



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**MODELOS DE SEDIMENTACIÓN PARA LAS
CUENCAS DE *PIGGYBACK* DE LA PRECORDILLERA
ENTRE LOS 30° y 31° DE LATITUD SUR**

Tesis presentada para optar por el título de
Doctor en la Universidad de Buenos Aires
en el área Ciencias Geológicas

Julieta Suriano

Director de Tesis: Carlos Oscar Limarino

Consejero de estudios: Carlos Oscar Limarino

Buenos Aires, 2009

ÍNDICE

Resumen	<i>i</i>
Abstract	<i>ii</i>
I. INTRODUCCIÓN	1
II. UBICACIÓN	4
III. METODOLOGÍA	6
III.1. ACTIVIDADES DE GABINETE PRELIMINARES	6
III.2. ACTIVIDADES DE GABINETE Y DE CAMPO	6
III.2.1 Descripción Sedimentológica	7
III.2.2. Análisis Granulométrico	9
III.2.3 Análisis de modas detríticas	11
III.2.4. Modelo de sedimentación	11
IV. INVESTIGACIONES ANTERIORES	12
V. MARCO GEOLÓGICO	15
V.1 MARCOTECTÓNICO REGIONAL	15
V.2 ESTRUCTURA	16
V.3 SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE PRECORDILLERA	17
PALEOZOICO	19
<i>Formación San Juan</i>	19
<i>Formación Yerba Loca</i>	19
<i>Formación Sierra de la Invernada</i>	24
<i>Formación Los Espejos</i>	24
<i>Formación Talacasto</i>	25
<i>Formación Punta Negra</i>	26
TERCIARIO	27
<i>Formación Puesto La Flecha</i>	27
<i>Formación Cuesta del Viento</i>	29
<i>Formación Rodeo</i>	30
<i>Dacitas</i>	32
<i>Formación Cuculí</i>	32
<i>Formación El Corral</i>	33
<i>Formación Angostura del Caracol</i>	34
CUATERNARIO	35
V.4 SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE CORDILLERA FRONTAL	36

PALEOZOICO SUPERIOR-TRIÁSICO	37
<i>Formación Cerro de Agua Negra</i>	37
<i>Rocas Plutónicas Permo-Triásicas, Batolito Colangüil</i>	37
VI. ESQUEMA CONCEPTUAL PARA EL ESTUDIO DE CUENCAS DE PIGGYBACK	40
VI.1 INTRODUCCIÓN	40
VI.2. ESQUEMA CONCEPTUAL PARA EL ANALISIS DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS SEGUIDO EN ESTA TESIS	41
VI.3. CLASIFICACIÓN DE CUENCAS DE PIGGYBACK PROPUESTA EN ESTA TESIS	43
VII. SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN CUENCAS DE PIGGYBACK ABIERTAS: SISTEMAS DE PIEDEMONTE Y COLECTOR EN LAS NACIENTES DEL RÍO JACHAL	46
VII.1. INTRODUCCIÓN	46
VII.2. EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE PRIMER ORDEN	46
V.2.1. TALUDES	48
<i>Aspectos Nomenclaturales</i>	48
<i>Descripción Geomorfológica</i>	49
<i>Sedimentología de los depósitos de Talud</i>	52
V.2.2. ABANICOS COLUVIALES	58
<i>Aspectos Nomenclaturales y Geomorfología</i>	58
<i>Abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad</i>	60
<i>Abanicos coluviales dominados por flujos fluidos</i>	67
VII.3 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE SEGUNDO ORDEN	73
VII.3.1. SISITEMA RÍO COLECTOR-CONOIDE	73
<i>Aspectos Nomenclaturales y Descripción geomorfológica</i>	73
<i>Sedimentología del sistema río colector-conoide</i>	76
VIII. SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN CUENCAS INTERMONTANAS ABIERTAS: SISTEMA DE TRANSFERENCIA (RÍO JACHAL)	85
VIII.1 INTRODUCCIÓN	85
VIII.2 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE TERCER ORDEN	85
VIII.2.1. SISTEMA FLUVIAL ANASTOMOSADO	86
VIII.2.2. ENDICAMIENTO: SISTEMA LAGUNAR Y MICRODELTAICO	95
VIII.2.3. SISTEMA FLUVIAL ENTRELAZADO A DIVAGANTE	111
IX. SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN CUENCAS DE PIGGYBACK CERRADAS: PAMPA DE GUALILÁN	113
IX.1 INTRODUCCIÓN	113
IX.2 SISTEMAS DEPOSITACIONALES	114
IX.3 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE PRIMER ORDEN	115

IX.3.1 ABANICOS ALUVIALES Y ABANICOS ALUVIALES INTERFERIDOS	115
<i>Descripción Geomorfológica</i>	115
<i>Sedimentología de los abanicos aluviales</i>	116
<i>Sedimentología del área de desembocadura de los Abanicos aluviales, Lóbulos gravosos</i>	121
<i>Evolución del Abanico Aluvial</i>	122
IX.3.2 PENDIENTES ALUVIALES	124
<i>Características generales y Aspectos Nomenclaturales</i>	124
<i>Descripción Geomorfológica y Sedimentológica</i>	125
IX.3.3 ABANICOS COLUVIALES	127
IX.4 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE SEGUNDO ORDEN	129
IX.4.1 BARREAL	129
<i>Aspectos Nomenclaturales</i>	129
<i>Subambientes del barreal de Pampa de Gualilán</i>	130
<i>Depósitos eólicos asociados al sistema de barreal</i>	133
<i>Características texturales de los depósitos de barreal</i>	138
IX.5 RÍO COLECTOR-CONOIDE	145

X. SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE PIGGYBACK TERCIARIAS: FORMACIONES

CUESTA DEL VIENTO Y ANGOSTURA DEL CARACOL	146
X.1 INTRODUCCIÓN	146
X.2 ESTRATIGRAFÍA DE LAS CUENCAS DE LA TRANCA Y CARACOL	147
X.3 FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO	148
X.3.1 ANTECEDENTES	148
X.3.2 DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA	149
X.3.3 ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	149
X.3.4 EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	166
X.3.5 ANÁLISIS DE MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO	167
X.3.6 EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO	173
X.4 FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL	176
X.4.1 ANTECEDENTES	176
X.4.2 DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA	176
X.4.3 ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	176
X.4.4 EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	186
X.4.5 ANÁLISIS DE MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL	190

X.4.6 EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL	192
XI. SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE PIGGYBACK TERCIARIAS:	
FORMACIÓN RODEO	194
XI.1 INTRODUCCIÓN	194
XI.2 FORMACIÓN RODEO	194
XI.2.1 ANTECEDENTES	194
XI.2.2 LITOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN	195
XI.2.3 ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	195
XI.2.4 EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	233
XI.2.5 ANÁLISIS DE MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN RODEO	234
XI.2.6 EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN RODEO	238
XII. MODELO DE SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE PIGGYBACK	243
XII.1. INTRODUCCIÓN	243
XII.2. ANTECEDENTES	
XII.2.1. ANTECEDENTES RELACIONADOS AL ESTUDIO DE CUENCAS DE PIGGYBACK	243
XII.2.2. ANTECEDENTES RELACIONADOS AL ESTUDIO DE CUENCAS DE ANTEPAÍS	245
XII.3. FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE PIGGYBACK	248
XII.3.1. Factores de escala local vs. Factores de escala regional	249
<i>Factores que controlan el espacio de acomodación</i>	249
<i>Factores que controlan el aporte de sedimentos</i>	251
XII.3.2. Factores aguas arriba vs. Factores aguas abajo	253
XII.4. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL EN AMBIENTES CONTINENTALES	254
XII.4.1 Cortejo de bajo espacio de acomodación	255
XII.4.2 Cortejo de alto espacio de acomodación	256
XII.5. MODELO DE SEDIMENTACIÓN PROPUESTO	257
XII.5.1. Modelo de sedimentación para cuencas de <i>piggyback</i> abiertas	259
<i>Cuenca en degradación</i>	259
<i>Cortejo de bajo espacio de acomodación confinado</i>	259
<i>Cortejo de alto espacio de acomodación</i>	260
<i>Cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado</i>	262
XII.5.2. Modelo de sedimentación para cuencas de <i>piggyback</i> cerradas	262

<i>Cortejo de alto espacio de acomodación</i>	262
<i>Cortejo de bajo espacio de acomodación</i>	263
XII.6. APLICACIÓN DE LOS MODELOS PROPUESTOS	
A LAS SUCESIONES ESTUDIADAS	263
XII.6.1 APLICACIÓN DEL MODELO A LA FORMACIÓN RODEO	263
XII.6.2 APLICACIÓN DEL MODELO A LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO	266
XII.6.3 APLICACIÓN DEL MODELO A LA FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL	270
XII.6.4 APLICACIÓN DEL MODELO A LAS SECUENCIAS DE ENDICAMIENTO DEL RÍO JÁCHAL	273
XIII. CONCLUSIONES	280
Agradecimientos	287
Bibliografía	288

MODELOS DE SEDIMENTACIÓN PARA LAS CUENCAS DE *PIGGYBACK* DE LA PRECORDILLERA ENTRE LOS 30° y 31° DE LATITUD SUR

RESUMEN

El objeto de esta Tesis es el estudio de cuencas de *piggyback* ubicadas entre los 30° y 31° de latitud sur. Las cuencas de *piggyback* corresponden a aquellas que se forman y rellenan mientras están siendo llevadas sobre láminas de corrimiento. Estas cuencas han sido divididas, en la presente Tesis en abiertas y cerradas, según posean o no sistema de transferencia que las comunique entre ellas y con el antepaís.

Se analiza la sedimentación cuaternaria en dos áreas que representan los dos tipos de cuencas de *piggyback* reconocidos, con especial énfasis en la sedimentología y geomorfología de los ambientes pedemontanos. Dentro de las de tipo abierta fue estudiada la zona a lo largo del valle del río Jáchal, mientras que las cuencas de tipo cerrada se encuentran representadas en el área de la Pampa de Gualilán. También fueron analizadas las unidades terciarias en el mismo entorno geográfico, Formaciones Cuesta del Viento (*nov. den.*), Angostura del Caracol (*nov. den.*) y Rodeo.

Finalmente, se desarrollaron modelos de sedimentación para cuencas de *piggyback* abiertas donde se presentan cuatro posibles estados de sedimentación: 1. cuencas en degradación, 2. cortejo de bajo espacio de acomodación confinado, 3. cortejo de alto espacio e acomodación y 4. cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado. Los modelos planteados para cuencas de *piggyback* cerradas incluyen los cortejos de alto y bajo espacio de acomodación. Estos modelos fueron aplicados con éxito tanto en las sucesiones terciarias estudiadas como en los depósitos de endicamiento cuaternarios expuestos a lo largo del río Jáchal.

Palabras clave: Cuenca de *piggyback* – piedemonte – Cuaternario – Terciario – Precordillera – Modelos sedimentarios

MODELS OF SEDIMENTATION FOR *PIGGYBACK* BASINS OF PRECORDILLERA BETWEEN 30° AND 31° LATITUDE SOUTH

ABSTRACT

This Thesis deals with the study of piggyback basins located between 30° and 31° latitude south. The piggyback basins are those that form and fill up while being carried on top of thrust sheets. These basins have been divided, in this Thesis, into open and closed; depending on whether or not they have a transference system that connects them between them and with the foreland.

An analysis has been done of the two areas that represent each kind of piggyback basin recognised, with special emphasis on the sedimentology and geomorphology of the piedmont environment. Among those of the open kind, the area of the Jáchal river valley was surveyed, while the basins of the closed kind are represented in the Pampa de Gualilán area. The tertiary units found in the same geographic environment were also analysed. They are the Cuesta del Viento (*nov. den.*), Angostura del Caracol (*nov. den.*) and Rodeo Formations.

Finally, a sedimentary model for the open piggyback basins was developed, in which four possible sedimentary stages are presented: 1. incised basins, 2. Confined low-accommodation system track, 3. High-accommodation system track, and 4. Non confined low-accommodation system track. The model for the closed piggyback basins consists of high- and low-accommodation system tracks. These models were successfully applied to the studied tertiary successions as well as lacustrine pleistocene deposits exposed along the Jáchal river.

Keywords: Piggyback basin – piedmont – Quaternary – Tertiary – Precordillera – Sedimentary Models

I. INTRODUCCIÓN

Las cuencas de *piggyback*, definidas por Ori y Friend (1984), son aquellas que se forman y rellenan mientras están siendo llevadas sobre láminas de corrimiento en movimiento. Este tipo de cuencas cubre en la actualidad una superficie significativa del sector occidental de nuestro país y están particularmente asociadas a la orogenia Andina. Sin embargo, hay que destacar que son escasas las investigaciones sedimentológicas y paleoambientales sobre las cuencas de *piggyback*, tanto en lo que corresponde a secuencias antiguas como a depósitos modernos. Excepciones a lo dicho, en el sector analizado en la presente tesis, corresponden a los aportes de Beer *et al.* (1990), Gagliardo *et al.* (2000) y Ruskin y Jordan (2007) referidos a la sedimentación terciaria en la Cuenca de Rodeo-Iglesia. Al mismo tiempo deben destacarse las contribuciones de Colombo *et al.* (2000, 2005 y 2009) en relación a la sedimentación cuaternaria en los valles intermontanos de la Precordillera.

Las cuencas de *piggyback* corresponden a arreglos dinámicos donde se acumulan sedimentos que provienen, principalmente, de los cordones montañosos que conforman la faja plegada y corrida. Según varios autores (p. e. Ingersoll y Busby 1995), debido a que se forman encima de corrimientos en crecimiento, se las asocia a un bajo potencial de preservación, por lo que además generalmente se las afilia a sistemas orogénicos jóvenes. En esta Tesis, por el contrario, se entiende que la causa principal de la falta de descripciones de depósitos que se relacionen a cuencas de *piggyback* en secuencias antiguas, estaría más relacionado al desconocimiento de su arreglo sedimentario que a su falta de preservación. Como ya fue mencionado por varios autores (p. e. Ori y Friend, 1984; DeCelles y Giles, 1996; Talling *et al.* 1995), además del importante depocentro ubicado en el antepaís y asociado a la flexura por carga tectónica, se reconocen depocentros dentro de la faja plegada y corrida (cuencas de *piggyback* y de *wedgetop*). Estas cuencas pueden acomodar espesas secuencias sedimentarias, como es el caso de los 3500 metros de espesor calculados

a partir de líneas sísmicas para los depósitos miocenos de la cuenca de Rodeo-Iglesia (Beer *et al.* 1990).

Es cierto que durante la evolución de las fajas plegadas y corridas es frecuente que las cuencas de *piggyback* tiendan a reducir su extensión. Lo dicho no invalida la importancia de estas áreas depositacionales, toda vez que nuevas cuencas se formaran en dirección al frente de corrimiento.

Cabe destacar que la importancia del estudio de estas cuencas radica no solo en que pueden acumular importantes espesores sedimentarios, sino en que son sectores estrechamente relacionados a las cuencas de antepaís y que controlan la provisión de sedimentos desde el área intramontana. Lo dicho puede resultar de gran importancia al analizar la evolución de las cuencas de antepaís, ya que gran parte del relleno sedimentario de esta área proviene del retrabajo de los sedimentos previamente “almacenados” en el *piggyback*. Esta cuestión, no siempre es tomada en cuenta al considerar la progradación de cuñas clásticas en el antepaís, ya que es frecuente que los sedimentos sean considerados como derivados exclusivamente del frente orogénico, sin tener en cuenta el “almacenamiento” y la “transferencia” desde el área de *piggyback*.

Otro punto interesante de las cuencas de *piggyback*, es la marcada tendencia a presentar a la tectónica como factor alocíclico excluyente durante su evolución. Lo dicho deviene de la asociación espacial entre estas cuencas y la evolución de la faja plegada y corrida (Jordan *et al.* 1993, Gagliardo *et al.* 2000). Aunque resulta obvio que la tectónica juega un rol importante dentro de los arreglos sedimentarios, como es demostrado en esta Tesis, el control climático y cambios en los patrones de subsidencia (no siempre relacionados a etapas de tectónica activa) pueden resultar también críticos.

Los puntos antes expuestos muestran la importancia de la sedimentación en las cuencas de *piggyback* y destacan la necesidad de su estudio. Para esto se efectuó, inicialmente el análisis de varias cuencas cuaternarias intramontanas que se

encuentran a lo largo del río Jáchal (Fig. II.1). En particular fueron analizados los rellenos cuaternarios de las cuencas de La Tranca, Caracol, Zanja Honda y Pachimoco (Fig. II.1).

Fuera del sistema fluvial del río Jáchal fue también estudiada la cuenca de Gualilán, pues la misma, como se verá más adelante, representa una condición particular en la evolución de las cuencas de *piggyback*. La descripción de los medios sedimentarios actuales y recientes de estas cuencas, corresponde al primero de los tres módulos en los que se encuentra dividida esta tesis (Capítulos VII, VIII y IX). Un segundo módulo concierne al desarrollo de estudios de secuencias terciarias, con la aplicación de los esquemas paleoambientales reconocidos en las cuencas cuaternarias (Capítulos X y XI). Los dos módulos proporcionan las bases de un modelo sedimentario que intenta contribuir al conocimiento de las cuencas de *piggyback*, su arreglo sedimentario, su evolución autocíclica y las modificaciones producidas por factores alocíclicos. Finalmente un tercer módulo (Capítulo XII) desarrolla los modelos a partir de los estudios de las cuencas de *piggyback* y los aplica a las sucesiones terciarias y cuaternarias aflorantes en el área de trabajo.

El presente trabajo fue llevado a cabo dentro del marco de la Beca Interna de Posgrado de CONICET. Los trabajos de campo para la elaboración de esta tesis fueron realizados entre marzo del 2006 y octubre del 2008.

II. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de trabajo se encuentra en el noroeste de la provincia de San Juan, y está comprendida entre los 29° 30' a 31° de latitud sur y de 69° 35' a 68° 37' de longitud oeste (Fig.II.1), abarcando el valle de Rodeo-Igesia, el valle del río Jáchal y la Pampa de Gualilán (Precordillera).

Dentro de este amplio sector se ubican las dos zonas elegidas para el estudio de secuencias actuales y recientes (Fig. II.1):

1. Río Jáchal y cuencas asociadas (La Tranca, Caracol, Zanja Honda y Pachimoco)
2. Pampa de Gualilán

La zona de estudio del valle del río Jáchal incluye las cuencas intermontanas de *piggyback* de la Precordillera. El río Jáchal nace en el valle de Rodeo y se prolonga cortando la Precordillera en sentido este-oeste, hasta llegar a la ciudad de San José de Jáchal donde cambia su recorrido a norte-sur, para finalmente desembocar en la cuenca del Bermejo-Desaguadero (Fig. II.1). Dentro de esta área se estudiaron los depósitos asociados al sector más occidental del río Jáchal, donde se encuentra bien expuesto el relleno de *piggyback*, desde el dique Cuesta del Viento hasta las cercanías de Pachimoco (Fig. II.1).

Unos 70 kilómetros hacia el sur se realizaron estudios en la Pampa de Gualilán (Fig. II.1), la que corresponde a un bolsón intermontano que se ubica entre cordones precordilleranos formados por la Sierra de la Invernada (al oeste) y la sierra de Talacasto (al este). Esta cuenca endorreica, elongada en sentido norte-sur, posee aproximadamente 25 kilómetros de largo y 15 de ancho, formando una cubeta cerrada.

Finalmente, y con el propósito de aplicar los modelos obtenidos a secuencias antiguas, fueron estudiados: 1. los afloramientos de la sección inferior de la Formación Rodeo (Fig. II.1 c), 2. las sedimentitas terciarias expuestas en el valle de La Tranca y 3. la sucesión terciaria del sector del río Caracol (Fig. II.1 a).

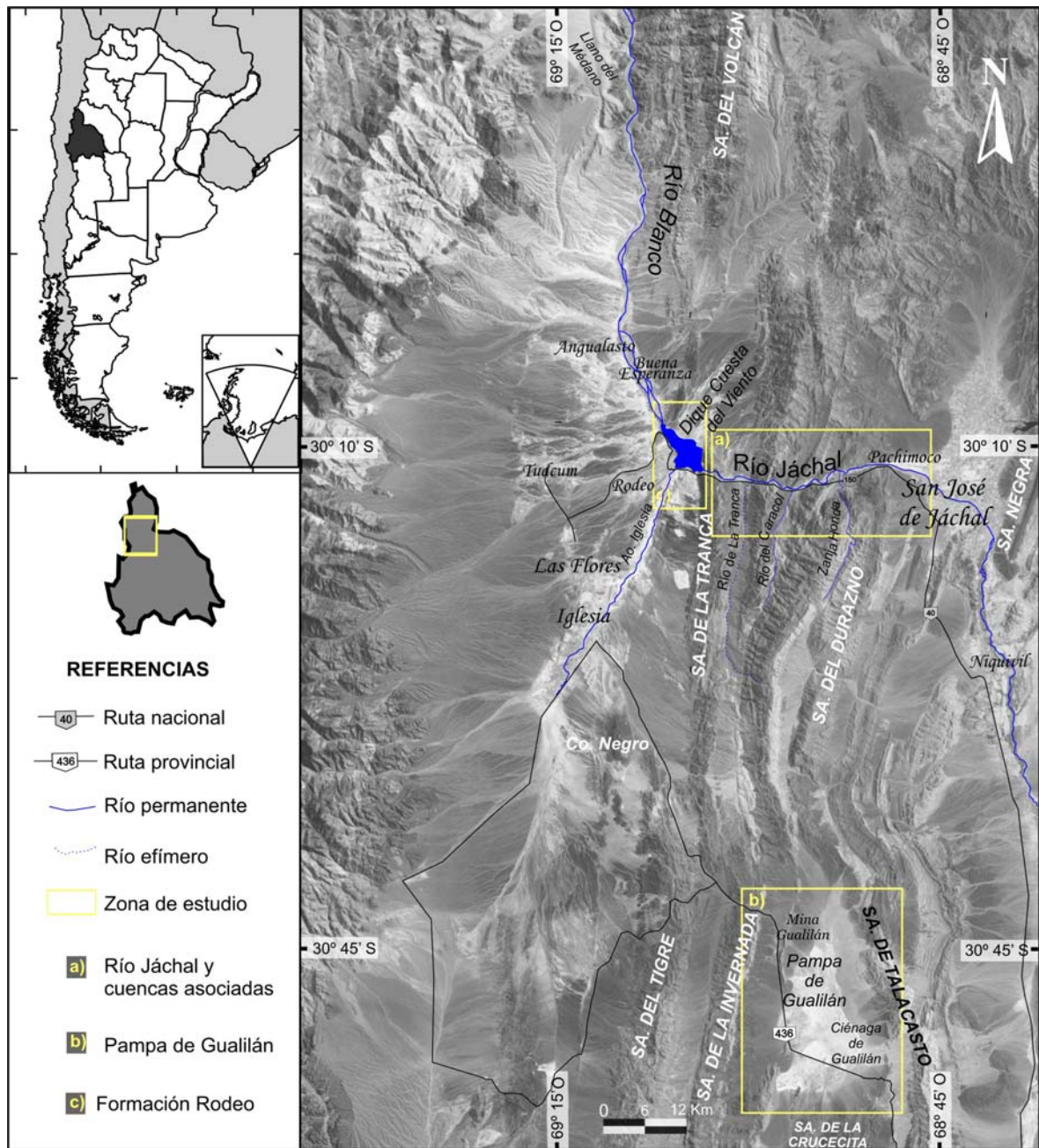


Figura II.1: Mapa de ubicación de las áreas de estudio

III. METODOLOGÍA

III.1. ACTIVIDADES DE GABINETE PRELIMINARES

La metodología empleada en el presente trabajo, consistió, en primer lugar, en la obtención de información básica para el desarrollo de esta tesis. Con esta finalidad, se realizó una recopilación bibliográfica de carácter geológico regional, sedimentológico y tectónico del área. Paralelamente, mediante el uso de imágenes satelitarias ETM y ASTER, de fotografías aéreas a escala 1:50.000 y de las hojas geológicas disponibles en el área (Hojas Jáchal 18c, Gualilan 19c, Rodeo 3169-I y San José de Jáchal, 3169-II) se efectuó un bosquejo geológico preliminar. Así se definieron las áreas para el trabajo de campo:

1. área de las nacientes del río Jáchal
2. área de la Pampa de Gualilán
3. cuenca de Rodeo-Iglesia

III.2. ACTIVIDADES DE GABINETE Y DE CAMPO

En cuanto al trabajo sobre las unidades cuaternarias, una vez delimitadas las áreas de trabajo, se reconocieron y caracterizaron geomorfológicamente los distintos ambientes en imágenes satelitales (Landsat TM, ETM y ASTER), modelos de elevación digital (Shuttle Radar Topographic Mission, 2003) y fotografías aéreas. Los trabajos de campo incluyeron el levantamiento de perfiles sedimentológicos y estratigráficos de detalle y la realización de mapas geomorfológicos. También se tomaron muestras de

arenas y pelitas para estudios granulométricos y se realizaron conteos de clastos en el campo para caracterizar las modas detríticas de brechas y conglomerados

Para el análisis de las sucesiones terciarias fueron primeramente delimitadas las áreas de trabajo, luego se realizaron perfiles sedimentológicos de detalle de las unidades junto con mapas geológicos. Además se realizaron conteos de conglomerados y brechas en el campo con la misma metodología utilizada para las sucesiones cuaternarias. Por último, se confeccionaron modelos sedimentológicos con la información antes obtenida.

III.2.1. Descripción Sedimentológica

La metodología básica utilizada para el estudio paleoambiental de las unidades cuaternarias y terciarias, de origen fluvial y aluvial, fue la propuesta por Allen (1983) y Miall (1985) y 1996). Debido a la gran cantidad de unidades brechosas, y a sus características propias, se realizaron modificaciones al código litofacial propuesto por Miall (1996) que son mostradas en la figura III.1.

Entre las litofacies modificadas cabe destacar que a los subíndices convencionales m y c utilizados por Miall (1996) para la textura de las unidades brechosas y conglomerádicas (matriz-soportadas y clasto-soportadas, respectivamente) se agregó el subíndice s. Este subíndice indica rocas con menos del 2% de matriz. Las litofacies que comienzan con la letra V son aquellas rocas de grano grueso que presentan evidencias de un origen piroclástico primario (clastos coroídos o deformados), granulométricamente equivalentes a las litofacies G o B.

Litofacies	Descripción
Bsv	brecha menos del dos por ciento de matriz con imbricación de alto ángulo
Bsl	brecha menos del dos por ciento de matriz fábrica fuertemente planar
Bsm	brecha menos del dos por ciento de matriz masivas
Bml	brecha matriz-soportada fábrica fuertemente planar
Bmm	brecha matriz-soportadas masivas
Amm	aglomerado matriz-soportado masivo
Bcm	brecha clasto-soportada masiva
Bcg	brecha clasto-soportada Gradada
Bch	brecha clasto-soportada con estratificación horizontal
Bcp	Brechas clasto-soportada con estratificación entrecruzada tabular planar
Gcm	conglomerado clasto-soportado masivo
Gci	conglomerado clasto-soportado con imbricación
Gch	conglomerado clasto-soportado con estratificación horizontal
Gcl	conglomerado clasto-soportado con estratificación horizontal de bajo ángulo
Gcp	conglomerado clasto-soportado con estratificación entrecruzada tabular planar
SGh	Areniscas gravillosa laminación horizontal
Sp	Areniscas estratificación entrecruzada tabular planar
Spc	Areniscas estratificación entrecruzada en cuña de escala gigante
SpG	Areniscas estratificación entrecruzada tabular planar de escala gigante
Sh	Areniscas estratificación horizontal
Sm	Areniscas masivas
FGm	Pelitas gravillosas masivas
Fl	Pelitas laminadas
Fm	Pelitas masivas
Fb	Pelitas con marcas de raíces
P	Calcretes
Vmm	Piroclastitas de grano grueso Matriz-soportadas / masivas
Vcm	Piroclastitas de grano grueso Clasto-soportadas / masivas

Figura III.1: código de litofacies utilizado en este trabajo modificado de Miall (1996)

Cuando las unidades reconocidas fueron depositadas en ambientes fluviales, para su mejor descripción se utilizaron la jerarquización de superficies limitantes (Fig. III.2) y nomenclatura de elementos arquitecturales propuestos por Miall (1985 y 1996) (figuras III.3 y 4)

Orden	Descripción	Geometría
8	Discordancias regionales	
7	Límites de secuencia de extensión regional	Planas o base de valle incidido
6	Superficie de extensión regional	Planas o base de valle incidido
5	Base de canales o fajas de canales	Plana o ligeramente cóncava
4	c Superficies que limitan grandes litosomas dentro de la planicie de inundación	Plana o convexa
	b Superficies basales de canales menores	Cóncava
	a Tope de macroformas preservadas	Plana o convexa
3	Inclinaciones de 5-20° en la dirección de acreción	Planas o irregulares
2	Límites de cosets	Planas o ligeramente irregulares
1	Límites de sets	Planas

Figura III.2: Modelo jerárquico de superficies limitantes. Tomado de Miall (1996) y de Tripaldi *et al.* (2001).

III.2.2. Análisis Granulométrico

Para el análisis granulométrico de las arenas provenientes del área de Pampa de Gualilán, se realizó el cuarteo de las muestras tomadas en el campo, no fue necesaria la desagregación mecánica ni química. Luego fue tamizada la fracción psamítica con tamices tipo Tyler, con un espaciado raíz cuadrada de de dos, en la escala Udden-Wenworth. Posteriormente se efectuó el análisis estadístico a partir del método gráfico y de los momentos (Folk y Ward, 1957). Las muestras dominadas por limo y/o arcilla fueron procesadas con el Analizador de Tamaño de Partículas Cilas 1180 L.

Elemento	Símbolo	Principal asociación de litofacies	Geometría
Canales (<i>Channels</i>)	CH	Cualquier combinación	Lentes o mantos, base erosiva cóncava hacia arriba, escala y forma altamente variables, superficies internas erosivas de 3º orden comunes
Formas de lecho y barras gravosas (<i>Gravel bars and bedforms</i>)	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, mantos; usualmente cuerpos tabulares; comúnmente interdigitados con SB.
Flujos sedimentarios gravitatorios (<i>Sediment gravity flow</i>)	SG	Gmm, Gmg, Gci y Gcm	Lóbulos, mantos, típicamente interdigitados con GB
Formas de lecho arenosas (<i>Sandy bedform</i>)	SB	Sp, St, Sh, Sl, Sr	Lentes, mantos, cuñas; aparecen como rellenos de canales, lóbulos
Macroformas de acreción corriente abajo (<i>Downstream-accretion macroforms</i>)	DA	Sp, St, Sh, Sl, Sr	Lentes apoyadas sobre una base plana o canalizada; con superficies internas erosivas de 3º orden, cóncavas hacia arriba; y superficies limitantes superiores de 4º orden
Macroformas de acreción lateral (<i>Lateral-accretion macroform</i>)	LA	Sp, St, Sh, Sl, Sr (comunes Gm, Gp, Gt)	Cuñas, mantos, lóbulos; caracterizados por superficies internas de acreción lateral de 3º orden.
Mantos de arena laminados (<i>Laminated sand sheet</i>)	LS	Sh, Sl (menos comunes, Sp, Sr)	Mantos

Figura III.3: Elementos arquitecturales de canal utilizados en este trabajo. Tomado de Miall (1996).

Elemento	Símbolo	Litología	Geometría	Interpretación
Albardón (<i>levee</i>)	LV	Fl	Cuñas de hasta 10 m de espesor, 3 km de ancho	Desbordes por crecidas
Canal de desbordamiento (<i>crevasse channel</i>)	CR	St, Sr	Canales de unos pocos '100 m de ancho, 5 m de profundidad y 10 km de longitud.	Ruptura del margen del canal principal
Lóbulo de desbordamiento (<i>crevasse splay</i>)	CS	St, Sr, Sm, Fl	Lentes de 10x10 km, 2-6 m de espesor	Progradación de cuerpos tipo delta a partir de canales de desbordamiento dentro de la planicie de inundación.
Finos de planicie de inundación (<i>floodplain fines</i>)	FF	Fl, Fm, Fr	Mantos, pueden tener varios km de extensión lateral, '10 de m de espesor	Depósitos de flujos en manto que desbordan, encharcamientos y pantanos dentro de la planicie de inundación
Canales abandonados	CH(FF)	Fl, Fm, Fr	Canales comparables en escala con los canales activos	Relleno de canales abandonados.
Planicies de inundación arenosas	OS	Sm, Sr, Sh	Bancos lentiformes a tabulares de espesores variables	Depósitos de flujos en manto que desbordan dentro de la planicie de inundación

Figura III.4 Elementos arquitecturales de planicie de inundación utilizados en este trabajo. Tomado de Miall (1996) y de Tripaldi *et al.* (2001).

III.2.3. Análisis de modas detríticas

Para determinar las áreas de aporte de las rocas de grano grueso se realizaron en el campo conteos de clastos de brechas y conglomerados. Con el fin de que el mismo sea de carácter estadístico se realizó sobre 300 clastos, tomando poblaciones de 100 clastos sobre distintas exposiciones del mismo alforamiento. Para ello se utilizó la intersección de ejes de una malla de 1 m por 1 m con un reticulado de 3 cm por 3 centímetros.

III.2.4. Modelo de sedimentación

Por último, utilizando toda la información obtenida a partir de los estudios detallados anteriormente, se propusieron modelos de sedimentación en cuencas de *piggyback*. Estos modelos fueron realizados mediante una combinación del análisis de los diferentes factores que controlan los arreglos sedimentarios en estas cuencas (aporte, subsidencia, caudal del sistema de transferencia, etc.) y los distintos ambientes y arreglos sedimentarios representados en las áreas de estudio. Para la confección de estos modelos también fueron utilizados los conceptos de estratigrafía secuencial para ambientes continentales propuestos por Darlymple *et al.* (1998) y Catuneanu (2006).

IV. INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras aproximaciones a la estratigrafía general de la región se deben a los trabajos pioneros de Stelzner (1885) y Stappenbeck (1910). Varios años más tarde un relevamiento regional de la zona fue presentado en la Hoja Geológica 18c, Jáchal y en la hoja 19c, Ciénaga de Gualilán realizadas por Furque (1979, 1983). Posteriormente, también dentro del marco de los estudios generales del área, fueron realizadas las hojas geológicas a escala 1:250.000 de Rodeo 3169-I (Cardó y Díaz, 1999) y de San José de Jáchal, 3169-II (Furque *et al.* 1999).

En particular las unidades terciarias fueron ya registradas por Brackebush (1891), en el mapa Geológico de la República Argentina y por Stappenbeck (1910). Yrigoyen (1969) las describe sucintamente en su trabajo sobre el Terciario de la Argentina, al igual que Cuerda y Furque (1979) en su capítulo del libro de Geología Regional Argentina, aunque en ninguno de los casos se detallan unidades formacionales para la zona de trabajo.

El Cenozoico de la Precordillera en el área del río Jáchal fue individualizado por Jordan *et al.* (1993). En su trabajo analizó los depósitos, sus relaciones estratigráficas, edades y su correspondencia con la evolución de la cuenca de antepaís andino pero sin utilizar una nomenclatura formal para las sedimentitas. Luego Suriano y Limarino (2005) extienden los afloramientos de la Formación Puesto la Flecha, estudiada ya por diversos autores en la precordillera riojana (Caselli *et al.* 2002, De la Fuente *et al.* 2003, Tedesco 2006 y Ciccioli, 2008) a los afloramientos del área del río Jáchal.

En cuanto a la sedimentación de la cuenca Rodeo-Iglesia numerosas contribuciones han sido efectuadas desde que Wetten en 1975 nombrara la sucesión como Formación Lomas y las Flores en su trabajo de ubicación de diatomitas cuaternarias. Furque (1979) definió a la Formación Rodeo, que fue luego validada estratigráficamente por Gagliardo *et al.* (2001). Posteriormente se realizaron trabajos

magnetoestratigráficos sobre la unidad, Johnson *et al.* (1987) y Re y Barredo (1993a 1993b), que permiten la correlación espacio temporal de estos depósitos sinorogénicos. Trabajos dedicados a la evolución y ambientes sedimentarios de la cuenca de Rodeo fueron realizados por Beer *et al.* (1990), Bercowski (1993), Gagliardo *et al.* (2000), Re *et al.* (2003), Ruskin y Jordan (2007) y Alonso *et al.* (2008).

Trabajos de carácter más regional sobre la evolución terciaria de la cuenca del Bermejo fueron realizados por Jordan *et al.* (1999), Jordan *et al.* (2001), Cardozo y Jordan (2001) y Alonso *et al.* (2009).

En lo que respecta a la sedimentación cuaternaria un resumen general de toda la zona se encuentra en el Relatorio de Geomorfología de la Provincia de San Juan (Uliarte *et al.* 1990); posteriormente Busquets *et al.* (2002), Colombo *et al.* (2005 y 2009) y Suriano y Limarino (2005, 2008 y 2009) realizaron estudios de detalle sobre los depósitos cuaternarios a lo largo del tramo superior del río Jáchal.

Un trabajo general sobre el acortamiento cortical y la estructura de los Andes a las latitudes del área de estudio fue realizado por Allmendinger *et al.* (1990) mediante la construcción de una sección estructural balanceada de todo el orógeno. Trabajos estructurales de mayor detalle del área de trabajo fueron realizados por vonGosen (1997) y Alvarez Marrón *et al.* (2006). El primero realizó una transecta a lo largo del río Jáchal desde Cuesta del Viento hasta San José de Jáchal donde analizó la deformación paleozoica de la Precordillera y su interacción con la deformación andina junto con la generación de nuevas estructuras. Por su parte Alvarez Marrón *et al.* (2006) realizaron una transecta estructural desde la Cuenca de Rodeo-Iglesia hasta la localidad de Huaco, también relacionando la estructuración pre-terciaria con la orogenia andina.

En lo que respecta a las cuencas de *piggyback* fueron definidas por Ori y Friend (1984). DeCelles y Gilles (1996) y Chiang *et al.* (2004) presentaron modelos que relacionan estas cuencas con las de antepaís. En cuanto al relleno sedimentario de estas cuencas varios autores coinciden en que corresponden a arreglos dinámicos donde se acumulan sedimentos que provienen, principalmente, de la faja plegada y corrida

asociada. Wagerich (2001) divide a las cuencas de *piggyback* en dos tipos, el primero corresponde a sedimentos depositados en aguas profundas y el segundo a rellenos continentales o marinos poco profundas. Un estudio detallado de la sedimentación en cuencas de *piggyback* y las principales causas de discontinuidades dentro de estas cuencas fue realizado por Talling *et al.* (1995). La circulación de sedimentos dentro de estas cuencas ha sido analizada por Tucker y Slingerland (1996), Stokes *et al.* (2002), y Richards (2002); mientras que los efectos alocíclicos sobre estas cuencas han sido analizados por Amorosi *et al.* (1996), Lawton y Trexler (1991) y Thamó-Bozsó *et al.* (2002).

Numerosos estudios y modelos estructurales han sido efectuados para fajas plegadas y corridas de piel fina, en particular, se mencionan aquí aquellos trabajos en los que se ubicó el énfasis en la evolución de cuencas de *piggyback*, como es el caso de los trabajos de Beer *et al.* (1990), Hippolyte y Angelier (1994) y Leturmy *et al.* (2000).

V. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se hace una breve referencia a la estructuración regional y la estratigrafía de la comarca. En primer lugar se presenta la estratigrafía del sector precordillerano (Cuencas de La Tranca, Caracol, Zanja Honda, Pachimoco, Rodeo-Iglesia y Gualilán) y luego la de las estribaciones orientales de la Cordilera Frontal (Cordillera de Colangüil). La geología de este último sector es analizada brevemente con el propósito, como se verá más adelante, de interpretar las áreas de proveniencia.

V.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

El área se encuentra dentro de los Andes centrales de Gansser (1973), región que se extiende desde el Golfo de Guayaquil (4° S) hasta el Golfo de Penas (46° 30' S). Dentro de este segmento el área de estudio se encuentra dentro de la zona de subducción horizontal pampeana (*Pampean flat slab segment*), que según lo propuesto por Jordan *et al.* (1983) abarca el sector de Sudamérica comprendido entre los paralelos 27° y 33° de latitud sur. En esta zona la placa oceánica de Nazca se subduce debajo del margen occidental del continente sudamericano con un bajo ángulo, esto produce un régimen tectónico compresivo que se encuentra activo desde el Mioceno tardío (Ramos 1999).

A escala regional el orógeno andino, a la latitud del área de estudio, puede ser dividido en cuatro unidades principales: (de oeste a este) la cordillera de la costa, la Cordillera de los Andes, la Precordillera y las Sierras Pampeanas. Las áreas de trabajo se ubican dentro de la provincia geológica de Precordillera (Fig. V.1), que fue definida por Bodenbender (1902) en las provincias de San Juan y Mendoza.

A su vez Precordillera se ha dividido en tres subunidades sobre la base de sus características estructurales y estratigráficas: la Precordillera Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). Los sectores occidental y central están representados

por una faja plegada y corrida epidérmica de vergencia este, mientras que el sector oriental corresponde a bloques de basamento con estructuras de vergencia occidental.

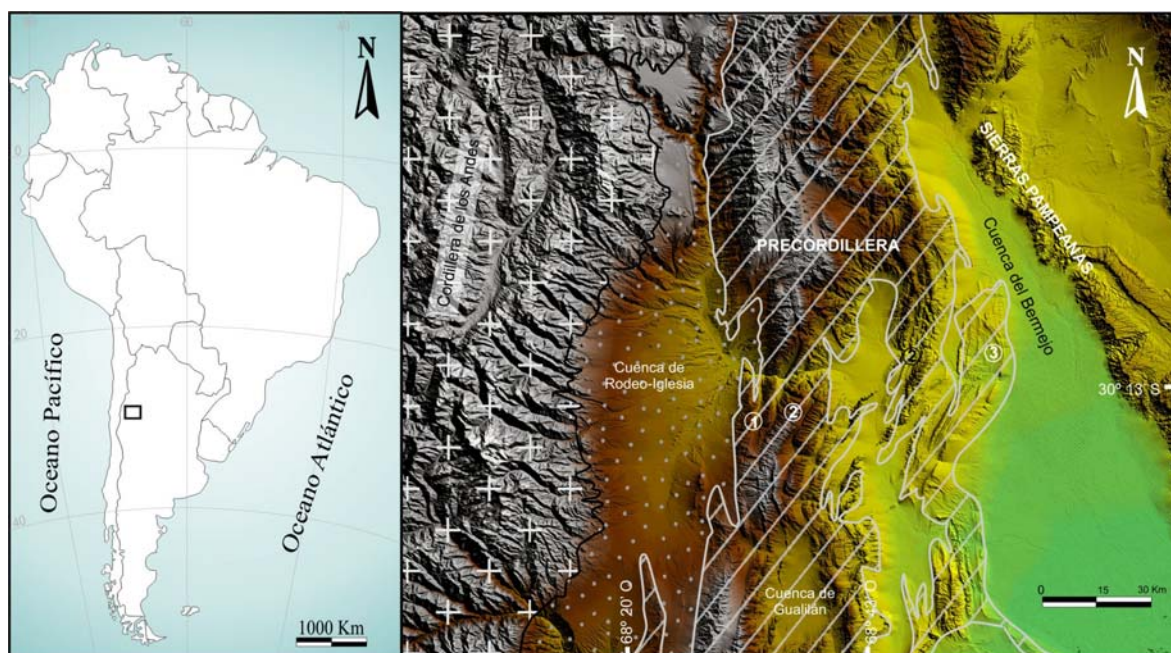


Figura V.1: Unidades del orógeno andino en el sector estudiado en esta tesis, Los números indican la Precordillera Occidental (1), Central (2) y Oriental (3).

V.2 ESTRUCTURA

Dentro de la Precordillera occidental y central se reconocen tres períodos de estructuración responsables de la actual configuración de la región, dos durante el Paleozoico y uno en el Terciario. La estructuración más antigua corresponde al ordovícico y se presenta con estructuras de inclinación oriental (vonGosen, 1997). Luego se encuentran numerosas evidencias de deformación y metamorfismo de edad Silúrica a Devónica (Caminos *et al.* 1979) y pliegues con vergencia noroeste a oeste que no se pueden relacionar con la típica vergencia hacia el este del Terciario (vonGosen 1997).

El tercer período de estructuración corresponde al Terciario, cuya estructura puede resumirse en el ámbito de la Precordillera occidental y central, a través de seis corrimientos principales con inclinación occidental. Según Allmendinger *et al.* (1990) este

sector de corrimientos de piel delgada de la Precordillera posee un acortamiento de 130 a 170 kilómetros, que representa el 75 a 85% del total del acortamiento de los Andes a la latitud de la zona de estudio. La mayoría de estos corrimientos tiene su despegue en las calizas cambro-ordovícicas (Ortiz y Zambrano, 1981), pero hacia el oeste los corrimientos exponen facies clásticas ordovícicas a devónicas. Un ejemplo del primer caso corresponde a la estructuración dentro del área de Gualilán. Por otra parte en los alrededores de las nacientes del río Jáchal las estructuras orientales exponen las facies clásticas ordovícicas (corrimientos de la Tranca, Caracol, Blanco y Los Blanquitos) y hacia el este comienzan a afectar a las calizas de la Formación San Juan (San Roque).

V.3 SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE PRECORDILLERA

Las unidades aflorantes en las áreas de trabajo pueden ser divididas en tres grandes grupos (Fig. V.2), claramente distinguibles en cuanto a su edad y características. Por un lado las formaciones paleozoicas, intensamente deformadas y localmente metamorfizadas, expuestas en los cordones elongados en sentido norte sur de la Precordillera Occidental y Central. El segundo grupo corresponde a las sucesiones terciarias que en su mayor parte atestiguan el levantamiento del orógeno andino. Por último se encuentran los sedimentos que conforman el relleno cuaternario de las cuencas. Si bien una síntesis de todas las unidades será expuesta a continuación, los dos últimos grupos serán descriptos con mayor detalle en los capítulos correspondientes (capítulos VII, VIII, IX, X y XI).

Dentro del grupo de las unidades paleozoicas se encuentran las Formaciones San Juan, Yerba Loca, Sierra de la Invernada, Los Espejos, Talacasto y Punta Negra.

Edad			Unidades de Precordillera		
			Rodeo-Iglesia	Nacientes Río Jáchal	Gualilán
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Brechas, Pelitas, arenas y Conglomerados		
		Pleistoceno			
	Neógeno	Plioceno	Fm. Rodeo		
		Mioceno			
	Paleógeno	Oligoceno	Fm. Cuesta del Viento	Fm. Angostura del Caracol	Fm. El Corral
					Fm. Cuculí
Paleozoico	Devónico	Devónico	Fm. Punta Negra	Fm. Talacasto	Fm. Los Espejos
	Silúrico	Silúrico	Fm. Yerba Loca	Fm. Sa. de la Invernada	Fm. San Juan
Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico	Fm. Yerba Loca	Fm. Sa. de la Invernada	Fm. San Juan

Figura V.2 : Cuadro estratigráfico del área que ocupa al presente trabajo.

PALEOZOICO

Formación San Juan

Definida por Kobayashi (1937) esta unidad ha sido dividida en dos secciones (Beresi y Bordonaro, 1984), la inferior está formada por facies de calizas macizas o con estratificación gruesa y la superior facies de calizas fosilíferas con estratificación fina y en ocasiones con intercalaciones pelíticas. La Formación San Juan se encuentra expuesta en importantes cordones a lo largo de toda la Precordillera. En las áreas de estudio esta unidad aflora en el sector de la Pampa de Gualilán, formando los límites principales de la cuenca, al oeste en la Sierra de Talacasto y al este en la Sierra de la Invernada (Fig. V.3).

Beresi y Bordonaro (1984) interpretaron la sección inferior de esta formación como depositada en un ambiente de plataforma marina de gran estabilidad, poco profunda y de baja energía, en una zona intertidal a subtidal. La sección superior se habría depositado en un ambiente de plataforma calcárea restringida, en una zona subtidal alta a supratidal. La edad de esta unidad es ordovícica en base a su abundante contenido fosilífero, que incluye trilobites, braquiópodos, crinoideos, esponjas y arrecifes de estromatopóridos (Keller y Bordonaro, 1993). Abarca desde el Teremadociano inferior hasta el Arenigiano, aunque en algunos sectores la parte cuspidal de esta unidad llega al Llanvirniano inferior.

Formación Yerba Loca

La Formación Yerba Loca fue definida por (Furque, 1963) para las capas que constituyen la Sierra de la Yerba Loca (ubicada fuera de las áreas de estudio). Litológicamente está compuesta por lutitas, wackes y filitas de color gris verdoso, con intercalaciones de cuerpos de composición básica, constituidos por lavas almohadilladas, diques y filones.

