sin matriz de las litofacies Bsm son interpretadas como depósitos de tamiz (*sieve deposits*) generados por la rápida infiltración de agua en un sustrato muy poroso. Finalmente, durante la merma de las crecientes y el abandono de los canales fueron formados los niveles de fangolitas gravillosas y posteriormente delgadas cortinas de fango.

La asociación de facies representativa del área intercanal, se encuentra representada mayormente por bancos tabulares de brechas matriz-soportadas con matriz pelítica. Las más abundantes poseen fábrica planar (Bml, Figs. 9e y f), formando aproximadamente el 50% del depósito, con clastos laminares que llegan a medir hasta 15 centímetros. Esta litofacies se presenta en potentes bancos de hasta medio metro de espesor separados por periciones pelíticas de pocos centímetros de espesor (Fm, Fig. 9e).

En forma minoritaria aparecen brechas macizas matriz-soportadas (litofacies

Bmm, Fig. 9f), con alta proporción de matriz fangosa (hasta 50%), que incluyen fenoclastos dispersos de hasta 20 centímetros de diámetro máximo. La última litofacies asociada al área intercanal corresponde a bancos de pelitas limosas blancuecinas, de espesores de decenas de centímetros, geometría fuertemente tabular y gran continuidad lateral.

Las litofacies Bml y Bmm se interpretan como depositadas a partir de flujos de detritos cohesivos (Nemec y Steel 1984) o flujos de barro (*mudflow*, Lowe 1982) debido a su carácter matriz-soportado, su fábrica y la matriz pelítica. Los bancos pelíticos corresponderían a depósitos de llanura de inundación, asociados a la decantación en el área intercanal (Miall 1996).

Un punto que debe ser destacado en estos sistemas, es la mayor participación de depósitos de barras en las cabeceras y la alta participación de facies de flujos hiperconcentrados en el conoide. Estos rasgos distinguen a la asociación aquí estudiada de las típicas acumulaciones de abanicos aluviales, donde los depósitos de flujos hiperconcentrados dominan principalmente en el sector proximal.

## SEDIMENTACIÓN PEDEMONTANA EN LA PAMPA DE GUALILÁN

Con el propósito de comparar la naturaleza de los piedemontes generados en cuencas estrechas y de alta pendiente (río Jáchal) versus aquellos desarrollados en pendientes moderadas a bajas, se reconocieron los distintos ambientes de piedemonte presentes en la pampa de Gualilán. La figura 3 muestra un mapa geológico de la región, como allí puede verse los depósitos pedemontanos forman una extensa bajada que se extiende mediante una red multicanalizada de cursos efímeros hacia el barreal que conforma la parte central de la ciénaga de Gualilán. Dentro de los depósitos de piedemonte, que son los que interesan en el presente trabajo, han sido reconocidas tres ambientes principales: abanicos alu-



viales, abanicos coluviales y piedemontes dominados por flujos canalizados.

Los abanicos aluviales (Fig. 4 y 5c) fueron reconocidos debido su forma semi-cónica, su ubicación, al pie del frente montañoso y a la salida de cursos fluviales de relativa importancia, su radio (1 a 3 Km) y su pendiente (entre 1° y 2,5°), siguiendo la definición de Bilkra y Nemec (1998). Se ubican al pie del tramo norte de la sierra de la Invernada y algunos se encuentran interferidos por las estribaciones más orientales de esta sierra. Están formados por brechas clasto-soportadas con estratificación horizontal y entrecruzada (litofacies Bch y Bcp), y masivas (litofacies Bcm). Las primeras son interpretadas como acumulaciones de barras longitudinales y transversales y las últimas como depósitos de residuo de canal. Por último en menor proporción aparecen brechas matriz-sostenidas con matriz pelítica interpretados como depósitos de flujos hiperconcentrados cohesivos.

Un segundo tipo de depósito corresponde a abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, que muestran sus nacientes en la desembocadura de pequeñas quebradas. Estos conos poseen canales con diseño distributivo, y se extienden con un radio de 1 a 2 km y una pendiente moderada (3 a 5°) hacia el centro del valle. Las características de estos abanicos coluviales son análogas a las descritas en el río Jáchal, aunque poseen mayores radios y menores pendientes. Podría considerarse a estas geoformas como transicionales hacia abanicos aluviales.