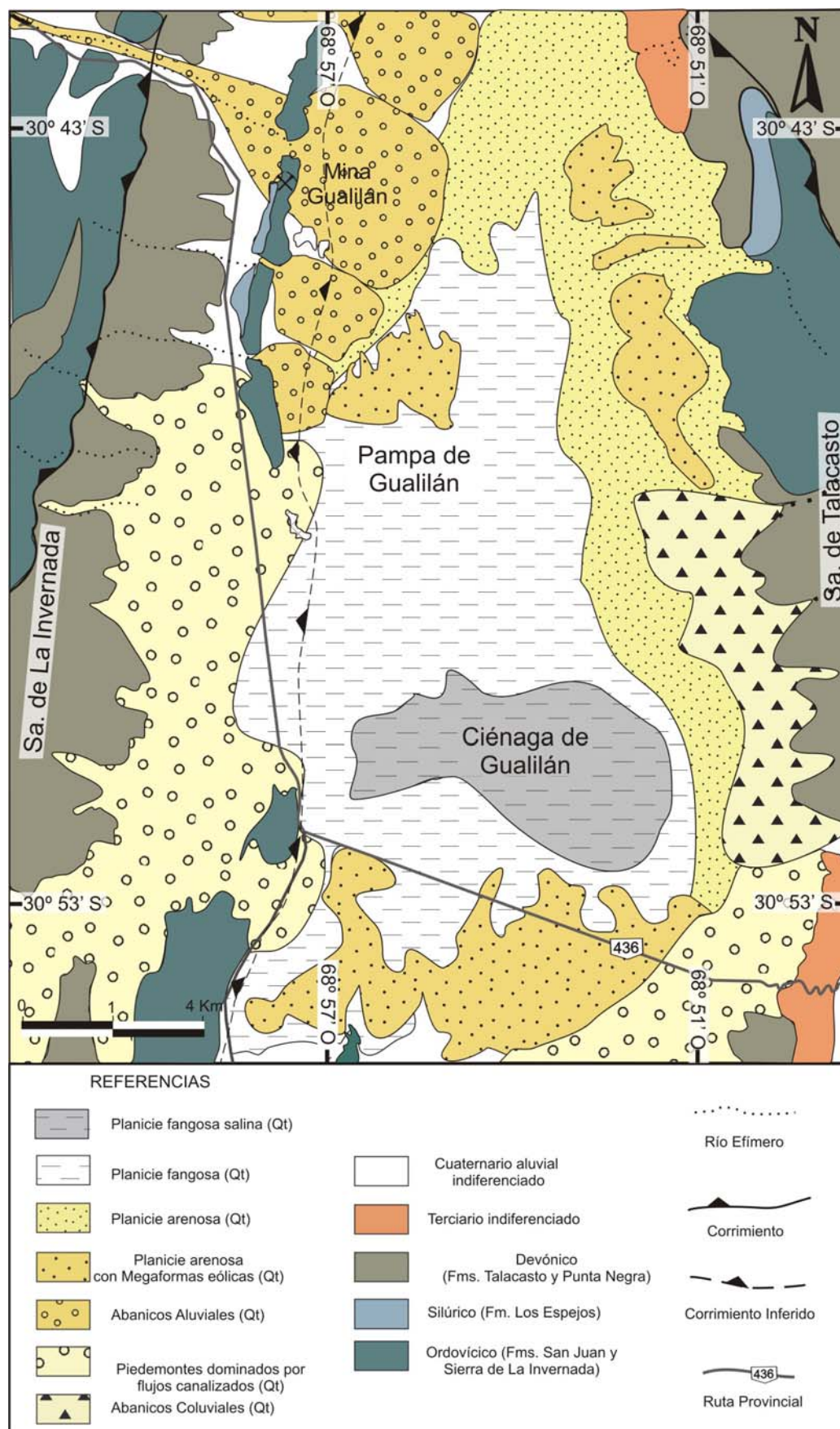


Figura V.3: Mapa geológico del área de Pampa de Gualilán

En la zona del río Jáchal esta unidad se encuentra formando las sierras de La Tranca y Caracol (Fig. V.4 y V.5). En la ladera occidental de la sierra de Caracol predominan las lutitas parcialmente metamorfizadas que muestran como rasgo característico una muy importante participación de minerales micáceos. Hacia el este, conformando la ladera oriental de la sierra, el conjunto se encuentra fuertemente deformado, formando una zona de alteración arcillosa de hasta 40 metros de potencia que marca el plano de corrimiento que asciende los estratos ordovícicos sobre las sedimentitas terciarias (Figura V.4). Otro rasgo particular de la monótona secuencia que conforma la Formación Yerba Loca es la presencia de un gran cuerpo olistolítico en el núcleo y ladera oriental de la Sierra de Caracol (Olistolito Los Túneles; Benedetto y Vaccari, 1992). Este bloque, constituido por un considerable espesor (hasta 80 metros) de calizas gris azuladas interpuestas entre la secuencia pelítica, conforma un nivel muy conspicuo que puede ser fácilmente apreciado desde el mirador del Tunel en la ruta 150 (Fig. V.6).

En el sector de Gualilán la Formación Yerba Loca forma la sierra del Tigre, al oeste del límite occidental de la cuenca (Sierra de la Invernada). Si bien esta unidad no corresponde al límite estructural de la cuenca se desarrolla como una fuente de sedimentos desde el oeste, aunque siempre en forma mayoritaria aparecen las metasedimentitas de la Formación Sierra de la Invernada.

Furque (1982) le asigna a esta unidad un paleoambiente marino epibatial y de baja energía con eventos turbidíticos. Astini (1994) reconoció un miembro inferior mixto (silico-clástico y calcáreo) con aporte de material intra y extracuenal junto con aporte desde el basamento. Por encima describió una potente sucesión de turbiditas silicoclásticas. Este autor también interpretó la sucesión como depositada en un ambiente de talud profundo.

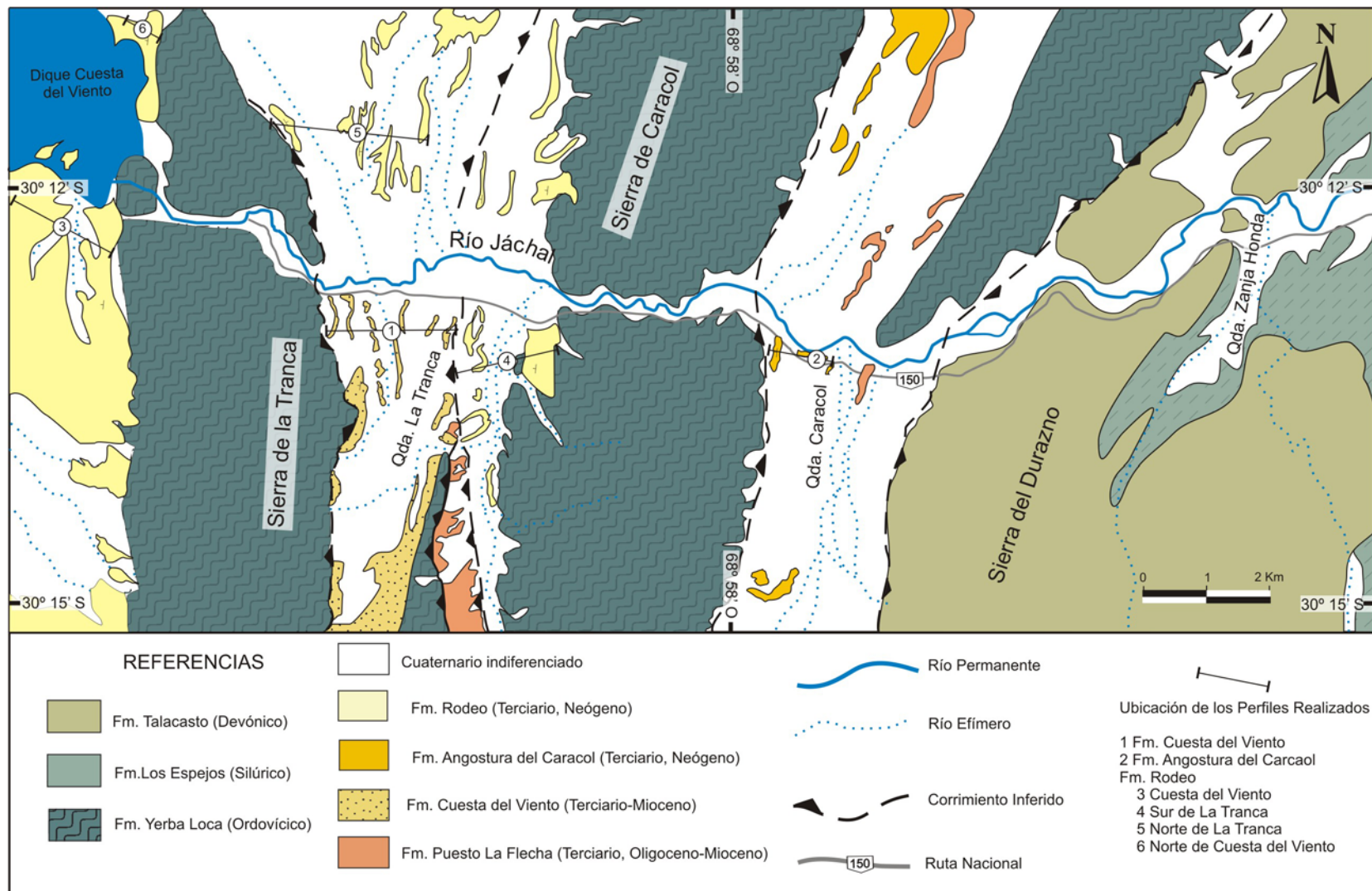


Figura V.4: Mapa geológico del área del río Jáchal y cuencas asociadas.



Figura V.5 : Vista general de la Formación Yerba Loca



Figura V.6 : Vista del olistolito (OL) dentro de la Formación Yerba Loca en la ladera oriental de la Sierra de Caracol

Furque (1963) propone la posibilidad de una edad Paleozoica temprana para la secuencia, edad luego confirmada por los hallazgos fosilíferos de Volkheimer (1962), Blasco y Ramos (1976) y Astini *et al.* (1988). En base a la graptofauna hallada proponen que esta unidad se desarrollaría desde el Llanvirniano hasta el Caradociano inclusive (Ordovícico medio a superior).

Formación Sierra de la Invernada

Esta unidad fue definida por Furque y Caballé (1985) para nombrar una potente sucesión de wackes y pelitas con niveles de conglomerados (anteriormente Formación La Invernada, Furque 1983). En sus niveles inferiores predominan areniscas cuarcíticas y wackes, en el sector medio dominan las pelitas verdosas y en la parte superior domina una alternancia de wackes y lutitas. Estos dos últimos tramos se ven asociados a filones capa y muy escasa coladas basálticas. La Formación Sierra de la Invernada compone la mayor parte de la sierra homónima, conformando los alforamientos del límite occidental de la Pampa de Gualilán.

La sucesión sedimentaria de la Formación Sierra de la Invernada es característica de depósitos turbidíticos, los que corresponden a un ambiente de abanicos submarinos desarrollados en ambiente de talud y llanura abisal proximal (Bordonaro, 1999). En base a su fauna graptolítica Furque *et al.* (1990) asignan al Ordovícico medio a superior (Llandeiliano tardío al Caradociano).

Formación Los Espejos

La Formación Los Espejos (Cuerda, 1965) se encuentra formada por areniscas finas, lutitas y limolitas de color verde a pardo verdoso, con intercalaciones de coquinas. En la parte inferior de esta unidad dominan las lutitas verdes y moradas con concreciones pelítico fosfáticas. Luego se incorporan bancos de areniscas que se hacen más frecuentes hacia la parte media y dominan en el sector superior. Son habituales en este tramo las intercalaciones de coquinas.

Es común que esta unidad se asocie a los afloramientos de la Formación Talacasto, formando cordones alongados en sentido norte-sur. El área de trabajo no es la excepción, y la Formación Los Espejos aflora en la Quebrada Zanja Honda en el área del río Jáchal (Fig. V.4) y en el noroeste de la Pampa de Gualilán formando el Cordón del Peñon (Fig V.3).

Astini y Piovano (1992) interpretan esta unidad como depositada en una plataforma fangosa, que habría evolucionado desde una plataforma fangosa sin influencia de oleaje, a una plataforma interna con influencia de tormentas y, finalmente, hacia una plataforma transicional dominada por tormentas. En base a su contenido fosilífero reconocido por Cuerda (1969 y 1973) y Sanchez *et al.* (1993) se asigna esta unidad al Silúrico medio a superior (Wenlokiano a Pridoliano).

Formación Talacasto

La Formación Talacasto (Pádula *et al.*, 1967) tiene una gran uniformidad litológica (Fig. V.7), está constituida por una sucesión de fangolitas y wackes muy bioturbadas con intercalaciones de capas muy delgadas y continuas de areniscas finas. Dominan las fangolitas moradas y en menor proporción las gris verdosas.

Esta unidad flota en forma casi ininterrumpida a lo largo de la Precordillera central entre los ríos Jáchal y San Juan, sigue en su distribución a los afloramientos de la Formación Los Espejos, sobre la cual se apoya en concordancia a través de un límite transicional. La Formación Talacasto pasa igualmente en forma transicional a la suprayacente Formación Punta Negra.

En el área del río Jáchal los afloramientos de esta unidad aparecen en el sector sudeste formando la sierra del Durazno que limita al este el valle de Caracol y aguas arriba de la quebrada Zanja Honda (Fig. V.4). Esta Formación aflora ampliamente en el área de la Pampa de Gualilán, al oeste, donde forma la vertiente oriental de la sierra de la Invernada, y al sur, formando gran parte de la sierra de la Crucecita. También se

presentan afloramientos en la Sierra de Talacasto y el Cordón del Peñon (al este y al norte, respectivamente).

Astini (1991) propone que estas sedimentitas habrían sido depositadas en un ambiente plataforma fangosa predominantemente tranquila y con tasas de sedimentación relativamente altas y divide a la unidad en tres facies que se habrían depositado de base a techo en un ambiente de plataforma fangosa sin influencia de oleaje, de plataforma fangosa con influencia periódica de oleaje y de plataforma. En base a su fauna de braquiópodos Astini (1991) y luego Herrera (1993) asignaron esta unidad al Devónico inferior.

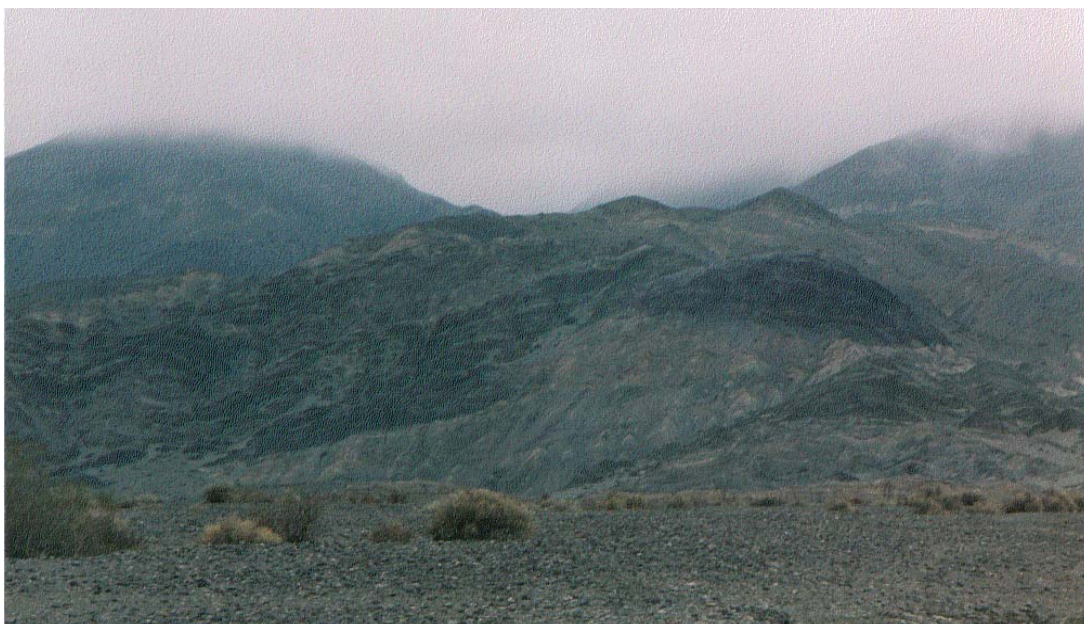


Figura V.6 : Vista general de la Formación Talacasto en la quebrada de Caracol

Formación Punta Negra

Por último dentro del grupo de unidades paleozoicas se encuentra la Formación Punta Negra. Esta unidad fue definida por Bracaccini (1949) para un conjunto de wackes, areniscas, lutitas y limolitas, entre los que se intercalan delgados bancos de conglomerados y sabulitas. Es concordante con la Formación Talacasto, a la que acompaña en la mayor parte de los afloramientos.

La Formación Punta Negra es de amplia distribución en el sector de la Pampa de Gualilán. Hacia el norte, en los alrededores del río Jáchal, los afloramientos de la unidad

se encuentran al sur del área estudiada por lo que no se han representado en el mapa geológico de esta área.

Hay acuerdo entre los distintos autores en asignarle un origen turbidítico a la sucesión, pero no sobre la interpretación paleoambiental. Mientras que para algunos representaría una asociación de talud y abanico submarino (González Bonorino, 1975), otros la interpretan como una rápida progradación de un abanico deltaico (Astini, 1990). La escasez de restos fósiles no ha permitido establecer con precisión la edad de esta unidad, en base a algunos hallazgos de restos vegetales provenientes de sus niveles medios y superiores (Frenguelli, 1951) se asigna a una edad devónica. Esto sumado a las relaciones estratigráficas con la Formación Talacasto indicaría una edad devónica media o quizá superior.

TERCIARIO

Un segundo grupo estratigráfico corresponde a las unidades terciarias, donde se incluyen las Formaciones Puesto La Flecha, Cuesta del Viento, Rodeo, Cuculí, El Corral, Angostura del Caracol y cuerpos dacíticos de la Precordillera.

Formación Puesto la Flecha

La Formación Puesto La Flecha, definida por (Caselli *et al.* (2002), se encuentra integrada por pelitas laminadas y masivas rojas, con intercalaciones de yeso y niveles de conglomerados clasto-sostenidos. En los afloramientos dentro del área de estudio pueden ser reconocidas tres asociaciones de facies, en la base de la sucesión dominan ciclos granodecrecientes de aproximadamente 7 m de espesor y de color rojo (asociación 1, Fig. V.8). Se encuentran formados por conglomerados y pelitas con intercalaciones de yeso; los niveles conglomerádicos, de hasta 1 metro de potencia, tienen geometría de lentes medianamente amalgamados. Poseen rodados de areniscas, vulcanitas básicas y silíceos que muestran un tamaño medio de 5 cm con clastos de hasta 10 centímetros..

Luego se observa una monótona sucesión de pelitas rosadas con intercalaciones de yeso, interpretadas como una expansión del ambiente de barreal (asociación 2). Finalmente coronando la secuencia aparecen ciclos granocrecientes (asociación 3), de limolitas, arenas y conglomerados clasto-sostenidos

Los afloramientos se prolongan hacia el sur desde la quebrada de La Flecha (Provincia de La Rioja) siguiendo el faldeo oriental de la Precordillera hasta los alrededores de Guandacol (Caselli *et al.*, 2002) y también aflora en distintas localidades de la Precordillera central (Jordan *et al.*, 1993; De la Fuente *et al.*, 2003; Tedesco, 2006 y Ciccioli, 2008). En la zona de estudio la unidad aflora tanto en el valle de Caracol como en el de La Tranca, pero en ésta última se restringe al sector sur del río Jáchal. La estructura general es de capas que inclinan fuertemente hacia el oeste, aunque localmente se observan fallas inversas y pequeños pliegues de arrastre asociados. En el área de trabajo no se observa su base y respecto a sus relaciones de techo en el valle de Caracol es sobreyacida en concordancia por la Formación Angostura del Caracol. En el valle de La Tranca no se observa su techo, ya que se encuentra en contacto de falla con la Formación Yerba Loca.

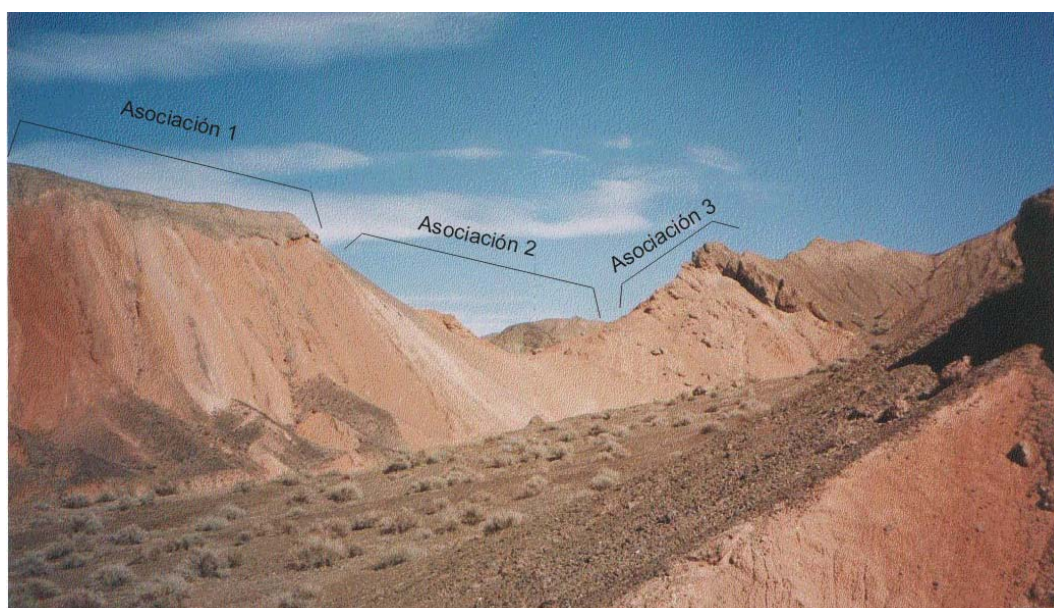


Figura V.8 : Vista general de las tres asociaciones de facies de la Formación Puesto La Flecha

Más al norte Caselli *et al.* (2002) interpretaron a las sedimentitas de la Formación Puesto La Flecha como correspondientes a un ambiente de barreal, con ciclos grano y estratocrecientes que indicarían pulsos de expansión y luego contracción del sistema de barreal. Los ambientes son similares a los interpretados para los afloramientos en el área del río Jáchal, con la excepción la representación de un sistema fluvial de tipo sinuoso, en la base. 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 Fuente *et al.* (2003) el contenido fosilíferos del 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.

Formación Cuesta del Viento (nov. den.)

Estratigráficamente por encima de la Formación Puesto La Flecha se encuentra Formación Cuesta del Viento, formada por brechas con matriz pelítica, con clastos de lutitas y filitas verdosas e intercalaciones de pelitas castaño rosadas claras (Fig. V.9). Estas rocas fueron primeramente mapeadas por Furque (1979) en la Hoja Geológica Jáchal 18c, quien las incluyó junto con el Conglomerado Castaño en la Formación Rodeo. Varios años más tarde Jordan *et al.* (1993) dataron ambas sucesiones y las separaron en base a su litología y su edad reconociéndola con el nombre informal de “Conglomerado Gris”.

Los afloramientos de esta unidad se restringen al valle de La Tranca, donde se apoya en discordancia sobre las Formaciones Yerba Loca y Puesto La Flecha o está separada de la Formación Rodeo a través de un contacto de falla (Jordan *et al.* 1993). Dataciones efectuadas sobre una toba de la parte superior de la sucesión de la Formación Cuesta del Viento arrojaron edades de $19,5 \pm 1,1$ Ma y $19,1 \pm 1,3$ Ma

(Mioceno inferior, Jordan *et al.* 1993). Una descripción litológica detallada, junto con una interpretación paleoambiental es presentada en el capítulo X.



Figura V.9: Vista general de la Formación Cuesta del Viento, se observa la intercalación de brechas grisverdosas y pelitas.

Formación Rodeo

Continuando la estratigrafía local aparece la Formación Rodeo, esta unidad fue definida por Furque 1963 en su hoja que fue recién publicada en 1979, para nombrar a la misma sucesión en la que Wetten (1975) distinguió la Formación Lomas del Campanario y la Formación Las Flores, reunidas dentro del Grupo Iglesia. Luego distintos autores, al estudiar la sucesión, emplearon alguno de los dos esquemas anteriores pero sin seguir un único criterio sobre la nomenclatura estratigráfica. Finalmente Gagliardo *et al.* (2000) realizaron un análisis crítico de la estratigrafía de la región, revisando la nomenclatura utilizada por los distintos autores para las sedimentitas neógenas de la cuenca Rodeo-Iglesia y comparando la validez de los dos esquemas estratigráficos. En este trabajo los autores concluyen que las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, según las

definiera Wetten (1975), resultarían sólo tramos estratigráficos de la Formación Rodeo en el sentido de Furque (1979).

Esta unidad se encuentra compuesta principalmente por ignimbritas, areniscas volcaniclásticas, pelitas blanquecinas, naranjas y conglomerados (Fig V.9), en menor proporción aparecen facies brechosas. Esta formación se apoya en discordancia sobre unidades paleozoicas del área.



Figura V.9: Vista general de la Formación Rodeo en el valle Rodeo-Iglesia, vista hacia el norte.

Los afloramientos de la Formación Rodeo constituyen una faja ubicada entre la Cordillera Frontal y las estribaciones más occidentales de la Precordillera. En la zona de trabajo esta unidad aflora en la cuenca de Rodeo-Iglesia, en la región septentrional del valle de La Tranca, y como una estrecha faja que se extiende hacia el sur de este valle. Estos últimos afloramientos de la unidad habrían sido informalmente llamados por Jordan *et al.* (1993) como “conglomerado castaño”, sin embargo algunas de estas rocas fueron ya mapeadas por Furque (1979) en la Hoja Geológica 18c como Formación Rodeo.

Los principales ambientes representados dentro de esta unidad son sistemas fluviales, barreales y grandes espesores de intercalaciones piroclásticas, un estudio de mayor detalle de la sección basal de esta unidad es presentado en el Capítulo XI.

Debido a las numerosas intercalaciones de tobas y su relación con la compresión andina se han efectuado una gran cantidad de dataciones de esta unidad (ver Capítulo XI). Tabbutt et al. (1989) presenta una edad de $8,1 \pm 1,5$ Ma; Beer et al. (1990), por otra parte, en su trabajo llega a la conclusión de la unidad de haber depositado desde el Mioceno medio a tardío hasta el Plioceno. Dataciones realizadas por Jordan et al. (1993) sobre una toba en la parte superior de la sucesión en el valle de La Tranca ("conglomerado castaño") dio una edad promedio de $9,4 \pm 0,9$ Ma (Mioceno tardío).

Dacitas

Se incluye en este grupo a cuerpos subvolcánicos dacíticos de color gris blanquecino y grano muy fino con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y cuarzo (Furque, 1983). Se encuentran en el noroeste y oeste de la Pampa de Gualilán donde estos cuerpos sub-volcánicos intruyen a las calizas ordovícicas y las sedimentitas marinas siluro-devónicas.

Leverato (1976) presentó una datación K/Ar de un cuerpo dacítico al sudoeste del área de trabajo (sur de arroyo Tocota) con una edad de $18,3 \pm 2,5$ Ma correspondiente al Mioceno medio.

Formación Cuculí

Esta unidad fue definida por Cuerda y Furque (1981) y se encuentra formada por areniscas, limolitas y conglomerados. Furque (1983) dividió a la unidad en tres miembros: Miembro Arenoso Basal, Miembro Conglomerádico y Miembro Arenoso Superior. El primero está formado por areniscas finas a medias y limolitas pardo-rojizas con laminación horizontal, con ocasionales intercalaciones de bancos sabulíticos. El Miembro Conglomerádico se compone de bancos grano y estrato crecientes de conglomerados

con bases erosivas, mientras que el Miembro Arenoso Superior está formado por areniscas medias a gruesas y limolitas rojizas con escasas intercalaciones de conglomerados.

Esta unidad se encuentra en el sector oriental y sur de la Pampa de Gualilán (Fig. V.3, Terciario indiferenciado), formando parte de las sierras de Talacasto, La Trampa y La Crucecita. Se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Vallecito y está cubierta en forma concordante con límites transicionales por la Formación El Corral.

Jordan y Damanti (1990) propuso a la Formación Cuculí como un equivalente lateral de la Formación Quebrada del Jarillal, alforante en el valle del Río Bermejo. Ambas unidades se habrían depositado en un ambiente de ríos entrelazados efímeros que drenaban sus aguas hacia el este, representando la Formación Cuculí un sector más proximal. Estos autores también presentan edades radimétricas de esta unidad (2.5 ± 2 Ma para la parte inferior y 10.4 ± 2.1 Ma para la superior) asignándola al Mioceno medio-Mioceno superior bajo.

Formación El Corral

Fue Furque (1963) quién definió esta unidad para referirse a afloramientos conglomerádicos con una importante variabilidad composicional. En el área de estudio se presenta como fanglomerados con algunas intercalaciones de areniscas y limolitas lenticulares en el noroeste y sudeste del área de Pampa de Gualilán (Fig. V.3, Terciario indiferenciado). Sus afloramientos se encuentran estrechamente ligados a los depósitos correspondientes a la Formación Cuculí. Los conglomerados grises y castaños, que se encuentran en el área del río Jáchal fueron incluidos por Furque (1979) dentro de esta unidad, pero luego el trabajo de Jordan (1993) permitió separarlos en base a su litología y edad en dos unidades.

La Formación El Corral representa los depósitos sinorogénicos de la cuenca del Bermejo y se habría depositado en un ambiente de bajada (Jordan *et al.* 1990). Jordan *et al.* (1990) determinaron que la Formación El Corral es un equivalente a la Formación

Huachipampa de la Precordillera Oriental. Furque (1979) le atribuye una edad “entre el terciario y el cuaternario más antiguo”, Jordan y Damanti (1990) y Jordan *et al.* (1990) la asignan al Mioceno superior, sobre la base de la edad de una toba intercalada en la secuencia de 9.2 ± 2.5 Ma. Por su parte Tedesco (2006) y Ciccioli (2008) atribuyen una edad Pliocena en los alforamientos de esta unidad en la Provincia de La Rioja.

Formación Angostura del Caracol (nov. den.)

Se ha agrupado en esta tesis en una misma unidad (aquí llamada Formación Angostura del Caracol) a un conjunto de conglomerados violáceos, pelitas rojizas y areniscas líticas gris verdosas con entrecruzamiento de mediana y gran escala (Fig. V.11). Jordan *et al.* (1993) reconocieron a la parte superior de esta sucesión como “unidades eólicas miocénicas”, mientras que Suriano y Limarino (2005) las agruparon dentro de sus “areniscas entrecruzadas”. En el área de estudio esta unidad aflora en el valle de Caracol y sobreyace a las sedimentitas rojas de la Formación Puesto La Flecha; su límite superior es por contacto de falla con la Formación Yerba Loca.

La parte inferior de la sucesión se habría depositado en un ambiente fluvial que pasa transicionalmente a un ambiente eólico. Una descripción, perfil sedimentológico e interpretación más detallada del ambiente depositacional de esta unidad se presenta en el Capítulo X. Se asigna esta unidad al Mioceno Medio en base a la información presentada por Jordan *et al.* (1993) y Milana (1993). En particular Jordan *et al.* (1993) asignaron una edad de 14 a 15 Ma (Mioceno medio) para las eolianitas, a las que interpretaron como un equivalente lateral de la Formación Cerro Morado. Para Milana (1993), en cambio, las eolianitas estarían estratigráficamente por encima de la Formación Cerro Morado, aunque les asigna una antigüedad enteramente similar a la propuesta por Jordan *et al.* (1993). Además, Milana (1993) correlaciona a estas eolianitas con los depósitos de similar origen expuestos en la base de la Formación Mariño en Mendoza.



Figura V.11 : Vista general del intervalo eólico de la unidad de areniscas entrecruzadas.

CUATERNARIO

Dentro de este grupo se incluye a todo el relleno cuaternario de las cuencas estudiadas. Estas sedimentitas son uno de los objetivos principales de estudio de este trabajo por lo una descripción detallada de estas unidades puede ser observada en los Capítulos VII, VIII y IX.

Furque (1979) distinguió tres grandes unidades a lo largo del curso superior del río Jáchal, las Formaciones Iglesia, Niquivil y Pachimoco. La Formación Iglesia agrupa los depósitos de bajada del valle de La Tranca y oeste del valle de Rodeo y según este autor se encuentra formado por conglomerados con rodados provenientes de la sierra de La Tranca (Fm. Yerba Loca). Dentro de la Formación Niquivil incluye el antiguo relleno del valle del río Jáchal, en una extensa franja que se extiende de norte a sur, posee abundantes clastos de la Formación Yerba Loca y clastos de calizas de la Formación San

Juan. Por último se encuentra la Formación Pachimoco, en la que agrupa terrazas de color blanquecino compuestas por arenas finas, limos y arcillas a las que les asigna un origen lacustre.

Suriano y Limarino (2005) propusieron para el relleno cuaternario de los valles de La Tranca y Caracol una descripción sedimentológica junto con una división en aloformaciones, la Formación Niquivil sería equivalente a la Aloformación A, que se encuentra pedimentando las unidades terciarias del área. Los depósitos correspondientes a la Formación Pachimoco estarían incluidos por estos autores dentro de las Aloformaciones B y C. Por último Colombo *et al.* (2005 y 2009) analizaron las sucesiones sedimentarias y dataron niveles cuaternarios a lo largo del sector superior del valle del río Jáchal.

En cuanto a la sedimentación cuaternaria del área de Gualilán Furque (1983) reconoce tres unidades geomorfológicas, de bajada, de médanos y de barreales y lagunas temporarias. Estas unidades son subdivididas en esta Tesis según las geoformas reconocidas, su distribución es mostrada en la figura V.3 y son explicadas en el Capítulo XI.

V.4 SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE CORDILLERA FRONTAL

Si bien la zona de la Cordillera Frontal se encuentra fuera del área de estudio, por conformar el área de aporte desde el oeste se realizará una muy breve descripción de las unidades aflorantes en el sector oriental de la misma. El único objetivo de esta sección es realizar una corta reseña basada en bibliografía pre-existente para facilitar el reconocimiento de las diferentes áreas de proveniencia. Serán descriptas sólo las más abundantes en este sector a las latitudes del área de trabajo en base al mapa de la Hoja Geológica Rodeo 3169-I (Cardó y Díaz 1999).

PALEOZOICO SUPERIOR-TRIÁSICO

Formación Cerro de Agua Negra

La Formación Cerro de Agua Negra definida por Polanski (1970) se encuentra formada por lutitas oscuras, areniscas y conglomerados, grisáceos a verde oscuros y calizas. Aflora en el sector sur-este y oeste de la cordillera de Colangüil (límite occidental de la cuenca Rodeo-Iglesia). Numerosos estudios ambientales fueron realizados sobre esta unidad (Gutiérrez, 1983; Gabaldón *et al.*, 1985 y Nawratil, 1983) y todos coinciden en interpretarla como depositada en un ambiente marino litoral que pasa hacia un ambiente de tipo fluvial. La edad de esta unidad es carbonífera superior a pérmica inferior (Aparicio, 1969).

Rocas Plutónicas Permo-Triásicas, Batolito Colangüil

Los afloramientos de rocas ígneas neopaleozoicas se agrupan bajo la denominación Batolito de Colangüil, formando gran parte de la Cordillera Frontal. En general dentro de los plutones del batolito de Colangüil se observa una zonación, con los cuerpos intrusivos más jóvenes hacia el centro. Está compuesto por tonalitas, granodioritas, granitos y microgranitos rosados (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996), aunque la composición predominante es granodiorítica (Llambías y Sato, 1990). Los cuerpos que componen el Batolito de Colangüil de sur a norte son los siguientes: plutones Tocota, Chita, Agua Negra, Agua Blanca, Romo, y Conconta. Los cuerpos plutónicos en general tienen forma alargada en sentido meridional y con dimensiones de los cuerpos van de 4 a 30 Km de longitud y 2 a 10 Km de ancho (Cardó y Díaz, 1999). Las rocas del Batolito de Colangüil en general intruyen las sedimentitas carboníferas aunque algunos cuerpos intruyen al grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1990).

La edad del Batolito de Colangüil según dataciones Rb/Sr realizadas por Linares y Llambías (1974), Sato y Kawashita (1988) y Shaw *et al.* (1990) está comprendida entre los 264 y 247 Ma (Pérmico-Triásico).

Rocas ígneas Permo-Triásicas, Grupo Choi-Yoi

Componen esta unidad una muy heterogénea sucesión volcano-sedimentaria de tobas, aglomerados, ignimbritas y calizas. Si bien hay numerosos antecedentes que de reconocimiento de esta unidad, fue denominada Formación Choiyoi por Rolleri y Criado Roque en 1969; luego Rodríguez Fernández *et al.* (1996) definieron al Grupo Choiyoi como un conjunto volcanosedimentario integrado por las formaciones Castaño, La Chilca y Las Pircas.

Según Llambías *et al.* (1990) los alforamientos del Grupo Choiyoi en el cordón de Colangüil (al oeste del área de estudio) puede dividirse en dos, abajo una sección sedimentaria y por encima una ignimbrita andesítica a dacítica. El pasaje entre ambas es de carácter transicional.

La sección inferior, sedimentaria, es de escaso desarrollo y se encuentra formada por conglomerados con matriz arenosa, areniscas gruesas, localmente aparecen intercalaciones pelíticas. Hacia arriba pasan a aglomerados volcánicos con abundantes clastos de andesitas, zona de transición hacia los mantos ignimbríticos andesíticos. La sección superior, la más extensa y de mayor espesor, marca el comienzo de la fase eruptiva. Se encuentra formada por ignimbritas andesíticas a dacíticas de color gris verdoso oscuro. (Llambías *et al.* 1990). La sección inferior es equivalente a la Formación Castaño, mientras que la parte superior se corresponde con la Formación La Chilca (Cardó y Díaz, 1999).

Los depósitos del Grupo Choiyoi se han desarrollado en una cuenca de rift, mientras los bloques elevados se encuentran al este y norte, al oeste los espesores aumentan hasta 2500 y 3000 metros (Cardó y Díaz, 1999). Numerosas dataciones (Shaw *et al.*, 1990; Rodríguez Fernández *et al.*, 1996 y Cardó y Díaz 1999) permiten concluir

una edad pérmica inferior a triásica superior para el Grupo Choiyoi. Llambías *et al.* (1990) proponen que las rocas de este grupo son un equivalente en superficie del Batolito Colangüil en base a su geoquímica y edad.

TERCIARIO

Volcanitas del arco magmático terciario

Se incluyen en este grupo a la Formación Valle del Cura, el Grupo Doña Ana, la Formación Cerro de las Tórtolas, la Ignimbrita Vacas Heladas y la Formación los Bañitos. La Formación Valle del Cura (Limarino *et al.*, 1999), se encuentra formada por tobas, lavas, conglomerados, arenas y pelitas. El Grupo Doña Ana (Maksaev *et al.*, 1984) está dividido en las Formaciones Tillito y Escabroso, y representado principalmente por rocas piroclásticas ácidas y mesosilíceas subordinadas, que representan el arco magmático andino (Kay *et al.*, 1987; Ramos *et al.*, 2002 y Litvak *et al.*, 2007). El magmatismo de la Formación Cerro de las Tórtolas corresponde a andesitas y dacitas del máximo volcánico Mioceno de este sector de la cordillera (Maksaev *et al.*, 1984 y Litvak *et al.*, 2007). La unidad volcánica más joven corresponde a las ignimbritas Vacas Heladas y por último se encuentra la Formación Los Bañitos, una unidad sedimentaria de escasa representación.

Estas formaciones afloran principalmente en el área de Valle del Cura inmediatamente al oeste de la Cordillera de Colangüil, desde donde pueden constituir un área de aporte hacia las cuencas que serán analizadas luego. Una descripción más detallada de estas unidades, discusión sobre sus edades, relaciones y ubicación se encuentran en los trabajos de Litvak *et al.* (2007) y Alonso *et al.* (2009).

VI. ESQUEMA CONCEPTUAL PARA EL ESTUDIO DE CUENCAS DE *PIGGYBACK*

VI.1. INTRODUCCIÓN

En conjunto el ambiente intramontano que caracteriza a las cuencas de *piggyback*, y en particular el área de piedemonte, ha sido más caracterizado desde el punto de vista geomorfológico (Ballantyne, 2002; Curry y Morris, 2004; Saito y Oguchi, 2005) que sedimentológico (salvo algunas notables excepciones como Blair y McPherson, 1994; Bilkra y Nemec, 1998). Por lo que la naturaleza de sus depósitos en secuencias antiguas ha merecido mucha menor atención que la del resto de los ambientes continentales.

La creencia generalizada de que los depósitos de piedemonte rara vez se preservan ha conspirado para su identificación y análisis en secuencias antiguas. Ciertamente que este tipo de ambientes muestra una menor tasa 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 y transtensivas-transpresivas etc.) las acumulaciones de piedemonte pueden constituir una parte sustancial del registro sedimentario.

Por otro lado, el área de *piggyback* resulta un reservorio clástico, capaz de almacenar volúmenes significativos de detritos, susceptibles de ser retransportados y redepositados masivamente en el antepaís al producirse cambios en las condiciones alogénicas del sistema (Beer *et al.*, 1987; Horton y DeCelles, 2001 y Suriano y Limarino, 2006).

VI.2. ESQUEMA CONCEPTUAL PARA EL ANALISIS DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS SEGUIDO EN ESTA TESIS

Para la caracterización de las cuencas de *piggyback* en esta tesis se han estudiado cuencas actuales y recientes:

1. La Tranca (Capítulos VII y VIII),
2. Caracol (Capítulos VII y VIII),
3. Zanja Honda (Capítulos VII y VIII),
4. Pachimoco (Capítulo VIII)
5. Gualilán (Capítulo IX).

Así como secuencias terciarias depositadas en cuencas de *piggyback* en el mismo entorno geográfico:

1. Fm. Cuesta del Viento (Capítulo X),
2. Fm. Angostura de Caracol (Capítulo X),
3. Sección inferior de la Fm. Rodeo (Capítulo XI).

En esta tesis los diferentes depósitos y geoformas reconocidos dentro de las cuencas de *piggyback* intra e intermontanas, se dividirán en cuatro órdenes de sistemas depositacionales, relacionados con su génesis y, principalmente, su jerarquía dentro de la cuenca (Fig.VI.1). Este análisis es similar al orden propuesto por Strahler (1952) para sistemas fluviales, en el cual los órdenes menores corresponden a los tributarios y el mayor al río troncal. Esta división cobrará importancia en cuanto a la influencia e interrelación entre los distintos ambientes, así como también en el desarrollo del modelo de sedimentación.

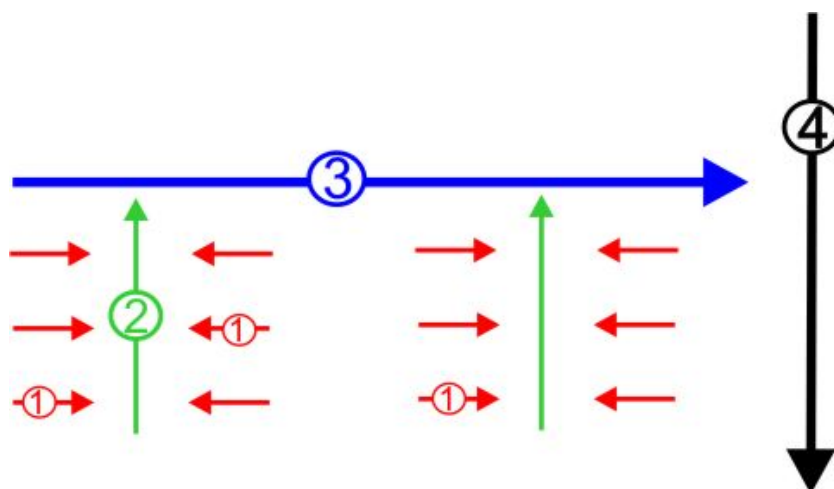


Figura VI.1: Esquema mostrando los distintos tipos de órdenes utilizados para el análisis de ambientes en cuencas de *piggyback*.

Los sistemas de primer orden que corresponden a los coluviales, son los encargados de llevar el material desde la zona montañosa (frente de generación de sedimentos) hacia el piso de la cuenca (Figs. VII.1 y VII.2). Los sistemas de segundo orden son aquéllos que reciben el material desde los sistemas de primer orden. En el caso de las cuencas asociadas al río Jáchal, están representados por sistemas fluviales colectores que transportan el sedimento de forma axial a lo largo de las cuencas (Capítulo VII); mientras que en la cuenca de Pampa de Gualilán se encuentra representado por ríos colectores de menor desarrollo y extensos barreales (Capítulo IX). Por otra parte se tienen los sistemas de tercer orden, que se encuentran representados por el sistema de transferencia (p.e. río Jáchal), y corresponden a los de mayor jerarquía estudiados en esta Tesis. Por último, dentro de un esquema regional, se encuentran los sistemas de cuarto orden (Fig. VI.1), que no son analizados en detalle, pero que constituyen el nivel de base regional de las cuencas de *piggyback*, como es el caso del río Bermejo-Desaguadero para las cuencas aquí estudiadas.

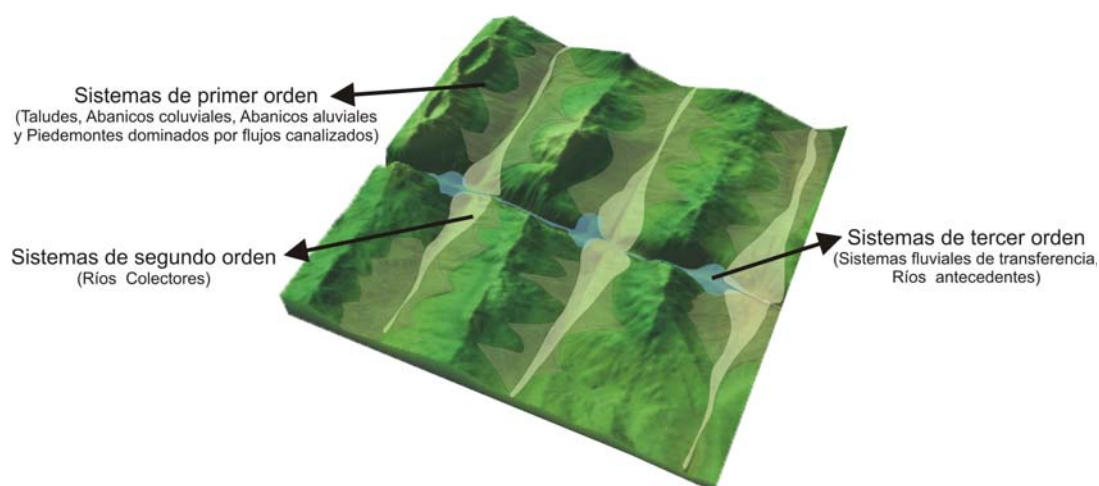


Figura VI.2: Distribución de los distintos ambientes y su jerarquía dentro de las cuencas de *piggyback* intermontanas

En los siguientes Capítulos (VII, VIII y IX) serán analizados y definidos los ambientes para cada uno de los órdenes analizados. También serán discutidas las diferentes terminologías utilizadas, luego se hará hincapié en las características geomorfológicas, así como en los depósitos generados por estos ambientes. Todo esto con el fin de establecer los procesos involucrados y la dinámica de funcionamiento propia de los sistemas, para así poder diferenciar procesos de carácter autocíclico de aquellos alocíclicos.

VI.3. CLASIFICACIÓN DE CUENCAS DE *PIGGYBACK* PROPUESTA EN ESTA TESIS

El relleno sedimentario de las cuencas de *piggyback* ha merecido comparativamente mucha menor atención que las ubicadas dentro de un contexto igualmente compresivo como las de antepaís y antearco. El término *piggyback* fue definido por Ori y Friend (1984), para nombrar a aquellas cuencas que se forman y rellenan mientras están siendo llevadas sobre láminas de corrimiento en movimiento. Otros nombres que reciben las cuencas de *piggyback* son los de "cuenca de antepaís

satélite" (Einsele, 2000) o "cuencas a cuestras" (Arche, 1989). Sin embargo, en la mayoría de los trabajos de habla hispana se mantiene el término "*piggyback*".

Obsérvese que de acuerdo a la definición original de Ori y Friend (1979), estas cuencas no necesariamente se encuentran relacionadas a la interacción de placas en márgenes convergentes, sino que también podrían desarrollarse en contactos transformantes. No obstante lo dicho, las cuencas de *piggyback* se asocian en la gran mayoría de los casos a cuencas de antepaís.

Las cuencas de antepaís son divididas en cuencas periféricas (en márgenes colisionales) o de retroarco (en márgenes de tipo andino, Ingersoll y Busby, 1995). La misma división puede ser aplicada inicialmente a las cuencas de *piggyback* (Fig. VI.3 a y b). A éstas deberían agregarse aquellas cuencas asociadas a márgenes transpresivos (Fig. VI.3 c); como ya fuera destacado por Howard *et al.* (2006). Dentro de este contexto las cuencas de *piggyback* analizadas en esta Tesis corresponden a aquellas desarrolladas en márgenes compresivos de subducción tipo andina (controladas por fallas antitéticas).

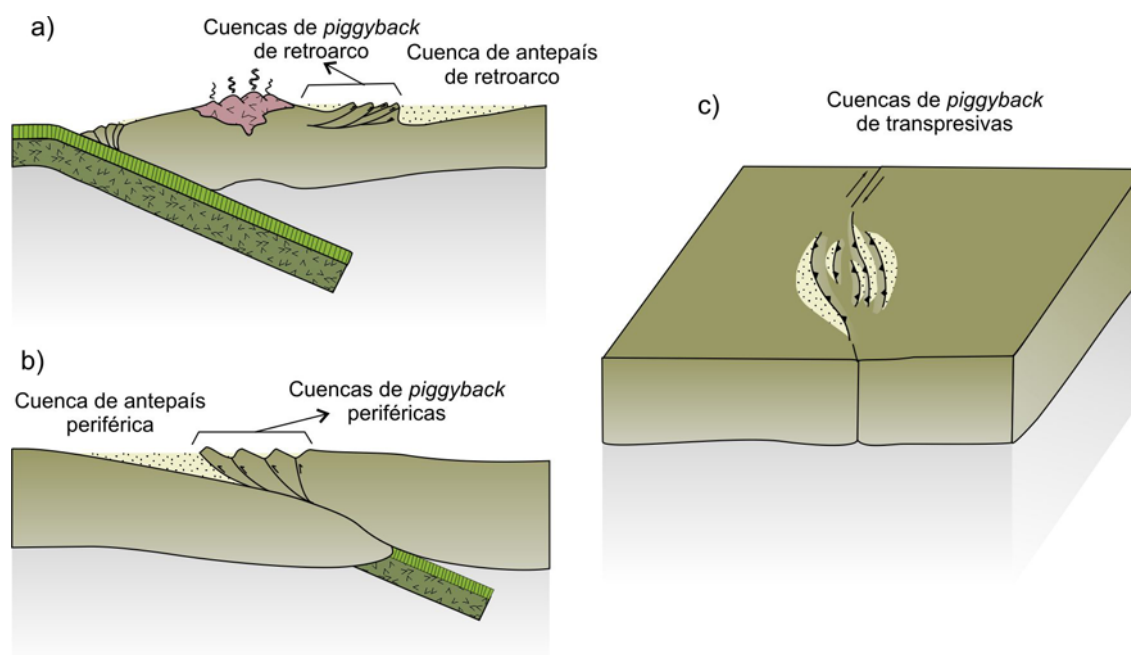


Figura VI.3: Distintos arreglos tectónicos correspondientes a cuencas de *piggyback*. a) asociadas a cuencas de antepaís de retroarco, b) asociadas a cuencas de antepaís periféricas y c) asociadas a sistemas transpresivos

Wagerich (2001) dividió las cuencas de piggyback en dos tipos, que son los casos extremos de un continuo. El tipo 1 de cuencas de piggyback corresponden a las de aguas profundas y se producen principalmente como cuencas elongadas por corrimientos en el bloque yacente de las fallas en etapas tempranas de las cuñas orogénicas. El tipo 2 corresponde a cuencas continentales o marinas poco profundas que se forman predominantemente en etapas orogénicas tardías. Las cuencas aquí estudiadas (tanto terciarias como cuaternarias) corresponden al tipo 2 de Wagerich (2001). Cuencas continentales, como las aquí estudiadas, según DeCelles y Giles (1996) acumulan el material más grueso debido a que se asocian a altos relieves topográficos; aunque, como veremos más adelante, espesas sucesiones de grano fino pueden también acumularse en este contexto.

Además de la clasificación de Wagerich (2001) se propone en este trabajo una clasificación para cuencas de *piggyback* continentales (Fig. VI.4). En esta tesis las cuencas de *piggyback* de la Precordillera son inicialmente divididas en 2 tipos en función de la existencia o no de un sistema de transferencia que las conecte con el antepaís.

Tipos Cuencas de <i>Piggyback</i>	Sistemas de primer orden	Sistemas de Segundo orden	Sistemas de tercer orden
CERRADA sin sistema de transferencia	Taludes Abanicos Coluviales Pendientes aluviales Abanicos aluviales	Sistema río Colector- Conoide Barreal	
ABIERTA con sistema de transferencia	Taludes Abanicos Coluviales Pendientes aluviales Abanicos aluviales	Sistema Río Colector- Conoide	Entrelazado gravoso <i>Wandering</i> Sistema fluvial Anastomosado Sistemas lacustres y microdeltaicos

Figura VI.4: Cuadro mostrando la clasificación de cuencas de *piggyback* continentales propuesta en esta tesis y los diferentes ambientes depositacionales que han sido reconocidos.

Las cuencas de piggyback cerradas (Fig. VI.4), corresponden a aquellas que no poseen sistema de transferencia como es el caso de la cuenca de la Pampa de Gualilán (capítulo IX). Las cuencas de piggyback abiertas son aquéllas que poseen un sistema de transferencia que las interconecta y eventualmente lleva material hacia el antepaís (La Tranca, Caracol, Zanja Honda y Pachimoco, capítulos VII y VIII).

Una terminología que se utiliza en esta tesis asociada al concepto de cuenca de *piggyback* corresponde a los términos intra e intermontana. Por un lado se encuentran las cuencas de *piggyback* típicas o intramontanas, que corresponden a depresiones asociadas a una faja plegada y corrida que forma una única unidad morfoestructural (por ejemplo las cuencas de La Tranca y Caracol en la Precordillera Occidental). Por el otro se encuentran las cuencas de *piggyback* intermontanas, que si bien se asocian al mismo contexto compresivo, muestran mayor extensión areal y separan unidades morfoestructurales diferentes (en nuestro caso la cuenca de Rodeo-Iglesia, que se encuentra entre la Cordillera Frontal y la Precordillera).

VII. SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN CUENCAS DE *PIGGYBACK* ABIERTAS: SISTEMAS DE PIEDEMONTE Y COLECTOR EN LAS NACIENTES DEL RÍO JACHAL

VII.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se presenta el estudio de los depósitos cuaternarios pertenecientes a los sistemas de primer y segundo orden reconocidos en las cuencas ubicadas en el sector occidental del río Jáchal (desde las nacientes del río hasta las cercanías de la localidad de Pachimoco). Conteniendo así las cuencas de La Tranca, Caracol, Zanja Honda y Pachimoco. Las tres primeras corresponden a cuencas estrechas (menos de 4 kilómetros de ancho), mientras que la de Pachimoco posee mayor extensión lateral (hasta 15 kilómetros). Todas se encuentran limitadas en sus márgenes oriental y occidental por sedimentitas paleozoicas que conforman la Precordillera.

La estructuración general de esta área se caracteriza por un fallamiento regional de rumbo meridional, lo que genera cordones montañosos extendidos en sentido norte-sur. Los valles generados entre estos cordones montañosos corresponden a cuencas de *piggyback* que se comunican a través del Río Jáchal, que funciona como el sistema de transferencia de material hacia el antepaís.

VII.2. EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE PRIMER ORDEN

Estos sistemas abarcan todos los ambientes encargados de llevar el coluvio liberado de la pared rocosa por meteorización o aportado por los cursos montañosos a través de las pendientes hasta el piso del valle (Figs. VI.1 y VI.2). En esta tesis, siguiendo

a Bilkra y Nemec (1998), coluvio se utiliza como un término general para referirse al material clástico erosionado de la pendiente, típicamente de grano grueso e inmaduro, depositado en la parte inferior y al pie de las pendientes montañosas u otro tipo de escarpas. En este contexto privan los procesos sedimentarios gravitacionales.

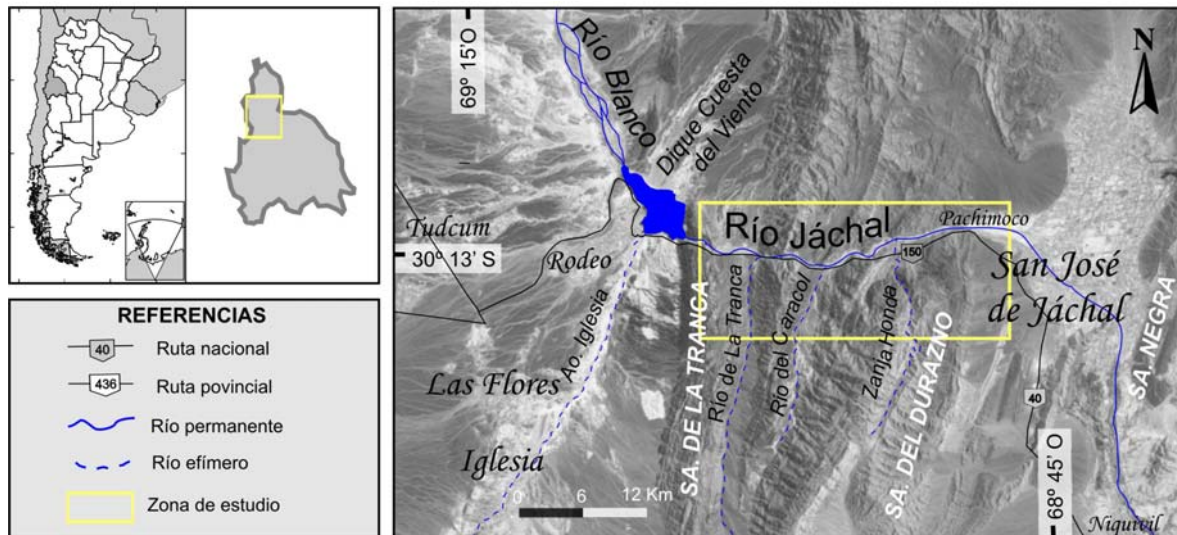


Figura VII.1: Mapa de ubicación de las áreas estudiadas en el presente capítulo y el siguiente (Capítulos VII y VIII)

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. Existe una tendencia a suponer al piedemonte como representado básicamente por acumulaciones de abanicos aluviales, y la coalescencia lateral de éstos (bajadas). Sin embargo, 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. En este sentido se sigue el diagrama propuesto por Suriano y Limarino (2009) el que es sintetizado en la figura VII.2.

En las cuencas tributarias del río Jáchal los sistemas de primer orden se encuentran representados por taludes y abanicos coluviales.

V.2.1. TALUDES

Aspectos Nomenclaturales

En los textos clásicos de geomorfología los conos de talud, también llamados conos de deyección o pendiente de pedregal (*scree slope*), son definidos como los depósitos con forma de cono generados al pie de una escarpa (p.e. Thornbury, 1969; Strahler, 1970; Strahler y Strahler, 1987; etc.). Se utiliza el término general de taludes para llamar a la coalescencia de conos, también llamados *talus sheet* o *talus slopes* (Strahler y Strahler, 1987). Ya que en el registro sedimentario no es fácil realizar esta diferenciación es común la utilización del término general de depósitos de talud.

En lo que respecta al proceso formador de los taludes no existe un acuerdo generalizado. Algunos autores proponen que el término sea sólo utilizado para las geoformas generadas exclusivamente por caída de roca (Strahler, 1970 y Thornbury, 1969); otros, proponen que si bien se forman primariamente por caída de roca su superficie puede estar sujeta a modificaciones debidas a otros procesos (Curry y Morris, 2004 y van Steijn *et al.*, 2002). Por último, se encuentran una serie de trabajos donde se propone que los taludes se generan debido a la combinación de distintos procesos gravitacionales, que incluyen tanto a la caída de roca como a los flujos granulares, de detritos, etc. (Bertran *et al.*, 1997 y Pérez, 1998). Debido a las características encontradas en el área de trabajo y debido a que una geoforma puede ser producida por más de un proceso (van Steijn *et al.*, 2002), esta última definición parece la más apropiada.

En cuanto a sus características geomorfológicas los taludes poseen forma de cono y aunque pueden yuxtaponerse lateralmente se reconoce a cada individuo. Se encuentran en la pendiente y base del frente montañoso y su ápice se ubica alto, sobre la pendiente.

Descripción Geomorfológica

Los taludes reconocidos en el área de trabajo fueron identificados como tales de acuerdo a su posición con respecto al frente montañoso, abarcando distintos procesos formadores todos asociados a movimientos gravitatorios. Poseen pendientes desde 20° hasta 35° (Figs. VII.3, a y b respectivamente), estas últimas representarían los taludes “clásicos”, ampliamente citados en la literatura (p.e. Strahaler, 1970; Thornbury, 1969) y poseen radios menores a 0,5 kilómetros (Fig. VII.2). La diferencia en el ángulo depositacional está relacionada a la energía potencial de las paredes rocosas, que posee influencia en el tamaño de grano y en los distintos procesos que forman los taludes. Los taludes de mayor pendiente se desarrollan en paredes rocosas que poseen una diferencia de altura mayor con el piso del valle, mientras que los de pendiente menor se generan debajo de paredes rocosas menos elevadas.

Los de menor pendiente, corresponderían a taludes más “maduros”, la madurez se puede expresar como la relación p , (H_o/H_i , donde H_o es la altura vertical del talud y H_i es la altura del talud más la de la pared de roca, (Ballantyne y Harris 1994)). Mientras menor es el valor de p el talud es más inmaduro. Hay que destacar que, además del tiempo, la madurez de los taludes puede reflejar diferencias litológicas, climáticas o topográficas. En el caso del área de estudio pueden asociarse a diferencias topográficas y/o temporales, ya que los taludes analizados se encuentran en los faldeos de las sierras de La Tranca y Caracol, formadas ambas por las metasedimentitas de la Formación Yerba Loca.

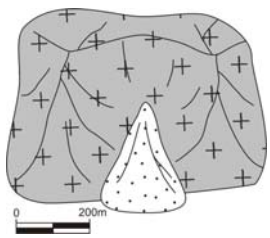
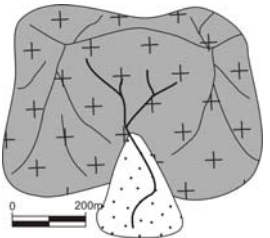
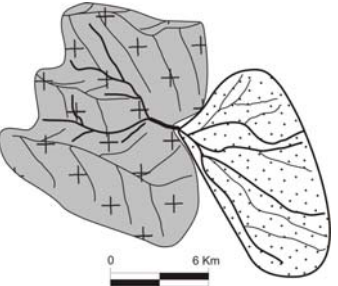
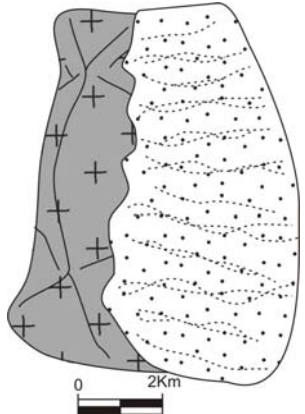
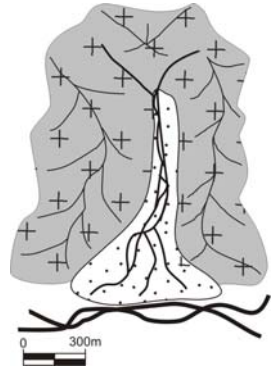
		Talud	Abanico Coluvial	Abanico Aluvial	PDFC	Sistema río colector-conoide
Ubicación respecto al frente		Ápice en la pendiente	Ápice en la pendiente y base	Ápice en la base	Pendiente	Longitudinal, en el piso del valle
Aporte		Pared de roca	Pequeñas cárcavas	Valle importante que corta el frente	Cursos pequeños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

Figura VII.2: Terminología y síntesis de las características geomorfológicas-sedimentológicas de los depósitos de primer y segundo orden encontrados en las cuencas asociadas al Río Jáchal y Pampa de Gualilán

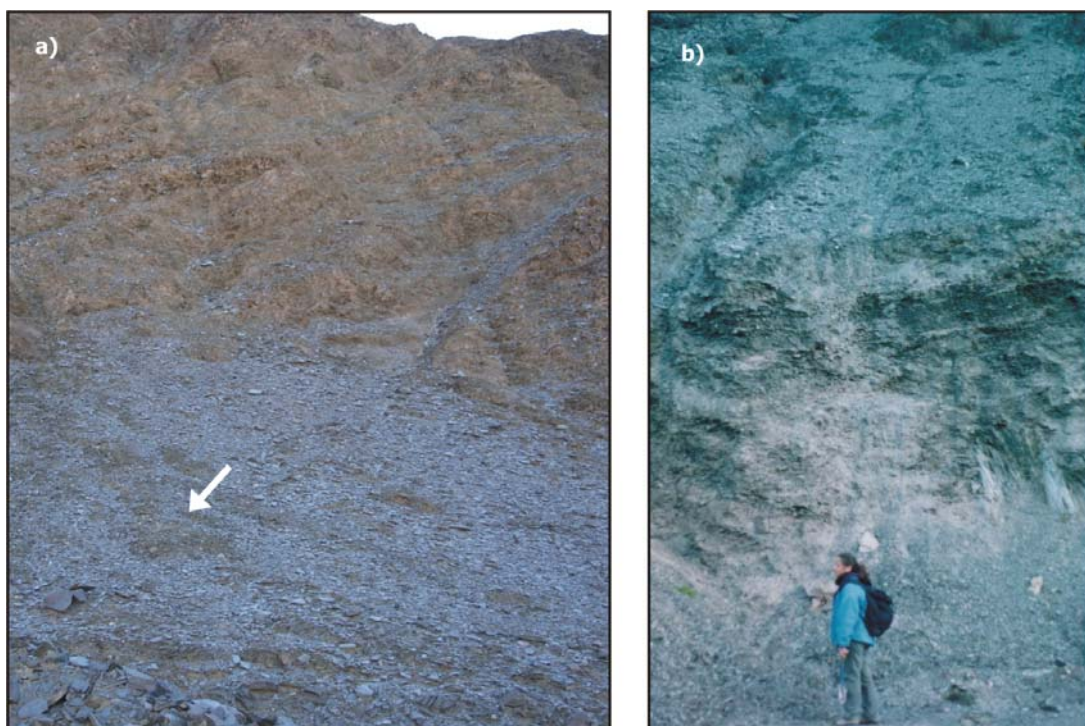


Figura VII.3: a) Talud actual de bajo ángulo, la flecha indica la posición de un lóbulo de un flujo de granos seco sobre la superficie. b) Talud de alto ángulo, se observan los depósitos expuestos debido a erosión posterior.

Según Curry y Morris (2004) los taludes activos, que no han sido modificados, muestran un perfil segmentado, con una parte superior, inclinada (33° a 40°) y rectilínea y una zona basal cóncava, esto se interpretaba como representativo del ángulo de reposo de los detritos gruesos (Carson, 1977). Statham (1976) propuso que la forma inicial del talud refleja la energía de impacto de la caída de roca, la concavidad se forma tempranamente y es progresivamente disminuida y la pendiente solamente representa el ángulo de reposo de los clastos cuando el talud es maduro. Otras explicaciones más recientes del perfil recto dan su origen como acumulación primaria por caída de roca y posterior retrabajo del detrimento (p.e. Statham y Francis, 1986; Francou y Manté, 1990; Hinchliffe et al, 1998). En lo que respecta a los taludes observados en el área de trabajo, la explicación más probable en cuanto a su perfil depositacional parece ser una combinación de las dos últimas. Esto es debido a que la concavidad basal no es observada en los taludes, por lo que correspondería a taludes maduros según Statham

(1976) y como veremos más adelante se encuentran formados por la combinación de distintos procesos.

Sedimentología de los depósitos de Talud

Los depósitos de talud del valle del río Jáchal se encuentran compuestos por 4 tipos diferentes de brechas, las que al distribuirse alternadamente confieren un aspecto estratificado al depósito (Fig. VII.4), la estratificación se observa debido al cambio en la fábrica de los distintos bancos brechosos, sin la presencia de cortinas de fango ni cambios granulométricos importantes.

La característica común de las 4 litofacies (Fig VII.5) es la pocedencia extremadamente local, la composición de los clastos en todos los casos es monomítica y corresponde a guijarros y guijones muy angulosos a angulosos, de formas tabulares y laminares, de pizarras y filitas verdes derivados de la Formación Yerba Loca.



Figura VII.4: Vista general de los depósitos de talud en la Cuenca de Caracol.

Código	Descripción de litofacies	Interpretación
Bsv	clasto-parabrechas / imbricación de alto ángulo (X _{máx} = 10 cm)	Deslizamiento de detritos seco
Bsl	clasto-parabrechas fábrica fuertemente planar (X _{máx} = 15 cm)	Deslizamiento de detritos seco
Bsm	clasto-parabrechas masivas / fábrica caótica (X _{máx} = 22 cm)	Deslizamiento de detritos seco / Caída de roca
Bcl	clasto-parabrechas / con matriz (X _{máx} = 5 cm)	Flujo de detritos

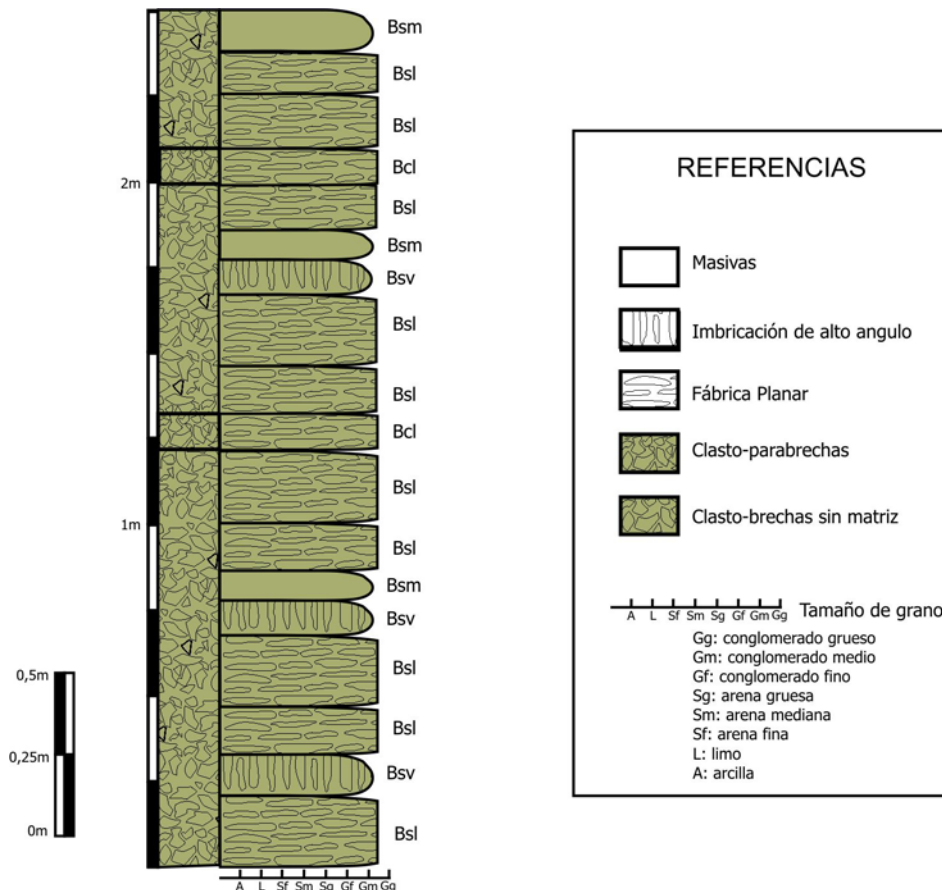


Figura VII.5: Descripción e interpretación de las litofacies presentes en los taludes y en el sector inferior un perfil idealizado de este ambiente.

La primera litofacies corresponde a brechas clasto-soportadas sin matriz y con fábrica planar (Bsl, Fig. VII.6). En este caso los clastos mayores alcanzan 15 centímetros y muestran su eje mayor paralelo a los planos de estratificación. Los bancos son lentiformes y alcanzan espesores máximos de hasta 20 centímetros.

Un segundo tipo de brechas es la clasto-soportada, sin o con cantidades exiguas de matriz, portando fragmentos de hasta 10 cm. de diámetro máximo y bien desarrollada

imbricación de alto ángulo de clastos (Bsv, Fig VII.6 y VII.7). Se observa, en un corte aproximadamente transversal, que los bancos poseen una continuidad lateral métrica, y tienen normalmente de un clasto de espesor. En ocasiones pasan lateralmente a "bolsillos", donde alcanzan espesores de hasta 25 centímetros y la fábrica es levemente más desordenada. Esta litofacies se encuentra intercalada y asociada lateralmente a la anterior (Bcl, Fig VII.7). En proporción minoritaria aparecen lentes de brechas clasto-soportadas sin matriz y con fábrica caótica (litofacies Bsm).

Las tres unidades anteriormente descritas son interpretadas como depositadas a partir de un flujo granular seco (*dry debris slides*; Pérez, 1998; comparables con los flujos de granos secos, *dry grain flows*, descritos por Bertran y Texier, 1999 y los pequeños deslizamientos de talud; *small talus slides*, de Rapp, 1960). Según van Steijn *et al.* (2002) este fenómeno es frecuente en los taludes, y se encuentra favorecido por la producción de clastos pequeños y con baja esfericidad, como es el caso de los clastos laminares producto de la meteorización de las filitas de la Formación Yerba Loca.



Figura VII.6: Detalle de las litofacies Bsv y Bsl dentro de los depósitos de talud a lo largo del valle del río Jachal.

Aunque algunos autores destaquen la importancia del tipo de fluido intersticial, separando los flujos granulares generados con aire de aquellos que tienen agua, muchos también proponen que esta división de muy compleja aplicación en el registro geológico (siguiendo a Lowe, 1982 y Bilkra y Nemec, 1998) y que la única variación que generaría el fluido intersticial es que, en el caso de haber presencia de agua, el ángulo de reposo para el material es menor (como los *Frost-coated clast flows* de van Steijn *et al.*, 2002).

Para el caso particular de estos afloramientos, es muy probable que no haya participado agua en su generación, sobre todo para los depósitos pertenecientes a los taludes de mayor ángulo, por lo que se utiliza el término de flujos granulares secos. Esto se desprende de la ausencia en los depósitos de matriz pelítica, ya que esta granulometría de meteorización es abundante en el área si hubiera habido durante su generación cantidades importantes de agua habría arrastrado matriz pelítica.

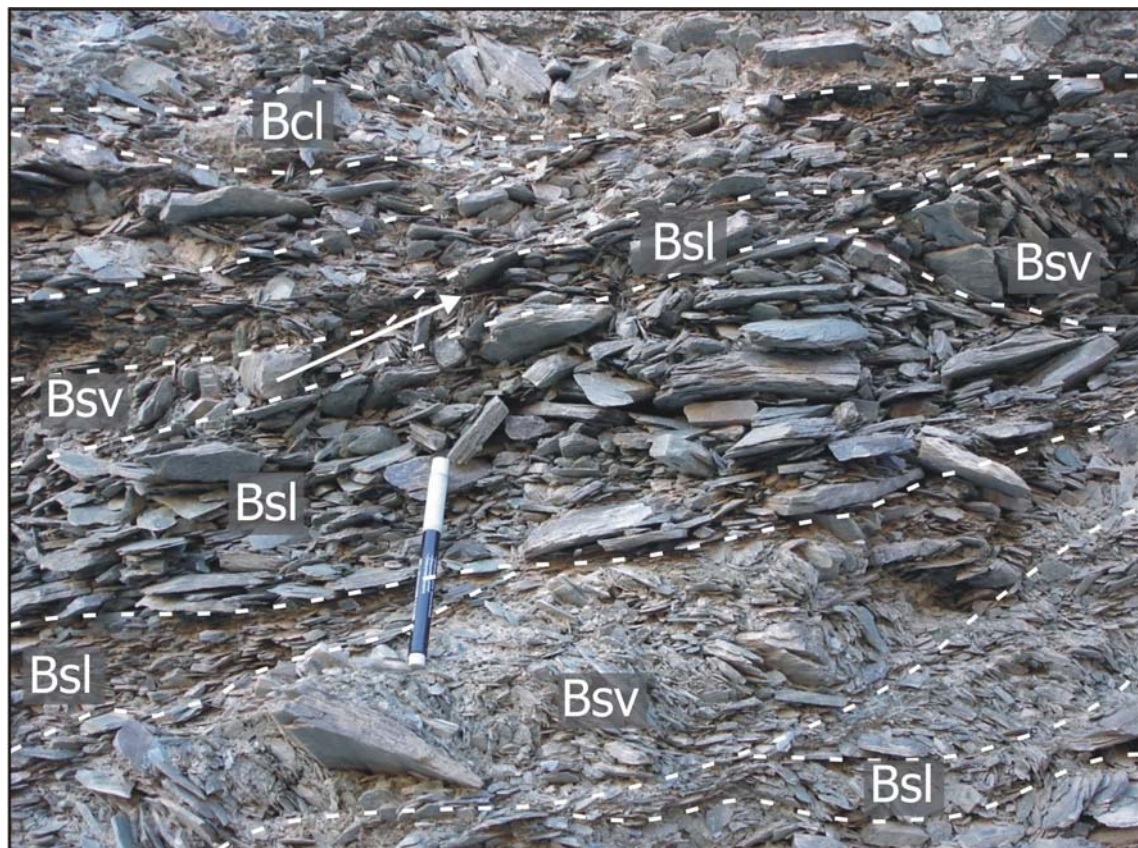


Figura VII.7: En el centro (birome) litofacies Bsl, sobre este banco se ve la relación lateral entre las litofacies Bsl y Bsv (flecha).

Como se ha mencionado anteriormente, la litofacies Bsl es aquí interpretada como el resultado de deslizamiento de detritos secos, esto se fundamenta en la falta de matriz intersticial, el carácter anguloso y monomítico 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).

Esto no se produce de manera simultánea en toda la superficie del talud sino que se desarrolla formando "lenguas" o lóbulos de hasta 50 centímetros de ancho y 1 a 3 metros de longitud (similares a los descritos por Pérez, 1998). Estos lóbulos se observan sobre la superficie de este tipo de taludes (Fig. VII.3 a).

Luego, al producirse la desaceleración del flujo por rozamiento con el sustrato se desarrolla una fábrica totalmente desorganizada que corresponde a la cabeza del flujo, de esta forma se generan brechas clasto-soportadas sin matriz y con fábrica caótica (Bsm, Fig. VII.8A). La imbricación de alto ángulo que muestran los clastos de la litofacies Bsv se encuentra también vinculada a la desaceleración del flujo y resultaría del empuje producido por los fragmentos sobre la cabeza ya detenida de la corriente.

La Figura VII.8 A sintetiza los procesos arriba descritos, como allí puede verse al dispararse 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 cabeza de flujo también se encuentran las brechas con fábrica caótica (Bsm).

Más allá del modelo propuesto en la Figura VIII.8A no debería descartarse que, al menos parte de las brechas del tipo Bsm, en particular las que incluyen clastos de mayor

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

Por último se encuentra una litofacies de escasa representación dentro de los depósitos que corresponde a parabrechas clasto-soportadas con fábrica planar, se distingue de la anterior por presentar un variable porcentaje de matriz (Bcl, Fig. VII.5). El origen de esta unidad 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 (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. De todas formas, se habrían producido como flujos de pequeña escala, asociados al material que se encontraba en la superficie del talud y disparados probablemente por lluvias.

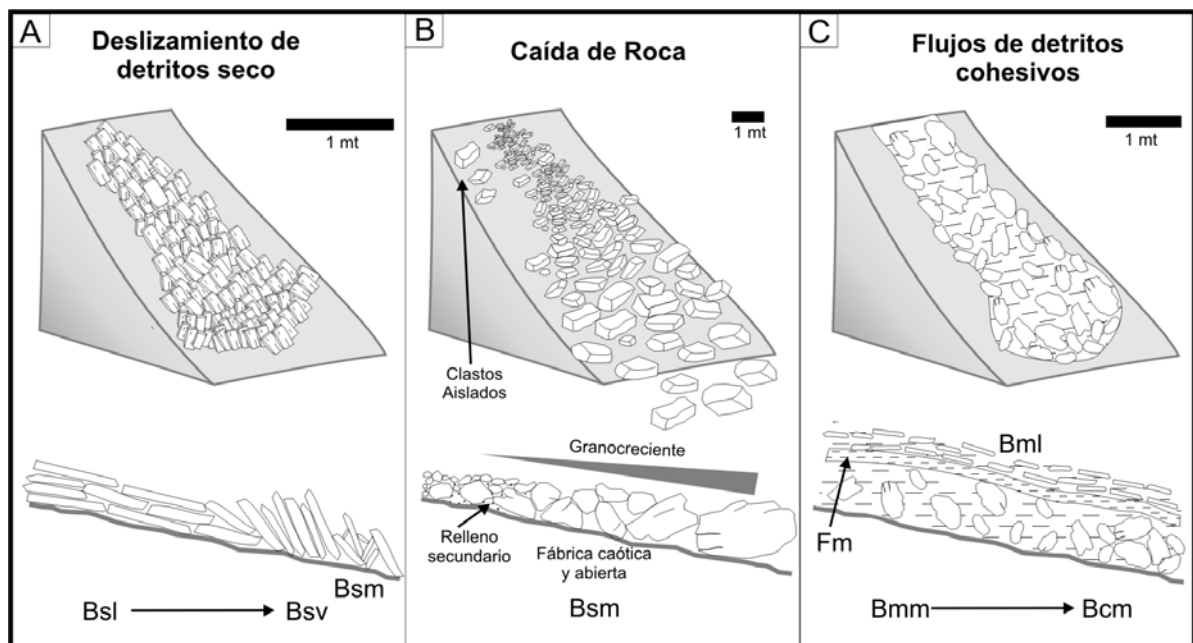


Figura VII.8: Diagrama de los principales procesos sedimentarios reconocidos en el área de piedemonte analizada. A) deslizamientos de detritos secos, B) Caída de roca, C) Flujos de detritos cohesivos.

V.2.2. ABANICOS COLUVIALES

Aspectos Nomenclaturales y Geomorfología

Los abanicos coluviales (Fig. VII.2; Bilkra y Nemec, 1998) constituyen un ambiente de depositación intermedio entre los taludes y los abanicos aluviales, e incluso en su evolución podrían convertirse en sistemas de río colector-conoide. 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 esta tesis 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. VII.2). Por otro lado, difieren de los abanicos aluviales en su génesis, morfología y mecanismos de transporte y depositación. 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, y su ápice se ubica alto en el frente montañoso (Fig. VII.9). El radio promedio de estas geoformas es de 0,5 km. y raramente excede los 1,5 km. (Fig. VII.2), 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 depositación dentro de los abanicos coluviales, 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.



Figura VII.9: Abanico coluvial alimentado por un corto canal sobre la margen izquierda del río Jáchal. Obsérvese como el frente del abanico coluvial ha sido incidido por el río y esto ha generado dos abanicos coluviales de menor escala

Otros términos han sido utilizados en la literatura para este tipo de ambientes, uno de los más comunes es el de cono de detritos (p. e. Ballantyne, 2002; Baroni *et al.*, 2006 y Watanabe *et al.*, 1998; *debris cone* o *debris flow cone*), usado para nombrar a acumulaciones en forma de abanico, moderadamente empinadas (generalmente entre 12-25°), de sedimentos pobremente seleccionados depositados por flujos hiperconcentrados al pie de canales ó valles tributarios empinados. Estos serían equivalentes a los abanicos coluviales dominados por flujos hiperconcentrados de Bilkra y Nemec (1998). Las *avalanche boulder tongs* de (Jomelli y Francou, 2000) y las *éboulis à avalanches*, generadas por avalanchas de nieve serían equivalentes a los abanicos coluviales de Bilkra y Nemec (1998).

Teniendo en cuenta los 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.

Abanicos coluviales dominados por flujos gravedad

Los abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad corresponden a los de mayor pendiente (35° a 40°) y menor radio del área. Se han reconocido en sus depósitos ocho litofacies (VII.10), mayormente brechas, todas con clastos de procedencia local provenientes de las metasedimentitas de la Formación Yerba Loca, en algunos de los afloramientos se observa una proporción importante (hasta el 30%) de clastos de calizas derivados del cuerpo olistolítico aflorante en la Sierra de Caracol.

La estratificación general refleja fuertemente la morfología externa de los cuerpos, por lo que los bancos pertenecientes a cada uno de los flancos del abanico aparecen en algunos casos fuertemente inclinados en sentidos opuestos (hasta 20°, Fig. VII.11).

Las litofacies reconocidas dentro de este ambiente pueden ser divididas en dos grandes grupos, por un lado las brechas clasto o matriz-soportadas con porcentajes de matriz fangosa superior al 5% a las que se asocian niveles fangosos (Bmm, Bcg, FGm; y Bcl Fig. VII.10). Este primer grupo es el más importante cuantitativamente. Un segundo conjunto corresponde a brechas en las cuales la matriz es ausente o se presenta en proporciones exiguas (Asm, Bsm, Bsv y Bsl; Fig. VII.10).

La primera litofacies en abundancia, que conforma hasta un 50% del depósito, corresponde a parabrechas matriz-soportadas masivas gris verdosas (Bmm, Fig. VII.10 y VII.12). Los fenoclastos son muy angulosos, se encuentran muy mal seleccionados y poseen un tamaño máximo del eje mayor de los clastos de hasta 1 metro, flotan en una matriz fangosa siendo la relación clasto/matriz muy variable entre 20% y 60%. Localmente se encuentran concentraciones de clastos o “bolsillos”, formados por clasto-parabrechas masivas. Los bancos se presentan con espesores de varias decenas de centímetros, pero frecuentemente se encuentran amalgamados en espesores métricos. Se presentan principalmente con geometría tabular en el sector distal del abanico coluvial y hacia sectores más proximales pasan a tener geometría lenticular, a la vez que aumenta el tamaño de grano.

Código	Descripción de litofacies	Interpretación
Bmm	matriz-parabrechas masivas / fábrica caótica (Xmáx= 100 cm)	flujo de detritos cohesivo
FGm	Pelitas gravillosas masivas (Xmáx= 4 cm)	“cola” del flujo de detritos cohesivo
Bcg	clasto-parabrechas gradadas con matriz (Xmáx= 10 cm)	flujo de hiperconcentrados no cohesivos/flujo fluidos
Bsm	clasto-parabrechas / fábrica caótica / textura abierta/ mala selección (Xmáx= 20 cm)	Depósitos de tamiz / Deslizamiento de detritos seco
Asm	Clasto paraaglomerados / fábrica caótica Matriz en parches/muy mala selección Xmáx= 1 metro	caída de roca
Bsv	clasto-parabrechas / imbricación de alto ángulo (Xmáx= 10 cm)	Deslizamiento de detritos seco
Bsl	clasto-parabrechas fábrica fuertemente planar (Xmáx= 10 cm)	Deslizamiento de detritos seco
Bcl	clasto-parabrechas fábrica fuertemente planar (Xmáx= 10 cm)	Deslizamiento de detritos seco

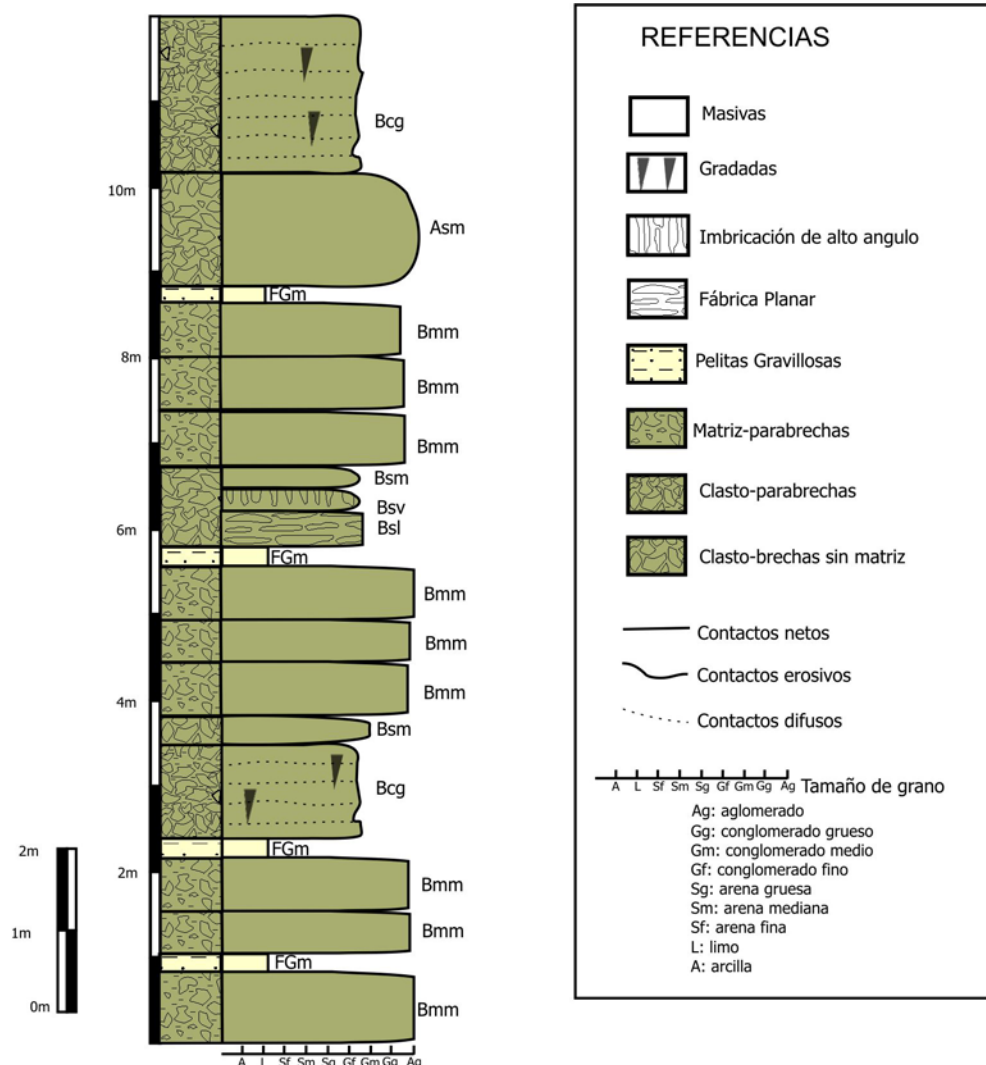


Figura VII.10: Descripción e interpretación de las litofacies presentes en los abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad y perfil idealizado de este ambiente.



Figura VII.11: Estratificación en chevrón que reproduce la morfología externa del abanico coluvial. Las diferentes capas contienen las distintas litofacies descriptas.

Rematando los depósitos de brechas matriz-soportadas macizas (Bmm) aparecen fangolitas gravillosas macizas (FGm), las que son más abundantes en el sector distal del abanico coluvial. Este tipo de depósitos conforma niveles centimétricos de geometría tabular, que permite observar el límite de cada unidad de sedimentación cuando hay apilamiento.



Figura VII.12: Litofacies Bmm con geometría lenticular, en un sector relativamente proximal del abanico coluvial.

Teniendo en cuenta el carácter fangoso de la matriz, la fábrica matriz-soportada y el aspecto masivo 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 VII.8C se presenta un modelo conceptual que vincula a flujos fangosos a las litofacies consideradas.

Algunos abanicos coluviales muestran una significativa participación de parabrechas, clasto-soportadas que poseen una muy leve fábrica planar o con clastos imbricados y que muestran una moderada gradación inversa (Bcg, Fig. VII.13). 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 metro de espesor, en algunos casos separados por superficies ligeramente erosivas.

Genéticamente asociado a los depósitos arriba descritos, aunque de mucha menor importancia cuantitativa, se encuentran lentes de brechas clasto-soportadas masivas con escasa participación de matriz (Bsm, Fig. VII.14). 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.

La litofacies Bcg es muy probable que se haya originado en condiciones hidrodinámicas intermedias entre flujos hiperconcentrados no cohesivos y fluidos, lo dicho se basa en la tendencia de la litofacies Bcg a conformar unidades con gradación inversa y la existencia de algunas superficies erosivas (Fig. VII.13). 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 luego de grandes lluvias. Aguas abajo los depósitos de

brechas clasto-soportadas gradadas pasan a brechas masivas, con cantidades exiguas de matriz (Bsm) en bancos lenticulares, que resultarían barras caladas o depósitos de tamiz, debido a su fábrica abierta y desordenada y geometría lenticular; correspondiendo a los lóbulos más distales de estos depósitos.



Figura VII.13: Litofacies Bcg, nótese algunas de las capas con gradación, base levemente erosiva y límites difusos.

Si bien todas las litofacies hasta aquí descriptas representan flujos de gravedad o hiperconcentrados, en el perfil no se encuentran intercaladas sino que se encuentran espesos paquetes formados por bancos la litofacies Bmm y FGm y, separados, paquetes formados por amalgamaciones de bancos correspondientes a la litofacies Bcg.

Otra litofacies es la de aglomerados clasto-soportados muy mal seleccionadas con fábrica caótica y abierta (Asm). Esta fábrica abierta se observa por parches, mientras que otros sectores son rellenos con matriz secundaria. Presentan una gradación inversa longitudinal, con clastos más gruesos al pie del depósito que se hacen más finos aguas arriba (Fig. VII.15 a). Esta característica también se observa en los lóbulos actuales (Fig. VII.15 c), aunque en los bancos con clastos de mayor tamaño es difícil observar algún tipo de tendencia. Esta unidad se encuentra intercalada con la litofacies Bmm

conformando bancos lentiformes con clastos de hasta 2 metros, comúnmente de 40 centímetros (Fig. VII.15 a y b). Esta unidad posee escasa representación en el perfil, formando solo un 10 % del depósito.

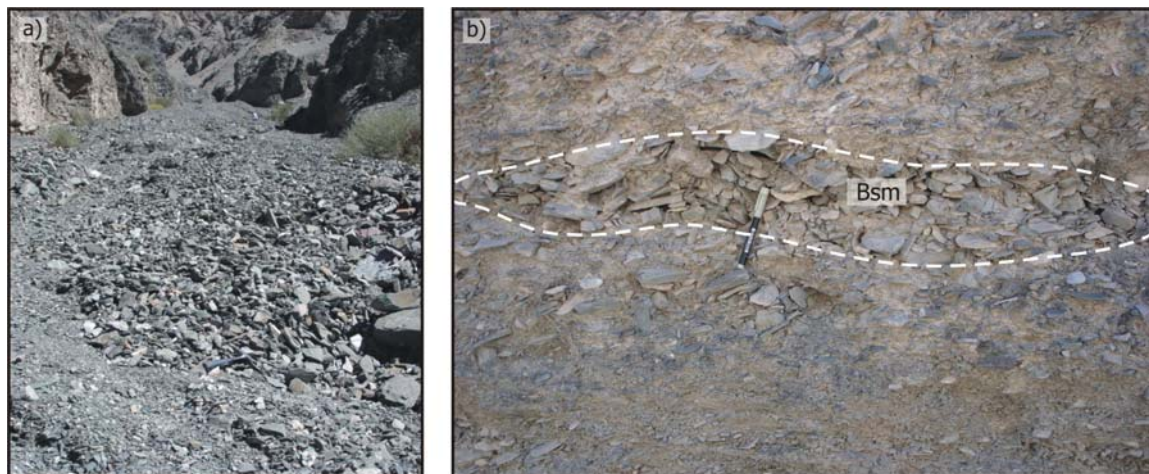


Figura VII.14: a) Vista de un depósito de tamiz en la superficie de un abanico coluvial dominado por flujos de gravedad. b) Litofacies Bsm resultante de un depósito de tamiz similar al ilustrado a la izquierda.

Se interpreta a la litofacies Acm como producto de la depositación a través del proceso de caída de roca (*Rockfall*; Bilkra y Nemec, 1998). Eso explica que sus depósitos estén caracterizados por clastos muy mal seleccionados, de procedencia extremadamente local y muy angulosos. La gradación inversa longitudinal se explica debido a que los clastos liberados abruptamente desde una pared rocosa empinada, caen cuesta abajo libremente (Bilkra y Nemec, 1998 y Curry y Morris, 2004), así los clastos más grandes tienden a moverse más rápido hacia abajo que los pequeños.

El resto de las litofacies reconocidas en este tipo de abanicos coluviales corresponden a brechas clasto-soportadas con fábrica imbricada (Bsv) y planar (Bsl y Bcl Fig. VII.16) cuyas características e interpretación son similares a las descritas en los depósitos de taludes. Estas unidades se habrían depositado a partir de deslizamientos de detritos secos (*dry debris slides*, Pérez, 1998).

Un punto que llama la atención al analizar los depósitos correspondientes a los sistemas de primer orden es que los abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad poseen tamaños de grano mayores a los taludes, contrariamente a lo propuesto en los modelos de evolución de las pendientes, donde los mayores tamaños de grano

pertenecen a los taludes en estadios iniciales que luego pasan a abanicos al desarrollarse una canal y que poseen menores tamaños de grano (Blair y McPherson, 1994). Esto puede interpretarse en relación a la pared rocosa asociada a las geoformas que generan. Los taludes, anteriormente descriptos, se desarrollan en paredes rocosas sin irregularidades importantes, en cambio los abanicos coluviales se desarrollan al pie de cárcavas, probablemente asociadas a debilidades de la roca donde se favorece la generación de clastos de mayor tamaño.



Figura VII.15: a) Depósitos de caída de roca, la flecha indica la tendencia granodecreciente aguas arriba. b) Vista general de la litofacies Asm. c) Detalle la litofacies Asm, donde se observa la fábrica caótica y textura abierta en parches.



Figura VII.16: Corte de un abanico coluvial dominado por flujos de gravedad donde se observan las litofacies Bsv, Bsl y Bcl.

Abanicos coluviales dominados por flujos fluidos

Este tipo de abanicos coluviales, son los que poseen menores pendientes, con ángulos depositacionales de 20° a 10° , y mayores radios. Tienen mayor participación de agua en su formación, por lo que estos ambientes se encuentran al pie de cárcavas más importantes que los abanicos coluviales dominados por flujos de barro. Incluso podría considerarse a estos abanicos coluviales como la formas de transición a los ríos colectores al formarse valles más importantes o abanicos aluviales al integrarse la red de drenaje.