### **Piedemontes dominados por flujos canalizados**

Los piedemontes dominados por flujos canalizados (PDFC), también llamados pendientes aluviales (*alluvial slope*, Smith 2000) son sistemas caracterizados por canales confinados y paralelos y áreas de interfluvio o planicies (Figs. 4 y 5d). El dominio de flujos canalizados y el diseño subparalelo de los canales los distingue de los abanicos aluviales.

En esta cuenca las pendientes aluviales

son de tipo gravosas y se desarrollan en dos sectores. El más importante arealmente se encuentra al sureste de la región, en el piedemonte de la sierra de la Invernada (Fig. 3). Esta unidad geomórfica drena rocas paleozoicas correspondientes a las Formaciones La Invernada, San Juan, Talacasto y Punta Negra. Un segundo sector, de reducida extensión areal, se desarrolla al sur-sureste de la pampa de Gualilán correspondiendo al piedemonte de la sierra de la Crucecita, formada principalmente por las sedimentos de la Formación Talacasto. En ambos sectores se reconoce el patrón de drenaje subparalelo, típico de los piedemontes dominados por flujos canalizados, que desciende del frente montañoso con pendientes de entre 2° y casi 4° y se extienden a más de 3 km del frente.

Los canales son muy poco profundos y muestran ancho variable entre 10 y 20 m, por lo que resultan extremadamente pando, algunos de ellos terminan formando depósitos de tamiz (*sieve deposits*), incluso antes de llegar al bolsón. Desde el punto de vista sedimentológico, las escasas exposiciones disponibles revelan que predominan las brechas macizas clasto-soportadas (Bcm), alternando con brechas con estratificación horizontal (Bch) y una mucha menor participación de brechas con estratificación entrecruzada tabular planar (Bcp, Fig. 6). Las dos primeras litofacies se generarían como depósitos residuales de canal o en áreas intercanal durante las crecientes. En lo que respecta a la brechas con estratificación entrecruzada sin dudas corresponden a depósitos de pequeñas barras presentes en los canales. Finalmente, y en proporción limitada, aparecen areniscas guijarrosas macizas (SGm), con estratificación entrecruzada (SGp) y escasas areniscas macizas (Sm).

## **DISCUSIÓN**

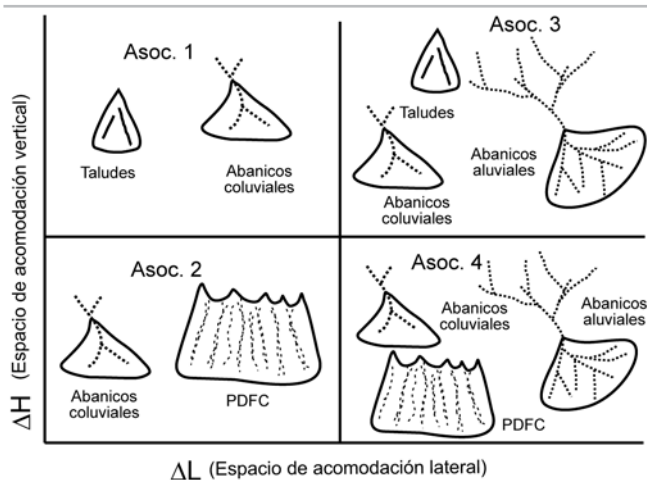
Los abanicos aluviales han sido tradicionalmente asumidos como el arquetipo del ambiente de piedemonte, y por lo tanto sus depósitos largamente citados

en la literatura geológica como las acumulaciones clásicas, y casi excluyentes, en áreas de frentes de montañas. Sin embargo, y como se expone en este trabajo, el sector de piedemonte muestra una mayor complejidad e incluye distintos ambientes que difieren tanto en sus características sedimentológicas como geomorfológicas. Es así como en este trabajo se reconocen seis tipos de ambientes pedemontanos (Fig. 4) que incluyen a depósitos de: 1) taludes, 2) abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad, 3) abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, 4) abanicos aluviales, 5) piedemontes dominados por flujos canalizados y 6) sistemas río colector-conoide.

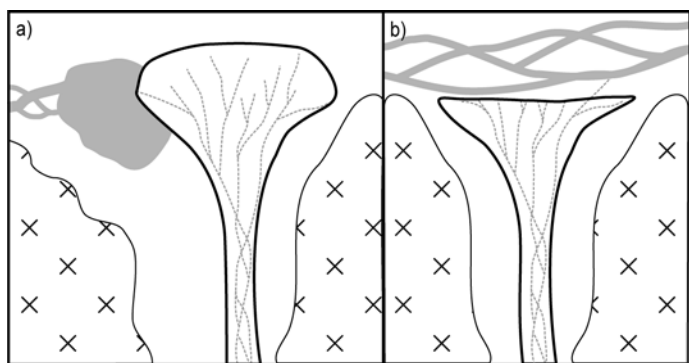
La distribución de estos ambientes en los piedemontes es ampliamente dependiente del espacio de acomodación dentro de la cuenca, el que incluye no solamente la diferencia de altura entre la zona de aporte y nivel de base, sino también la extensión de la misma. En este sentido, los piedemontes desarrollados en los frentes de grandes cadenas montañosas que se prolongan hacia extensas cuencas (p.e. de antepaís, DeCelles y Cavazza 1999 y Damanti 1993), son los que muestran mayor participación de abanicos aluviales y piedemontes dominados por flujos canalizados (Fig. 10). Incluso en ocasiones se produce el desarrollo de mega-abanicos (Damanti 1993). Por el contrario, aquellos formados en cuencas intramontanas estrechas, como es el caso de la de Jáchal, están dominados por taludes, abanicos coluviales y cursos fluviales escasamente jerarquizados que drenan longitudinalmente las cuencas (sistema río colector-conoide).

Un modelo que relaciona la extensión de las cuencas con el espacio de acomodación es mostrado en la figura 11, esta relación permite proponer la existencia de cuatro asociaciones principales de piedemontes. La asociación 1 (Fig. 11) corresponde a cuencas intramontanas de elevada pendiente lo que favorece el desarrollo de taludes y abanicos coluviales dominados por flujos de detritos. Al disminuir la pendiente, siempre dentro de áreas in-





**Figura 11:** Asociaciones de piedemonte propuestas a partir de la relación entre espacio de acomodación vertical y lateral de las cuencas. En los cuadrantes se indican los tipos de depósitos pedemontanos (PDFC indica la existencia de piedemontes dominados por flujos canalizados).



**Figura 12:** Relación entre el sistema río colector-conoide y el de transferencia. Estadios de progradación y endicamiento (A) y erosión (B).

tramontanas, los depósitos de talud se hacen menos importantes y son reemplazados por abanicos coluviales y piedemontes dominados por flujos canalizados (asociación 2). En el caso de los piedemontes desarrollados al frente de cordones montañosos que flanquean extensas cuencas (asociación 3), mostrarán importante participación de abanicos aluviales, aunque también se espera la participación de taludes y abanicos aluviales en los sectores próximos a la cadena montañosa (DeCelles y Cavazza 1999). Es probable que la participación de piedemontes dominados por flujos canalizados se incremente al disminuir la pendiente (asociación 4), como ocurre en los estados de *overflow* de las cuencas de antepaís (Jordan 1995).