Los abanicos coluviales dominados por flujos fluidos recuerdan a las pendientes estratificadas (*stratified slope* p. e. Gardner *et al.*, 1991; van Steijn y Hétu, 1997; Eaton *et al.*, 2003). Este término se refiere a una amplia categoría de sedimentos depositados a la largo de las pendientes en las cuales estratificación esta dada por diferencias de selección, tamaño de grano, y/o orientación de las partículas (Gardner *et al.*, 1991). Si

bien esta definición es muy amplia el término ha sido extensamente citado en la literatura para describir capas rítmicas clasto y matriz sostenidas de pequeños clastos de lutitas (Gardner *et al.*, 1991 y Eaton *et al.*, 2003) como es el caso de los aquí denominados abanicos coluviales dominados por flujos fluidos (Fig. VII.17 y Fig. VII.18).



Figura VII.17: Afloramiento correspondiente a un abanico coluvial dominado por flujos fluidos, se observan la estructura de corte y relleno y la uniformidad tanto litológica como de tamaño de grano.

La superficie de este tipo de abanicos coluviales posee óndulas producidas por el retrabajo eólico. Estas ondulaciones se presentan como óndulas asimétricas, se disponen paralelas a la pendiente o en sentido radial y en planta muestran un patrón anastomosado (Fig. VII.18). Si bien el material es principalmente gravoso (clastos de hasta 1,2 centímetros) han sido citadas óndulas eólicas con tamaños de granos similares e incluso mayores. Tal es el caso de las óndulas de gránulo (*granule ripples*) descritas por (Sharp 1963) con la mayoría de los granos mayores a 1 milímetro y las megaóndulas (*megaripples*) de Milana *et al.* (2003) con clastos de más de 8 milímetros. En general estas óndulas de gránulo son mucho más grandes que las arenosas (Sharp, 1963 y Milana *et al.*, 2003), y en el área de trabajo se presentan con longitudes de onda de hasta 2,5 metros y alturas de hasta 20 centímetros. Este tipo de óndulas está compuesto por

material extremadamente local, debido a que esta es la característica del material que re trabajan y también debido a que por su tamaño los granos solo pueden moverse por impacto-reptaje, lo que impide que alcancen grandes distancias.



Figura VII.18: Vista general de un Abanico coluvial dominado por flujos fluídos. Se observan sobre la superficie las óndulas de gránulo de origen eólico.

Las *granule ripples* se asocian frecuentemente a áreas de vientos fuertes donde la deflación produce una acumulación superficial de granos gruesos (Sharp, 1963 y Milana *et al.*, 2003). En el área de trabajo la meteorización de las filitas paleozoicas produce clastos tamaño limo-arcillosos y gravosos, el viento lleva lo más fino en suspensión y las gravillas son re trabajadas formando óndulas. A esto se le suma un importante control litológico en cuanto a la forma de los clastos. Según van Steijn *et al.*, (2002) las geoformas gravosas más sensibles a la acción eólica son aquellas que están formadas por clastos finos y tabulares, con gran superficie en relación a su peso, como es el caso de los clastos de lutitas asociados a los abanicos coluviales dominados por flujos fluidos.

Geoformas similares a las ondulaciones presentes en la superficie de estos abanicos han sido llamadas patrones rayados y asociadas a ambientes periglaciares, (French, 1976 y Washburn 1956). Si bien no hay un acuerdo sobre su origen, una discusión sobre el tema es presentada en la clasificación de Washburn (1956), donde se indica que hay una gran variedad de posibles causas para estos patrones, desde desecación hasta retrabajo por *rills* fluviales. Debido a la falta de evidencias de acción periglaciaria en la zona de trabajo, la generación de dunas eólicas arenosas en los sitios donde hay disponibilidad de este material y la geomorfología característica se interpretan estas geoformas como óndulas eólicas.

Código	Descripción de litofacies	Interpretación
Bmm	matriz-parabrechas / bajo % de matriz (Xmáx= 0,5 cm)	flujo de detritos cohesivo o flujo de barro
Bcm	clasto-parabrechas masivas (Xmáx= 1,2 cm)	flujo fluido/ acción eólica?

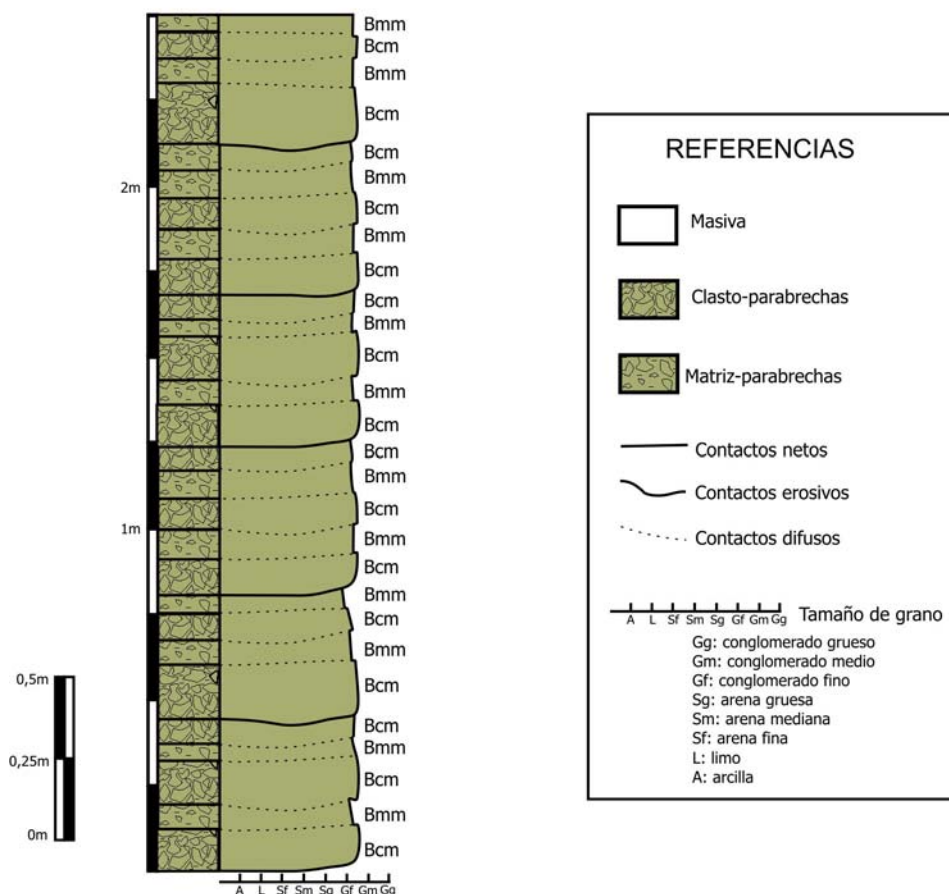


Figura VII.19: Descripción e interpretación de las litofacies presentes en los abanicos coluviales dominados por flujos fluidos y perfil tipo de este ambiente.

Los abanicos coluviales dominados por flujos fluidos se encuentran formados por depósitos de canales amalgamados, limitados en su base por una superficie erosiva de alto relieve relativo (Fig. VII.17). Internamente, están rellenos por capas centimétricas de brechas clasto y matriz-soportadas macizas (Bmm y Bcm, Figs. VII.17, VII.19 y VII.20). 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 dos litofacies presentes en este ambiente son brechas de color castaño oscuro con clastos provenientes de las sedimentitas silúricas de la Formaciones Talacasto y Los Espejos, este tipo de sistema se encuentran en los faldeos de las sierras del Durazno. La litofacies Bmm (Figs. VII.19 y VII.20) corresponde a brechas masivas que se presentan principalmente matriz sostenidas, aunque a veces con bajo porcentaje de matriz (no supera el 10%). Son brechas muy finas, el tamaño máximo de clasto llega a 0,5 cm, y sus clastos son angulosos a muy angulosos. Se disponen conformando capas de hasta 5 cm de espesor, con base plana no erosiva.

Luego se encuentra la litofacies Bcm (Figs. VII.18 y VII.19) formada por brechas clasto sostenidas con bajo porcentaje de matriz. Esta unidad es más gruesa que la anterior, alcanzando un tamaño máximo de grano de 3 centímetros.

La arquitectura del depósito y la asociación de litofacies indican que este tipo de abanico coluvial está caracterizado por rápida avulsión de canales, colmatados por depósitos resultantes de la alternancia de flujos fluidos (litofacies Bcm) y densos (litofacies Bmm). Sin embargo, durante la mayor parte del tiempo los abanicos coluviales permanecen inactivos y sólo sujetos a la acción eólica que genera las óndulas anteriormente descriptas. En este punto es necesario aclarar que el retrabajo eólico en los abanicos dominados por flujos densos se encuentra muy reducido debido al tamaño de grano más grueso que exhiben estos últimos.



Figura VII.20: Detalle de la intercalación de las facies Bmm y Bcm, correspondientes a lo abanicos coluviales dominados por flujos fluidos.

Los canales serían probablemente labrados luego de lluvias extraordinarias y su relleno rítmico revela diferentes estados hidrodinámicos durante las crecientes. En este sentido, las brechas clasto-soportadas, generalmente macizas y en algunos casos gradadas, resultaron probablemente de la acción 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.

En el registro no se encontraron evidencias de la acción eólica, presente en la superficie, aunque no se descarta la posibilidad de que algunas de las capas de brechas

clasto-sostenidas hayan sido depositadas o, más probablemente, retrabajadas por la acción eólica y que no se distingan de aquellas depositadas a partir de flujos fluidos.

Otra posible explicación para esta asociación de facies sería correlacionarla con los “*aggregate flow*” de van Steijn y Héту (1997) que están formados por una sucesión de gravas con fábrica abierta, seguidas por un material heterogéneo con importante participación de matriz, para terminar con gravas de fábrica abierta. Estas capas estarían todas asociadas al mismo evento depositacional, producto de tormentas de suficiente intensidad. Inicialmente, el líquido eroda y transporta material como un flujo de alta densidad, es este momento el flujo viaja como una *debris flow* con los clastos más gruesos concentrados en la parte superficial y en el frente del flujo. Esta concentración de gruesos viaja más rápido y se deposita formando las gravas con fábrica abierta, y luego se deposita el núcleo formando las gravas con mayor porcentaje de matriz. Llegando a los sectores con menor pendiente las fuerzas friccionales detienen el movimiento y en la etapa final del evento se depositan gravas sin matriz por medio de la acción de un flujo más fluido. Esta asociación presenta pocos centímetros de espesor. En cuanto a sus características texturales la asociación descrita e interpretada por van Steijn y Héту (1997) es muy similar a la que se hace referencia aquí, con la única diferencia de la presencia de estructuras de corte y relleno en esta última, por lo que se descarta esta posibilidad

VII.3 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE SEGUNDO ORDEN

VII.3.1. SISTEMA RÍO COLECTOR-CONOIDE

Aspectos Nomenclaturales y Descripción Geomorfológica

El sistema río colector-conoide se dispone en las cuencas de *piggyback* en sentido longitudinal (Figs. VI.1 y 2), como su nombre lo indica son los encargados de

colectar el material entregado a la cuenca por los sistemas de piedemonte. Luego llevan este material al sistema de transferencia, que puede estar representado por distintos ambientes, desde un sistema fluvial equilibrado que lleve el material hacia el antepaís hasta un sistema lagunar donde el sedimento es depositado.

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. Estos sistemas han recibido el nombre de cono aluvial o de conos de deyección (López *et al.*, 2003; García-Ruíz; 2004).

También es común la utilización del término abanico aluvial, para nombrar al sector distal del sistema río colector-conoide, esto es debido a los grandes parecidos en cuanto a su geomorfología y registro sedimentario. La diferencia más importante entre estos sistemas es de tipo genética. Los abanicos aluviales se depositan debido a la falta de competencia al expandirse el flujo debido a la pérdida de confinamiento cuando un curso emerge del frente montañoso, esto produce un depósito con forma de abanico (Blair y McPherson, 1994). Por el contrario, los ríos colectores circulan en forma paralela al frente y la generación o no de un cono en sus desembocaduras está relacionado a la eficiencia de los sistemas de transferencia, en este sentido funciona de un modo similar a un delta. Además de esta diferencia de carácter teórico poseen, como se verá más adelante, diferencias tanto geomorfológicas como sedimentarias.

El sistema de 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 (Fig. VI.3). 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). Su radio en el sector distal (conoide) varía de 1 hasta casi 2 kilómetros.

El sistema río colector-conoide puede ser dividido en tres sectores principales: 1. cuenca de captación, 2. sistema colector y 3. conoide (Fig. VII.20). Dentro de la cuenca de captación pueden presentarse taludes, abanicos coluviales o directamente roca desnuda que aporta, mediante cursos efímeros 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, multicanalizados, y sujetos a reiterada avulsión que pasan aguas abajo al sistema distributivo del conoide, que alcanzando radios de entre 1 y casi 2 kilómetros, se extiende hacia el valle del río Jáchal. El pasaje al sector del conoide está marcado por un aumento del área intercanal y una red fluvial de diseño distributivo con mayor relación ancho/profundidad de los canales.

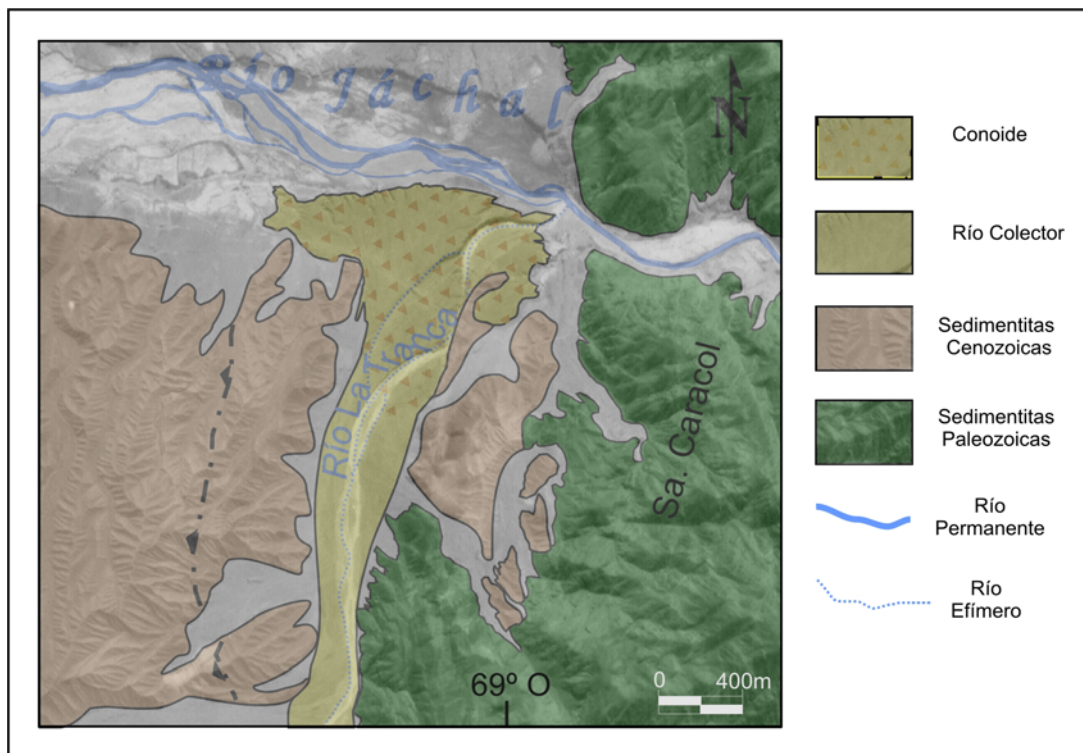


Figura VII.20: Subambientes reconocidos dentro de los ríos colectores señalados sobre una fotografía aérea de la Quebrada de La Tranca.

Sedimentología del sistema río colector-conoide

La asociación de facies del sistema río colector-conoide (Fig. VII.21) se encuentra formada por brechas y en menor medida pelitas y conglomerados. En general los clastos son provenientes 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 facies de canal (20% a 40% del depósito) está formada por bancos lenticulares a lentiformes de brechas y algunos conglomerados brechosos clasto-soportados. La matriz es limosa y con fragmentos de hasta un metro de diámetro máximo, aunque comúnmente llegan hasta 30 centímetros. Si bien los clastos son de naturaleza local es en esta unidad donde se presenta la mayor variabilidad litológica y se encuentran clastos de las sedimentitas terciarias aflorantes en los valles (hasta el 10%). Los clastos se presentan subredondeados a sub-angulosos, pero siempre con mayor redondeamiento que en el resto de las litofacies reconocidas en este ambiente.

Se presentan en bancos masivos o con imbricación de clastos (litofacies Bcm y Bci, Fig. VII.22). Con menor frecuencia aparecen parabrechas clasto-soportadas con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Bcp, Fig. VII.22) y brechas masivas sin matriz (litofacies Bsm).

Asociados a algunos depósitos de canales se encuentran facies de abandono (Fig. VII.23), formadas por fangolitas gravillosas masivas (FGm) y fangolitas masivas y laminadas (Fm y FI). La fracción pelítica presente en todas las litofacies es arcillosa y de color rojizo claro, a diferencia del resto de las que se encuentran dentro de este ambiente que son de color blanquecino. Las litofacies anteriormente descritas se presentan en bancos de entre 15 y 10 centímetros de espesor que se intercalan formando bancos de hasta un metro y medio de espesor. Esta asociación se encuentra en bancos de geometría lenticular, generalmente luego de una lámina o banco inferior brechoso. Estos

depósitos suelen gradar en cortas distancias a depósitos brechosos de las litofacies Bcl y Bml, tanto lateral como verticalmente.

Ambiente	Subambiente		Litofacies	Interpretación
Sistema Río Colector-Conoide	canal	Activo	Bcm	Flujos fluídos
			Bci	Flujos fluídos
			Bcp	Flujos fluídos, migración de barras transversales
			Bsm	Depósitos de tamiz
		Abandono	Fm	Suspensión/Decantación
			FGm	Flujos hiperconcentrados cohesivos
	intercanal	Flujos	Bmm	Flujos hiperconcentrados cohesivos
			Bml	Flujos hiperconcentrados cohesivos
		Ritmitas de Planicie	Bml	Flujos hiperconcentrados cohesivos
			Bcm	Flujos fluídos
			Fm	Suspensión/Decantación
		Planicie	Fm	Suspensión/Decantación

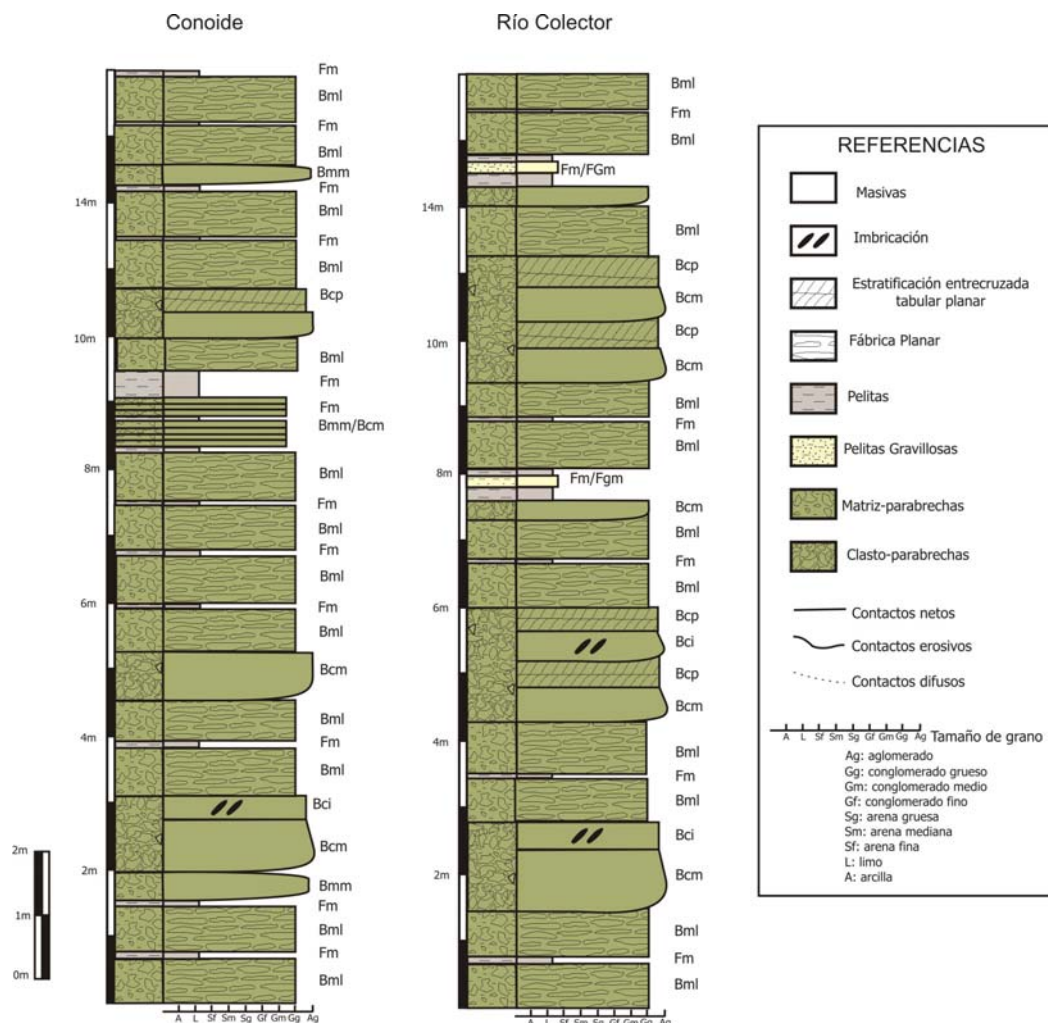


Figura VII.21: Subambientes reconocidos dentro del sistema río colector-conoide, señalando las asociaciones de facies características de cada uno y perfiles idealizados de cada sector.

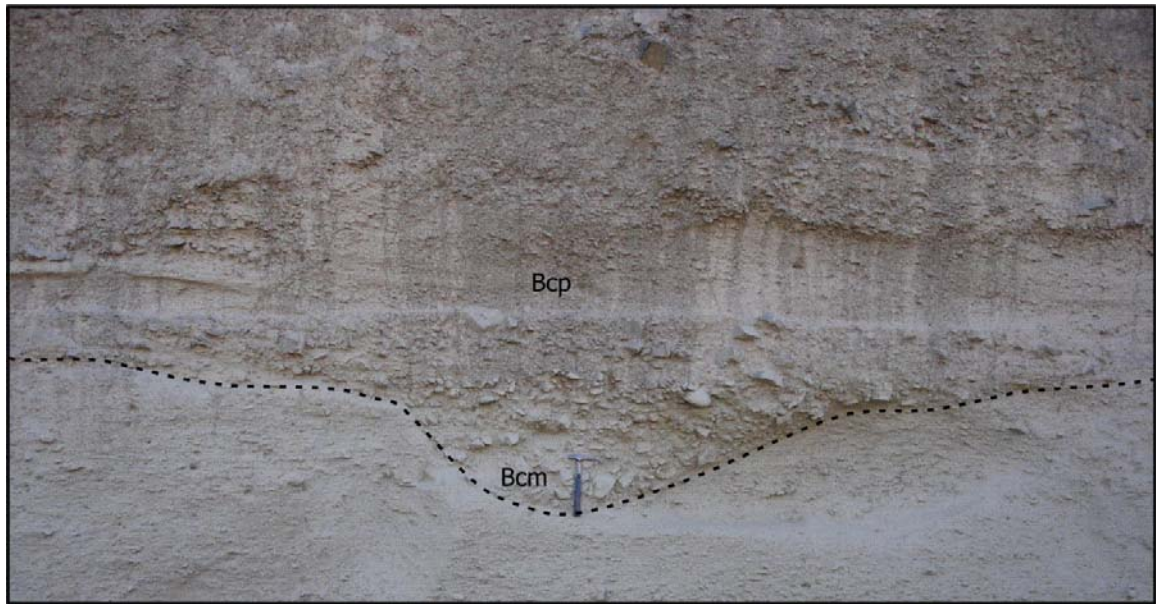


Figura VII.22: Litofacies Bcm y Bcp, dentro de la facies de canal (elementos CH y GB).

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 y Bcg. Las brechas con estratificación entrecruzada fueron depositadas en la cara de sotavento de barras transversales (Hein y Walker, 1977), mientras que las brechas caladas de la litofacies Bsm son interpretadas como depósitos de tamiz generados por la rápida infiltración de agua en un sustrato muy poroso.

Finalmente, durante la merma de las crecientes, el abandono de los canales o la obturación por lóbulos de flujos hiperconcentrados fueron formados los niveles de fangolitas arriba descritos producto de la decantación dentro de pequeños encharcamientos (*ponds*), intercalados con períodos de crecidas que generaron los niveles de fangolitas gravillosas. Esto también se observa en los canales actuales (Fig. VII.24).

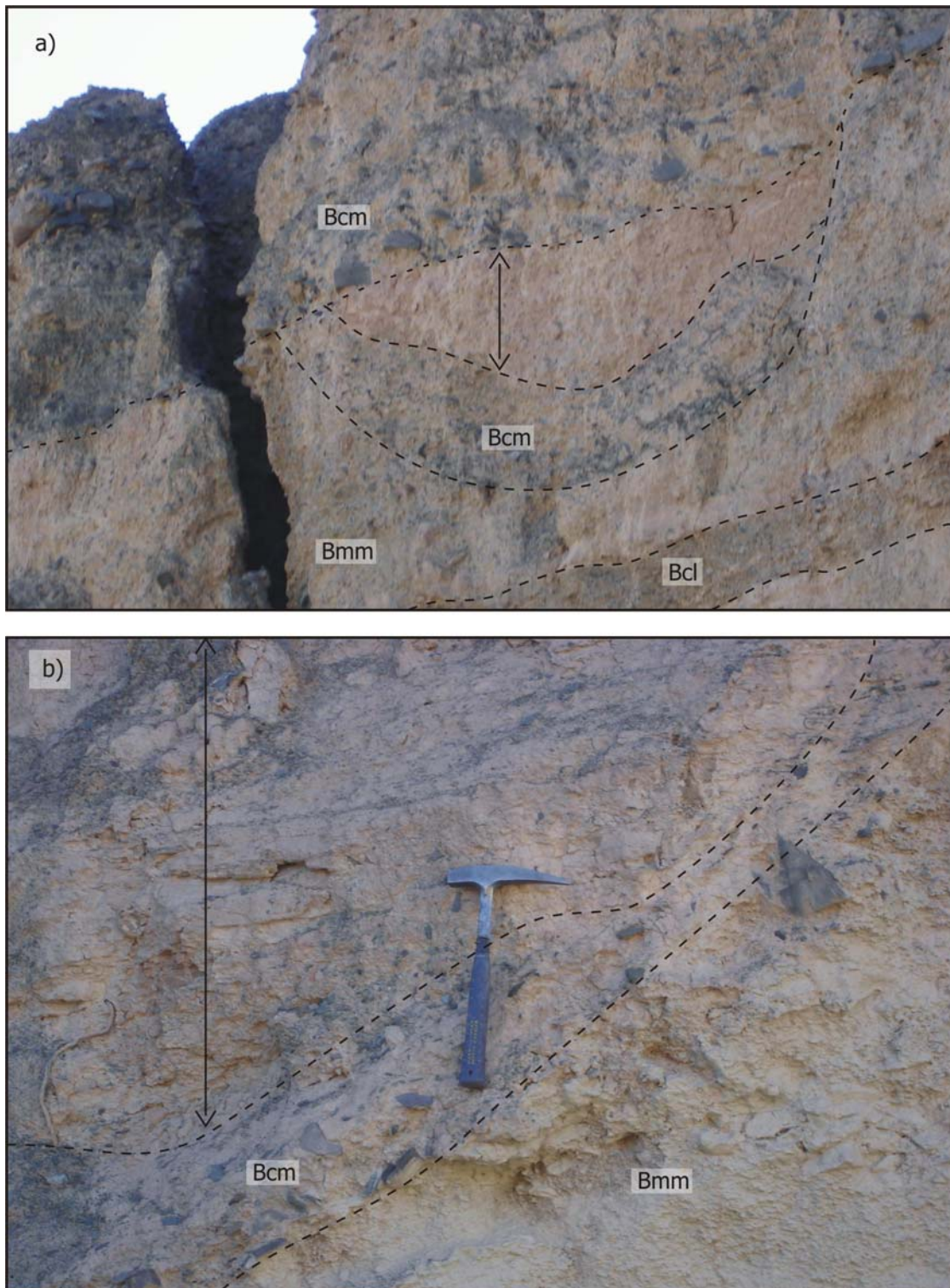


Figura VII.23: Depósitos de abandono de canal, a) se observa un canal de relleno concéntrico, por encima depósitos de abandono (flecha), elemento CH (FF) b) detalle del pasaje abrupto entre la asociación de canal y de abandono (flecha). Dentro de esta facies los niveles más oscuros corresponden a las litofacies fangolitas gravillosas (FGm) mientras que las más claras corresponden a la fracción fangolítica (FI y Fm).



Figura VII.24: Depósito finos dentro del sistema de río colector generados por pequeños endicamientos. Notar que el canal se encuentra activo hacia la izquierda

La asociación de facies del área intercanal (Fig. VII.21) puede ser dividida en tres grandes grupos. El más abundante se encuentra representado mayormente por bancos tabulares de parabrechas matriz-soportadas. Las más comunes son de parabrechas con fábrica planar (Bml) (Fig. VII.25 a) que forman más del 50% del depósito. Los clastos son en su mayoría provenientes de las sedimentitas paleozoicas que conforman las sierras laterales son principalmente laminares, y llegan a medir hasta 15 cm, aunque comúnmente miden entre 3 y 6 centímetros. Si bien la litofacies posee en su mayoría alto porcentaje de matriz (60 %) se encuentran zonas o “bolsillos”, formados por concentraciones ricas en clastos (Fig. VII.25 b). Esta litofacies se presenta en potentes bancos de hasta medio metro de espesor separados por cortinas de fango pocos centímetros de espesor (Fig. VII.25 a).

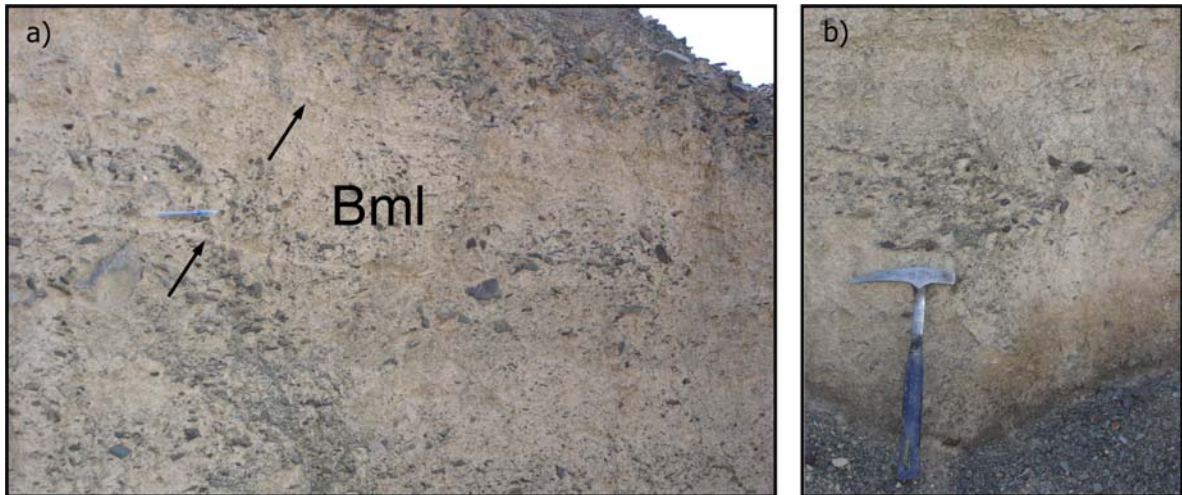


Figura VII.25: a) Litofacies Bml, las flechas señalan las cortinas de fango (Fm) que separan los distintos eventos. b) Concentraciones de clastos dentro de la litofacies Bml.

La siguiente litofacies (Fig. VII.26) corresponde a parbrechas matriz-soportadas, mayormente macizas, aunque por sectores se observa una fábrica imbricada (Bmm). Poseen alta proporción de matriz fangosa (hasta 50%), los clastos presentan un tamaño medio de 15 centímetros y alcanzan hasta 20 centímetros. Esta unidad se presenta en bancos discontinuos que se acuñan aguas arriba, donde pasan transicionalmente a las brechas correspondientes a la litofacies Bml. Esta unidad posee escasa representación dentro de los afloramientos, representando sólo un 10 % de los depósitos.

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. Las cortinas de fango son interpretadas como la parte más distal de estos flujos, y, donde se preservan, permiten separar los distintos eventos.

Las aquí llamadas “ritmitas” (Fig. VII.27), compuesta por las litofacies Bml, Bcm y Fm (Fig. VII.27), se intercalan en bancos de carácter milimétrico a centimétrico. Los bancos brechosos son los más espesos, llegando a varios centímetros de espesor, mientras que las intercalaciones pelíticas apenas alcanzan uno a dos centímetros. Se interpreta esta unidad como el resultado del pasaje de flujos hiperconcentrados a fluidos de menor concentración de clastos y finalmente decantación o muy bajo régimen de flujo.

(depositación de fangolitas). Por su delgado espesor corresponderían a sectores de la planicie más distales al canal.



Figura VII.26: Litofacies Bmm y Bml en depósitos de áreas de intercanal.

La última litofacies asociada al área intercanal corresponde a bancos de pelitas limosas blanquecinas, de espesores de decenas de centímetros, geometría fuertemente tabular y gran continuidad lateral (litofacies Fm, Fig VII.27a). Los bancos pelíticos corresponderían a depósitos de cuenca de inundación, asociados a la decantación en el área intercanal (Miall, 1996).

La interpretación general del sistema río colector conoide puede ser dividida en dos partes. En el sector proximal (río colector) domina un sistema de canales efímeros entrelazados gravosos con importante participación de flujos hiperconcentrados. Correspondería a un sistema tipo A de Miall (1996, *Gravel-bed braided with sediment-gravity-flow deposits*), dominado por el elemento SG y participación menor de los

elementos GB, CH y CH (FF). Este sistema pasa de forma transicional al conoide aumentando paulatinamente las áreas intercanal.

Un punto que debe ser destacado en estos sistemas, es el aumento en la participación de facies fluidas hacia las cabeceras y la alta participación de facies de flujos hiperconcentrados en las desembocaduras. Estos rasgos distinguen a la asociación aquí estudiada de las acumulaciones de abanicos aluviales.

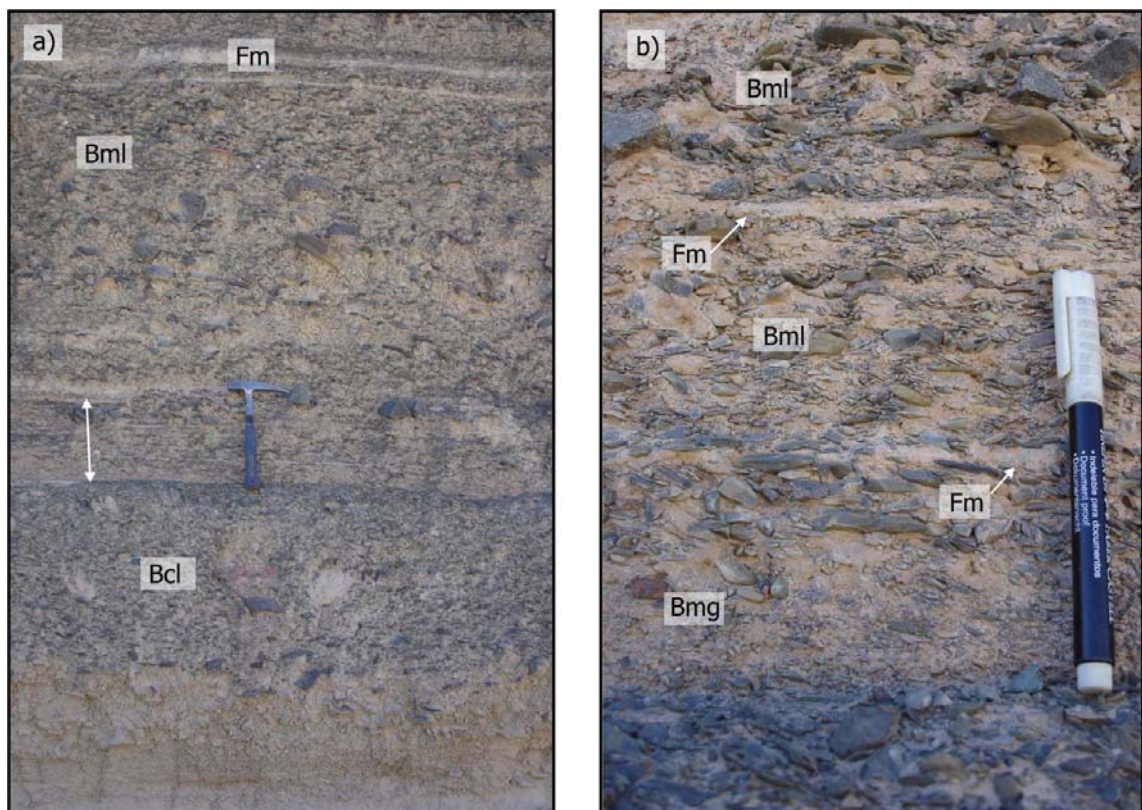


Figura VII.27: Facies de “ritmitas”, dentro del área intercanal, a) Vista general de la facies de ritmitas (flecha) intercalada con facies de intercanal, b) Detalle de la intercalaciones de litofacies Bcm, Bml y Fm que forman las ritmitas.

El sistema río colector-conoide funciona de esta forma solo en los períodos de actividad del conoide, donde hay agradación y/o progradación. En los momentos de degradación, donde hay incisión y el río colector llega al sistema de transferencia sin desarrollar un conoide en su desembocadura. Este estado, que puede observarse en la superficie del conoide (Fig. VII.20) puede ser reconocido también en el registro geológico

mediante la identificación de importantes superficies de erosión de alto relieve y gran continuidad lateral dentro de los afloramientos (Fig. VII.28a), y también mediante el reconocimiento de niveles de paleoagradación (Fig. VII.28b) que se encuentran por encima de nivel actual del canal.



Figura VII.28: Períodos de agradación y degradación de los ríos colectores, a) Superficie erosiva (felchas) que marca situaciones de erosión del conoide, b) niveles de paleoagradación (flechas) del conoide

VIII. SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN CUENCAS INTERMONTANAS ABIERTAS: SISTEMA DE TRANSFERENCIA (RÍO JACHAL)

VIII.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta el estudio de los depósitos cuaternarios recientes y actuales pertenecientes a los sistemas de tercer orden reconocidos en el área del río Jáchal. La zona de estudio comprende desde las nacientes del río hasta las cercanías de la localidad de Pachimoco (Fig. VII.1).

El río Jáchal nace en la Cuesta del Viento (Fig. VII.1), donde se origina a partir de la confluencia del Río Blanco, que drena la cuenca de Rodeo desde el norte, y el Arroyo Iglesia, que lo hace desde el sur. Corta la Precordillera en sentido oeste-este, cuando llega a la ciudad de San José de Jáchal su recorrido pasa a ser meridional y luego desemboca en la cuenca del Río Bermejo-Desaguadero. Estos rasgos, tramos transversales y paralelos a la estructura, indicarían que es un río de carácter antecedente (Uliarte *et al.*, 1990 y Damanti, 1993).

VIII.2. EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE TERCER ORDEN

El sistema de tercer orden es el más importante dentro del esquema de cuencas de *piggyback* estudiado en esta tesis y es el encargado de tomar el material entregado por el sistema de río colector-conoide y transferirlo hacia el antepaís. En la zona de estudio el sistema de tercer orden está representado por el río Jáchal (Fig. VII.1); el que, de acuerdo a la información obtenida en esta tesis ha pasado por tres estadios evolutivos postglaciales:

1. Sistema Fluvial Anastomosado (Pleistoceno-Holoceno).
2. Sistema de endicamiento (Pleistoceno-Holoceno).
3. Sistema entrelazado a divagante (*wandering*, configuración actual).

VIII.2.1. SISTEMA FLUVIAL ANASTOMOSADO

Durante el Pleistoceno y Holoceno el sistema del río Jáchal habría sido multicanalizado con planicies de inundación bien desarrolladas. Los perfiles pertenecientes a este sistema fueron realizados en el área de Pachimoco (Fig. VII.1). La asociación de facies que representa este ambiente, puede ser dividida en facies de canal y de planicie (Fig. VIII.1). Los depósitos de canal pueden a su vez ser divididos en tres ordenes de acuerdo a su jerarquía dentro del sistema fluvial.

Subambiente		Litofacies	Interpretación
Canal	Facies A1 (Canal Principal)	Gcp	Migración de barras transversales
		Gch	Migración de barras longitudinales
		Gcl	
		Gcm/Gci	Núcleo de barra
		Sp	Migración de megaóndulas 2D
		Sh	Lechos plano- Tope de barra
	Facies A2 (Canal Secundario)	Gcm	Migración de barras longitudinales/ nucleos de barras/ residuo de canal
		Gch/ SGh	Migración de barras longitudinales
		St/Sp	Migración de megaondulas
		Facies A3 (Canal menor)	Gcm
	Sh		Lecho plano
	Sm		Depositación masiva
Facies A4 (Planicie)		Fl	Suspensión / Decantación
		Fr	Migración de ondulitas
		Fm	Suspensión / Decantación / bioturbación
		Fb	Suspensión / Decantación / edafización
		Sp	Migración de megaóndulas
		Sh	Lecho plano
		Sm	Depositación masiva y/o bioturbación

Figura VIII.1: Cuadro de facies y litofacies reconocidas dentro de la asociación del sistema fluvial anastomosado.

La facies A1 se encuentra formada por espesos bancos que agrupan litofacies ortoconglomerádicas clasto-soportadas y, en mucha menor proporción, arenosas. Los conglomerados poseen abundantes clastos de filitas verdosas y moradas (67%), granitos (23%) y en menor proporción presentan clastos de vulcanitas ácidas (5%), areniscas pardas y grises (3%) y calizas (2%). La litofacies psefítica más abundante corresponde a conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Gcp, Fig. VIII.2 y VIII.3), posee clastos de hasta 20 centímetros, aunque en su mayoría no superan la decena. Se encuentran además ortoconglomerados clasto-soportados con estratificación horizontal (Gch) y, en menor proporción, de bajo ángulo (Gcl, Figs. VIII.2 y VIII.3). Asociadas a las litofacies gravosas y siempre en la base de los sets, se presentan sectores de conglomerados con fábrica desordenada o imbricados (Gcm o Gci). Es común la presencia de litofacies areniscas hacia el tope de las gravosas, las areniscas se presentan con estratificación difusa, horizontal o entrecruzada (litofacies Sh y Sp, Fig. VIII.2).

Las litofacies conglomerádicas se interpretan como producto de la migración de barras por la acción de flujos fluidos en base a sus estructuras y su fábrica clasto-soportada. Los conglomerados con estratificación entrecruzada habrían sido producto de la migración de barras transversales, una pequeña tasa de transporte permitiría un crecimiento vertical y el desarrollo de caras de avalancha más empinadas que resultan en un entrecruzamiento por la migración de la macroforma (Hein y Walker, 1977 y Collinson y Thompson, 1989). Los conglomerados con estratificación horizontal y de bajo ángulo se interpretan como depositados a partir de la migración de barras longitudinales, que sólo localmente desarrollan entrecruzamiento debido al pequeño desarrollo de su cara de avalancha (Collinson y Thompson, 1989). Por último las concentraciones de conglomerados masivos o imbricados se interpretan como el núcleo de las barras, a partir del cual se produce el crecimiento (Collinson y Thompson, 1989). En cuanto a las litofacies arenosas fueron producidas por la migración de mesoformas y el desarrollo de lecho plano, conformando en su conjunto depósitos de tope de barra.

Los bancos de la facies A1 se presentan con geometrías lentiformes a lenticulares, estas lentes predominantemente conglomerádicas poseen de 1 a 3 metros de espesor y se encuentran limitadas en su base por superficies de 5^{to} orden (Miall, 1996). Es frecuente que se preserve el techo de las macroformas gravosas (superficies de orden 4a, (Limarino *et al*, 2001), dentro de los canales puede observarse la presencia de superficies de reactivación (4b, Figs. VIII.2 y VIII.3), por lo que los canales se interpretan como multiepisódicos (CHm).

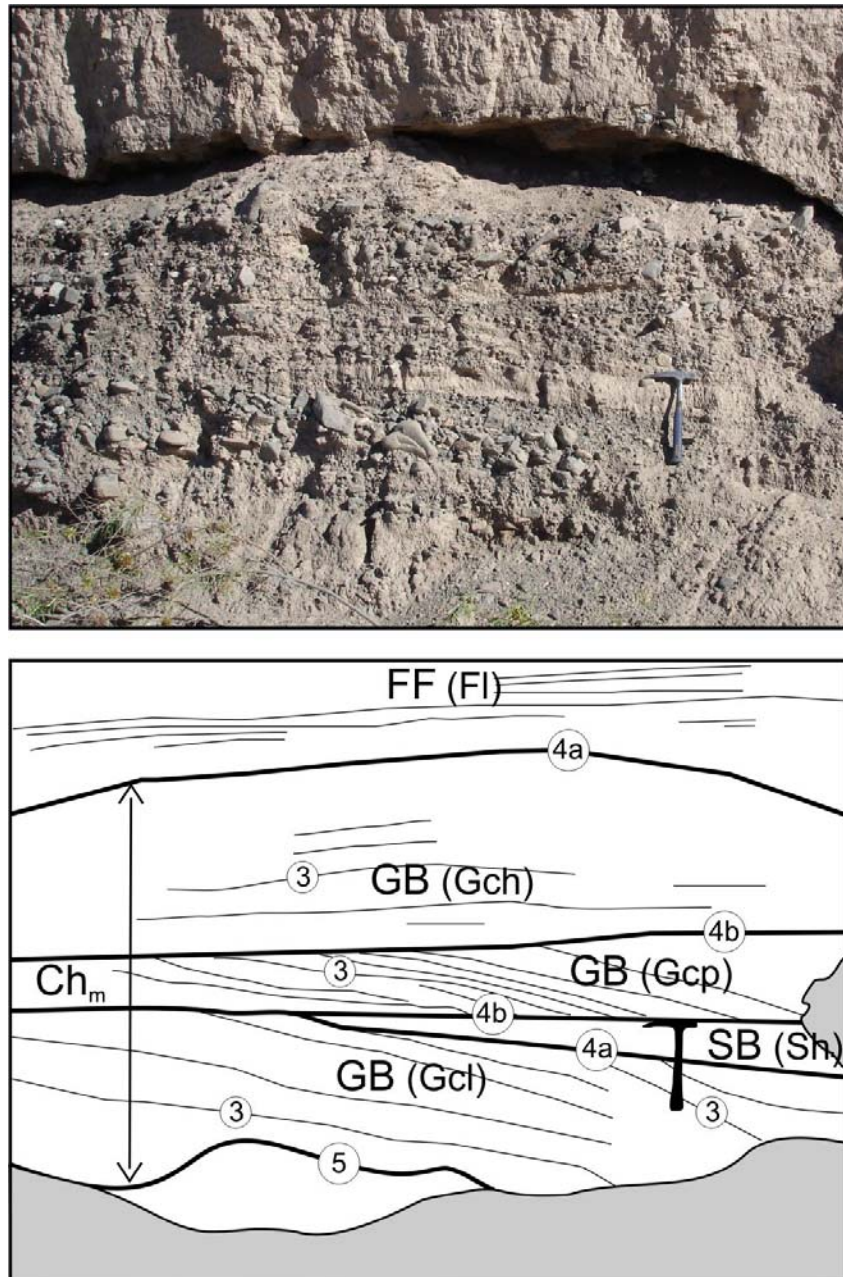


Figura VIII.2: Lentes conglomerádicas de la Facies A 1, la figura muestra los elementos arquitecturales, junto con las superficies limitantes y las litofacies que los componen.