Desde el punto de vista geomorfológico, el modelo arriba discutido se verifica dentro de las cuencas intramontanas de la Precordillera. Así, las exposiciones estudiadas en el sector del río Jáchal caracterizado por cuencas de pequeña extensión

y alta pendiente, claramente corresponden a la asociación 1 dominada por taludes y abanicos coluviales. Por el contrario, la cuenca intramontana de la pampa de Gualilán representa la asociación 2, integrada por piedemontes dominados por flujos canalizados, abanicos coluviales dominados por flujos fluidos y, en menor proporción, abanicos aluviales (Fig. 11). Esto último se asocia a que la cuenca, a pesar de ser de carácter intramontano, posee un importante desarrollo lateral. Por otro lado la evolución de los sistemas pedemontanos desarrollados en cuencas intramontanas es altamente dinámica, lo que favorece frecuentes pasajes laterales de facies. Un buen ejemplo de lo dicho es el pasaje de facies lacustres a depósitos intramontanos de grano grueso, como los descrito por Colombo *et al.* (2000) a lo largo del río San Juan y por Suriano y Limarino (2005) en el río Jáchal. Estos últimos autores han demostrado que la formación de los lagos estuvo controlada por la interacción entre el ambiente de

río colector-conoide y el sistema de transferencia que drena transversalmente el área pedemontana (en este caso el río Jáchal). Así, la formación de los lagos se produjo cuando el río Jáchal tuvo una baja eficiencia en el transporte, siendo así endicado por la progradación de los conoides hacia el estrecho valle (Fig. 12a). Por el contrario, cuando el río Jáchal muestra mayor eficiencia en el transporte (vinculado a un aumento en el caudal, Fig. 12b), los ríos colectores vierten sus sedimentos directamente sobre el Jáchal, el que los transporta aguas abajo limitando la progradación de los conoides.

Desde el punto de vista estratigráfico, el estudio de las cuencas intramontanas, y en particular sus piedemontes, es crítico no solo para entender en el registro geológico la evolución de estas pequeñas cuencas, sino también para la correcta interpretación de la progradación de cuñas clásticas dentro de las cuencas mayores desarrolladas fuera del área montañosa. Un buen ejemplo de lo dicho se puede observar en las cuencas de antepaís de la Precordillera. Allí las pequeñas cuencas intramontanas cuaternarias corresponden a depocentros de *piggyback*, que de no mediar un sistema de transferencia eficiente almacenan significativos volúmenes de sedimentos de piedemonte. Cuando las condiciones cambian, por aumento en la eficiencia del sistema de transporte o por un incremento en la subsidencia del antepaís, las cuencas intramontanas de *piggyback* son erosionadas y transfieren sus sedimentos hacia la cuenca de antepaís. En otras palabras, las cuencas intramontanas actúan como verdaderos reservorios clásticos (dominados por sedimentos de piedemonte) de las cuencas mayores desarrolladas al frente de las cadenas montañosas.

## CONCLUSIONES

La información obtenida en este trabajo permite arribar a las siguientes conclusiones:

- Los sistemas de piedemonte muestran una mucho mayor complejidad que la co-

rientemente supuesta. De hecho, se reconocen seis ambientes de piedemonte principales en los valles intramontanos del río Jáchal y de la pampa de Gualilán: 1) taludes, 2) abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad, 3) abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, 4) sistemas río colector-conoide, 5) piedemontes dominados por flujos canalizados y 6) abanicos aluviales.

- Los depósitos de talud se encuentran dominados por distintos tipos de brechas, por lo general de fábrica clasto-soportada, las que resultan de diferentes tipos de flujos de gravedad.

- Los abanicos coluviales son pequeñas acumulaciones de menor pendiente que los taludes, en este trabajo son distinguidos dos tipos principales: 1) los dominados por flujos de gravedad y 2) los dominados por flujos fluidos. Ambos tipos resultan los extremos de una gradación continua.

- Los abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad están formados principalmente por brechas mantiformes matriz-soportadas y macizas de bases planas y en menor proporción se encuentran brechas clasto-soportadas macizas y esporádicamente con estructura gradada. Las distintas litofacies identificadas son interpretadas como generadas por flujos hiperconcentrados, tanto cohesivos como no cohesivos.

- Por el contrario, aquellos abanicos coluviales dominados por flujos fluidos están formados por la amalgamación de canales, limitados en su base por superficies erosivas y rellenos por brechas tanto claso como matriz-soportadas.

- Se propone en este trabajo la denominación de sistema río colector-conoide para identificar a los depósitos resultantes de pequeños cursos fluviales que drenan longitudinalmente los valles intramontanos y forman prominentes conoides al alcanzar los sistemas de transferencia que drenan transversalmente el sistema de piedemonte (en este caso el río Jáchal). En este tipo de ambiente se observa una amplia variabilidad litológica donde participan distintos tipos de brechas, conglomerados y excepcionalmente pelitas.

- Los depósitos de piedemontes dominados por flujos canalizados se caracterizan por la participación de brechas macizas clasto-soportadas y en menor proporción de brechas con estratificación horizontal o mostrando estructuras entrecruzadas. Las brechas matriz-soportadas son muy poco frecuentes.

- Sobre la base de la información obtenida del estudio de los valles intramontanos del río Jáchal y de la pampa de Gualilán, se propone un modelo de clasificación conceptual para piedemontes intramontanos que relaciona la extensión de las cuencas y el espacio vertical de acomodación con los distintos ambientes pedemontanos.

- Las cuencas intramontanas de la Precordillera pueden ser entendidas como verdaderos reservorios clásticos, en los que los sedimentos gruesos del piedemonte forman una parte sustancial de los depósitos. Estas áreas, transfieren esporádicamente sus sedimentos a las cuencas mayores desarrolladas frente al área montañosa, lo que se expresa en el registro geológico como la progradación de cuñas clásticas gruesas.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por su apoyo logístico en las tareas de gabinete y campo. Agradecen también a un revisor anónimo cuyos comentarios contribuyeron a mejorar significativamente este trabajo. Estas investigaciones fueron financiadas gracias a PIP-CONICET 5187 y UBACYT Ex213.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alonso, S., Limarino, C.O., Litvak, V., Poma, S.M. y Suriano, J. 2009. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30° S 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, Geological

Society of America, Special Paper (en prensa).

Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935-2017.

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.

Bertran, P., Héту, B., Texier J., y Van Steijn, H. 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology* 44: 1-6.

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

Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64(3): 450-489.

Bracaccini, O. 1950. Observaciones estratigráficas de la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(1): 5-14.

Busquets Buezo, P., Colombo Piñol, F., Heredia, N., Rodríguez Fernández, R., Solé de Porta, N. y Alvarez Marrón, J. 2002. El Holoceno del valle del río Jáchal, Precordillera Andina (San Juan, Argentina). 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 765-770.

Colombo, F., Busquets, P., Ramos, E., Vergés J. y Ragona, D. 2000. Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River Valley, Andean Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 611-626.

Cuerda, A.J. 1965. *Monographtus lentwardiensis* var. *incipiens* Wood, en el Silúrico de la Precodillera. *Ameghiniana* 4(5): 171-177.

Curry A.M. y Morris, C.J. 2004. Lateglacial and Holocene talus slope development and rock-wall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology* 58: 85-106.

Damanti, J.F. 1993. Geomorphic and structural controls on facies patterns and sediment composition in a modern foreland basin. *International Association of Sedimentology, Special Publication* 17: 221-233.

DeCelles, P.G. y Cavazza, W. 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordillera (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America, Bulletin* 111(9): 1315-1334.