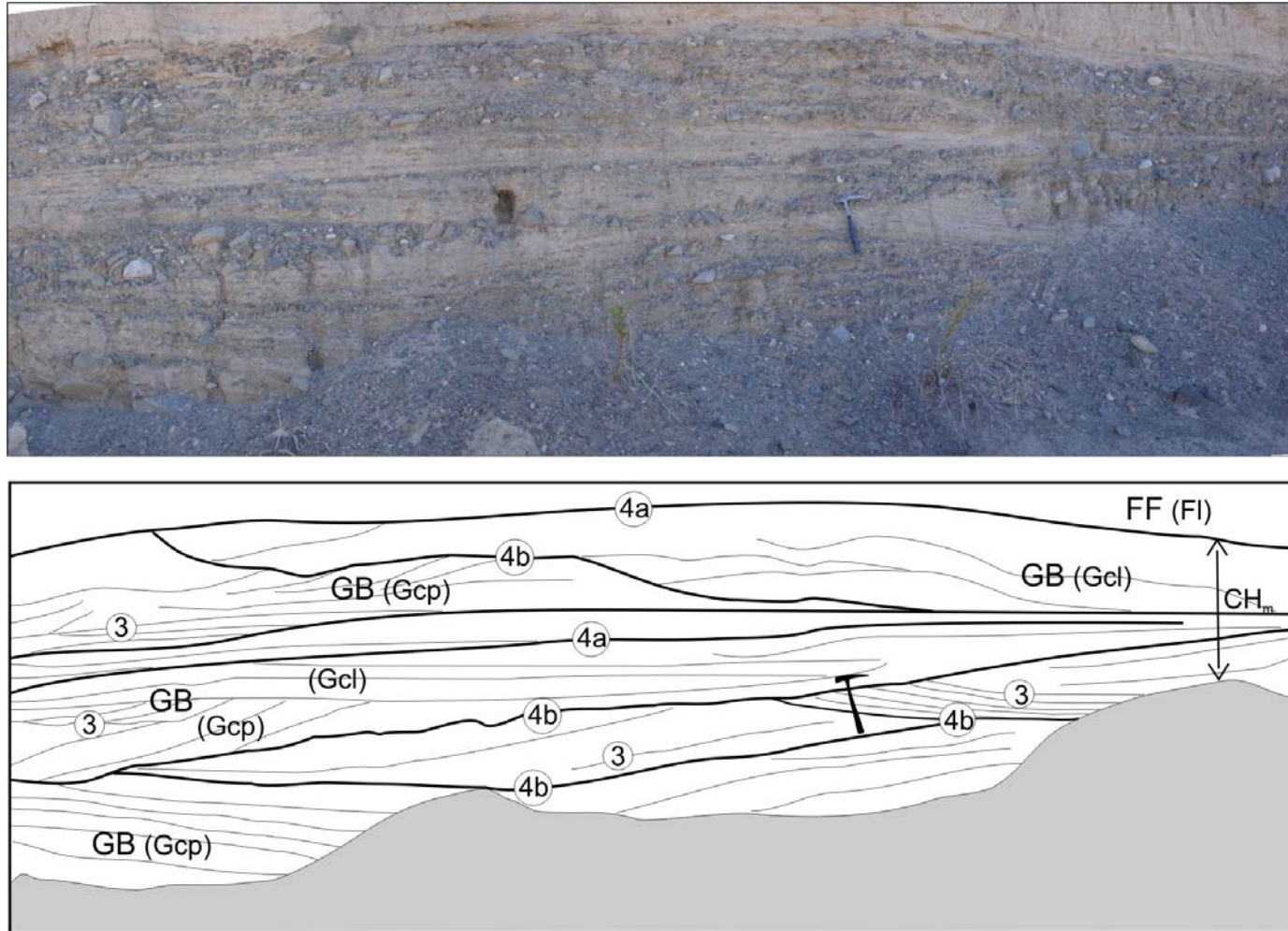


Figura VIII.3: Lentes conglomerádicas de la Facies A 1, la figura muestra los elementos arquitecturales, junto con las superficies limitantes. Se observa el carácter multiepisódico de los canales y la participación mayoritaria del elemento GB (barras gravosas).

La facies A2 (Fig. VIII.1) se presenta como bancos lentiformes areno-conglomerádicos (Fig. VIII.4 y VIII.5). Generalmente en la base de los bancos se encuentran conglomerados clasto-soportados macizos con clastos de hasta 20 centímetros. Esta litofacies puede presentarse como una delgada capa tapizando la base de los bancos, como pequeños bolsones de clastos con fábrica desordenada, o como bancos continuos lateralmente de hasta medio metro de espesor. Por encima de los conglomerados se encuentra una litofacies areno-conglomerádica con estratificación horizontal (Gch y/o SGh, Fig. VIII.4). En el tope de los bancos pertenecientes a esta facies es común la presencia de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar o en artesa (litofacies Sp o St)

Los conglomerados macizos basales se interpretan como depósitos residuales de canal, núcleos de barra, y dependiendo su potencia y continuidad lateral, como producto de la migración de barras gravosas longitudinales (Collinson y Thompson, 1989). Los conglomerados y areniscas gravillosas con estratificación horizontal son interpretados como un depósito producto de la migración de barras longitudinales, que no desarrollan entrecruzamiento debido al pequeño desarrollo de su cara de avalancha (Hein y Walker, 1977 y Collinson y Thompson, 1989). Por último las areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa habrían sido originadas por la migración de megaóndulas 2D y 3D (Collinson y Thompson, 1989).

Es común que los bancos lentiformes se continúen lateralmente en delgados bancos conglomerádicos, formando “alas” de canal asociadas a desbordes laterales durante las crecidas.

La facies A2 se diferencia de la A1 por su menor espesor y por no desarrollar barras de alto relieve, por lo que no se observan entrecruzamientos, de lo que se desprende su interpretación como canales secundarios. Una disposición arquitectural frecuente es la presencia de superficies limitantes 4b apiladas, las que aparecen desplazadas lateralmente dentro de la faja de canales (Fig VIII.5) y sugieren cierta migración lateral de estos canales.

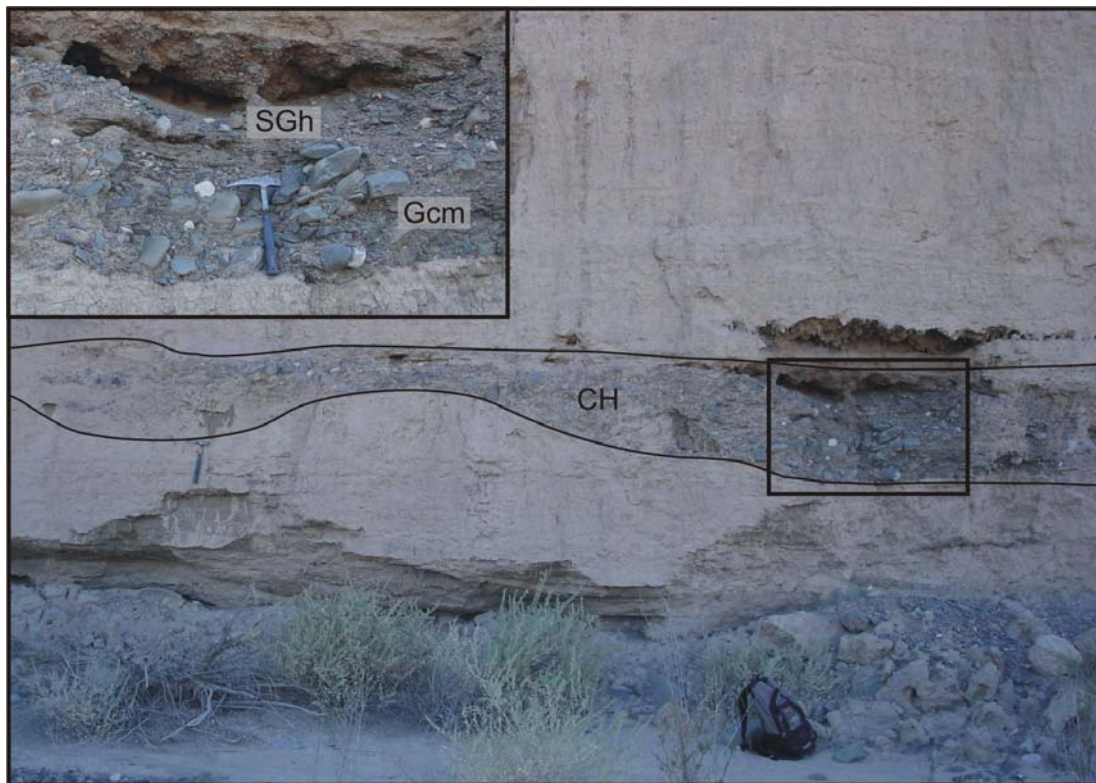


Figura VIII.4: Facies A2, litofacies Gch y SGh, el recuadro indica la posición del detalle.

La facies A3 (Fig. VIII.1) se encuentra formada por bancos principalmente arenosos con geometrías lenticulares de menos de un metro de espesor (Fig. VIII.6), en los que se reconocen tres litofacies. Tapizan la base de esta unidad delgados niveles conglomerádicos clasto-soportados, que no superan el clasto de espesor (Gcm), los clastos pueden llegar a 7 centímetros, pero comúnmente son menores a 4. Por encima se disponen bancos arenosos y/o areno-gravosos con laminación horizontal o macizos (litofacies Sh o Sm).

Los conglomerados macizos se interpretan como depósitos residuales de canal (Miall, 1996), las arenas han sido depositadas a partir de un lecho plano de bajo régimen de flujo (litofacies Sh) o por pérdida súbita de competencia del flujo (litofacies Sh). Se interpreta esta facies como los canales de menor jerarquía de la red fluvial (Smith y Smith, 1980).

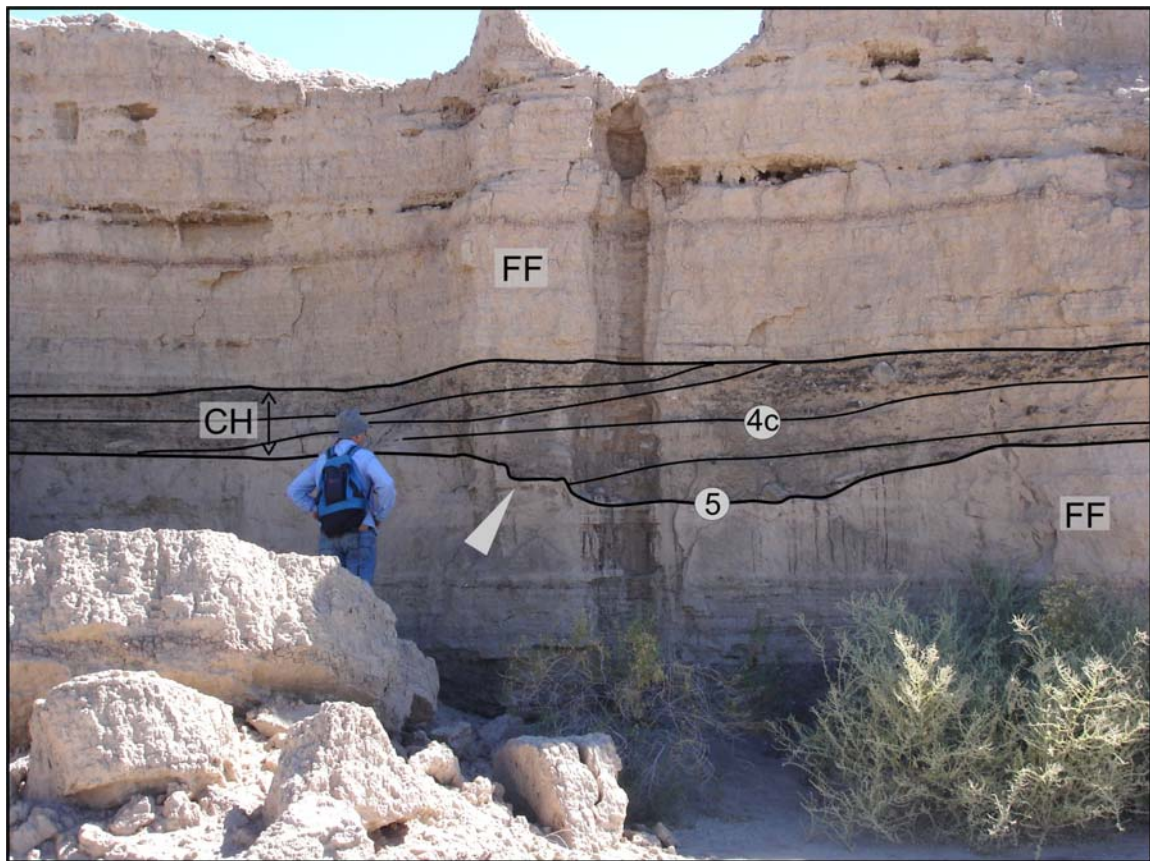


Figura VIII.5: Facies A2, la figura muestra los elementos arquitecturales, junto con las superficies limitantes. Se observan las superficies erosivas que indicarían migración del canal. En la base del canal, indicado por la flecha se observa una superficie erosiva fuertemente irregular.

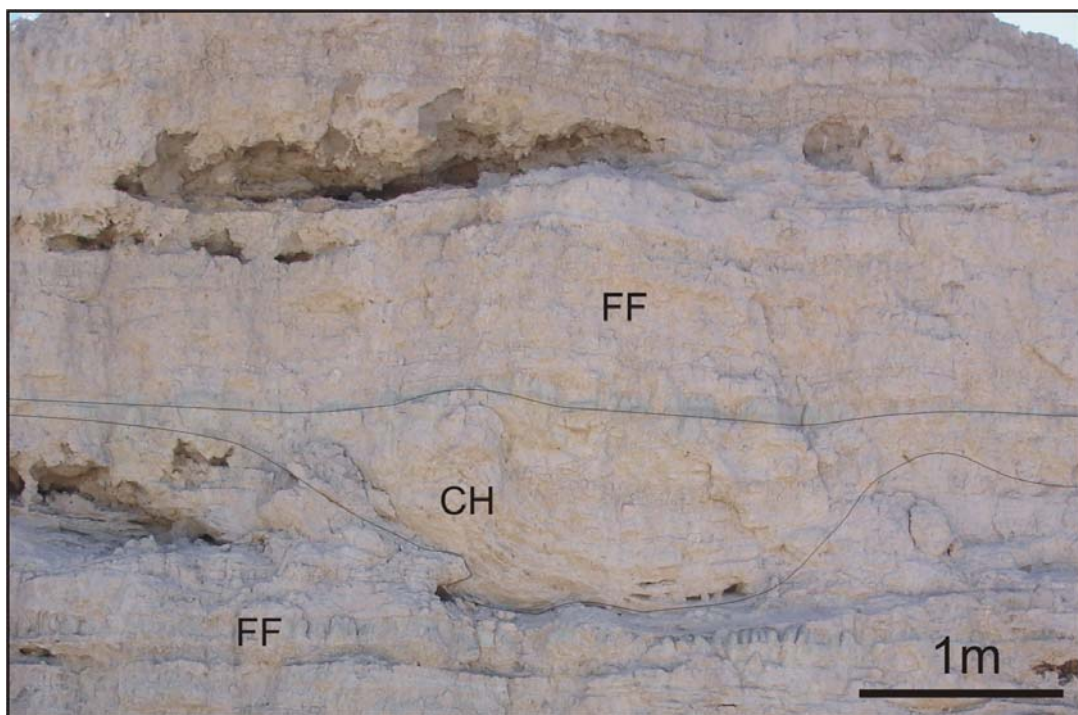


Figura VIII.6: Canales de menos jerarquía (facies A3) inmersos en depósitos finos de planicie.

La facies A4 está formada por seis litofacies, que pueden a su vez ser divididas en dos grupos de acuerdo a su litología. Por una lado se encuentran las litofacies pelíticas, que se presentan con laminación horizontal, ondulítica o masivas y poseen colores verdosos o castaño claro (litofacies Fl, Fr y Fm Fig. VIII.8). Las pelitas presentan un intenso desarrollo de paleosuelos que se amalgaman formando bancos de varios metros de espesor, es común la presencia de rizoconcreciones (Litofacies Fb). Esporádicamente se intercalan desde areniscas finas a areniscas gravillosas con estratificación entrecruzada, laminación horizontal o masivas (litofacies Sp, Sh y Sm) que generalmente presentan rasgos de intensa edafización en el techo de los bancos.

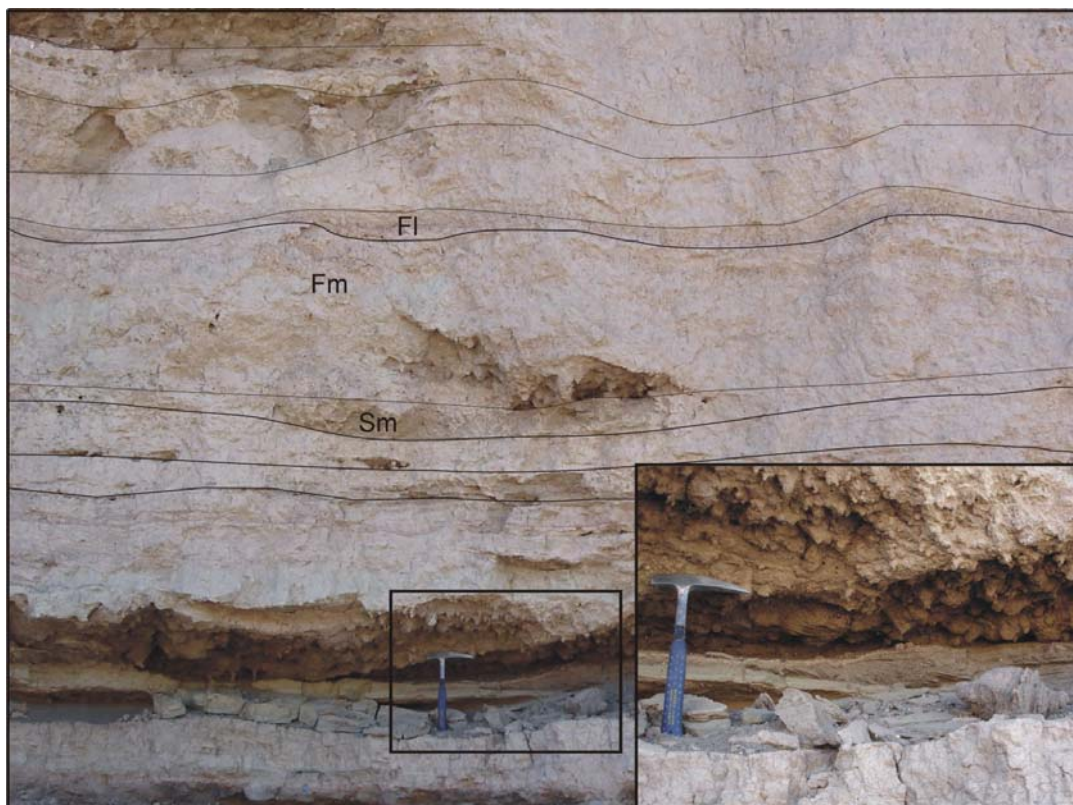


Figura VIII.8: Facies A4 (Finos de planicie de inundación, FF) a la derecha detalle de la litofacies Fb.

Las pelitas laminadas y masivas habrían sido depositadas a partir de decantación (litofacies Fl y Fm), afectadas posteriormente por bioturbación (Fb). Las litofacies con estructuras de corriente indican la depositación a partir de flujos fluidos, por migración de ondulitas (litofacies Fr y Sr), lecho plano (Sh) y megaóndulas 2D (Sp). Se interpreta a

esta facies como depositada en un ambiente de planicie de inundación confinada (Nadon, 1994), o planicie cohesiva de baja energía según (Nanson y Croke, 1992). La cuenca está representada por los depósitos de producidos por decantación y los eventos de crecientes de mayor energía se encuentran registrados por la depositación de areniscas.

La asociación de facies hasta aquí descrita habría sido depositada por un sistema fluvial multicanalizado de intermedia sinuosidad, con canales de distinta jerarquía y desarrollo de planicies confinadas. Los depósitos de canal (elemento CH) poseen distinta jerarquía, dentro de los canales principales (facies A1), comúnmente con rellenos multiepisódicos, domina el elemento GB, con menor participación del elemento SB. Los canales secundarios (facies A2) pueden encontrarse representados en depósitos aislados dentro de la planicies con rellenos simples, o en el estadio final de relleno de los canales de primer orden; están formados por los elementos GB y SB. Se encuentra escasamente representado el elemento LA, que indicaría que este sistema habría tenido algo de migración lateral. Finalmente los canales menores (facies A3) poseen rellenos simples arenosos representados en el elemento CH. En lo que respecta a la planicie (facies A4) pueden reconocerse los elementos FF (finos de planicie) y CS (lóbulos de desbordamiento). Se interpreta esta asociación como depositada en un sistema fluvial anastomosado (Smith y Smith, 1980; Nadon, 1994 y Makaske, 2001) y podría correlacionarse con el sistema fluvial tipo J de Miall (1996).

Con mucho menor desarrollo de sus afloramientos, en depósitos de terrazas aguas arriba de los afloramientos analizados en el área de Pachimoco, se observan lentes y canales conglomerádicos asociadas a importantes depósitos de planicies. Se encuentran formadas por pelitas laminadas, de colores castaños y blanquecinos con abundantes marcas de raíces (Facies A4). Ocasionalmente aparecen asociados conglomerados clasto-soportados con geometría lentiforme, imbricados o con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Gci y Gcp, Facies A1). Si bien los escasos afloramientos impiden una descripción detallada de la unidad, las facies reconocidas permiten asociar los depósitos de estas terrazas a sistemas fluviales

similares a los descriptos anteriormente para el área de Pachimoco. Esta unidad correspondería a los depósitos de las “terrazas superiores” descriptos por (Colombo *et al.*, 2005) y datados por termoluminiscencia entre 978 ± 20 y 525 ± 32 años AP.

VIII.2.2. ENDICAMIENTO: SISTEMA LAGUNAR Y MICRODELTAICO

Durante el Pleistoceno superior-Holoceno la progradación de los sistemas de río colector-conoide produjo endicamientos generalizados a lo largo del río Jáchal (Suriano y Limarino, 2005; Suriano y Limarino, 2008 y Colombo *et al.*, 2009). Depósitos de estos endicamientos se encuentran en las cuencas de Rodeo, La Tranca y Caracol. Con el propósito caracterizar este sistema se han efectuado tres perfiles sedimentológicos de detalle en la cuenca de La Tranca, donde fueron reconocidas tres asociaciones de facies (Fig. VIII.9). La ubicación de los perfiles fue elegida de manera de: 1. caracterizar el área aguas arriba del endicamiento (zona marginal del lago, Fig. VIII.10) 2. estudiar la zona central del cuerpo de agua y 3. analizar la zona de cierre. Con respecto a la sección levantada aguas arriba del endicamiento, se ubica en las cercanías de Cuesta del Viento donde se puede ver la antigua desembocadura del troncal principal en el sistema lacustre. La segunda sección corresponde al área próxima al puesto de la Tranca (hoy deshabitado) donde se reconoció el mayor espesor de sedimentos finos (Fig. VIII.11). Por último, ligeramente aguas arriba de la desembocadura del río de La Tranca en el Jáchal, se relevó el perfil que caracteriza al área de cierre. Allí, se observan depósitos finos intercalados con acumulaciones brechosas del conoide, generadas por el río colector (La Tranca) en la zona de desembocadura (Fig. VIII 12).

Asociación de facies L1 (pelitas, areniscas y conglomerados en arreglos granocrecientes)

Esta asociación se encuentra ampliamente representada en el perfil de Cuesta del Viento. Allí se observan espesos ciclos grano y estrato crecientes, de entre 4 y 10 metros

de espesor formados por pelitas, areniscas y conglomerados que forman esta unidad (Fig. VII.9, V.III.11 y VIII.13).

Los ciclos comienzan con intercalaciones de pelitas y pelitas gravillosas. Las primeras son de color gris claro y se presentan laminadas en capas de 5 a 6 milímetros o masivas (litofacies FI y Fm). Las pelitas gravillosas, que se presentan tanto masivas como laminadas (litofacies FGm y FGI), poseen clastos gravosos que forman menos del 2 % del depósito y son en general menores a 1 centímetro.

Asociaciones de facies e interpretación	Subambientes	Litofacies	Interpretación
L1 (pelitas, areniscas y conglomerados en arreglos granocrecientes) Microdelta	Prodelta	FI/Fm	Suspensión/Decantación
		FGI/FGm	Flujos hiperconcentrados cohesivos
	Barra de desembocadura distal	Fr	Migración de ondulitas
		Sm	Deposición en masa/ pérdida de la competencia
		Sr	Migración de ondulitas
		Sp	Migración de megaóndulas 2D
		SGh	Migración de barras gravo-arenosas longitudinales
	Barra de desembocadura proximal y canal	Gci	Flujos fluidos
		Gcm	Flujos fluidos
		Gh/SGh	F. fluidos/ Migración de barras longitudinales
L2 (pelitas y areniscas en bancos tabulares) Endicamiento	Centro de la laguna	FI	Suspensión/Decantación
		Sm	<i>Underflows</i>
		E	Yeso, precipitación
	Zona más externa de la laguna	Sr	Migración de ondulitas
		Sp	Migración megaóndulas 2D
		Fm/FI	Suspensión/Decantación
L3 (brechas monomíticas) Sistema Río Colector-Conoide	Conoide	Bml	Flujo hiperconcentrado cohesivo
		Bmml	Flujo hiperconcentrado cohesivo
		Bcm/Bci	Flujos fluidos
		Bcp	Flujos fluidos/migración de barras transversales
		Bch	Flujos fluidos/migración de barras longitudinales
L4 (lentes de arenisca inmersos en pelita) Sistema de Transferencia	Canal	Sh/Sm deformación	Flujos fluidos a fluidificados
	Planicie	Fb	Suspensión/Decantación/Bioturbación

Figura VIII.9: Asociaciones de facies, subambientes y litofacies e interpretación correspondientes al sistema de transferencia lagunar-microdeltaico.

Por encima se ubican bancos principalmente arenosos y, en menor medida limosos, con geometría lentiforme a tabular. Los términos fangosos corresponden a limolitas gruesas con laminación ondulítica (Fr), formando cosets de unos 35 cm. de espesor. En lo que respecta a las areniscas, se disponen en niveles de hasta 70 centímetros de espesor en los que intercalan areniscas finas masivas (litofacies Sm) y con laminación ondulítica (litofacies Sr). Siguiendo con los ciclos granocrecientes aparecen bancos tabulares de hasta medio metro de potencia compuestos por areniscas de tamaño arena media con laminación ondulítica (Sr, Fig. VIII.14) y con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp). Se encuentran también asociadas a esta facies, areniscas gravillosas con clastos de hasta 3 centímetros dispuestas en bancos tabulares. Estas últimas exhiben laminación horizontal (SGh) o conforman entrecruzamientos de mediana a gran escala que corresponden a clinoformas progradantes de poco más de un metro de espesor (Fig. VIII.15).

El tope de los arreglos granocrecientes está formado por cuatro litofacies conglomerádicas (Figs. VIII.13). Todas ellas se encuentran formadas por ortoconglomerados polimícticos clasto-soportados. Si bien la mayoría de los clastos, formados por vulcanitas ácidas (24%), granitos (53%) y areniscas pardas (12%), se presentan redondeados, aquellos de procedencia local pertenecientes a las formaciones paleozoicas son angulosos (metasedimentitas y vulcanitas básicas, 11%). La mezcla litológica, el redondeamiento de los clastos y el carácter arenoso de la matriz, indican que estos depósitos fueron sedimentados por el río Jachal (sistema de transferencia) al llegar al lago.

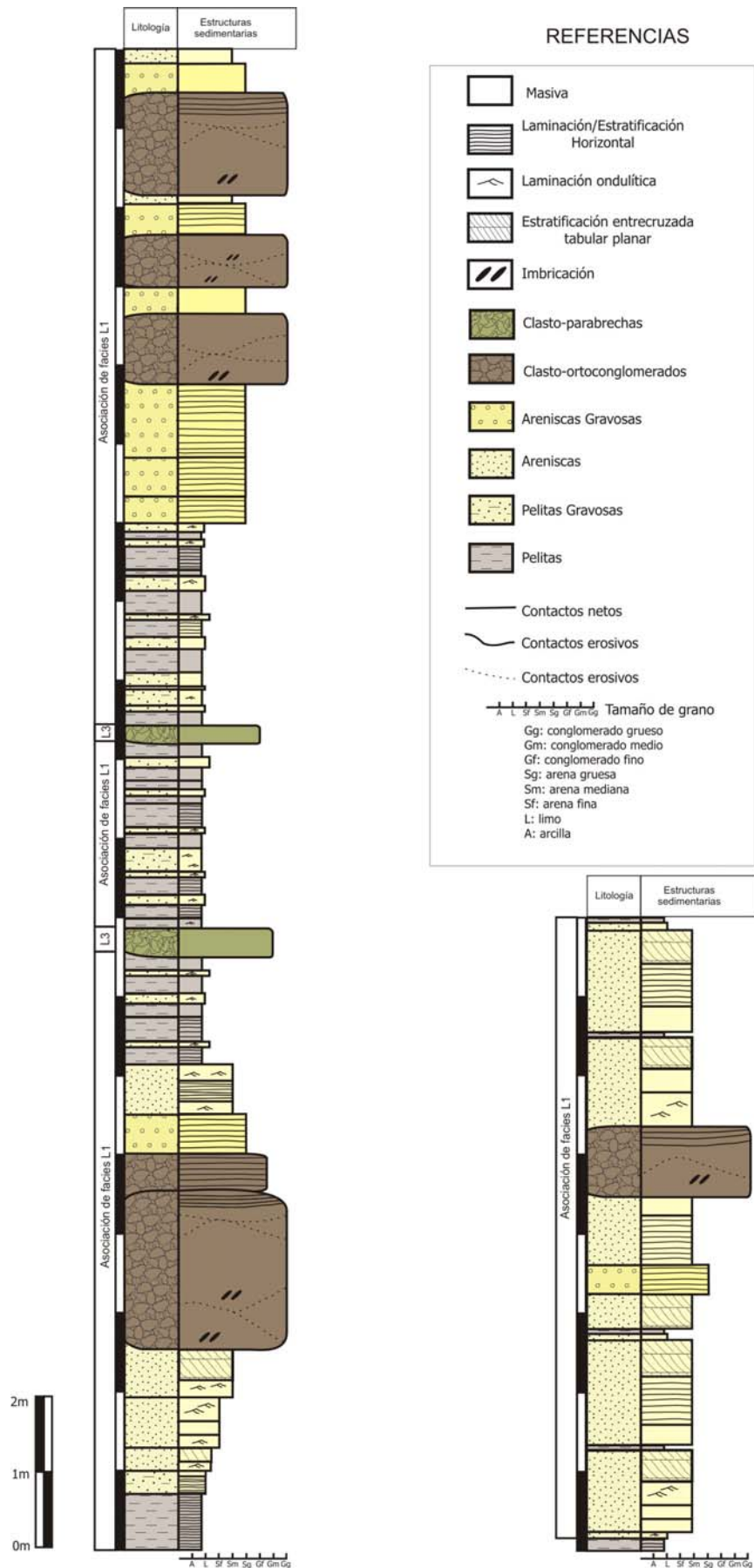
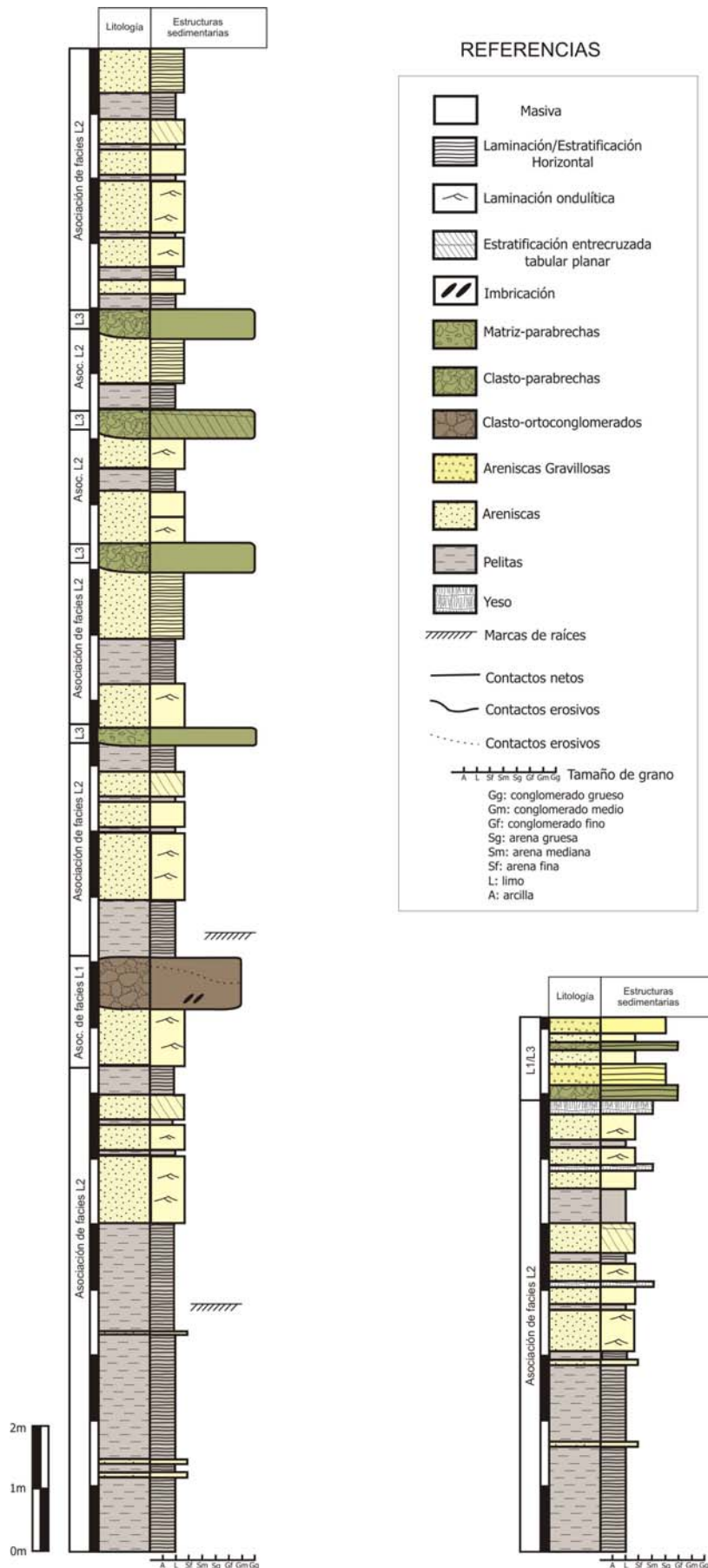
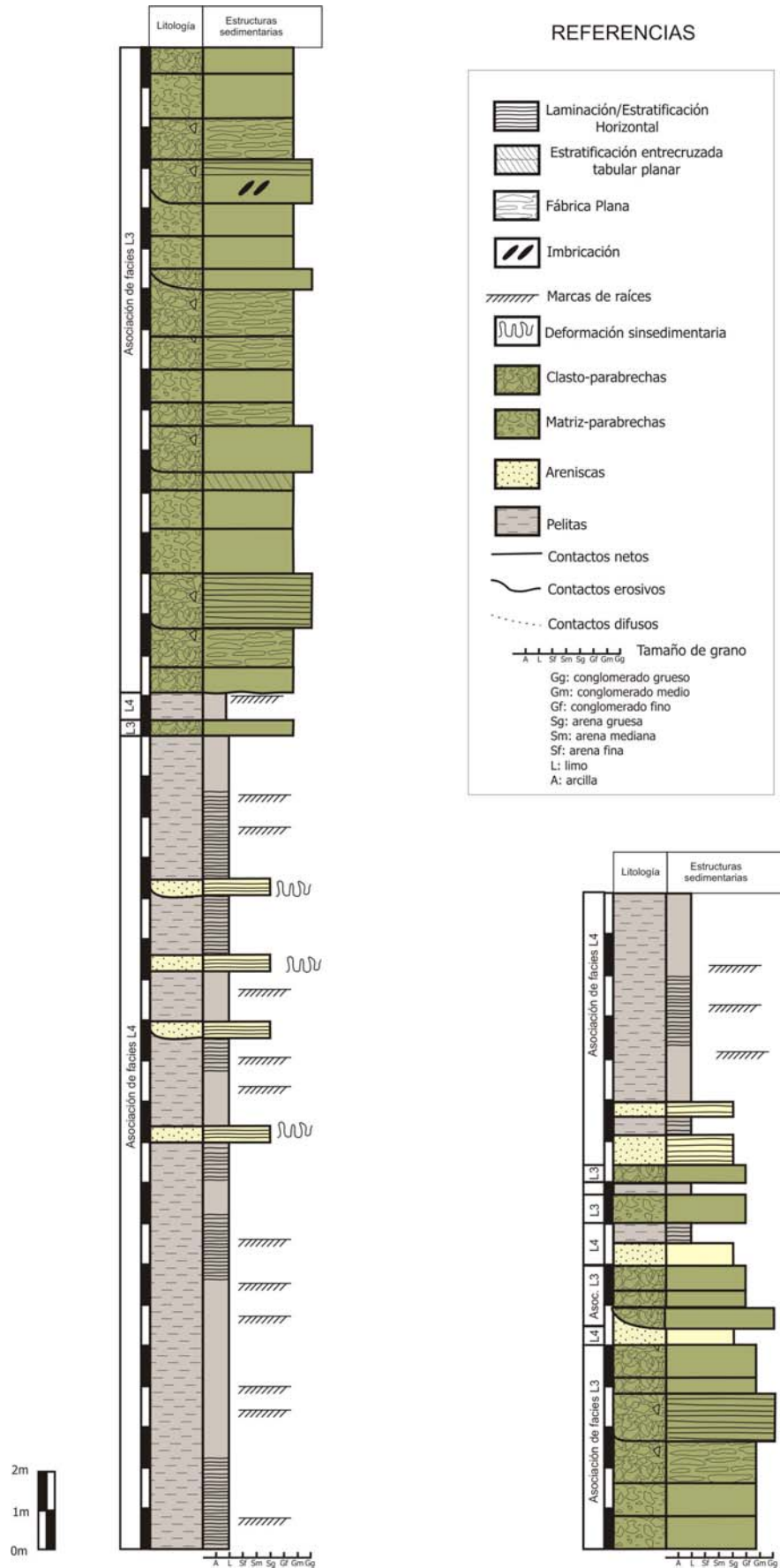


Figura VIII.10: Perfil sedimentario del cuaternario en las cercanías de Cuesta del Viento, Valle de La Tranca. Esta sección corresponde a las facies aguas arriba del andicamiento.





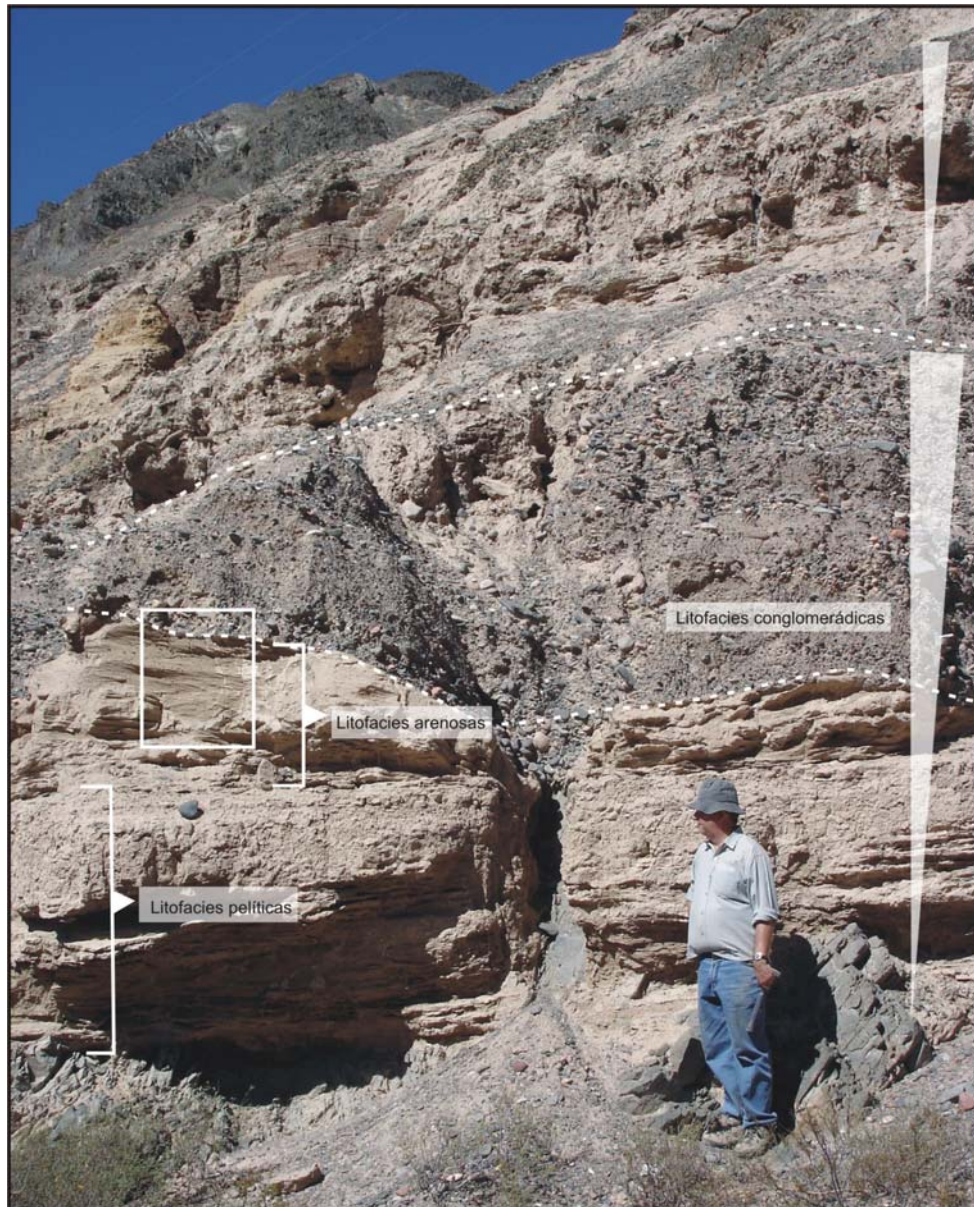


Figura VIII.13: Vista general de la asociación de facies L1, observar el arreglo granocreciente de los ciclos y la geometría biconvexa de los bancos conglomeráticos. El recuadro indica la posición de la figura VIII.14.

Los bancos conglomeráticos exhiben geometrías lenticulares o lentiformes (Fig. VIII.13), las lentes se presentan con base plana y techo convexo o bien resultan biconvexas y con espesores métricos (de hasta 7 metros). Dentro de estas lentes las litofacies pasan de una a otra en forma transicional. La litofacies más abundante corresponde a ortoconglomerados clasto-soportados con imbricación (Gci), los clastos alcanzan los 65 centímetros, aunque el tamaño medio es de 12 centímetros. Esta unidad grada lateral y verticalmente a los depósitos de ortoconglomerados clasto-soportados

macizos, con un alto porcentaje de matriz (litofacies Gcm). Esta litofacies posee un menor tamaño de grano ya que el diámetro medio de los clastos es de unos 5 centímetros y los clastos mayores llegan a los 10 centímetros.

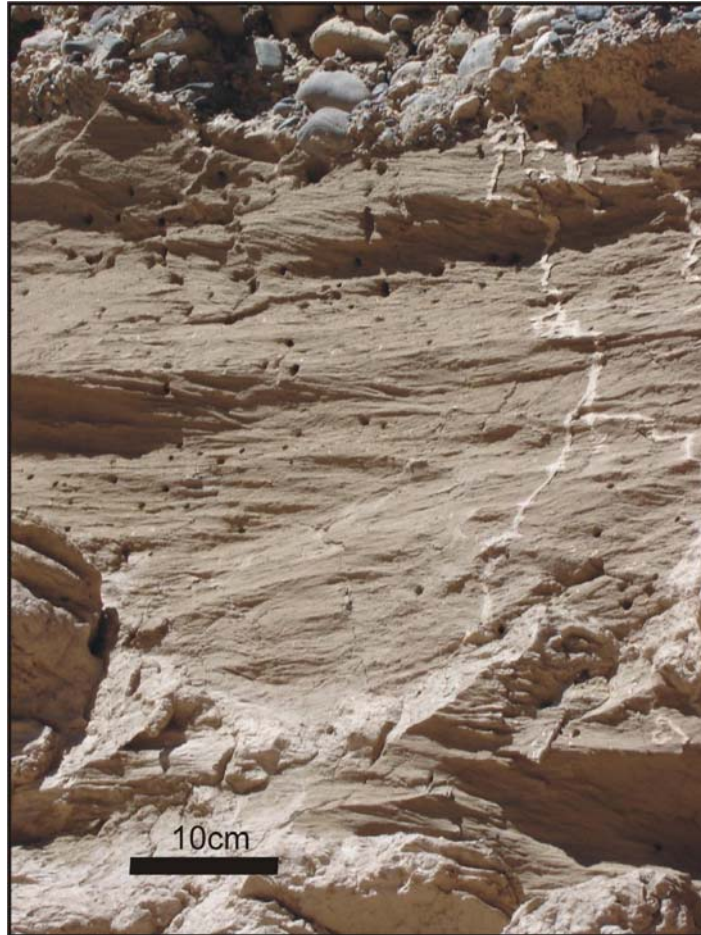


Figura VIII.14: Areniscas con laminación ondulítica (Sr), en el sector superior se observan ortoconglomerados clasto-soportados masivos (Gcm) coronando a las arenas.

Las litofacies antes descriptas (Gci y Gcm) conforman la gran mayoría de los depósitos conglomerádicos lenticulares, pero hacia los laterales y en el sector superior las lentes gradan transicionalmente a ortoconglomerados clasto-soportados más finos con estratificación horizontal (litofacies Gch) y, más distalmente, a areniscas gravillosas, con la misma estructura (litofacies SGh).

Las pelitas son interpretadas como producto de decantación en un ambiente de baja energía (Collinson y Thompson, 1989 y Miall, 1996). Las limolitas gravillosas, debido a su carácter matriz-sostenido con clastos de mayor granulometría flotando en una matriz

fangosa son interpretados como producto de la acción de flujos hiperconcentrados cohesivos (Lowe 1982), de relativa baja energía (granulometría fina).

El origen de las areniscas se asocia a la acción de flujos fluidos y se interpretan como producto de la migración de ondúlitas de corriente (litofacies Sr) y de megaóndulas 2D (litofacies Sp (Miall, 1996). La areniscas masivas se habrían formado por deposición en masa (Miall, 1996), esto estaría asociado a la pérdida de competencia del flujo tractivo.

Las litofacies arenosas representan el sector más proximal de las barras de desembocadura del sistema microdeltaico, esto se evidencia en su mayor tamaño de grano y estructuras sedimentarias asociadas a mayor energía de la corriente.

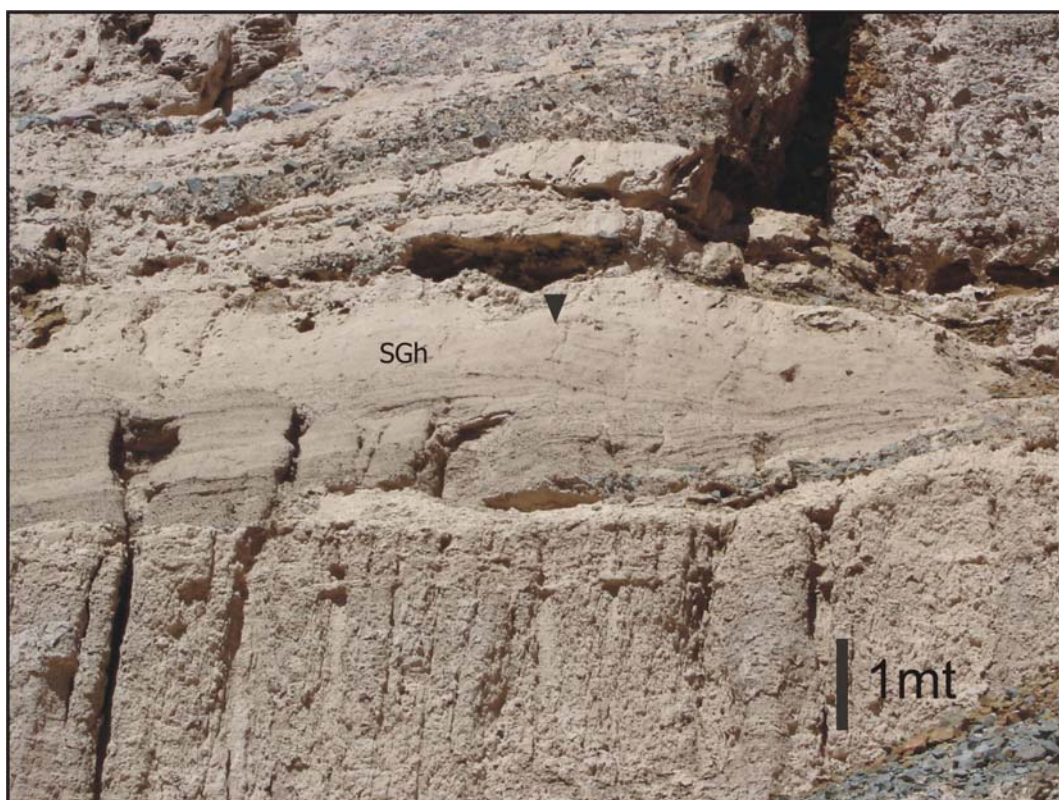


Figura VIII.15: Litofacies SGh que pasan lateralmente a SGp.

En cuanto a las litofacies conglomerádicas debido a su carácter clasto-soportado son interpretadas como depositada a partir de flujos fluidos. En particular la fábrica imbricada (litofacies Gci) sugiere que los clastos han sido libres para moverse individualmente e independientemente unos de otros sobre el lecho y que han sido selectivamente incorporados al lecho cuando fueron frenados en una posición estable

(Collinson y Thompson, 1989). Los conglomerados y areniscas con estratificación horizontal se interpretan como depositados por la migración de barras longitudinales gravosas o areno-gravosas (Hein y Walker, 1977).

La interpretación general de esta asociación corresponde a la progradación de barras de desembocadura sobre un cuerpo de agua somero. Inicialmente se produce la decantación de material fino (Fm y FI), entre los que se intercalan episodios de resedimentación asociado a los flujos hiperconcentrados de la litofacies FGm. Los paquetes arenosos, que tanto en su tamaño de grano como en su gradación de estructuras muestran un arreglo creciente de energía, representan la progradación del sistema distal de las barras de desembocadura, sobre las que se depositan los lóbulos biconvexos gravosos correspondientes a los sectores más proximales del sistema micodeltaico. Algunos de los paquetes conglomerádicos representarían ya el sector de canales fluviales debido a su marcada tendencia granodecreciente y base erosiva.

Asociación de facies L2 (pelitas y areniscas en bancos tabulares)

Esta asociación forma la mayor parte de los afloramientos del perfil realizado en el valle de La Tranca (Fig. VIII.11) y puede ser dividida en dos facies, una dominada por pelitas y otra dominada por areniscas.

La primera facies se encuentra formada por bancos tabulares de varios metros de potencia, formados por fangolitas de color gris verdoso (Fig. VIII.16) que se presentan en láminas de pocos centímetros de espesor, en ocasiones presentan marcas de raíces (litofacies FI y Fb). Esporádicamente se intercalan niveles milimétricos en los que las fangolitas poseen color negro azulado. Se encuentran intercaladas con las fangolitas capas de pocos centímetros de areniscas pardas con estructura masiva (litofacies Sm). Se presentan escasos niveles de fangolitas de color blanquecino con restos de gastrópodos de agua dulce (Colombo *et al.*, 2009). Hacia el tope de esta asociación comienzan a intercalarse niveles de yeso.

La facies arenosa se encuentra formada por areniscas finas, muy finas y limolitas de color castaño, que se presentan en bancos tabulares de espesores métricos a centimétricos. Los bancos arenosos (Fig. VIII.17) pueden presentar una base levemente irregular, domina la litofacies de areniscas con laminación ondulítica (Sr), que forma cosets de decenas de centímetros. Además, se encuentran sets aislados de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Sp) que llegan a los 10 centímetros. Esta unidad presenta en los paquetes arenosos intercalaciones de limolitas pardas masivas o laminadas (Fm/FI) de entre 1 y 30 centímetros de espesor.



Figura VIII.15: Litofacies pelíticas dentro de la asociación de facies L2.

Se interpreta a las litofacies pelíticas como producto de la decantación en un cuerpo de agua somero (litofacies FI) mientras que las areniscas masivas se asocian a depósitos de flujos en manto depositados por pérdida de la competencia. Según análisis

palinológicos realizados por (Colombo *et al*, 2009) sobre estas pelitas, el clima habría sido árido y los niveles más oscuros corresponden a concentraciones de carbón.

Las litofacies arenosas se interpretan como depositadas a partir de flujos hiperconcentrados subacuos, no viscosos, en los que se generaron óndulas de pequeña escala (Collinson y Thompson, 1989) que intercalaron con las acumulaciones fangosas de decantación en el cuerpo de agua.

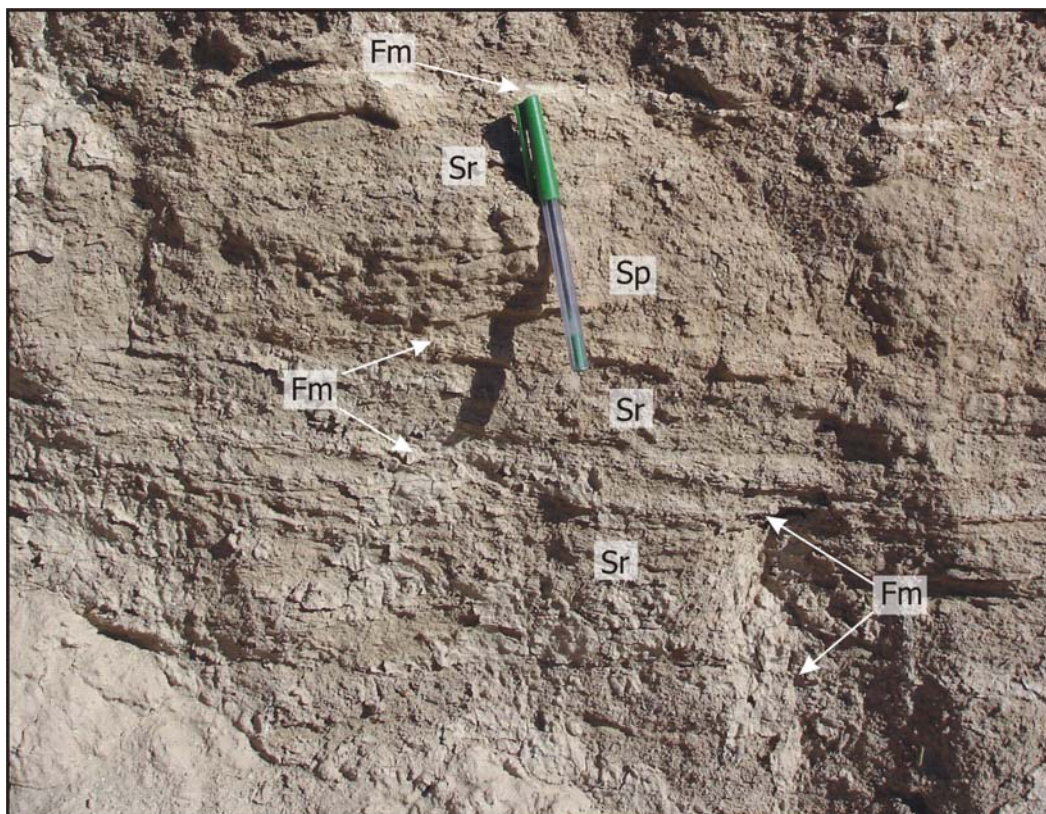


Figura VIII.17: Litofacies arenosa de a asociación de facies L2.

Esta asociación de facies es interpretada como un sistema lacustre intermontano. Si bien, como ha sido señalado, la facies donde domina el material fino se interpreta como la decantación en el sector central lago, no deben descartarse episodios de flujos de fondo (*underflows*), que son comunes en lagos de escasa profundidad (May *et al.* 1999). Las marcas de raíces y las evaporitas en el techo de este perfil indicaría que los lagos habrían sido de carácter somero (Colombo *et al.*, 2009 y May *et al.*, 1999). La facies donde dominan las arenas es asociada a un sector más costero del lago. Dataciones efectuadas por Colombo *et al.* (2005) indican que el sistema de

endicamientos se habría desarrollado entre los 8930 ± 50 y, por lo menos, los 6497 ± 45 años AP (dataciones Carbono 14 sobre materia orgánica y conchillas de gastrópodos).

Asociación de facies L3 (Brechas monomícticas)

La asociación de facies L3 se encuentra formada por brechas (Fig. VIII.9), en las que dominan clastos angulosos y subangulosos de filitas verdosas provenientes, principalmente, de la Formación Yerba Loca. Esta unidad se intercala formando delgados niveles en los perfiles de Cuesta del Viento (Fig. VII.10) y del puesto de La Tranca (Fig. VII.11), pero se hace dominante en la zona de cierre (Fig. VII.12).

Componen esta asociación bancos tabulares de parabrechas matriz-soportadas con fábrica fuertemente planar (litofacies Bml). También de carácter matriz-soportado pero en menor proporción se encuentran parabrechas macizas (Bmm), que se presenta en delgados bancos de hasta 30 centímetros los que portan clastos de hasta 15 centímetros.

Dentro de las litofacies brechosas clasto-soportadas dominan las macizas e imbricadas con clastos de hasta 20 centímetros (litofacies Bcm y Bci) que se presentan como bancos tabulares o lentiformes, algunos de los cuales se acuñan en dirección de la posición actual del río Jáchal (paleoendicamiento). También, en menor proporción, aparecen clasto-parabrechas con estratificación entrecruzada tabular planar (Bcp) formando clinoformas que inclinan hacia el centro del paleolago y portadora de clastos de hasta 10 centímetros. La litofacies más fina corresponde a clasto-parabrechas con laminación horizontal (Bch), sus clastos no sobrepasan los 5 centímetros. Finalmente, poco abundantes clasto-parabrechas macizas sin matriz (Bsm) con fábrica abierta y caótica han sido también identificadas.

Las litofacies matriz soportadas son interpretadas como depositada a partir de flujos de detritos cohesivos (Nemec y Steel, 1984) o flujos de barro (Mudflow; Lowe, 1982). En cuanto a las litofacies clasto- soportadas se interpretan como producto de la acción de flujos fluídos (Bcm, Bci, Bcp y Bch), en particular, aquellas que poseen

estratificación se interpretan como producto de la migración de barras gravosas longitudinales (litofacies Bcp) y transversales (Bch; Hein y Walker, 1977). Por último, las brechas masivas sin matriz, caracterizadas por su fábrica abierta y geometría lenticular, pueden ser interpretadas como depósitos de tamiz generada por rápida infiltración de las corrientes.

La interpretación general de esta asociación corresponde al sector distal de un sistema río colector-conoide que produjo el cierre del endicamiento. Esta interpretación es claramente mostrada en la Fig. VIII.18, donde puede apreciarse el pasaje lateral de los depósitos de conoide a las acumulaciones lacustres de grano fino. En particular, los canales del conoide habrían estado dominados por la migración de barras gravosas, mientras que extensas áreas de intercanal estuvieron sujetas periódicamente a la acción de flujos hiperconcentrados (véase Capítulo VII).

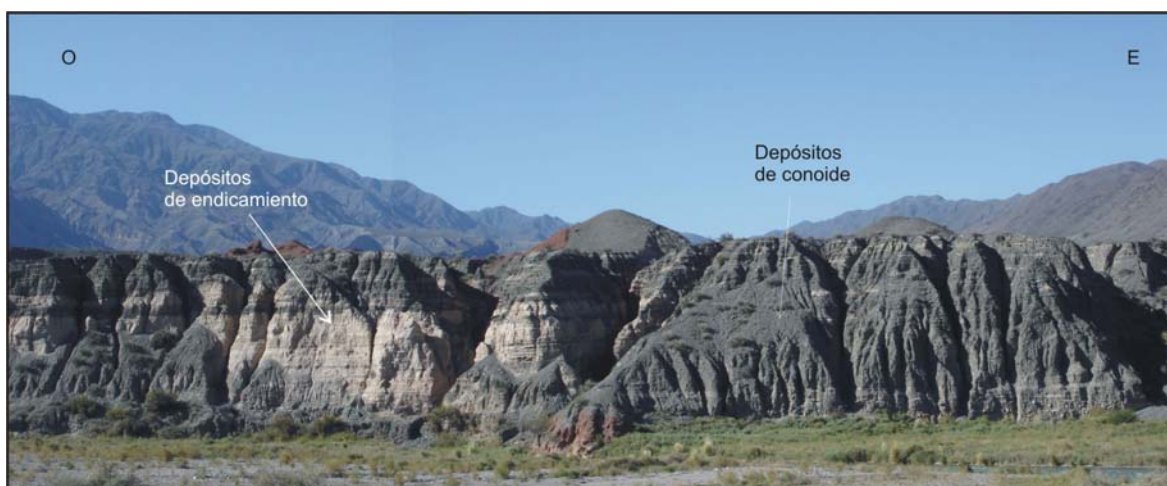


Figura VIII.18: Interacción entre los depósitos lagunares de endicamiento (al oeste, asociación L2) y las brechas (al este) del sistema río colector conoide (asociación L3).

Asociación de facies L4 (Lentes de areniscas inmersos en pelita)

Esta asociación de facies también domina en el perfil del cierre del endicamiento y se encuentra formada por dos facies, una arenosa y otra pelítica.

La facies arenosa se encuentra compuesta por areniscas con laminación horizontal o masiva (litofacies Sh y Sm), a las que se asocian estructuras de deformación por carga. Se presenta en bancos lenticulares a lentiformes de hasta medio metro de

espesor, estas lentes presentan rellenos de tipo concéntricos (Gibling, 2006) y en el tope presentan bioturbación horizontal.

La segunda facies, de carácter pelítico está compuesta por pelitas castañas y ocre con estructura masiva o laminada y con abundantes marcas de raíces (litofacies Fm, Fl y Fb,), el desarrollo de edafización es más intenso en los niveles más oscuros. Esta unidad se presenta en bancos tabulares que van desde algunas decenas de centímetros hasta varios metros de espesor.

Las facies arenosas se interpreta como depositada a través de flujos fluidos en pequeños canales; luego, debido a la baja permeabilidad y la importante cantidad de fluido de los bancos pelíticos subyacentes se habrían producido deformaciones sinsedimentarias, como calcos de carga y laminación convoluta (Collinson y Thompson, 1989). Esta unidad se asocia a la participación del paleo-río Jáchal aguas abajo del endicamiento, debido a su granulometría arenosa. Esta asociación indicaría que el río Jáchal se encontraba endicado sólo parcialmente, y si bien no se observan los grandes canales conglomerádicos que son característicos de este sistema, se encuentran pequeños canales arenosos que traspasaban la barrera formada por el conoide. Las facies pelíticas son interpretadas como producto de la decantación en un ambiente de planicie aluvial o un sistema lacustre de escasa profundidad debido a la abundancia de marcas de raíces.

Evolución y relación espacial

Un bloque diagrama integrando las interpretaciones de las asociaciones de facies junto con la ubicación de los perfiles dentro del mismo esquema es mostrado en la figura VIII.19. Allí se observa el perfil de las cercanías de Cuesta del Viento (Fig. VIII.10) dominado por la asociación de facies 2 que en conjunto representa el sistema microdeltaico. El perfil del puesto de La tranca representa el sector correspondiente al mayor desarrollo del endicamiento, al que esporadicamente llegaba material desde el paleo-río Jáchal y desde los conoides. Por último el perfil del cierre del endicamiento,

muestra que el paleo-río Jáchal sólo se encontraba endicado en parte, y que aguas abajo del endicamiento desarrollaba amplias planicies.

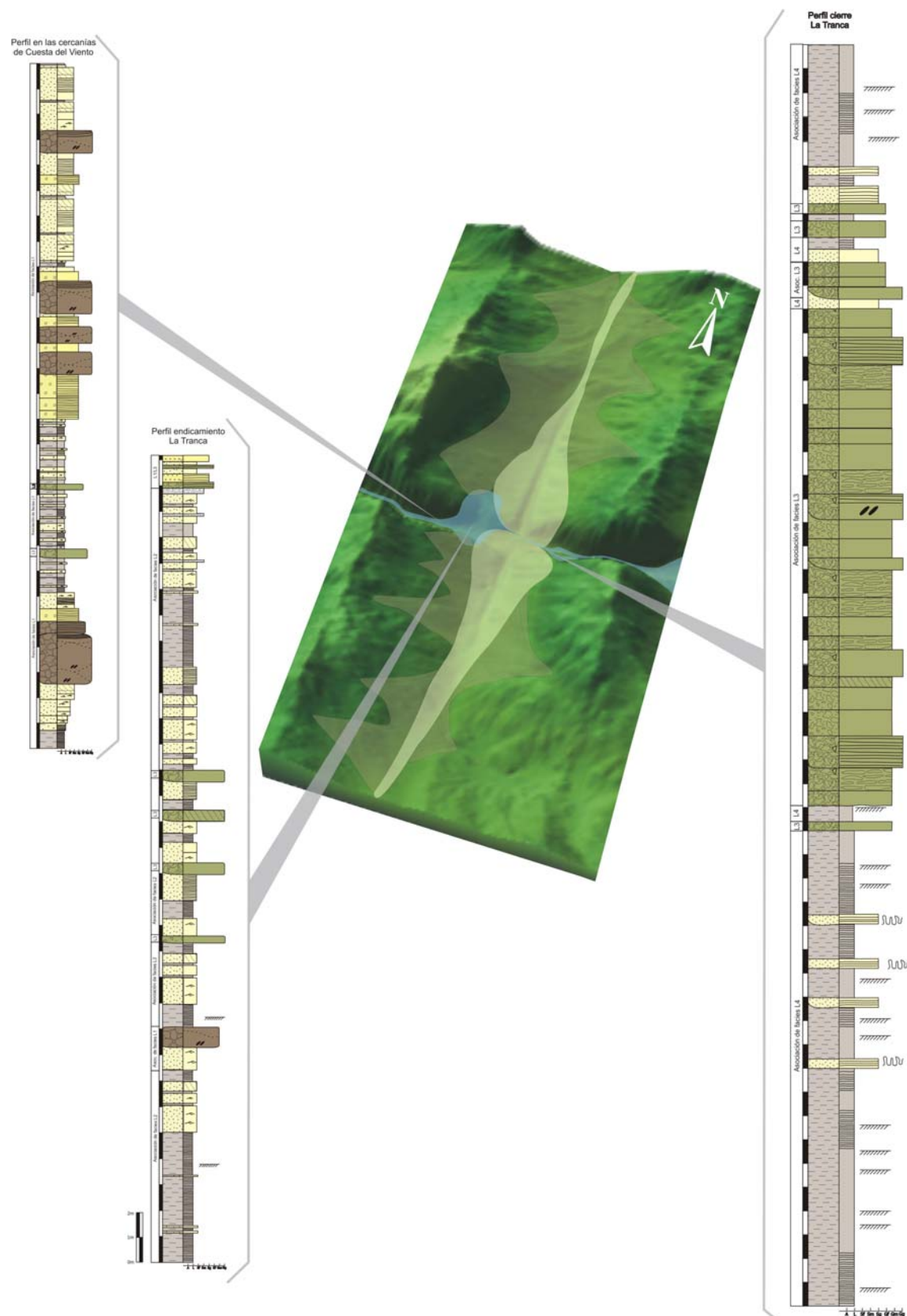


Figura VIII.19: Bloque representando la interpretación paleoambiental de los perfiles analizados y su ubicación dentro de este esquema

Este sistema lagunar-microdeltaico se habría generado por la progradación de los sistemas de segundo orden (conoides) sobre el sistema de transferencia. En estas circunstancias el río Jáchal fue endicado debido a su falta de capacidad para transportar el material grueso aportado por el sistema río colector-conoide (Suriano y Limarino, 2008).

VIII.2.3. SISITEMA FLUVIAL ENTRELAZADO A DIVAGANTE (*Wandering*)

En su configuración actual el río Jáchal puede ser descrito como un sistema fluvial intermedio entre uno entrelazado y uno del tipo divagante (Miall, 1996; *wandering*). Los sistemas fluviales divagantes poseen características intermedias entre los ríos entrelazados gravosos (ríos multicanalizados, de baja sinuosidad) y los ríos meandriformes (unicanalizados y de alta sinuosidad, (Miall, 1996). Características similares a éstas posee el curso del río Jáchal en la actualidad, con excepción del sector de la cuenca de Caracol, donde se encuentra encajonado entre depósitos eólicos terciarios.

Donde el valle muestra mayor amplitud, además de los canales entrelazados gravosos (Fig. VIII.20), se observa el desarrollo de planicies gravosas de distinto grado de madurez. Localmente las planicies se asocian a cursos con evidencias de cierta migración lateral (Fig. VIII.21) que refuerzan la interpretación de sistema de tipo divagante.

Cabe destacar que desde la década del 90 funciona aguas arriba del sector estudiado el dique Cuesta del Viento, que regula el caudal del río Jáchal y anula los picos de creciente, modificando sus características naturales.



Figura VIII.20: Río Jáchal, observar la red entrelazada, la mayoría de los canales se encuentran inactivos. Se observa el desarrollo de incipiente de planicies vegetadas.



Figura VIII.21: Uno de los ejemplos de barras con evidencias de migración lateral (barras en espolón, *point-bar*) que pueden observarse a lo largo del río Jachal.

IX. SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN CUENCAS DE *PIGGYBACK*

CERRADAS: PAMPA DE GUALILÁN

IX.1. INTRODUCCIÓN

La Pampa de Gualilán constituye una cuenca de *piggyback*, ya que se encuentra ubicada entre láminas de corrimiento pertenecientes a la Precordillera occidental formadas por la Sierra de la Invernada (al oeste) y la sierra de Talacasto (al este, Fig. IX.1). Estos cordones que exponen sedimentitas paleozoicas la encierran totalmente formando así una cuenca de *piggyback* intramontana de tipo cerrada (Capítulo VI) de más de 350 Km². Este bolsón posee más de 160 metros de relleno cuaternario, el espesor acumulado podría ser mucho mayor, ya que la perforaciones realizadas no alcanzaron el basamento (Furque, 1983).

Esta cuenca endorreica concentra el drenaje de toda la región, que se encuentra representado por cursos de carácter efímero. Desde el norte la Pampa de Gualilán recibe el aporte de la quebrada de La Cienaguita, que si bien posee agua permanente en sus cabeceras se insume rápidamente. Otro curso efímero que desemboca en el norte de la Pampa de Gualilán es Aguada del Médano, el aporte es durante crecientes repentinas (*flashfloods*). La quebrada de la Invernada, por su parte, pasa de un recorrido meridional entre la sierra homónima y la del Tigre hacia uno de dirección oeste-este desembocando en la Pampa. Desde el sur la cuenca recibe aportes a través de la Quebrada de la Crucecita. La Ciénaga de Gualilán se encuentra en el sudeste de la Pampa y forma una laguna sólo en verano y por un corto período (Furque, 1983).

Debido a que esta cuenca se encuentra en la actualidad en un periodo de agradación, que supera cualquier nivel cuaternario previo en el área, no se cuenta con alforamientos disponibles para el estudio de los depósitos, por lo que el trabajo se centrará en la descripción de las geoformas presentes y en el análisis de los sedimentos

superficiales actuales y recientes, a través de estudios granulométricos y composicionales. Lo únicos datos del relleno de la cuenca se obtienen de la hoja geológica realizada por Furque (1983) donde se publican perfiles litológicos de pozos realizados por el C.R.A.S. (Centro Regional de Aguas Subterráneas).



Figura IX.1: Mapa de ubicación

IX.2. SISTEMAS DEPOSITACIONALES

La Pampa de Gualilán conforma un arreglo típico de bolsón intermontano de clima árido, con piedemontes gravosos que bajan de la sierra hacia una depresión central limo-arcillosa. Para el análisis de los distintos ambientes depositacionales correspondientes a esta cuenca se utilizará el orden de jerarquía propuesto en el capítulo VI.

Los sistemas de primer orden, coluviales, son los encargados de llevar el material desde la zona montañosa hacia el piso de la cuenca y poseen un gran desarrollo. Hacia la cuenca se encuentran los sistemas de segundo orden que, en el caso de la cuenca de Pampa de Gualilán, corresponden a ríos colectores de escaso desarrollo y a pequeños canales que llegan hacia el depocentro (Ciénaga de Gualilán), donde se desarrollan

importantes sistemas lacustres efímeros clásticos. En las cuencas cerradas el sedimento es depositado en los sistemas de segundo orden, a diferencia de las abiertas en que el material es transportado por el sistema de transferencia fuera de la cuenca.

IX.3 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE PRIMER ORDEN

IX.3.1. ABANICOS ALUVIALES Y ABANICOS ALUVIALES INTERFERIDOS

Descripción Geomorfológica

Se reconocieron abanicos aluviales típicos debido su forma semicónica, su radio restringido y su pendiente, siguiendo la definición de Blair y McPherson (1994). Las geoformas registradas poseen pendientes entre 1° y un poco más de 2° (ver Fig. IX.3) y radios entre 1 y 3 kilómetros.

Se utiliza aquí el término abanico aluvial interferido para nombrar a las geoformas presentes en el noreste de la Pampa de Gualilán. Estos sistemas drenan el cordón del Peñon y el sector norte de la sierra de la Invernada, formando abanicos aluviales típicos con la excepción de algunos individuos que se encuentran con afloramientos menores hacia el este y si bien continúan aguas abajo estas estribaciones funcionan como una barrera, formando abanicos aluviales interferidos.

La proveniencia de los clastos que forman esta unidad es local, como corresponde a los sistemas de primer orden. Dominan los clastos de las areniscas devónicas de las Formaciones Punta Negra y Talacasto (60%). También se encuentran clastos de caliza pertenecientes a la Formación San Juan (20%) y luego en menor proporción aportes de vulcanitas ácidas (18%) y cuarzo (2%). Estos últimos relacionados a las erupciones miocenas.

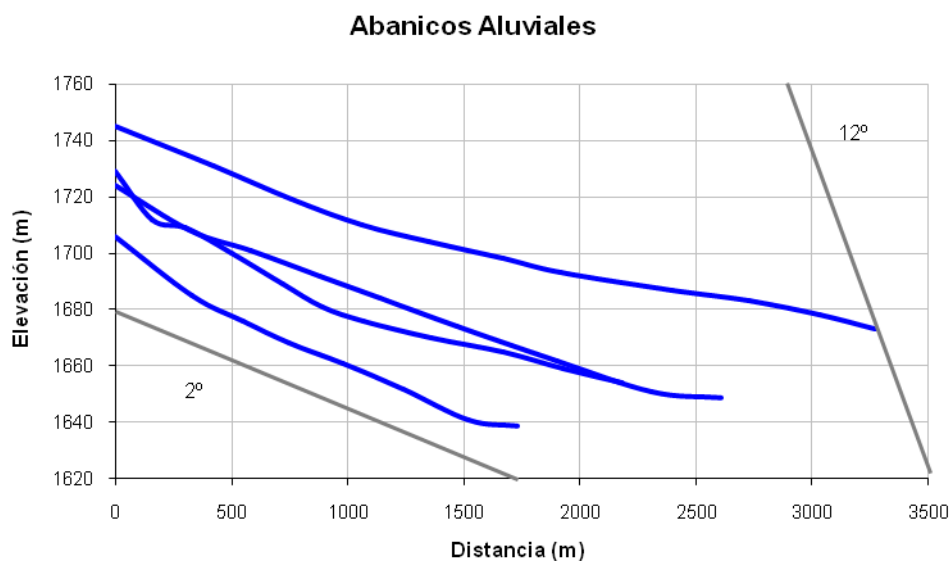


Figura IX. 2: Perfiles topográficos de abanicos aluviales de la zona de estudio, pendientes calculadas a partir del modelo de elevación digital de la Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), 2003. En gris las pendientes máxima y mínima más comunes propuesta por Blair y McPhearson (1993) para los abanicos aluviales.

En una transecta realizada a lo largo del pie de uno de los abanicos aluviales se observó una planicie gravosa vegetada (Fig. IX.3). Dentro de este ambiente pueden ser reconocidas dos sub-unidades geomórficas. La primera corresponde al abanico aluvial propiamente dicho y la segunda responde a la desembocadura de este sistema en el lago efímero clástico.

Sedimentología de los abanicos aluviales

En el sector correspondiente al abanico pueden ser reconocidos canales y áreas de inter-canal. Los canales son en general de poca profundidad, aunque poseen distinta jerarquía que se manifiesta principalmente en sus dimensiones y en el tipo de barras que desarrollan.



Figura IX.3: Planicie gravosa vegetada del abanico aluvial interferido (fotografía en dirección aguas abajo).

Los canales más importantes tienen hasta 5 metros de ancho y profundidades de hasta 40 centímetros. Dentro de estos canales principales se encuentran barras de escaso relieve laterales o atachadas con canales menores que las surcan en niveles topográficamente elevados (Fig. IX.4). En los pequeños cortes generados por los canales se pueden reconocer las litofacies características (Fig. IX.5), parabrechas clasto-soportadas con entrecruzamientos de bajo ángulo o estratificación horizontal (litofacies Bcl o Bch). Esta asociación se habría depositado por la migración de barras pandas atachadas y barras longitudinales repectivamente (Hein y Walker, 1977). Intercaladas con las anteriores se encuentran facies de brechas masivas clasto-soportadas en delgados niveles, de uno o dos clastos de espesor, que tapizan las bases de los canales (litofacies Bcm) como depósitos de residuo de canal (Collinson y Thompson, 1989). Esporádicamente se encuentran depósitos de parabrechas matriz-soportadas masivas

(Bmm) depositadas a partir de la acción de flujos de detritos cohesivos (Nemec y Steel, 1984) o flujos de barro (*Mudflow*; Lowe, 1982).



Figura IX.4; Barra atachada dentro de los canales de mayor jerarquía del abanico aluvial interferido.



Figura IX.5: Litofacies Bcl (en el sector inferior) y Bch (en el sector superior, piqueta).

Los canales de menor orden se presentan como pequeñas canaletas comúnmente de 1 metro de ancho, aunque algunas llegan a medir hasta 2 metros y

poseen profundidades de hasta 30 centímetros (Fig. IX.6). No es común la presencia de macroformas, aunque esporádicamente se encuentran asociados a pequeñas barras longitudinales.



Figura IX.6: Canaletas de menor jerarquía (la persona indica la vaguada).

El área intercanal, que es ampliamente dominante en comparación con la superficie ocupada por los canales, se encuentra formada por una planicie gravosa (Fig. IX.7). Esta superficie gravosa es de tipo acorazada (Fig. IX.8 A), pero en profundidad estas gravas se mezclan con una alta proporción de limo y arena fina (Fig. IX.8 B). Formando así un pavimento de clastos producto de la deflación, similares a los *serirs* descritos para los grandes desiertos (Reineck y Singh, 1980). Son superficies subhorizontales de deflación que se encuentran formadas por un depósito de un clasto de espesor, se forman como un desecho (*lag*) de grano grueso que el viento no puede erosionar y que funciona a su vez como protección o acorazamiento de los sedimentos finos por debajo.

Este sistema de canales y planicies gravosas pierden su definición aguas abajo donde pasan a ampliarse aún más las áreas de intercanal y sólo se encuentran pequeñas canaletas de muy poca profundidad. Este sector es la transición hacia la siguiente unidad geomórfica que representa la desembocadura del abanico aluvial interferido en el barreal.



Figura VII.7: Área de intercanal, superficie acorazada gravosa vista general.



Figura IX.8: A) Pavimento de bloques, B) observar la presencia de material fino debajo de la superficie de deflación

Asociados al sistema de abanico aluvial se encuentran paquetes de arena bien seleccionada con entrecruzamiento de bajo ángulo (SI) y marcas de raíces (Fig. IX.9). Se interpreta esta unidad debido a su distribución granulométrica y estructura sedimentaria como depositada a partir de la combinación de procesos eólicos con participación aluvial. Estos depósitos corresponderían a *gozes* (Bagnold, 1954), mesoformas eólicas depositadas al reparo de la vegetación, que es de tipo arbustiva. La alta proporción de material fino (ver sección características texturales) indicarían la participación de procesos alternantes eólicos y aluviales durante su formación. Estas geoformas se hacen más abundantes al acercarse hacia la desembocadura del sistema.



Figura IX.9: Limos gruesos y arenas con entrecruzamiento de bajo ángulo

Sedimentología del área de desembocadura del abanico aluvial, lóbulos gravosos

Al continuar la transecta sobre el abanico aguas abajo aumenta la proporción de depósitos eólicos al reparo de la vegetación que también se vuelve más abundante. Se

observa en este sector una topografía ondulada (tipo *hummocky*, Fig. IX.10), surcada por canaletas menores sin el desarrollo de barras (Fig. IX.11). Esta topografía ondulada representaría lóbulos depositacionales producto de la desembocadura de estas pequeñas canaletas en la planicie fangosa. Los flujos gravosos que caen del abanico (tanto fluidos como hiperconcentrados) se depositan al ingresar al sistema del barreal debido a una disminución de la pendiente que ocasiona una súbita pérdida de la energía generando depósitos de tamiz.

Evolución del abanico aluvial

Desde el sector proximal del abanico hasta la desembocadura se observa una disminución importante del tamaño de grano, mientras que en el sector proximal dominan las gravas. Hacia la desembocadura en el barreal las gravas se hacen más finas y se asocian con arena y limo. De todas formas, se observa un contacto neto el sistema de lóbulos gravosos desembocando en la planicie fangosa del barreal con una marcada disminución del tamaño de grano (Fig. IX.12).



Figura IX.10: Sector distal del abanico, planicie gravosa ondulada y pequeñas geoformas eólicas al reparo de la vegetación (hacia el fondo de la fotografía)

La evolución general de este ambiente podría ser explicada a través de las crecidas repentinas (*flashfloods*) producidas probablemente a partir de lluvias torrenciales esporádicas que drenan desde el ápice del abanico y fluyen a través de la pendiente del abanico (1° a poco más de 2°) formando depósitos mantiformes de flujos hiperconcentrados. El agua de lluvias menores genera canales de distinta jerarquía sobre los que migran diferentes tipos de barras. La mayor parte del tiempo, en la que no hay agua en circulación, sobre la superficie del abanico el retrabajo eólico se lleva el material fino generando superficies acorazadas. Aguas abajo disminuye la pendiente a valores menores a 1° lo que genera una rápida deposición de material formando lóbulos gravosos en contacto neto con el barreal.



Figura IX.11: Sector distal del abanico, pequeñas canaletas sin el desarrollo de barras, a la izquierda de la piqueta.



Figura VII.12: Contacto entre los lóbulos gravosos del abanico que descenden desde los abanicos y las pelitas correspondientes al barreal (la persona marca el límite entre las dos unidades geomórficas).

IX.3.2 PENDIENTES ALUVIALES

Características Generales y Aspectos Nomenclaturales

Los piedemontes dominados por flujos canalizados, también llamados pendientes aluviales (*alluvial slope*, Smith, 2000) son sistemas caracterizados por canales confinados y subparalelos. Las pendientes aluviales poseen largos canales y áreas de interfluvio o planicies, de diseño paralelo o subparalelo que se contraponen con el diseño radial y forma de abanico características de los abanicos aluviales.

Además de sus características geomorfológicas estos sistemas se distinguen de los abanicos aluviales debido a diferencias en el registro sedimentario.

Según Smith (2000) las pendientes aluviales carecen de depósitos de flujos mantiformes y esta es otra de las características que los distingue de los abanicos

aluviales. Sin embargo, las pendientes aluviales del área de trabajo se encuentran formadas por canales pandos, muy fácilmente desbordados en las crecientes y capaces de producir crecidas en manto que inundan el área de intercanal.

En su trabajo Smith (2000) propone tres arreglos en los que se ve favorecido el desarrollo de los piedemontes dominados por flujos canalizados o pendientes aluviales. El primero, sería el aplicable a esta cuenca, e involucra a sectores donde no hay un margen topográfico abrupto entre el frente montañoso y el piso de la cuenca. Este arreglo podría ser el resultado de la erosión del frente montañoso junto con momentos de quietud tectónica. Otra condición en la que sería favorable la presencia de pendientes aluviales es al pie de grandes abanicos, pero esto se da en piedemontes amplios, por lo que sería difícil que este tipo de arreglos se encuentren en cuencas de *piggyback*. Por último, Smith (2000) nombra como posible emplazamiento de pendientes aluviales la salida de pequeñas cuencas de drenajes dendríticos en los frentes montañosos, localizadas entre abanicos aluviales. Este último tipo tendría escasa representación en el registro geológico.

Descripción Geomorfológica y Sedimentológica

En esta cuenca las pendientes aluviales son de tipo gravosas y se desarrollan en dos sectores (ver Fig. V.3). El más importante arealmente se encuentra al sureste de la región, en el piedemonte de la Sierra de la Invernada. Esta unidad geomófica drena rocas paleozoicas correspondientes a las Formaciones La Invernada, San Juan, Talacasto y Punta Negra. Además existe un área menor al sur-sureste de la Pampa de Gualilán que corresponde al piedemonte de la Sierra de la Crucecita, formada principalmente por la sedimentitas de la Formación Talacasto. En ambos sectores se reconoce un patrón de drenaje entrelazado y subparalelo que desciende del frente montañoso, típico de las pendientes aluviales. Estas geoformas poseen pendientes de entre 2° y casi 4° (Fig. IX.13), las que resultan algo mayores a las propuestas por Smith (2000), y se extienden a más de 3 kilómetros del frente.

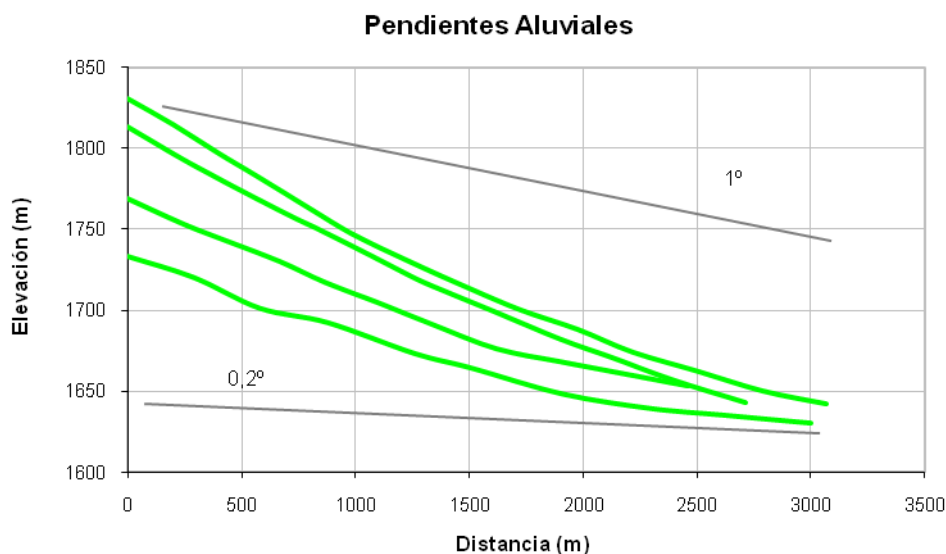


Figura IX.13: Perfiles topográficos de las pendientes aluviales de la zona de estudio, pendientes calculadas a partir del modelo de elevación digital de la SRTM, 2003. En gris las pendientes máxima y mínima propuesta por Smith (2000) para las pendientes aluviales.

Los canales son muy poco profundos y muestran ancho variable entre 10 y 20 metros, por lo que resultan extremadamente pandos, algunos de ellos terminan formando depósitos de tamiz (*sieve deposits*), incluso antes de llegar al bolsón (Fig. IX.14). Desde el punto de vista sedimentológico, las escasas exposiciones disponibles revelan que predominan las brechas macizas clasto-soportadas (Bcm), luego se encuentran brechas con estratificación horizontal (Bch) y una mucha menor participación de brechas con estratificación entrecruzada tabular planar (Bcp). Las primeras se generarían como depósitos residuales de canal o en áreas intercanal durante las crecientes en manto, al igual que las segundas. En lo que respecta a la brechas con estratificación entrecruzada sin dudas corresponden a depósitos de pequeñas barras presentes en los canales (Hein y Walker 1977). Finalmente, y en proporción limitada, aparecen areniscas y areniscas guijarrosas macizas (Sm y SGm) y con estratificación entrecruzada (SGp). Las primeras se habrían depositado en masa por repentina pérdida de la competencia (Collinson y Thompson, 1989), mientras que aquéllas con estratificación entrecruzada se habrían originado por la migración de megaóndulas de crestas rectas (Collinson y Thompson 1989).



Figura IX.14: Vista general de una pendiente aluvial, notar la red de canales entrelazados subparalelos de escasa profundidad.

IX.3.3 ABANICOS COLUVIALES

En el sector oeste de la cuenca (ver Fig. V.3), se desarrollan sistemas de abanicos coluviales (Bilkra y Nemec, 1998). Se presentan como conos pequeños y empinados que descienden de la sierra de Talacasto. Una discusión sobre este término y los utilizados por otros autores para llamar a estas geoformas fue presentado en el capítulo VII.

Corresponden 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 (Fig.IX.15).

Estos sistemas, al igual que todos los de primer orden, poseen una procedencia extremadamente local. En este sector dominan los clastos de las formaciones paleozoicas que alforan en la Sierra de Talacasto (Formaciones Talacasto, Punta Negra y San Juan).

En la figura IX.16 se muestra un gráfico comparando las pendientes medidas sobre modelo de elevación digital para los sistemas de primer orden reconocidos en el área de la Pampa de Gualilán, si bien hay una gran superposición de valores, se observa que los de mayores pendientes corresponden a los abanicos coluviales y los de menor a las abanicos aluviales; mientras que las pendientes aluviales poseen pendientes bajas, en muchas ocasiones similares a lo abanicos coluviales.

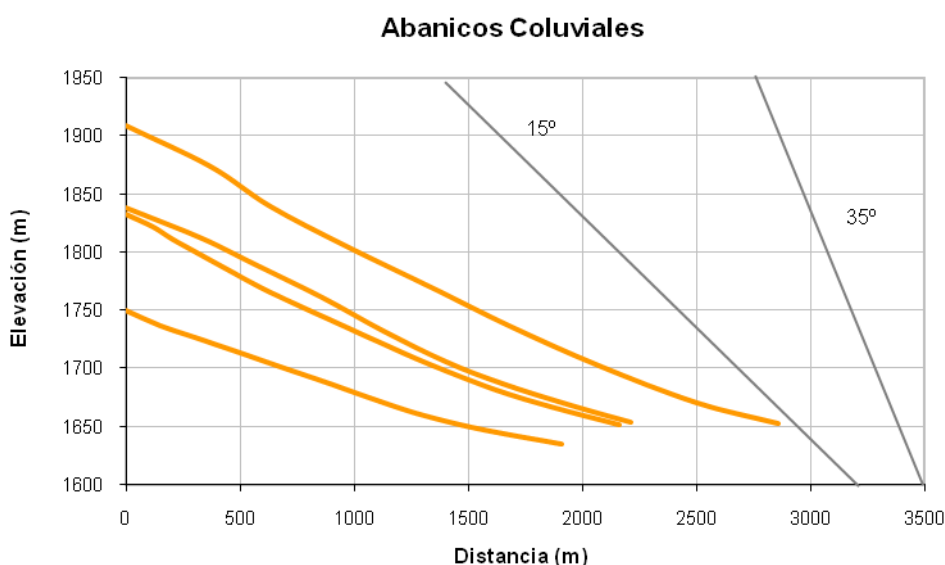


Figura IX.15: Perfiles topográficos de los abanicos coluviales de la zona de estudio, pendientes calculadas a partir del modelo de elevación digital de la SRTM, 2003. En gris las pendientes máxima y mínima propuesta por Bilkra y Nemec (1998) para los abanicos coluviales.

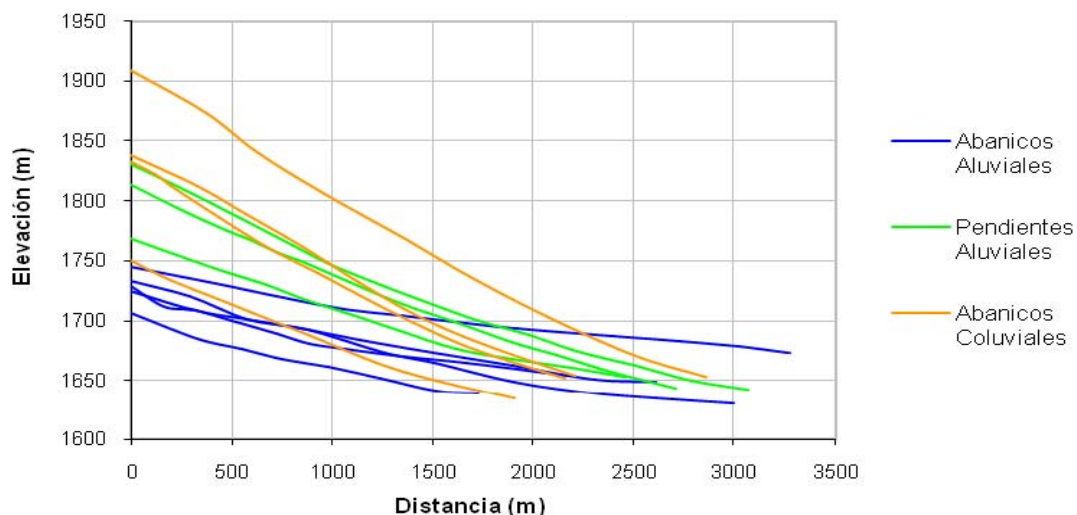


Figura IX.16: Perfiles topográficos realizados en los distintos ambientes de primer orden a partir del modelo de elevación digital de la SRTM, 2003.

IX.4 EL SISTEMA DEPOSITACIONAL DE SEGUNDO ORDEN

IX.4.1 BARREAL

Aspectos Nomenclaturales

Varios términos han sido utilizados para llamar a este tipo de ambiente, barreal, lago efímero clástico, playa (p. e. Hubert y Hyde, 1982 y Tunbridge, 1984), *playa lake* (p.e. Hubert y Hyde, 1982 y Einsele, 2000), *sabkha* continental o *inland sabkha* (p. e. Handford, 1982 y Reineck y Singh, 1980), entre otros. Briere (2000) en su trabajo propone, tras una recopilación y discusión sobre los términos, la utilización del término playa para una cuenca intracontinental con balance de agua negativo que permanezca seca el 75% del tiempo, mientras que el término *playa lake* correspondería a una categoría transicional entre playas y lagos. Ya que esta diferenciación de carácter hidrológica es de difícil aplicación en el registro geológico y que el término playa se utiliza en castellano para nombrar otros ambientes, se emplea aquí el término barreal como sinónimo de lago efímero clástico y de *playa lake*. En el caso de los lagos efímeros

evaporíticos o mixtos también serían equivalentes a los *sabkhat* continentales (*inland sabkha*). Briere (2000) también propone que se descarte el uso del término *sabkha* continental, y se restrinja el término *sabkha* para las cuencas poco profundas limitadas por arreglos marino-marginales y asociadas con distintos porcentajes de yeso. Sin embargo la utilización del término es habitual.

Subambientes del barreal de Pampa de Gualilán

La Pampa de Gualilán corresponde a un ambiente de barreal (Tunbridge, 1984) donde se reconocen tres subambientes principales (ver Fig. V.3):

1. planicie arenosa, generalmente externa, irregularmente distribuida en forma de parches (*sandflat*),
2. planicie fangosa (*mudflat*)
3. planicie fangosa salina (*saline mudflat*)

La planicie fangosa salina (*saline mudflat*) corresponde al depocentro de la cuenca representado por la Ciénaga de Gualilán, posee abundantes costras de sales distribuidas de forma irregular. Las sales que se encuentran corresponden principalmente a halita y en menor proporción yeso y thenardita, que se presentan en intercaladas en láminas milimétricas con arcilla y presentan texturas globosas y terrosas. La presencia de estas sales fue determinada con un difractómetro Philips X'pert, mediante el barrido de la muestra con radiación de Cu monocromada con grafito y el análisis de los resultados y la presencia y abundancia de los diferentes minerales dentro de la muestra fueron realizados por la Lic. Susana Alonso (área de sedimentología, Depto. de Ciencias Geológicas, F.C.E.y N., U.B.A., Fig. IX. 17). Si bien la concentración de las diferentes sales depende de varios factores, como el tipo de roca por el que circularon las aguas, generalmente la halita es uno de los minerales que indican un estadio avanzado de evaporación para su precipitación en sistemas lacustres (Einsele, 2000, Shreiber y Tabakh, 2000) y climas secos todo el año (Shreiber y Tabakh 2000). Los parches salinos

se encuentran distribuidos entre sectores fangosos (Fig. IX.18 a y detalle IX.18 b) y es abundante la presencia de grietas de desecación.

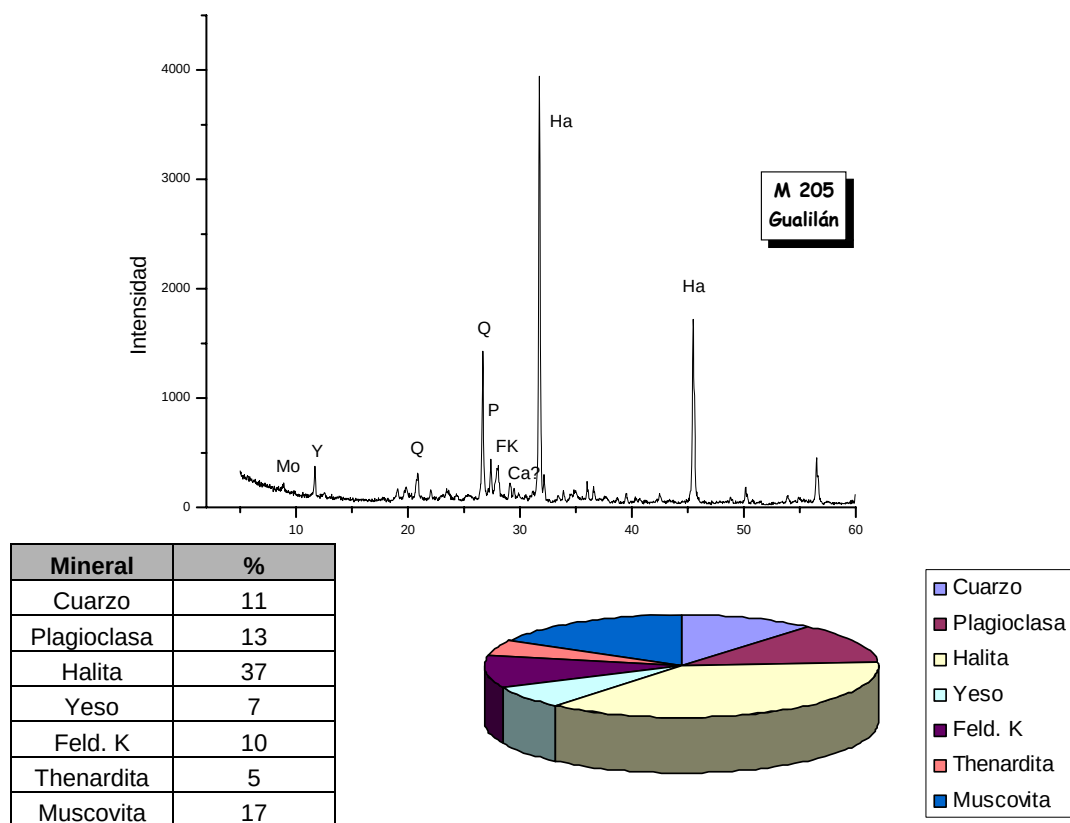


Figura IX.17: Arriba diagrama de difracción de rayos x de la muestra tomada de la planicie fangosa salina, abajo diagrama con las abundancias relativas de los diferentes minerales determinada por este método.