- DeCelles, P.G. y Giles, K. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-123.
- Eaton, L.S., Morgan, B.A., Kochel, R.C., y Howard, A.D. 2003. Quaternary deposits and landscape evolution of central Blue Ridge of Virginia. *Geomorphology* 56: 139-154.
- 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. y Caballé, M. 1985. Paleozoico inferior en el cerro Bayo, sierra de la Invernada, San Juan. *Revista Museo La Plata (Geología)* 5: 1-18.
- García-Ruiz, J.M., White, S., Martí-Bono, C., Valero, B., Errea, M.P., Gómez Villar, A. 2004. La avenida del barranco de Arás y los riesgos hidrogeológicos en el pirineo central español. En Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M. (eds.) *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, 131-140, Zaragoza.
- Gardner, T.W., Ritter, J.B., Shuman, C.A., Sasowsky K.C., y Pinter, N. 1991. A Periglacial stratified slope deposit in the Valley and Ridge province of central Pensilvania, U.S.A.: sedimentology, stratigraphy and geomorphic evolution. *Permafrost and Periglacial Processes* 2: 141-162.
- Horton, B.K. y De Celles, P.G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, Southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13: 43-63.
- Howard, J.P., Cunningham, W.D. y Davies, S.J. 2007. Competing processes of clastic deposition and compartmentalized incisión in actively evolving transpressional basin, western Mongolia. *Journal of the Geological Society* 163: 657-670, London.
- Jomelli, V. y Francou, B. 2000. Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. *Geomorphology* 35: 181-192.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En Busby, C.J. e Ingersoll, R.V (eds.) *Tectonics of sedimentary Basin*, Blackwell Science 331-362.
- 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 (Mendoza), Actas 2: 132-141.
- Kobayashi, T. 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Science of the University of Tokyo* 2(5): 369-522.
- López, J.L. Bello, M. E., González, N., Toyo, A., Shucheng, Z., Peng, C., Fangquiang, W., 2003. Lecciones aprendidas de la tragedia de Vargas: el caso de Carmen de Uria. *Acta Científica Venezolana* 54(1): 49-62.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to depositions of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52(1): 279-297.
- Miall, D.A. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, 582 p., Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest.
- Nemec, W. y Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravally mass-flow deposits. En Koster, E. H. y Steel, R.J. (eds.) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, *Memories Canadian Society of Petroleum Geologists*, 1-30.
- Padula, E. Roller, E. Mingramm, A.R., Criado Roqué, P., Flores M. A. y Baldi, B.A., 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System*, 165-199, Calgary.
- 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): 1-22.
- Ramos, E., Busquets, P. y Vergés, J. 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedimentary Geology* 146: 105-131.
- Rapp, A. 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler* 42(A): 65-200.
- Saito, K. y Oguchi, T. 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines. *Geomorphology* 70(1-2): 147-162.
- Smith, G.A. 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. *Basin Research* 12: 399-411.
- Strahler, A.N. 1970. *Introduction to Physical Geography*. John Wiley & Sons inc., 457 p.
- Strahler, A.N. y Strahler, A.H. 1987. *Modern Physical Geography*. John Wiley & Sons inc., 520 p.
- Suriano, J. y Limarino, C.O. 2005. Depósitos de endicamiento en la sección superior del Río Jáchal, quebradas de La Tranca y Caracol (Pre-cordillera de San Juan), 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 3: 223-230.
- Suriano, J. y Limarino, C.O. 2006. Modelo para la generación de valles incisos en cuencas intermontanas: controles climáticos y subsidencia, 4° Congreso Latino-americano de Geología y 11° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 218.
- Taling, P.J., Laton, T.F., Burbank, D.W. y Hobbs, R.S. 1995. Evolution of latest Cretaceous-Eocene nonmarine deposystems in the Axhandle piggyback basin of central Utah. *Geological Society of America, Bulletin* 107: 297-315.
- Thornbury, W.D. 1969. *Principles of Geomorphology*. John Wiley & sons inc., 594 p.
- Uliarte, E. R., Ruzicky de Berenstern, L. y Paredes, J. de D. 1990. Geomorfología. En Bordonaro, O. (ed.), *Relatorio de geología y recursos naturales de la Provincia de San Juan*, 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Relatorio: 212-227.
- van Steijn H. y Héту, B. 1997. Rain-generated overland flow as a factor in the development of some stratified slope deposits: a case study from the Pays du Buëch (Préalpes, France). *Géographie physique et Quaternaire* 51(1): 1-14.
- van Steijn, H., Boelhouwers, J., Harris S. y Héту, B. 2002. Recent research on the nature, origin and climatic relations of bloky and stratified deposits. *Progress in Physical Geography* 26 (4): 551-575.
- Watanabe, T., Dali L. y Shiraiwa, T. 1998. Slope denudation and the supply of debris to cones in Langtang Himal, Central Nepal Himalaya. *Geomorphology* 26: 185-197.

Recibido: 8 de abril, 2009

Aceptado: 22 de septiembre, 2009