La planicie fangosa (*mudflat*) es color blanquecino y casi no posee vegetación (Fig. IX.19), allí domina la depositación de limo (ver características texturales, M3). El límite externo, en ocasiones posee un contacto directo con los sistemas gravosos de primer orden, mientras que en otros sectores presenta un pasaje gradual a través de depósitos eólicos de la planicie arenosa o se encuentra intercalado con los mismos (ver Fig. V.3 y características texturales M3 y M4); pero siempre ocupando el sector central. Dentro de la planicie fangosa se encuentran pequeños canales de alta sinuosidad (Fig IX.20), similares a los descritos por Hanford (1982). Estos canales, poseen base erosiva y muestran un relleno de material más fino, presentan generalmente pocos centímetros de profundidad y algunas decenas de centímetros de ancho. Estos sistemas se concentran al nor-oeste de la planicie péltica y drenan hacia el sud-oeste, que

corresponde al depocentro ocupado por la Ciénaga de Gualilán (*saline mudflat*). La estructura sedimentaria dominante tanto en la planicie como en los canales son las grietas de desecación que deforman los depósitos pelíticos laminados o masivos, producto de sucesivos eventos de inundación y desecación de la planicie fangosa.



Figura IX.18: Planicie fangosa-salina, a) vista general, se observan sectores más húmedos con precipitado de sales, b) Detalle de los parches de sales y las grietas de desecación de la planicie fangosa salina.

En los sectores externos del barreal, en forma de parches se encuentran depósitos eólicos. Estos han sido interpretados como producto del retrabajo de la planicie arenosa (*sandflat*) junto con el material fino extraído por deflación de los depósitos de piedemonte.

Depósitos eólicos asociados al sistema de barreal

Las geoformas eólicas reconocidas en esta cuenca pueden ser divididas en dos tipos, en base a su ubicación y grado de actividad. El primer tipo de depósitos eólicos se encuentran intercalados con los depósitos pelíticos en el sector nor-oeste la planicie fangosa (Fig. V.3). Estas geoformas eólicas corresponden a sombras de arena (Hesp, 1981) depositadas al reparo de la vegetación y son formas relicticas que actualmente se encuentran en deflación (Fig. IX.21). Estas sombras de arena han crecido en algunos casos, hasta formar protodunas. Debido a la importante erosión a la que fueron sometidas es posible observar la estratificación entrecruzada de gran escala característica (Fig. IX.21 Hunter, 1976 y Kocurek y Dott, 1981).



Figura IX.19: Planicie fangosa, vista general



Figura IX.20: Canales sinuosos dentro de la planicie fangosa



Figura IX.21: Sombras de arena relícticas, observar la estratificación entrecruzada de gran escala.

Aunque actualmente la vegetación en la planicie fangosa es de escaso desarrollo y de pequeño porte se observan relictos de vegetación, asociados a las sombras de arena deflacionadas, que habrían tenido mayor desarrollo (Fig. IX.22). Se puede desprender de esta relación que un mejoramiento climático favorecería el crecimiento de las sombras de arena. Asociado esto a que un mayor grado de humedad permite el desarrollo de vegetación más importante en la planicie fangosa que habría funcionado como trampa eólica, “atrapando” la arena dentro del barreal. Por su parte en momentos de mayor aridez la arena sería llevada por el viento para depositarse al reparo de los frentes montañosos como veremos para el caso del segundo grupo de depósitos eólicos. Debido a su estrecha relación con los depósitos de planicie fangosa es sencillo colocar este tipo geoformas eólicas dentro de los sistemas de segundo orden, aunque no respeten las líneas de drenaje, principal criterio utilizado para la división jerárquica de los distintos ambientes.



Figura IX.22: Sombras de arena relícticas, asociadas a vegetación de mayor porte, intercaladas dentro de la planicie fangosa.

El segundo tipo de depósitos eólicos corresponde a aquéllos que se encuentran activos en la actualidad y se encuentra en dos grandes áreas dentro de la Pampa de Gualilán. En primer lugar, el de mayor desarrollo que se ubica en el sector nor-oeste de la cuenca y alcanza poco más de 20 Km² (Fig. V.3). Se reconocen en este sector macroformas eólicas activas (Fig. IX.23) originadas al reparo Sierra de Talacasto. Estas dunas se depositan sobre el sector externo del barreal y ascienden a niveles topográficos más elevados del valle (Fig. IX.24), formando así dunas ascendentes (Tripaldi y Limarino 2000). El término *climbing dunes* (Smith, 1954) es utilizado para los cuerpos mantiformes, mientras que se utiliza el término *echo dunes* (Clos-Areduc, 1969) para las crestas aisladas, ambos tipos de geoformas se encuentran en esta cuenca. Lancaster y Tchakerian (1996) llaman rampas de arena (*sand ramp*) al grupo sedimentos eólicos con aluviales interestratificados, ubicados al pie de los frentes montañosos, este término más general representaría los depósitos marginales de esta cuenca.

Estas megaformas corresponden a dunas transversales con formas semilunadas, tres muestras fueron extraídas de este sector (ver características texturales, M6, M7 y M8), las que muestran distribuciones granulométricas acorde con el ambiente de depositación, con buena a muy buena selección y la moda en arena media a fina. Sobre las dunas es común encontrar ondulas de origen eólico, que se reconocen por presentar la mayor granulometría en la cresta a la inversa de lo que ocurre en las de corriente (Hunter, 1977). Las dunas de este sector pasan lateralmente hacia el ambiente de barreal, pero a través de un sector transicional formado por mesoformas relicticas al reparo de la vegetación (características texturales, M5).

El otro sector donde se desarrollan estos depósitos eólicos del segundo tipo (activos) es al sur de la cuenca, aunque estos sistemas son de menor porte y están compuestos principalmente por mesoformas depositadas al reparo de vegetación formando *sand drifts* (Reineck y Singh, 1980) o sombras de arena.



Figura IX.23: Formas eólicas activas, dunas y óndulas eólicas desarrolladas sobre el margen nororiental de la Pampa de Gualilán.



Figura IX.24: Vista general de las dunas ascendentes sobre la Sierra de Talacasto.

Como en el caso anterior es probable que estos depósitos se hayan originado debido a la combinación de la erosión eólica sobre los sistemas de piedemonte y al retrabajo eólico de la planicie arenosa.

Una tercera opción podría asociar a los depósitos arenosos como producto de un aporte externo exclusivamente eólico, aunque esto es poco probable debido a las evidencias del retrabajo dentro de la cuenca. La primera de estas evidencias corresponde a la ubicación de los sistemas, tanto activos como relícticos, en los bordes externos de la planicie fangosa, aunque en ocasiones se observan como parches intercalados dentro de esta. También hay que destacar el hecho de que si bien los sistemas de primer orden son gravosos en la superficie debido al acorazamiento en profundidad poseen importantes porcentajes de material fino similar a la arena de la planicie arenosa; aunque esta, debido al retrabajo eólico, presenta mejor selección y menos material fino (ver características texturales). Por último los canales que circulan a través de la Pampa de Gualilán pierden definición al aproximarse en los sectores proximales a los depósitos arenosos, probablemente producto del retrabajo eólico del material más grueso.

Características texturales de los depósitos de barreal

Se presentan aquí los resultados del análisis granulométrico efectuado a las muestras del área de la Pampa de Gualilán; la metodología utilizada fue descripta en el capítulo correspondiente. Las muestras M1, M2, M3 y M4 fueron analizadas con el Analizador de Tamaño de Partículas Cilas 1180 L (del Depto. de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.), por tratarse de poblaciones de menor tamaño de grano. Las muestras M5, M6, M7 y M8 fueron analizadas por el método mecánico del tamizado. Los resultados de estos análisis son mostrados en la figura IX.25. Los histogramas y curvas de frecuencia acumuladas de las muestras aquí analizadas son presentados en las figuras IX.26 y IX.27.

Muestra M1		
Phi	% en peso	Frec. Acum
2	0,34	0,34
2,5	1,97	2,31
3	3,62	5,93
3,5	4,46	10,39
4	5,88	16,27
4,5	5,93	22,2
5	5,58	27,78
5,5	6,61	34,39
6	6,27	40,66
6,5	6,57	47,23
7	7,8	55,03
7,5	7,79	62,82
8	8,01	70,83
8,5	8,11	78,94
9	6,1	85,04
9,5	3,78	88,82
10	2,06	90,88
10,5	9,12	100

Muestra M2		
Phi	% en peso	Frec. Acum
2,5	0,29	0,29
3	5,91	6,2
3,5	17,01	23,21
4	21,92	45,13
4,5	18,57	63,7
5	11,87	75,57
5,5	6,9	82,47
6	3,95	86,42
6,5	2,33	88,75
7	1,96	90,71
7,5	1,57	92,28
8	1,41	93,69
8,5	1,43	95,12
9	1,1	96,22
9,5	0,74	96,96
10	0,44	97,4
10,5	2,6	100

Muestra M3		
Phi	% en peso	Frec. Acum
3,5	0,22	0,22
4	2,83	3,05
4,5	5,47	8,52
5	8,03	16,55
5,5	12,94	29,49
6	14,6	44,09
6,5	12,39	56,48
7	10,28	66,76
7,5	8,41	75,17
8	6,84	82,01
8,5	5,18	87,19
9	3,88	91,07
9,5	2,87	93,94
10	2,12	96,06
10,5	3,94	100

Muestra M4		
Phi	% en peso	Frec. Acum
1	0,08	0,08
1,5	0,93	1,01
2	2,11	3,12
2,5	5,34	8,46
3	11,49	19,95
3,5	13,98	33,93
4	10,11	44,04
4,5	6,19	50,23
5	4,32	54,55
5,5	4,43	58,98
6	4,95	63,93
6,5	5,28	69,21
7	5,91	75,12
7,5	5,52	80,64
8	4,82	85,46
8,5	4,21	89,67
9	2,79	92,46
9,5	1,42	93,88
10	0,53	94,41
10,5	5,59	100

Muestra M5		
Phi	% en peso	Frec. Acum
0,50	0,61	0,61
1,00	1,76	2,38
1,50	5,06	7,44
2,00	10,85	18,29
2,50	20,99	39,27
3,00	27,45	66,73
3,50	21,36	88,09
4,00	9,11	97,20
4,25	2,80	100,00

Muestra M6		
Phi	% en peso	Frec. Acum
0,50	0,57	0,57
1,00	3,30	3,88
1,50	15,26	19,14
2,00	29,48	48,62
2,50	23,70	72,32
3,00	13,81	86,13
3,50	8,01	94,14
4,00	4,52	98,67
4,25	1,33	100,00

Muestra M7		
Phi	% en peso	Frec. Acum
0,50	0,03	0,03
1,00	0,11	0,14
1,50	1,74	1,88
2,00	8,05	9,94
2,50	24,48	34,41
3,00	35,51	69,92
3,50	22,56	92,48
4,00	6,70	99,18
4,25	0,82	100,00

Muestra M8		
Phi	% en peso	Frec. Acum
0,50	0,06	0,06
1,00	1,28	1,34
1,50	6,22	7,56
2,00	13,49	21,05
2,50	28,21	49,26
3,00	28,89	78,15
3,50	15,39	93,53
4,00	5,27	98,80
4,25	1,20	100,00

Figura IX.25: Resultados de los análisis granulométricos de las muestras del área de Pampa de Gualilán.

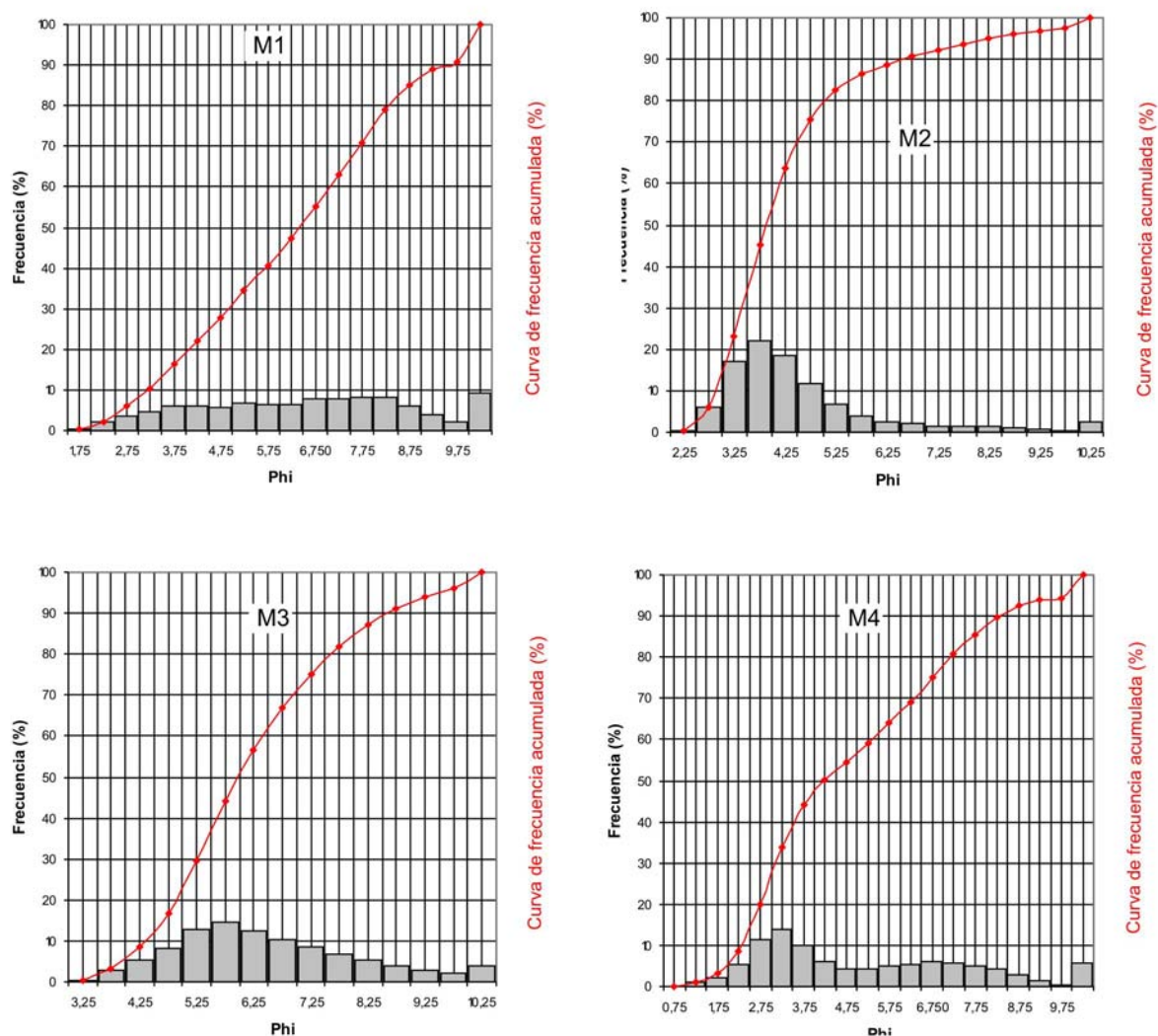


Figura. IX.26: Histogramas de las muestras analizadas con el analizador de tamaño de partículas Cilas 1180 L.

Luego se presenta un diagrama de la frecuencia acumulada en escala logarítmica, propuesto por Visser (1969), como representativo de los procesos de transporte de los sedimentos (Fig. IX.28). Fueron también analizados los parámetros estadísticos por diferentes métodos (Folk y Ward, 1957), la tabla de la figura IX.29 resume los resultados obtenidos e indica además los diferentes subambientes donde fueron recolectadas las muestras.

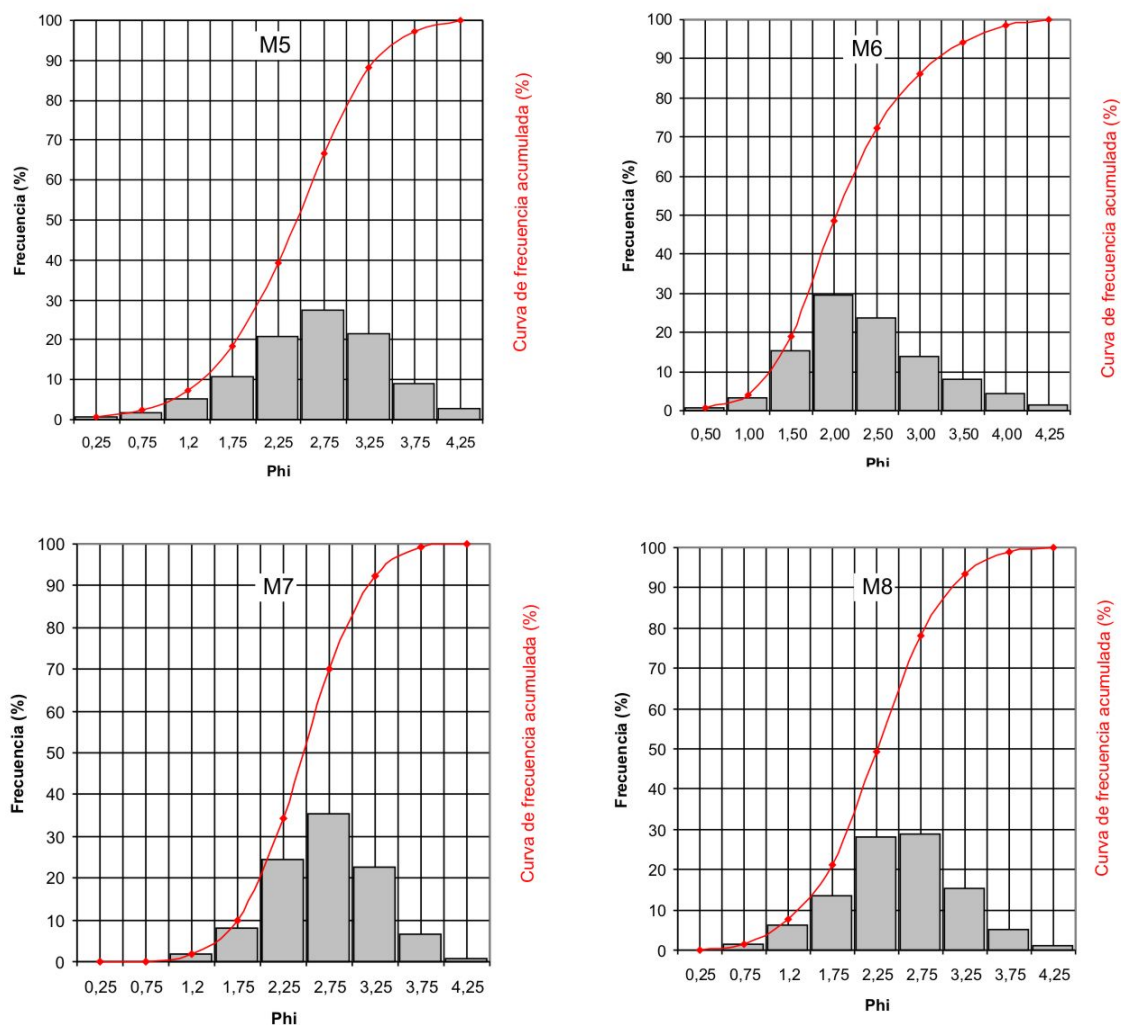


Figura. IX.27: Histogramas de las muestras analizadas por el método de tamizado

De lo observado pueden desprenderse varias conclusiones. En primer lugar se observa una clara disminución del tamaño de grano hacia el centro de la cuenca, mientras que la planicie arenosa se encuentra representada por arena mediana a fina la planicie fangosa pasa de arena muy fina a limo (Fig. IX.29). Otro punto que puede ser observado, tanto en el histograma (Figs. IX.27 y IX.28) como en los parámetros estadísticos (Fig. IX.29) es la mala selección de la parte fina de la planicie gravosa (M1, muy pobremente seleccionada) y los sedimentos de la planicie fangosa (pobremente seleccionados) en comparación con aquéllos de las dunas (tanto activas como relícticas) que se presentan con valores de selección moderados a buenos.

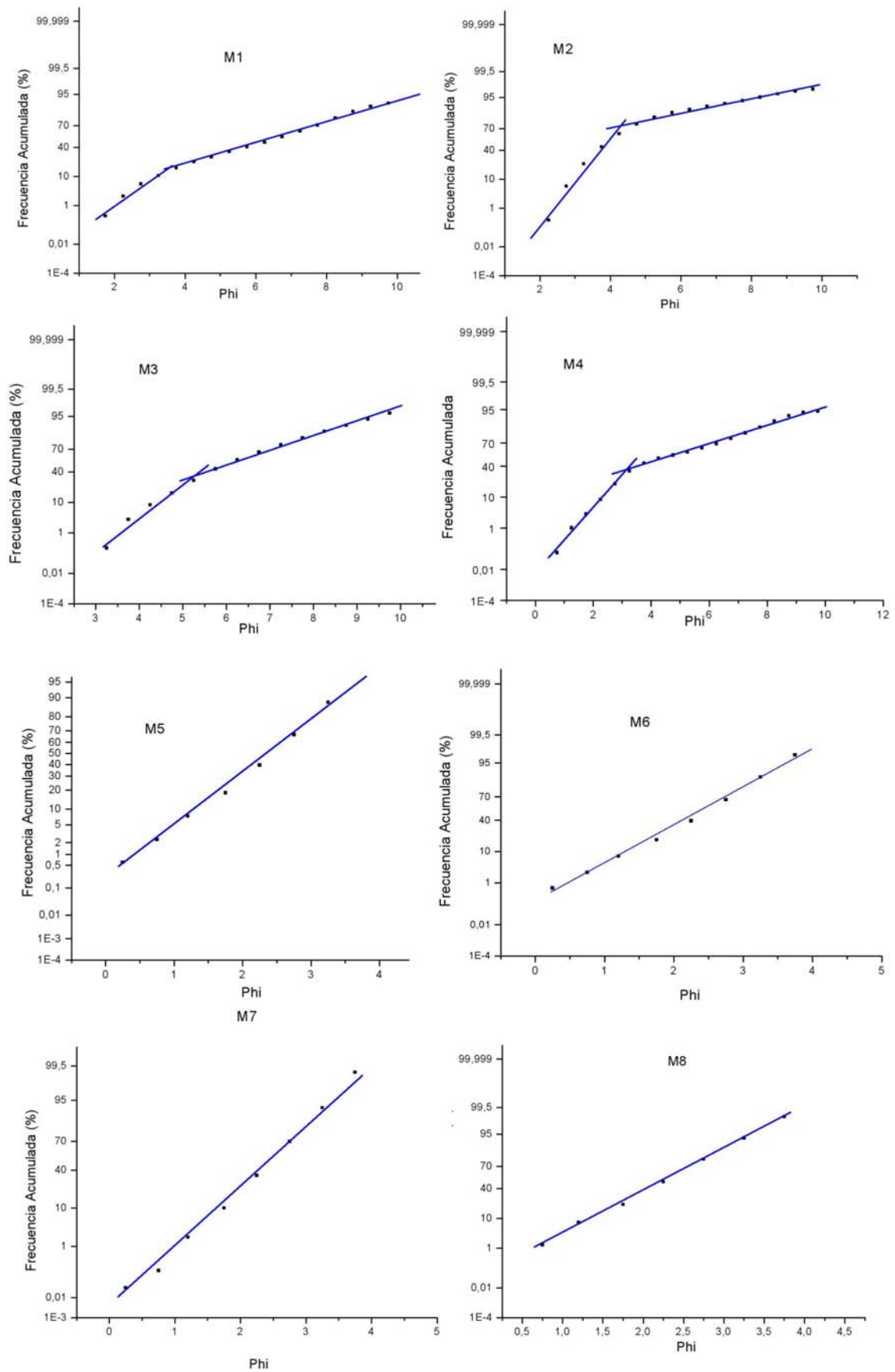


Figura. IX.28: Frecuencias acumuladas en escala logarítmica (Visher, 1969).

Subambiente		Planicie gravosa		Planicie Fangosa		Planicie arenosa			
		Finos de la planicie	Mesoformas arenosas	Interna	Externa	Mesoformas eólicas en deflación	Megaformas activas: Dunas		
Muestras		M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8
Moda (phi)		Arcilla (8,25)	Limo grueso (4,58)	Limo fino (5,25)	Arena muy fina (3,25)	Arena fina (2,75)	Arena mediana (1,75)	Arena fina (2,75)	Arena fina (2,75)
Método Momentos	Media	Limo Fino a Mediano (6,07)	Limo grueso (4,80)	Limo fino (6,50)	Limo (5,15)	Arena fina (2,65)	Arena fina (2,12)	Arena fina (2,71)	Arena fina (2,50)
	Media	Limo fino (6,14)	Limo grueso (4,28)	Limo fino (6,26)	Limo grueso (4,85)	Arena fina (2,35)	Arena fina (2,33)	Arena fina (2,39)	Arena fina (2,20)
Método Gráfico	Mediana	Limo fino (6,13)	Arena muy fina (3,89)	Limo fino (6,03)	Limo grueso (4,36)	Arena fina (2,34)	Arena fina (2,33)	Arena fina (2,38)	Arena fina (2,20)
	Selección	Muy pobremente seleccionado (2,50)	Pobremente seleccionado (1,51)	Pobremente seleccionado (1,59)	Muy pobremente seleccionado (2,44)	Moderadamente seleccionado (0,83)	Moderadamente seleccionado (0,79)	Moderadamente bien seleccionado (0,58)	Moderadamente bien seleccionado (0,67)
	Asimetría	Simétrica (0,09)	Asimetría muy positiva (0,56)	Asimetría positiva (0,25)	Asimetría muy positiva (0,34)	Simétrica (0,02)	Simétrica (-0,01)	Simétrica (0,08)	Simétrica (0,02)
	Agudeza	Mesocúrtica (0,91)	Muy leptocúrtica (2,22)	Platicúrtica (0,89)	Platicúrtica (0,85)	Mesocúrtica (0,98)	Mesocúrtica (0,99)	Mesocúrtica (1,00)	Mesocúrtica (0,98)

Figura IX.29: Parámetros estadísticos obtenidos de los análisis texturales de las muestras de la región de la Pampa de Gualilán.

En cuanto a las muestras correspondientes a la planicie fangosa, lo primero que puede ser mencionado es la disminución del tamaño de grano hacia el sector interno de la planicie, pasando de arena muy fina a limo grueso. También se observa que en el sector interno domina la suspensión, esto se ve reflejado en el histograma (Fig. IX. 27, M3) claramente unimodal, aunque en el diagrama de Visher (1969, Fig. IX.28) se observa un claro quiebre de pendiente que indicaría que el limo grueso fue transportado por saltación. El sector mas externo de la planicie fangosa (M4), que representa una transición hacia la planicie arenosa, muestra una mayor interacción de procesos, representado en el histograma por una moda principal más gruesa y una moda secundaria probablemente asociada a la suspensión. En del diagrama de Visher (1969, Fig. IX.28) de esta muestra pueden también observarse dos pendintes, pero el quiebre se da en un mayor tamaño de grano lo que indicaría mayor energía del medio. La parte inferior de la recta, con mejor selección y mayor granulometría, podría asociarse a granos transportados durante las crecidas como carga de lecho por saltación, mientras que el sector superior con menor selección y tamaños de grano más fino que correspondería al material transportado por suspensión.

Las muestras correspondientes a geoformas eólicas de la planicie arenosa (M5, M6, M7 y M8), muestran los parámetros texturales característicos para este tipo de ambientes (Fig. IX.29; Ahlbrand, 1979). Todas las muestras presentan su moda en arena (desde muy fina a mediana), un grado de selección bueno a moderadamente bueno y las distribución de tamaños de grano es simétrica. Como puede observarse en el diagrama de Visher (1969, Fig. IX.27) los gráficos realizados para las muestras correspondientes a los depósitos eólicos, tanto activos como relícticos (M5, M6, M7 y M8), los puntos se alinean en una única recta lo que indica que fueron generados por un proceso de transporte dominante, que correspondería al transporte de granos por impacto-poyección. Este tipo de representaciones es común en las arenas de origen eólico (Tripaldi *et al.*, 1998).

Por último pueden analizarse algunos de los rasgos de las muestras de la planicie gravosa. La muestra M1 corresponde a la fracción fina de la planicie gravosa, por lo que no es representativa de toda la población, lo que puede ser destacado es la muy pobre selección (Fig. IX.26 y IX.29) y el tamaño de grano fino (arcilla a limo fino) que asociado a la fracción gravosa mostraría la distribución bimodal que ha sido reconocida anteriormente para los sedimentos provenientes de la meteorización de las filitas paleozoicas. En cuanto a las mesoformas arenosas intercaladas entre los depósitos del abanico aluvial (M2) puede observarse que son más finas que el resto de las unidades eólicas (limo grueso), debido probablemente a que retrabajan el material de la planicie gravosa de los sistemas de primer orden. Además poseen menor selección y como puede observarse en el diagrama de Visher (1969, Fig. IX.29) se observa más de un proceso superpuesto. Esto indicaría que las mesoformas arenosas fueron generadas por una combinación de procesos, y si bien no se descarta que algunas capas hayan sido generadas por la acción eólica otras podrían ser producto de corrientes subácueas.

IX.4.2. RÍO COLECTOR-CONOIDE

Hacia el sur de la cuenca, a lo largo del valle formado por las sierras de la Invernada y de La Crucecita se produce el transporte longitudinal de sedimentos que desemboca en el barreal. En este sector se desarrollan cursos fluviales efímeros que en su desembocadura forman sistemas distributarios, similares a aquéllos descritos en las cuencas asociadas al río Jáchal pero con menor desarrollo.

X. SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE *PIGGYBACK* TERCIARIAS: FORMACIONES CUESTA DEL VIENTO Y ANGOSTURA DEL CARACOL

X.1. INTRODUCCION

En este capítulo y el siguiente serán analizadas las unidades terciarias que afloran en las cuencas de La Tranca, Caracol y Rodeo, con el propósito de completar los modelos depositacionales de cuencas de *piggyback*.

La unidad terciaria más antigua de la comarca es Formación Puesto La Flecha, definida por (Caselli *et al.*, 2002), está compuesta por pelitas rojizas que se presentan tanto masivas como laminadas y con intercalaciones yesosas. Tanto en el techo como hacia la base de los afloramientos aparecen niveles de conglomerados clasto-soportados. Esta unidad se encuentra representada tanto en los valles de La Tranca como Caracol (Figs. V.4 y X.1). Estos intervalos fueron mapeados por Furque (1979) como Formación Rodeo, en el valle de La Tranca y como Formación El Corral en el de Caracol. En éste último, un delgado intervalo de areniscas de color rojizo, y de probable origen eólico, se encuentra coronando la Formación Puesto la Flecha.

Posteriormente se depositaron las brechas y pelitas correspondientes a la Formación Cuesta del Viento (*nov. nom.*) aflorantes en el sector occidental del valle de La Tranca. Estratigráficamente por encima aparecen las Formaciones Rodeo y Angostura del Caracol (*nov. nom.*). La primera corresponde a una espesa sucesión de piroclastitas, areniscas, pelitas, conglomerados y brechas que afloran principalmente en el valle Rodeo-Iglesia. Los afloramientos de la Formación Rodeo se extienden hacia el norte del valle de La Tranca y, con menor potencia, hacia el sur. Por último la Formación Angostura del Caracol comprende a una estrecha faja, principalmente arenosa, aflorante en la quebrada de Caracol.

X.2. ESTRATIGRAFÍA DE LAS CUENCAS DE LA TRANCA Y CARACOL

Las unidades terciarias de estas cuencas son conocidas ya desde el año 1891, por Brackebush en el mapa geológico de la República Argentina y por Stappenbeck en 1910; y desde entonces han sido objeto de numerosas contribuciones, tanto de carácter regional como local. Entre algunos de los aportes regionales se encuentran los trabajos de Bodenbender (1902) en su trabajo sobre la Precordillera y el de Yrigoyen (1969) quien en un mapa isopáquico del terciario de la República Argentina reconoce “en la mitad occidental del país [...] pequeños depocentros alargados en sentido norte sur”. También hay que destacar el capítulo sobre la precordillera realizado por Furque y Cuerda (1979) en el que si bien no se formalizan unidades para la zona de estudio, se describe en términos generales el terciario de la región.

En particular, las sedimentitas terciarias de la zona fueron estudiadas por Furque en su Hoja Geológica 18c, Jáchal (1979) quién las diferenció en dos unidades estratigráficas (Fms. Rodeo y El Corral). En un trabajo de mayor detalle la secuencia aflorante en las cuencas de la Tranca y Caracol fue luego dividida en una serie de unidades de naturaleza informal por Jordan *et al.* (1993, capas rojas, conglomerado gris, areniscas entrecruzadas y conglomerado castaño).

Las relaciones estratigráficas que guardan entre sí las rocas terciarias del área, en particular aquellas aflorantes en el valle de La Tranca, claramente indican que no pueden ser incluidas en una única unidad, ya que muchas de ellas guardan relaciones discordantes (hecho ya mostrado por Jordan *et al.* 1993). Por lo expuesto anteriormente, en esta Tesis, se propone un nuevo cuadro estratigráfico para las cuencas analizadas (Fig. X.1).

Furque (1979)		Jordan <i>et al.</i> (1993)		Esta Tesis	
Cuenca La Tranca	Cuenca de Caracol	Cuenca La Tranca	Cuenca de Caracol	Cuenca La Tranca	Cuenca de Caracol
Fm. Rodeo	Fm. El Corral	Conglomerado Castaño	Areniscas entrecruzadas	Fm. Rodeo	Fm. Angostura del Caracol <i>(nov. nom.)</i>
		Conglomerado Gris		Fm Cuesta del Viento <i>(nov. nom.)</i>	
		Capas Rojas		Fm. Puesto La Flecha	

Figura X.1: Cuadro estratigráfico de la Cuenca de la Tranca y Caracol propuesto en esta tesis.

X.3. FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO (*nov. nom.*)

Se propone esta denominación para un conjunto de rocas dominado por brechas grisverdosas oscuras que se exponen a lo largo del faldeo oriental de la Sierra de La Tranca en el valle de homónimo, en las inmediaciones de la Cuesta del Viento, sobre el valle del río Jáchal en las cercanías de la ruta nacional N° 150.

X.3.1. ANTECEDENTES

Estas rocas fueron primeramente mapeadas por Furque (1979) en la Hoja Geológica 18c, quien las incluyó junto con el resto del terciario del valle de la Tranca en la Formación Rodeo. Varios años más tarde Jordan *et al.* (1993) dataron las sucesiones aflorantes en el valle de la Tranca y las separaron en base a su litología, edad y relaciones estratigráficas reconociendo a estas rocas con el nombre informal de “conglomerado gris”.

X.3.2. DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA

Las sedimentitas pertenecientes a esta unidad afloran en la margen este del valle de La Tranca, formando un cordón subparalelo en el sector suroccidental del valle (Fig. V.4). La sucesión está formada principalmente por brechas grisverdosas monomícticas y dos espesas intercalaciones pelíticas. En menor proporción participan conglomerados polimícticos y areniscas desde gruesas a finas.

X.3.3. ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL

Se realizó un perfil sedimentario de la Formación Cuesta del Viento en el sector sur del valle de La Tranca en las cercanías del río Jáchal, en el que fueron reconocidas 8 asociaciones de facies (Figs. V.4, X.2 y X.3).

Asociación de facies 1 (Brechas caóticas)

El aspecto general de esta asociación es mayormente caótico, en todas las facies dominan los clastos angulosos a muy angulosos de metasedimentitas y vulcanitas de la Formación Yerba Loca. Domina dentro de esta asociación la litofacies de brechas masivas clasto-soportadas que se presentan en bancos de entre 30 y 60 centímetros de espesor y masivas (litofacies Bmm). Esta litofacies se encuentra con dos tamaños de grano bien diferenciados, el más grueso que presenta clastos de hasta 20 centímetros flotando en una abundante matriz pelítica (hasta el 50%, Fig. X.4), mientras que las más finas, poseen clastos de hasta 5 centímetros y presentan menor porcentaje de matriz (Fig. X.5).

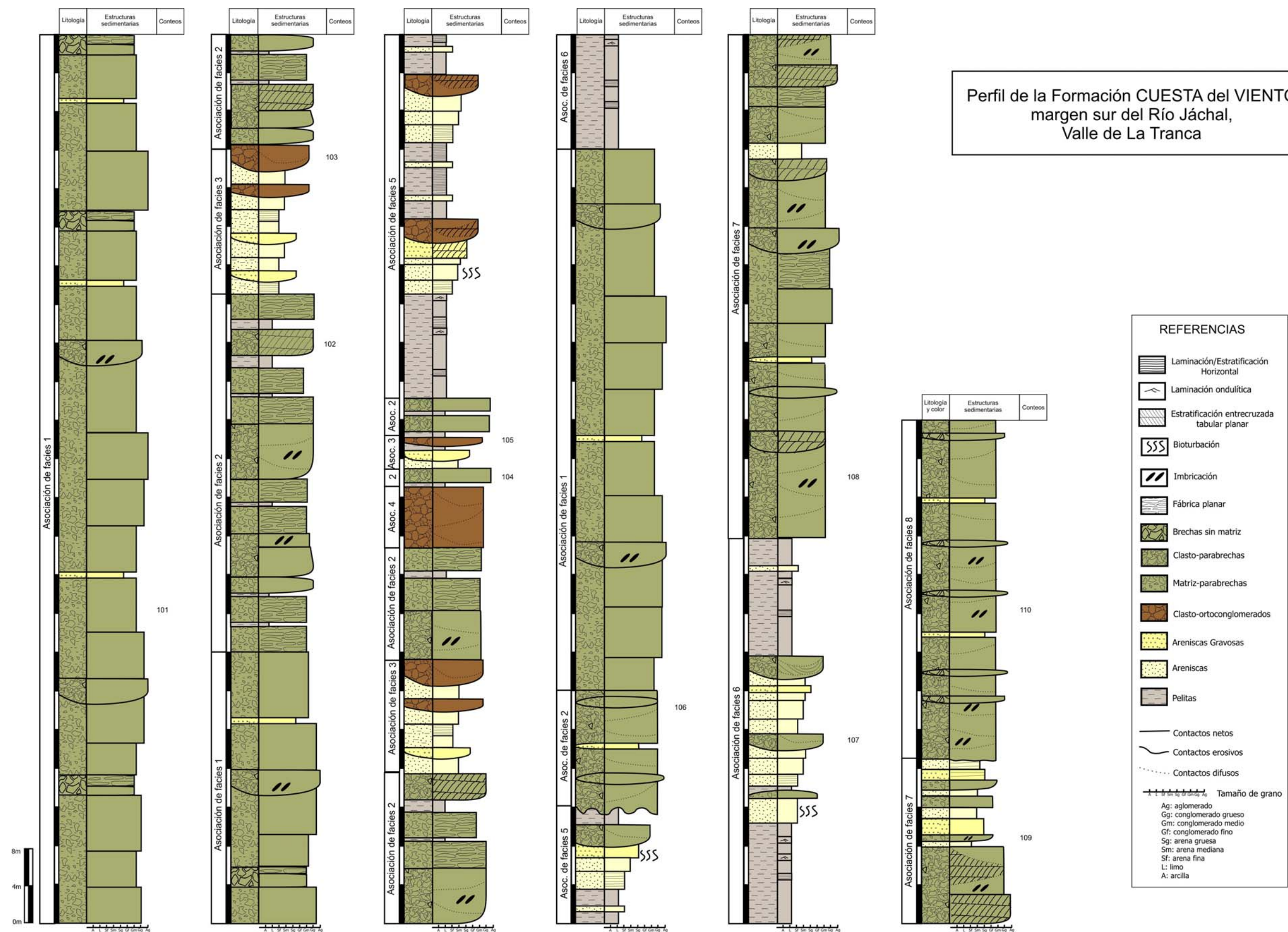


Figura X.2: Perfil sedimentario de la Formación Cuesta del Viento en la margen sur del Río Jáchal, valle de La Tranca.

Asoc. de Facies	Litofacies	Interpretación	Ambiente
1 Brechas Caóticas	Bmm	Flujos hiperconcentrados cohesivos	Abanicos coluviales (dominados por flujos de gravedad)
	Bcm/Bci	Flujos fluidos	
	Bsm/Bsl	Avalancha de detritos secos	
	SGm	Flujos fluidos	
2 Brechas	Bmm/Bml	Flujos hiperconcentrados cohesivos	Sistema fluvial entrelazado con participación de f. hiperconcentrados
	Bci/Bcm	Flujos fluidos	
	Bcp	Flujos fluidos, migración de barras transversales	
	SGm	Flujos fluidos	
3 Lentes de areniscas y conglomerados polimícticos	Gcm/Gci	Flujos fluidos canalizados	Sistema fluvial entrelazado areno-conglomerádico (entrelazado profundo)
	Gch	Flujos fluidos, migración de barras longitudinales	
	SGm	Flujos fluidos canalizados	
	Sh/Sm	Flujos fluidos, crecidas en manto	
	Fm/FI	Suspensión/Decantación	
4 Lentes conglomerádicas amalgamadas	Gcm/Gci	Flujos fluidos canalizados	Sistema fluvial entrelazado conglomerádico (entrelazado somero)
5 Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polimícticos	Fm/FI	Decantación	Sistema de endicamiento lagunar y microdelta
	Sm/Sh	Flujos fluidos	
	SGp	Flujos fluidos, migración de megaóndulas 2D	
	Gcm/Gch	Flujos fluidos, migración de barras longitudinales	
6 Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas	Fm/FI	Decantación	Sistema de Barreal y lóbulos gravosos
	Fr	Flujos fluidos, mig. de ondulitas	
	Sm/Sh	Flujos fluidos	
	Bcm	Flujos fluidos	
	Bct	Flujos fluidos, migración de barras transversales	
7 Brechas y areniscas rojizas	Bcm/Bci	Flujos fluidos canalizados	Sistema Río Colector-conoide (río colector) Abanicos coluviales
	Bcp	Flujos fluidos, migración de barras transversales	
	SGp	Flujos fluidos, migración de megaóndulas 2D	
	Sh/Sm	Flujos fluidos	
	Bmm/Bml	Flujos hiperconcentrados cohesivos	
8 Brechas estratificadas	Bcm/Bci	Flujos fluidos canalizados y crecidas en manto	Pendientes Aluviales
	Bsm	depósitos de tamiz	
	SGm	Crecidas en manto	

Figura X.3: Cuadro de asociaciones de facies, facies, litofacies y su interpretación reconocidas dentro de la Formación Cuesta del Viento.

En mucha menor proporción aparecen cuatro litofacies de brechas clasto-soportadas (Bcm, Bci, Bsm y Bsl). Parabrechas clasto-soportadas masivas (Bcm) con clastos de hasta 25 centímetros, en bancos lenticulares de hasta medio metro de espesor, algunos presentan una leve gradación normal o imbricación en la base de los bancos (Bci). La siguiente litofacies corresponde a brechas masivas con escaso o nulo porcentaje de matriz (Bsm) que forman lóbulos de escasa continuidad lateral (hasta 50 centímetros). 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 algunos clastos de espesor y que, en ocasiones, gradan lateralmente a la litofacies Bsm.

Esporádicamente se encuentran delgadas intercalaciones de areniscas gravilosas masivas (SGm) en bancos tabulares de hasta 4 centímetros de espesor, esta unidad conforma menos del 2% de la asociación.



Figura X.4: Litofacies Bmm gruesa y con alto porcentaje de matriz, elemento SG.

La litofacies más abundante (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 las litofacies clasto soportadas con escaso o nulo contenido de matriz (Bsm y Bsl) Son interpretadas como productos de deslizamientos secos (*dry debris slides*; Pérez, 1998, ver discusión en el Capítulo VII).



Figura X.5: Litofacies Bmm de grano fino, Bcm y Bci (elemento SG y GB) dentro de la Asociación de facies 1.

La asociación de facies es interpretada como depositada en un ambiente de abanicos coluviales dominado por flujos de gravedad, debido a la importante participación de flujos hiperconcentrados cohesivos, la presencia de canales alimentadores y barras caladas (Bilkra y Nemec 1998). No se descarta la interacción con taludes representados por las brechas más finas con escaso o nulo contenido de matriz (Bsm y Bsl), aunque estas litofacies también se encuentran presentes en los abanicos coluviales. En su

conjunto esta asociación de facies representa la sedimentación en un ambiente proximal o de primer orden, según la clasificación propuesta en el Capítulo VI.

Asociación de facies 2 (Brechas)

Esta asociación esta compuesta por parabrechas con clastos angulosos de las filitas y vulcanitas pertenecientes a la Formación Yerba Loca (Fig X.6 a, b y c). Dominan las brechas clasto-soportadas, que se encuentran en bancos lentiformes, a veces amalgamados, y con clastos de hasta 15 centímetros, aunque comúnmente de 7 centímetros. Pueden presentarse con imbricación, con estratificación entrecruzada tabular planar o masivas (litofacies Bcm, Bci, Bcp). En menor proporción se presentan bancos tabulares de brechas matriz-soportadas masivas o con fábrica plana (litofacies Bmm y Bml) y con clastos de hasta 25 centímetros aunque generalmente son más finos. En ocasiones de intercalan con las brechas clasto-soportadas delgados niveles de areniscas gravillosas masivas (SGm) que se encuentran muy escasamente representados.

Entre las brechas se intercalan niveles de fango, en ocasiones como cortinas de pocos centímetros de espesor y otras veces en bancos potentes y continuos lateralmente (litofacies Fm y FI, Fig. X.6 b).

Las litofacies clasto-soportadas son interpretadas como producidas por flujos fluidos, debido a su fábrica clasto-soportada 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 (Bilkra y Nemec 1998), debido a su carácter matriz-soportado y matriz fangosa. Estos flujos se intercalan con periodos de decantación que corresponden a las cortinas de fango. Cuando las pelitas constituyen espesos paquetes tabulares son interpretadas como producto de decantación, en ambientes de baja energía, representando un ambiente de cuenca de inundación.

Esta asociación es interpretada en su conjunto como un sistema multicanalizado gravoso, de baja sinuosidad y con participación de flujos hiperconcentrados, podría asimilarse a un intermedio entre los tipos A y B de Miall (1996, *Gravel-bed braided with sediment-gravity-flow deposits* y *Shallow gravel-bed braided*). Este sistema podría corresponder al sector proximal (río colector) de un sistema río colector-conoide (ver Capítulo VII). Cuando esta unidad aparece en el sector basal del perfil la interpretación como un sistema fluvial entrelazado gravoso con participación de flujos hiperconcentrados es más probable debido a que nos se observa la asociación con el sector del conoide. Hacia el tope del perfil se asocia a sistemas de endicamiento lo que indicaría que la segunda interpretación es más factible.

Asociación de facies 3 (Lentes de areniscas y conglomerados polímicticos)

La asociación de facies 3 se encuentra representada por ortoconglomerados clasto-soportados polimícticos, areniscas y pelitas (Fig X.6 a y d). Los conglomerados poseen clastos de vulcanitas básicas y metasedimentitas verdes que se presentan angulosos y subredondeados y de granitos que muestran mayor grado de redondeamiento. Se presentan en bancos lenticulares de entre 30 y 50 centímetros de espesor, formados por conglomerados con clastos de hasta 15 centímetros; que se presentan aislados o amalgmados lateral y verticalmente. En su mayoría se presentan masivos o con imbricación (litofacies Gcm y Gci), en algunos casos desarrollan estratificación horizontal (Gch). Asociados a estos se encuentran lentes de areniscas y areniscas gravillosas masivas (litofacies Sm, SGm).

Entre las lentes conglomerádicas y de areniscas gravillosas se encuentran bancos tabulares de menos de un metro de espesor de areniscas-limosas masivas o finamente laminadas (litofacies Sm y Sh) intercalados con bancos de pelitas también masivas o laminadas (litofacies Fm y FI).



Figura X.6: a) Asociaciones de facies 2, 3 y 4, se observan la intercalación de la asociación de facies brechosa con las conglomerádicas; b) Asociación de facies 2 (brechas), vista general; c) Asociación de facies 2 (brechas), detalle; d) Vista general de la asociación de facies 3 (Lentes de areniscas y conglomerados polimícticos), la piqueta señala la base erosiva de un canal.

Las lentes de conglomerados y areniscas fueron depositadas por flujos fluidos en una red de canales fluviales multicanalizados (Hampton y Horton, 2007). Los paquetes areno-limosos representan etapas de crecientes que llegaban a áreas de planicie llevando arena a través de crecidas en manto (litofacies Sh y Sm). Las litofacies de granulometría más fina (Fl y Fm) representan la decantación en el tope de los canales abandonados o en planicies. Estos depósitos corresponderían a un sistema fluvial

multicanalizado de baja sinuosidad y con canales de distinta jerarquía. Se encuentra representado mayormente por los elementos arquitecturales CHm, GB y en menor proporción se presenta los elementos SB, OS y FF.

Este sistema puede ser interpretado como un sistema entrelazado gravoso con niveles topográficos bien definidos, tipo *donjek* (Williams y Rust, 1969); correspondiente al sistema fluvial tipo C de Miall (1996, *deep, gravel-bed braided river*).

Cabe destacar, que a través del perfil se produce la constante intercalación entre la asociación de facies de brechas (2) y la de lentes de conglomerados y areniscas inmersos en pelita (3), que representa un ambiente de interacción entre sistemas de segundo o primer y tercer orden.

Asociación de facies 4 (Lentes conglomerádicas amalgamadas)

La asociación de facies 4 se encuentra representada por conglomerados que posee clastos redondeados granitos y clastos tanto angulosos como subredondeados de vulcanitas básicas y metasedimentitas verdes. Estos conglomerados son más gruesos que los de la asociación de facies anterior y conforman espesos paquetes de lentes amalgamadas con clastos de hasta 30 centímetros. En general se presentan masivos, mostrando en ocasiones imbricación en la base de los bancos (litofacies Gcm y Gci). Esta facies también se diferencia de la de la asociación anterior por carecer de los depósitos finos fango-arenosos.

Los depósitos conglomerádicos son interpretados como producto de flujos fluidos en sistemas multicanalizados de baja profundidad y sinuosidad, dominados por carga de lecho (Einsele, 2000) predomina el elemento GB y corresponderían a ríos entrelazados gravosos, del tipo B de Miall (1996, *shallow gravel bed braided*).

Al igual que en la asociación anterior se observa intercalación entre la asociación de facies brechosa (2) y la de lentes conglomerádicos amalgamados (4) que muestra la interacción entre sistemas de aporte local (primer y segundo orden) y de transferencia (tercer orden).

Asociación de facies 5 (Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polimícticos)

Esta unidad se encuentra dominada por espesos bancos tabulares de fangolitas blanquecinas a amarillentas (Fig. X.7 a), que se presentan mayormente masivas, aunque pueden mostrar laminación horizontal (litofacies Fm y FI). En menor proporción se encuentran bancos tabulares de areniscas masivas (Sm) con abundantes concreciones carbonáticas (Fig. X.7 b y c) y areniscas con laminación horizontal (Sh), esporádicamente se intercalan niveles margosos (Fig. X.7 b y c). En las litofacies anteriormente descritas son frecuentes los rasgos de bioturbación. Luego se encuentran areniscas gravosas con estructura entrecruzada tabular planar (litofacies SGp) en bancos tabulares a lentiformes.

Por último, coronando arreglos grano y estratocrecientes de las litofacies anteriormente descritas (Fig. X.7 a y b), se encuentran bancos lentiformes a veces cóncavos y otras biconvexos de ortoconglomerados clasto-soportados polimícticos (Fig. X.7 c). Poseen clastos redondeados de granitos y vulcanitas y angulosos y subredondeados de metasedimentitas verdosas de hasta 10 centímetros. Se presentan masivos, con estratificación entrecruzada tabular planar y con estructuras de corte y relleno (litofacies Gcm y Gcp).

Las pelitas (litofacies Fm y FI) son interpretadas como producto de la decantación en cuerpo de agua permanente de escasa profundidad (May *et al.*, 1999), debido a la laminación y a la ausencia de facies evaporíticas y grietas de desecación. 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 estratocreciente 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 plano-cóncavos y con estructuras de corte y relleno).

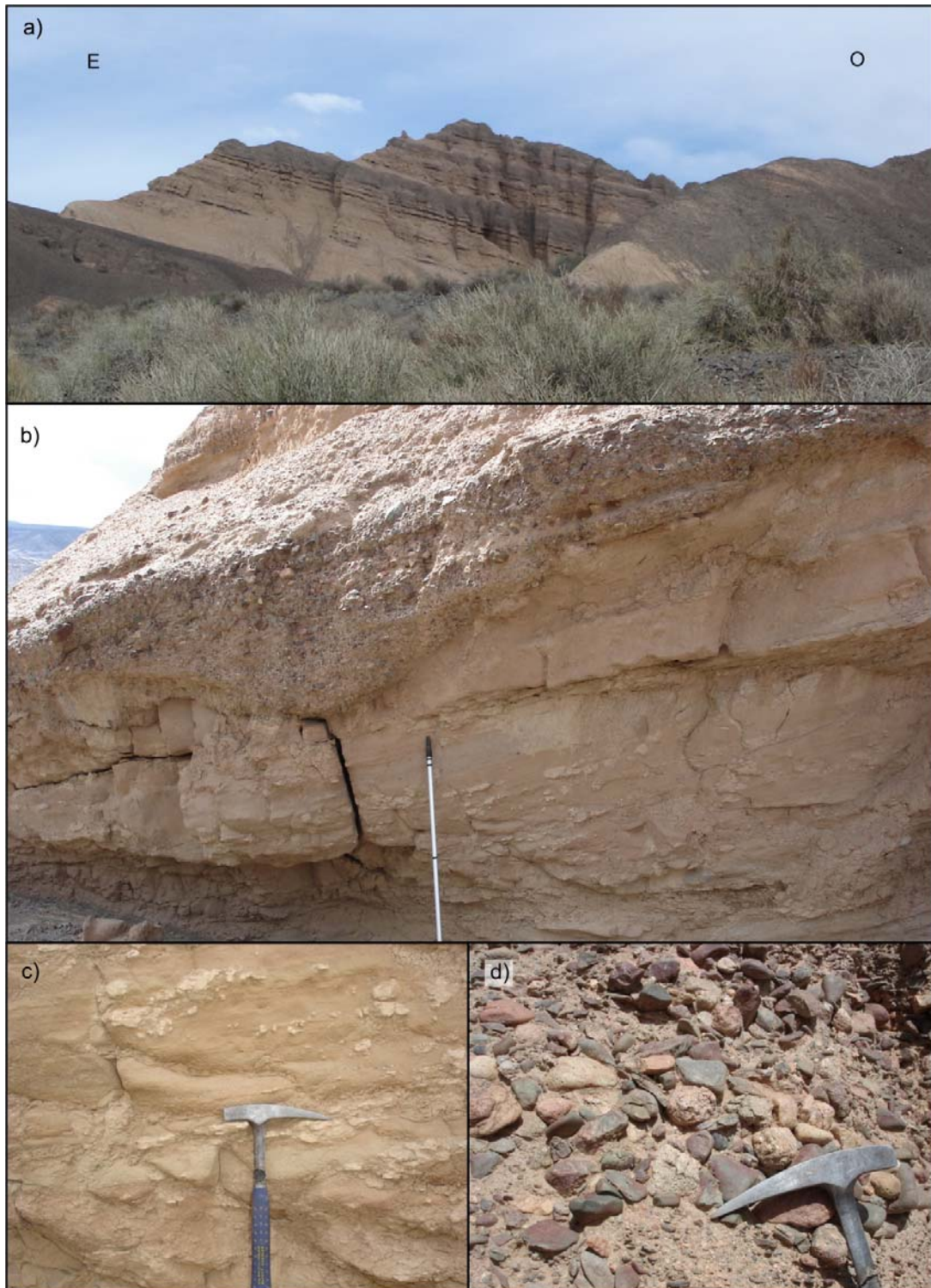


Figura X.7: a) Vista general de la Asociación de facies 5 (Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polymícticos) de la Fm. Cuesta del Viento; b) canales conglomerádicos sobre las litofacies arenosas (arreglo grano y estratocreciente, cada segmento de la barra mide 50 centímetros); c) Detalle de las litofacies arenosas (concreciones e intercalaciones margosas); d) Detalle de la litofacies conglomerádicas.

Dentro de un marco más amplio esta asociación corresponde a depósitos de endicamiento lagunar (ver Capítulo VIII), esto se desprende del dominio de facies finas, al que llegan canales de proveniencia extracuenal formando sistemas microdeltaicos. La ubicación paleogeográfica de este perfil respecto al cierre sería equivalente al de Cuesta del Viento (Fig. VIII.10) y la zona de cierre no se encuentra expuesta dentro de los afloramientos.

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 5 a 40 metros de espesor. Sobre esta gran incisión se apoyan en geometría de *onlap* parabrechas monomícticas de la asociación de facies 2 (Fig. X.8).

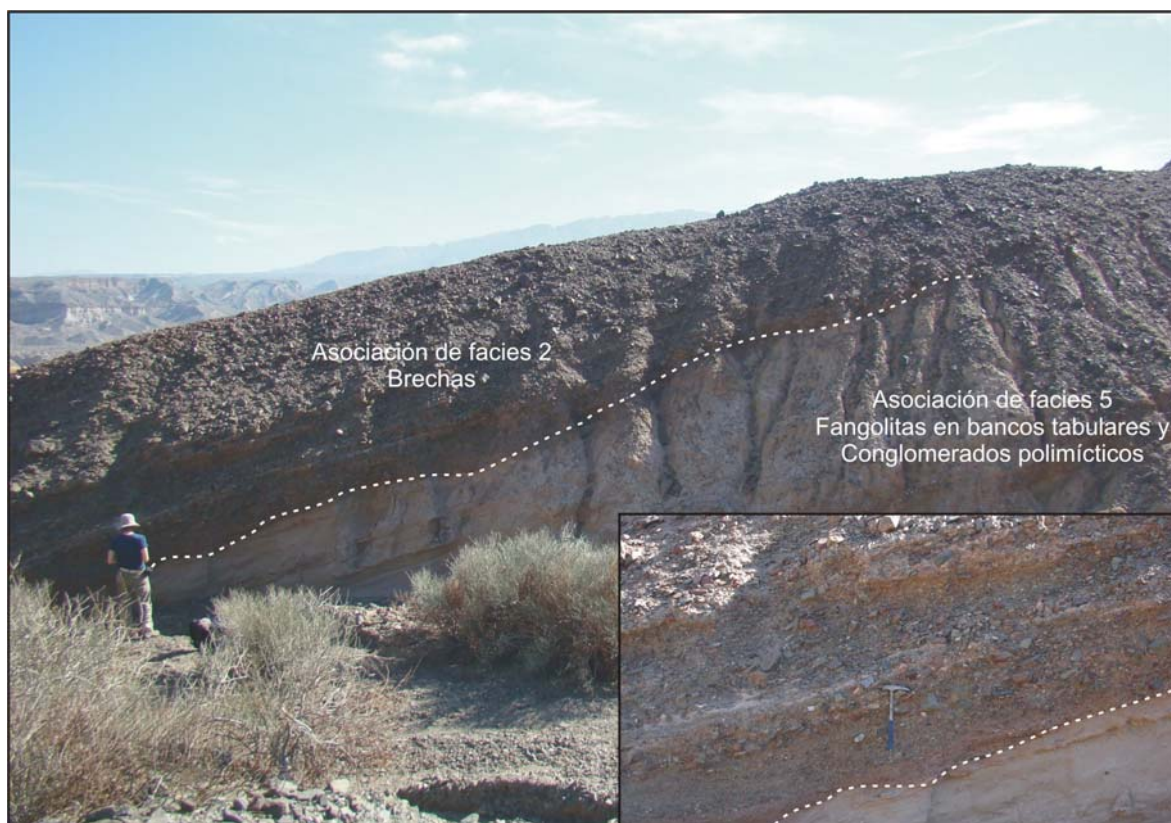


Figura X.8: Superficie de incisión de alto relieve que separa las asociaciones de facies 2 y 5. Observar en el cuadro el detalle de las brechas relleno la incisión.

Asociación de facies 6 (Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas)

Dominan esta unidad (Fig. X.9) espesos bancos de hasta 8 metros de pelitas blanquecinas, que se presentan principalmente masivas, aunque también aparecen

laminadas y en ocasiones con laminación ondulítica (litofacies Fm, Fl y Fr). En algunos sectores se observan desarrolladas sobre estas litofacies estructuras de grietas de desecación.

Intercaladas con las anteriores se encuentran areniscas y parabrechas clasto-soportadas en arreglos grano y estrato crecientes (Fig. X.10 a). Las areniscas se presentan en bancos tabulares a lentiformes, masivas y en menor proporción laminadas (litofacies Sm y Sh) y con rasgos de bioturbación (Fig. X.10 a y b). Las parabrechas forman bancos lentiformes plano-convexos o de base cóncava y techo plano. Estos últimos muestran estructuras de corte y relleno y estratificación entrecruzada en artesa (Fig. X.10 a y c); aunque en general dominan los bancos masivos (litofacies Bct y Bcm). Los clastos tienen hasta 30 centímetros. Dominan los clastos de metasedimentitas angulosas y es notable la ausencia de clastos graníticos (Fig. X.10 c).



Figura X.9: Vista general de la asociación de facies 6 (Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas) de la Formación Cuesta del Viento.

Las pelitas se interpretan como depositadas por decantación en 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 derramaban en forma no confinada (*sheetfloods*; Davis, 1938 y Bull,

1997), generando los bancos arenosos masivos cuya progradación genera ciclos grano y estrato-crecientes. Este arreglo es interpretado como un barreal (Tunbridge, 1984) en un sector transicional de la planicie fangosa a la arenosa (*mudflat* a *sandflat*). Por encima se encuentran lóbulos gravosos que corresponden a sectores más proximales de estas crecidas en manto. Algunos de los ciclos culminan con sectores incluso más proximales, que corresponden a los canales alimentadores, representados por los conglomerados con base erosiva.

En general esta asociación es interpretada como un sistema de barreal y lóbulos areno-gravosos; barreal intermontano, sistema lacustre efímero cerrado (Einsele, 2000) o *playa* (Tunbridge, 1984). Representa un ambiente similar al desarrollado en la Pampa de Gualilán (Capítulo IX), representando una cuenca de tipo cerrada, sin desarrollo de sistema de transferencia.

Asociación de facies 7 (Brechas y areniscas rojizas)

Esta unidad se encuentra formada por una compleja interacción de litofacies brechosas y arenosas (Fig X.11 a). Las brechas poseen clastos angulosos de las filitas y vulcanitas pertenecientes a la Formación Yerba Loca y su matriz, a diferencia de las litofacies brechosas de las otras asociaciones de esta formación, es limo-arenosa. Son en su mayoría clasto-soportadas, y se presentan en bancos lenticulares comúnmente amalgamados, el tamaño promedio de los clastos es de 10 cm, aunque en la base de algunos canales se encuentran clastos de hasta 20 centímetros (Fig. X.11 b). Las brechas se presentan masivas, con imbricación o con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Bcm, Bci, Bcp). En menor proporción se encuentran parabrechas matriz-soportadas en lentes biconvexas o bancos tabulares, tanto masivas como con fábrica plana (litofacies Bmm y Bml) y con clastos de hasta 30 centímetros.

Se intercalan niveles de areniscas gravillosas y areniscas. Las primeras poseen clastos angulosos y estratificación entrecruzada tabular planar (SGp) y las areniscas se presentan masivas o con laminación horizontal (litofacies Sm y Sh, Fig. X.11 a y c). Las

litofacies arenosas se hacen más abundantes hacia el tope de esta asociación, donde se intercala con niveles lenticulares de brechas de granulometría más fina (con clastos de entre 3 y 5 centímetros, Fig. X.11 c).



Figura X.10: a) Asociación de facies 6 (Fangolitas en bancos tabulares y brechas monomíticas) de la Formación Cuesta del Viento, las flechas muestran los ciclos grano y estrato crecientes y los rectángulos los detalles de las siguientes figuras (cada segmento de la barra corresponde a 50 centímetros); b)Detalle de las areniscas masivas con rasgos de bioturbación, c) Litofacies Bct con geometría lenticular (base cóncava y techo plano).



Figura X.11: a) Vista general de la Asociación de facies 7 (Brechas y areniscas rojizas) de la Formación Cuesta del Viento (cada segmento de la barra corresponde a 50 centímetros), notar la superficie erosiva sobre las areniscas y por encima las unidades brechosas b) Detalle de las litofacies de parabrechas (domina el elemento GB); c) detalle de las facies arenosa y arenogravillosa.

Las brechas clasto-soportadas son interpretadas como producidas por flujos fluidos canalizados, debido a su carácter clasto-sostenido y su geometría lenticular, en ocasiones llegan a desarrollar barras gravosas transversales (litofacies Bcp; Hein y Walker, 1977). Las intercalaciones arenosas corresponden también a flujos fluidos, por 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). Las parabrechas matriz-soportadas (Bmm y Bml) son interpretadas como depositadas por flujos hiperconcentrados cohesivos (Nemec y Postma, 1993), que se intercalan con los anteriores.

Las facies fluidas, brechosas y arenosas fueron depositadas en sistemas multicanalizados de escasa profundidad, a los que esporádicamente llegaban flujos hiperconcentrados cohesivos. Dominado por el elemento GB y menor participación de los elementos SB y SG, este sistema se interpreta como un ambiente de redes entrelazadas de baja profundidad (tipo B de Miall 1996, *shallow gravel-bed braided*).

Este sistema puede ser interpretado como la parte proximal de un sistema de río colector-conoide, en particular el sector del río colector, donde dominan las facies depositadas por flujos fluidos en redes entrelazadas con menor participación de flujos hiperconcentrados (Capítulo VII). No se descarta la posibilidad de que al menos parte de las facies representadas en esta asociación corresponden a abanicos coluviales dominados por flujos fluidos.

Asociación de facies 8 (Brechas estratificadas)

Esta unidad se encuentra formada por brechas y en menor proporción areniscas gravilosas, todas formadas por clastos angulosos y subangulosos de las metasedimentitas y vulcanitas de la Formación Yerba Loca (Fig. X.12). Dominan las parabrechas clasto-soportadas masivas (litofacies Bcm) con clastos de hasta 10 centímetros aunque en promedio poseen no más de 3 centímetros, algunas presentan una leve imbricación (Bci). Los clastos de mayor tamaño se alinean formando superficies cóncavas de un clasto de espesor. Entre la unidad anterior se intercalan ocasionalmente lentes y lóbulos de formados por brechas masivas con exiguo porcentaje de matriz (litofacies Bsm), los clastos tienen hasta 20 centímetros aunque comúnmente llegan a los 15. En mucha menor proporción se encuentran niveles milimétricos de areniscas gravilosas masivas (litofacies SGm).

Se interpreta esta unidad depositada por corrientes fluidas en canales de muy poca profundidad (Bcm y Bci) o en las áreas intercanal (Bcm). Algunos canales más importantes depositan clastos de mayor tamaño y con poca matriz, que pasan distalmente a lóbulos (depósitos de tamiz, *sieve deposits*) cuando esas corrientes pierden su confinamiento (Bsm).

Este ambiente se interpreta como una pendiente aluvial (Smith, 2000), en la que canales pandos forman una red subparalela perpendicular al frente montañoso, que al perder confinamiento forma lóbulos o barras caladas. Este tipo de sistemas corresponde a los de primer orden y es similar al desarrollado en la de Pampa de Gualilán (actual y reciente, ver Capítulo IX).



Figura X.12: Asociación de facies 8 (Brechas estratificadas) de la Formación Cuesta del Viento, nótese los canales de poco relieve (litofacies Bci y Bcm), los lóbulos (litofacies Bsm) y los escasos niveles más finos (SGm). Sobre todo en el sector medio se destaca la dificultad de definir los límites de los bancos debido a la homogeneidad del tamaño de grano.

X.3.4 EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Jordan *et al.* (1993) efectuaron dataciones sobre una toba de la parte superior de la sucesión de conglomerados grises (Formación Cuesta del Viento *nov. den.*) que arrojaron edades de $19,5 \pm 1,1$ Ma y $19,1 \pm 1,3$ Ma (Mioceno inferior).

La Formación Cuesta del Viento se apoya en discordancia erosiva sobre las Formaciones Yerba Loca y Puesto La Flecha o está separado del conglomerado castaño a través de un contacto de falla según Jordan *et al.* (1993, Fig. XI.13 y V.4) que podría además estar reactivando una superficie de discontinuidad regional en la sedimentación. En el techo esta unidad se encuentra en contacto de falla con la Formación Yerba Loca en la sierra La Tranca. Al igual que muchas de las sedimentitas terciarias de la zona, esta unidad se encuentra biselada por una superficie de pedimentación cubierta por delgados depósitos cuaternarios.



Figura X.13: Falla menor afectando los depósitos de la Formación Cuesta del Viento con un pliegue de arrastre asociado y a la izquierda de la foto un bloque rotado.

X.3.5 ANÁLISIS DE MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

Se han efectuado conteos de clastos en bancos psefíticos dentro de la Formación Cuesta del Viento (Fig. X.14) según la metodología explicada en el capítulo correspondiente. Los litotipos mayoritarios reconocidos dentro de esta unidad (Fig X. 14 y X.15) corresponden a filitas verdes, vulcanitas básicas y plutonitas ácidas (principalmente granitos). En menor proporción se encuentran vulcanitas ácidas, mayormente rioltas y vulcanitas intermedias, incluyendo andesitas y dacitas. En cuanto a las rocas sedimentarias se encuentran areniscas pardas, verdes, rojizas y blanquecinas. También se registran algunos individuos de cuarzo y calizas.

Las áreas de aporte de esta unidad son mostradas en la Figura X.16, hay que destacar que por la edad de esta unidad (Mioceno inferior) muchas de las unidades que luego se van a activar como posibles áreas de aporte no estaban depositadas todavía. Con el fin de analizar los patrones de sedimentación en las cuencas las áreas de aporte pueden ser divididas en dos grandes grupos. En primer lugar los aportes de la Cordillera que provienen desde el oeste y que son llevados hacia las cuencas analizadas a través de los sistemas de transferencia (tercer orden, capítulo VI) y el segundo grupo que corresponde la contribución local del sistema precordillerano, aportado por los sistemas de primer y segundo orden (capítulo VI).

Dentro del primer grupo se observan las unidades que aportan material desde la Cordillera (Fig. X.16), la más antigua y con poca expresión areal corresponde a la Formación Cerro de Agua Negra que participa con clasto de areniscas vedes, grises y pardas; en menor proporción se incluyen dentro de esta unidad bancos de calizas. Con mayor envergadura, hacia el este de la anterior, se encuentra el batolito de Colangüil, un complejo plutónico formado por rocas graníticas y ganadioríticas, que aporta clastos de rocas plutónicas ácidas y en menor proporción cuarzo. Otro afloramiento de grandes dimensiones corresponde al las unidades volcanoclásticas agrupadas dentro del Grupo Choi-yoi, que aporta clastos de vulcanitas ácidas e intermedias, muchas de ellas de origen piroclástico y en menor proporción calizas.

Por último, dentro de las unidades que afloran en el área de Cordillera, se encuentran las rocas volcánicas y volcanoclásticas del arco magmático terciario. En el mapa de la figura X.16 estas unidades se encuentran reunidas en dos grandes grupos (rocas volcánicas y volcanoclásticas terciarias) con el objetivo de simplificar las áreas de aporte. Sin embargo, debido a la edad de esta unidad sólo las vulcanitas terciarias de la Formación Valle del Cura y parte del Grupo Doña Ana pudieron constituir un área de aporte. Si bien la litología de estas unidades es variada y compleja (Limarino *et al.*, 1999, Litvak y Poma, 2005 y Alonso *et al.*, 2009) se considera como aporte principal piroclastitas (tobas y flujos de variada composición), andesitas y dacitas.

Fm.	Metros	Conteo	Filitas verdes	V. Básicas	P. Ácidas	V. Ácidas	Piroclastitas	V. Intermedias	Ar. Parda	Ar. Verde	Ar. Blanquecinas	Ar. Rojiza	Cuarzo	Caliza	Intraclastos	Matriz
Cuesta del Viento	32	101	91,4	3,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
	152	102	95,7	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,3
	172	103	41,8	0	37,8	2,9	0	1,2	7,1	0,8	0	0	8,4	0	0	0
	232	104	95,2	2,1	0	0	0	0	0	0	0	0	1,6	0	0	1,1
	234	105	53,4	0	29,7	2,2	0	1,3	7,6	0,9	0	0	4,9	0	0	0
	296	106	69,3	0	28,7	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
	388	107	74,3	21,1	0	0	0	0,9	0	1,4	0	0	1,8	0	0	0,5
	416	108	94	5	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0,6	0	0	0
	470	109	98	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
	496	110	93,3	3,1	0	0	0	0	0	0	0	0	2,4	0	0	1,2
Angostura del Caracol	6	70	31,3	10,5	24,2	27	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0
	49	73	21,7	7,4	32,7	27,3	0	4	0	0	0	0	0	0	6,9	0
Fm. Rodeo	Perfil Cuesta del Viento	3	6	42,81	21,1	0	0	1,83	5,81	0	0	0	0	0,92	0	27,52
		8	7	39,34	38,97	0	0	2,21	0	0	0	0	0,74	0,37	0	18,38
		23	12	34,8	14,71	1,74	0	2,94	0	0	6,37	0	1,47	0	1,47	36,76
		27	47	29,48	55,38	0,8	0,4	5,18	3,59	0	0	0	0,8	0	0	4,38
		93	27	15,1	0	21,2	4,61	14,75	40,55	0	1,03	0	2,76	0	0	0
		111	28	18,03	0	23,61	0	13,73	33,05	0	0	0	1,72	0	0	9,87
		202	35	17,13	0	22,71	19,12	4,78	7,17	0	19,92	0	1,2	1,59	0	6,37
		247	39	21,24	0	22,39	15,83	1,16	1,93	0	24,71	8,11	1,16	1,54	0	1,93
	Norte de C del V	5	127	56,91	28,05	0	0	0	7,72	0	0	0	0	1,22	0	6,1
		23	128	50	0	16,7	30	1,6	0	0	0	0	1,7	0	0	0
		50	139	50	1	14,6	0	0	0	4,2	1	0	3	0	0	0
	Perfil sur de La Tranca	12	75	63	0	2,3	2,3	1,8	0,5	8,2	10,5	10,5	0	0,9	0	0
		51	76	63	0	15	15	2,5	1,5	0	0	0	3	0	0	0
		99	77	34	0	33,9	2,5	0	14,4	0,8	10,3	0,4	0,8	2,9	0	0
		135	78	56,5	0	12,7	4,1	3	2,3	3,7	8,2	0	0,7	3	0	5,8
		59	79	55,2	0	20,6	3,7	0	7,9	1,4	6,5	2,8	0	1,9	0	0
		104	80	39,8	0	24,2	4,5	2,5	6,5	8,2	11,5	1,2	0	0,8	0	0,8

Figura X.14: Tabla con los conteos, la posición en el perfil y los porcentajes de los distintos litotipos de las unidades terciarias estudiadas en esta Tesis.



Figura X.15: Litotipos principales reconocidos en las unidades conglomerádicas de la Formación Cuesta del Viento. a) Vista general de un banco dominado por filitas y vulcanitas básicas, asociación metamórfica de bajo grado (AM); b) Detalle de la anterior, F: filitas, VB: vulcanita básica; c) Se observan los principales litotipos de la unidad, PA: Plutonitas ácidas, AP: Areniscas pardas, VI: Vulcanitas intermedias, F: filitas, VB: vulcanitas básicas.

El segundo gran grupo constituye el aporte local, y se encuentra representado por la Formación Yerba Loca expuesta en la sierra La Tranca, según la edad de la Formación Cuesta del Viento y la evolución regional propuesta por Jordan *et al.* (1993) y Alonso *et*

al. (2009). La litología aportada por esta unidad corresponde principalmente a filitas verdes y vulcanitas básicas.

Si bien los clastos de esta unidad son de litología variada luego de analizar las posibles áreas de aporte se puede observar que algunos individuos son característicos de ciertas unidades. Con el objetivo de enfatizar este tipo de análisis se propusieron grupos de clastos utilizados como marcadores. Así la asociación plutónica (AP) reúne los litotipos “cordilleranos”, donde se agrupan los clastos de plutonitas ácidas, areniscas pardas y verdes, vulcanitas ácidas e intermedias y clastos de cuarzo. El aporte “precordillerano” se representa mediante la asociación metamórfica de bajo grado (AM) y se cuantifica sumando los clastos de filitas y vulcanitas básicas. Los clastos que pueden poseer tanto un aporte de Cordillera como de Precordillera, como es el caso de las calizas, son desechados como marcadores.

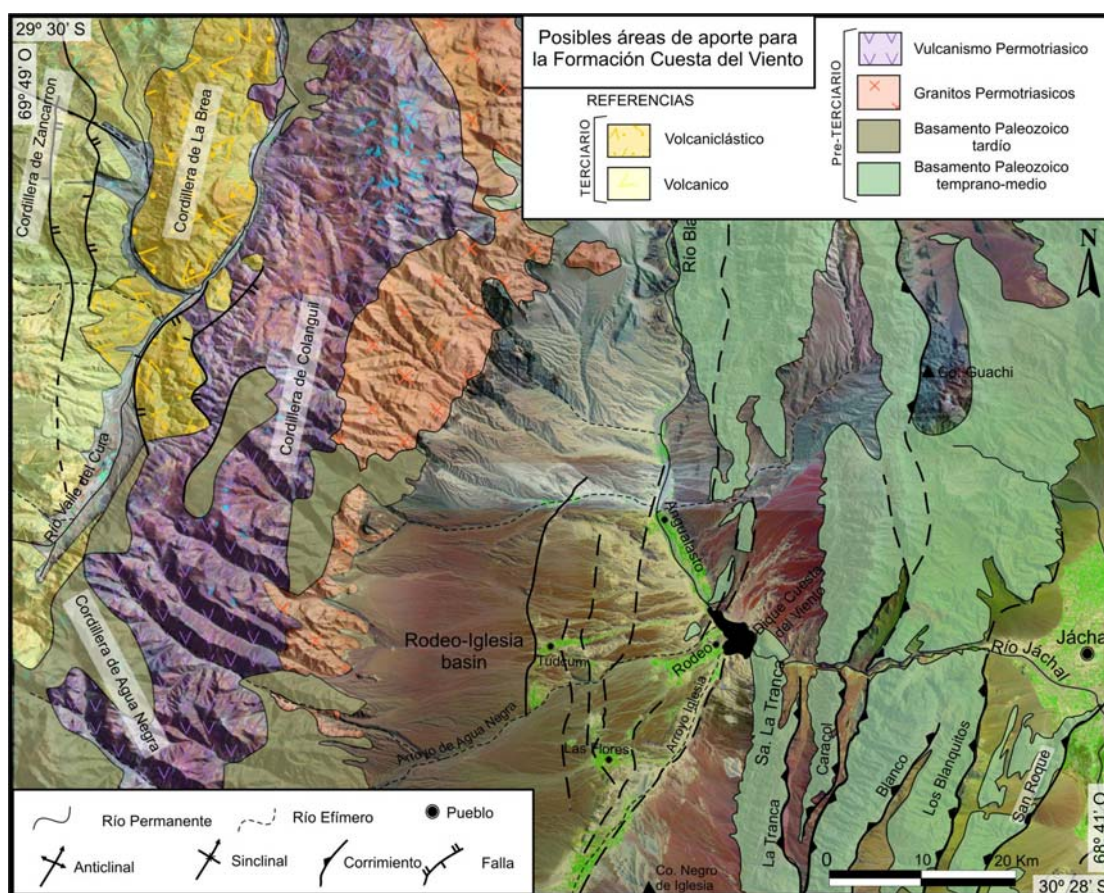


Figura X.16: Mapa indicando las posibles áreas de aporte para la Formación Cuesta del Viento (modificado de Alonso *et al.* 2009). Según el esquema propuesto por Alonso *et al.* (2009) el basamento paleozoico sólo afloraba en el área de la sierra de La Tranca para el momento de depositación de la Formación Cuesta del Viento.

En la figura X.17 pueden observarse las variaciones en la proporción de las distintas asociaciones de clastos presentes en la Formación Cuesta del Viento. Esta figura muestra una tendencia general dentro de la unidad, como por ejemplo la presencia de la asociación metamórfica de bajo grado en toda la unidad, con mayor participación de la asociación plutónica en la parte media. Como ya ha sido propuesto por distintos autores (Valloni, 1985; Ingersoll *et al.*, 1993; entre otros) y ha sido demostrado en esta tesis mediante el estudio de las unidades cuaternarias, el análisis de las modas detríticas debe a su vez ser correlacionado con el estudio paleoambiental de la unidad. Así en la figura X.18 se combina la evolución paleoambiental de la Formación Cuesta del Viento con los porcentajes de las distintas asociaciones de clastos.

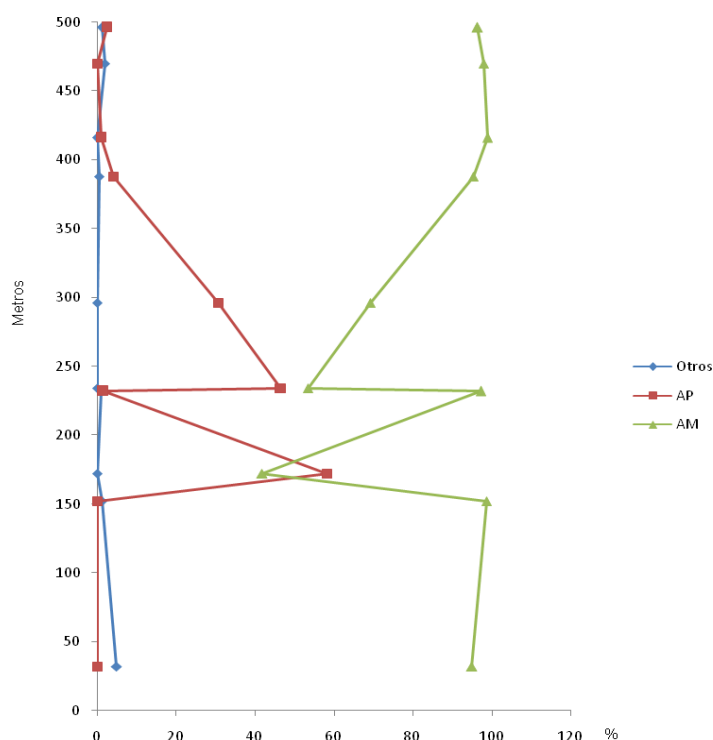


Figura X.17: Diagrama mostrando el porcentaje de las asociaciones metamórfica de bajo grado (AM), plutónica (AP) y del resto de litotipos (otros) reconocidos en la Formación Cuesta del Viento en el perfil analizado.

La primer característica que se deduce del diagrama es que los conteos realizados en unidades que representan los sistemas de primer y segundo orden se encuentran dominados por la asociación metamórfica de bajo grado (> 95% en los conteos 101, 102, 104, 107, 108, 109, 110). Por otra parte aquellos conteos realizados sobre las asociaciones de facies que representan a sistemas de transferencia (103 y 105)

presentan mayor proporción de la asociación plutónica. Dentro del perfil analizado se encuentra un sitio que se desvía de esta tendencia, el conteo 106 realizado sobre depósitos de sistema río colector-conoide, de segundo orden, que muestra, sin embargo una alta proporción de clastos de la asociación AP. Esta anomalía se debe a su ubicación sobre una gran superficie de incisión que erosiona depósitos de sistemas de transferencia, lo que genera el reciclado de clastos de la asociación AP junto con el aporte local (asociación AM).

X.3.6 EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

La Formación Cuesta del Viento en su conjunto representa el relleno de una cuenca de antepaís que evoluciona hacia una de *piggyback*, su evolución espacio-temporal se encuentra representada en el esquema de la figura X.18. La base de esta unidad se encuentra formada por un potente espesor de brechas que fueron depositadas en un ambiente de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad (asociación de facies 1, Brechas caóticas) donde domina la asociación AM, de aporte local. Estos abanicos se habrían depositado al frente del corrimiento de La Tranca, en la cuenca de antepaís del Bermejo, cuando éste formaba el frente orogénico (Jordan *et al*, 1993, Cardozo y Jordan, 2001 y Alonso *et al.*, 2009). El ambiente pedemontano evoluciona a un sistema dominado por redes entrelazadas (asociación de facies 2) también caracterizada por el aporte local (AM).

Posteriormente se produce la interestratificación de facies brechosas de las redes entrelazadas (asociación 2, Brechas) y un sistema fluvial entrelazado areno-conglomerádico que actúa como transferencia (asociación de facies 3 lentes de areniscas y conglomerados polimícticos). Esta relación también se encuentra representada por la alternancia entre bancos con dominio de aporte local (AM) y de aporte regional desde el oeste (AP).

Esta interacción continúa, y se encuentra representada en el perfil por la interestratificación de sedimentitas depositadas en un ambiente de redes entrelazadas

brechosas con conglomerados depositados en un sistema fluvial entrelazado (asociación de facies 4, lentes conglomerádicas amalgamadas). Este sistema fluvial de transferencia entrelazado conglomerádico, es de mayor eficiencia por lo que se encuentra pobremente representado en el registro. Luego se produce un regreso a la configuración anterior y el sistema de transferencia se vuelve más arenoso y comienza la mayor preservación de planicies (asociación 3). Esta pérdida de eficiencia continúa y se pasan a espesos sedimentos finos que representan un sistema de endicamiento lagunar y microdelta, representado por la asociación de facies 5 (Fangolitas en bancos tabulares y conglomerados polimícticos).

Luego se observa un período de importante erosión que labra una superficie fuertemente irregular sobre las fangolitas de la asociación anterior. Por encima se encuentran depósitos pertenecientes a redes entrelazadas brechosas posiblemente asociadas a un sistema de río colector-conoide (asociación de facies 2, Brechas). Si bien estos sistemas se caracterizan por aporte de tipo local esta unidad recicla el material erosionado previamente y se encuentra representada por una mezcla de las asociaciones AM y AP. Posteriormente se desarrolla una espesa sucesión de brechas caóticas depositadas en un ambiente abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad (asociación de facies 1). Por encima se instaure un ambiente de barreal con aporte local desde las sierras (AM, asociación 6, fangolitas en bancos tabulares y brechas monomícticas).

Sobre esta unidad se encuentran las brechas y areniscas rojizas de la asociación de facies 7; que se habrían depositado ambiente de sistema río colector-conoide. Dentro de esta asociación probablemente también haya participación de sistemas de abanicos coluviales dominados por flujos fluidos. Por último se depositan un conjunto de brechas en un ambiente de pendiente aluvial, correspondiente a la asociación de facies 8 (Brechas estratificadas). Ambas unidades dominadas por aporte gravoso local (asociación AM).

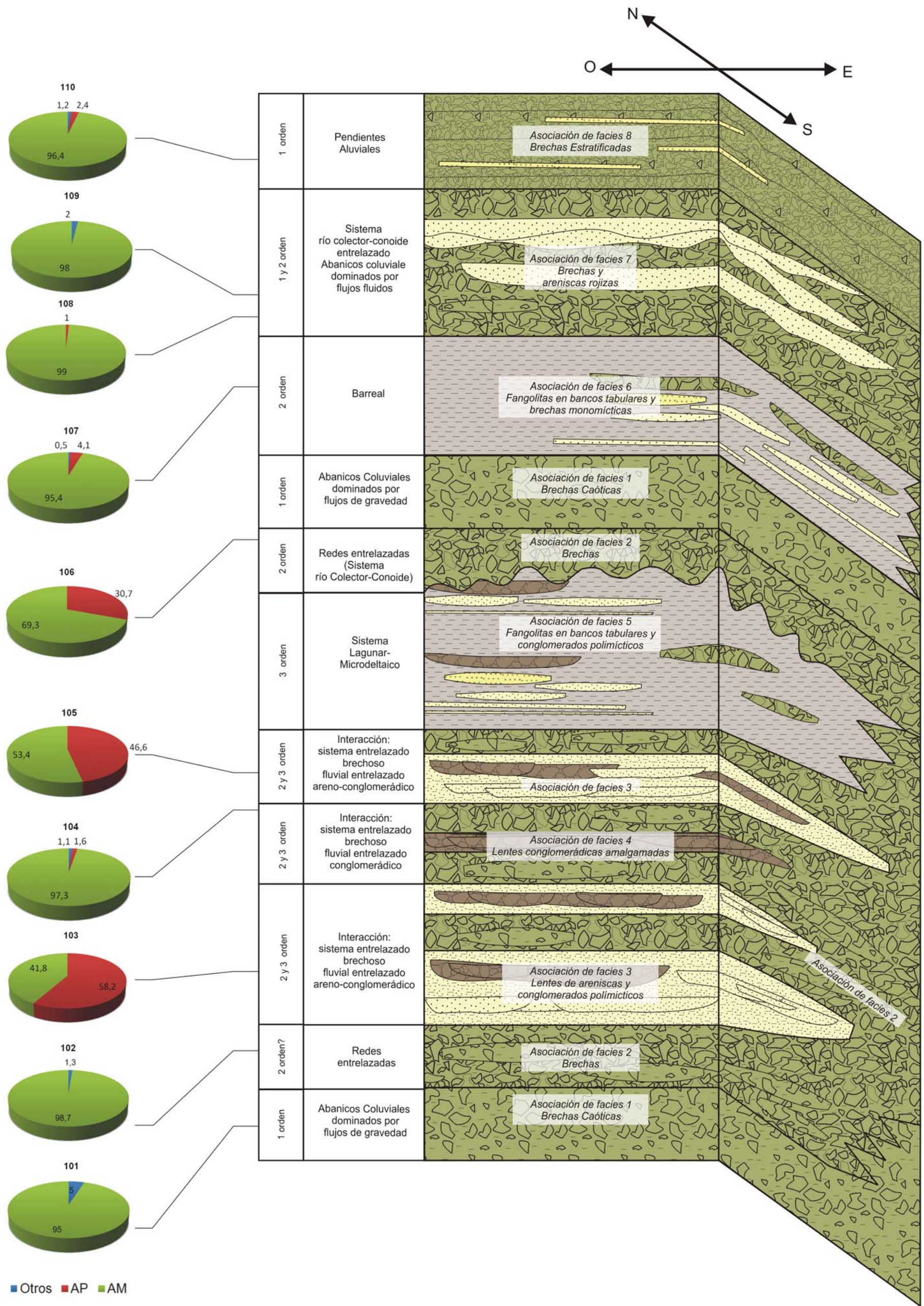


Figura X.18: Esquema (no a escala) de la distribución de asociaciones de facies de la Formación Cuesta del Viento, junto con su interpretación paleoambiental. A la derecha se observan los porcentajes de las distintas asociaciones de clastos presentes dentro de cada unidad (AM: asociación metamórfica de bajo grado; AP: asociación plutónica).

X.4 FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL (*nov. nom.*)

Se propone esta denominación para incluir al intervalo estratigráfico dominado por areniscas pardas a verdosas con entrecruzamiento de gran escala aflorante en el faldeo oriental de la sierra de Caracol.

X.4.1 ANTECEDENTES

Primeramente esta unidad fue mapeada por Furque (1979) como parte de la Formación El Corral. Posteriormente parte de esta fue mapeada por Jordan *et al.* (1993) en el valle de Caracol, incluyéndolas dentro de las “unidades eólicas miocénicas”. Luego Suriano y Limarino (2005) mapearon a la formación como una unidad independiente y la denominaron informalmente areniscas entrecruzadas.

X.4.2 LITOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN

Las sedimentitas de esta unidad afloran en el sector occidental del valle de Caracol (ver Fig. V.4) en un cordón discontinuo que bordea el faldeo oriental de la sierra homónima.

La sucesión se encuentra formada por dos unidades claramente distinguibles, un sector inferior morado pelítico-conglomerádico y el sector superior, de mayor espesor, pardo verdoso y principalmente arenoso.

X.4.3 ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACIÓN PALEOAMBOIENTAL

Se realizó un perfil sedimentario de esta unidad en el sector sur del valle de Caracol en las cercanías del río Jáchal, donde fueron reconocidas tres asociaciones de facies (Fig. X.19 y X.20).

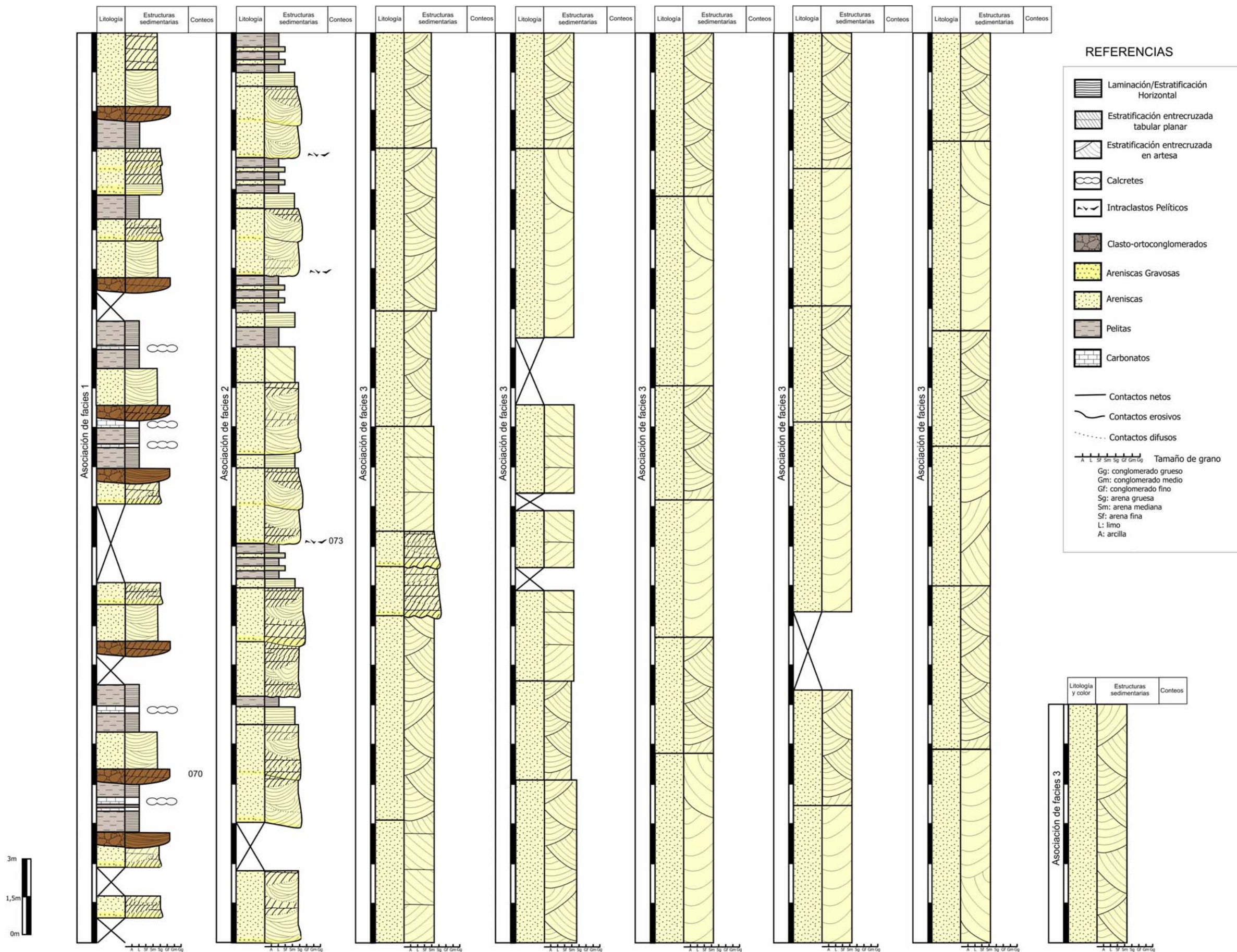


Figura X.19: Perfil de la Formación Angostura del Caracol.

Asoc. de Facies	Litofacies	Interpretación	Ambiente	
1 Bancos tabulares de conglomerados y pelitas rojizas	Gcp	Flujo fluido, migración de barras transversales	Canal	Sistema fluvial meandriforme gravo-arenoso
	Gcl	Flujo fluido, migración de barras longitudinales		
	Gcm	Flujo fluido, residuo de canal		
	SGp/Sp	Flujo fluido, migración de megaóndulas 2D	Planicie	
	Fl	Suspensión/Decantación		
	P	Calcretización		
2 Bancos tabulares de Areniscas verdes y Pelitas rojizas	St/SGt	Flujo fluido, migración de megaóndulas 3D	Canal	Sistema fluvial meandriforme arenoso efímero
	Sp/SGp	Flujo fluido, migración de megaóndulas 2D		
	Fl	Suspensión/Decantación	Planicie	
	Sh/Sm	Flujo Fluido, canales y crecidas en manto		
	Spg	Migración de dunas de crestas rectas	Meso-formas eólicas	
3 Megasetes de areniscas entrecruzadas	Spc	Migración de dunas de crestas sinuosas	Campo de Dunas	Sistema eólico intermontano
	Spg	Migración de <i>draas</i>		
	Sp/St	Flujos fluidos, Migración de megaóndulas 2D y 3D	Fluvial efímero	

Figura X.20: Cuadro interpretación de litofacies y asociaciones de facies reconocidas en el perfil de la Formación Angostura del Caracol.

Asociación de facies 1 (Bancos tabulares de conglomerados y pelitas rojizas)

Esta unidad se encuentra formada por siete litofacies (Fig. X.20 y X.21 a). La más gruesa corresponde ortoconglomerados clasto-soportados, con clastos redondeados a subredondeados de hasta 10 centímetros (en promedio 4 centímetros) de granitos, vulcanitas ácidas, silíceos y metasedimentitas de la Formación Yerba Loca (Fig. X.21 a y b). Se presentan en bancos tabulares de color castaño rojizo de hasta 40 centímetros de potencia y con estratificación entrecruzada tabular planar, de bajo ángulo o masivos (litofacies Gcp, Gcl y Gcm). También se encuentran areniscas y areniscas gravillosas con estratificación entrecruzada tabular planar (Litofacies SGp y Sp). El resto corresponde a pelitas de color rojo oscuro finamente laminadas (litofacies Fl, Fig. X.21 a y c). Intercaladas con las anteriores o en la base de los conglomerados se encuentran niveles de calcretes, (litofacies P, Fig. X.22 a) de hasta 50 centímetros de espesor y gran

continuidad lateral. Se caracterizan por ser masivos o nodulares, su base es gradacional y el techo neto.



Figura X.21: a)Litofacies de la asociación de facies 1, b)Detalle de las litofacies conglomerádicas; d) Detalle de la litofacies pelítica.

Se interpreta a los conglomerados como depositados por un flujos fluidos debido a su carácter clasto-soportados y, en los casos en que se encuentran presentes, a las estructuras de corriente que representan la migración de barras gravosas transversales y longitudinales (litofacies Gcp y Gcl, respectivamente; Hein y Walker, 1977). Las areniscas y areniscas gravillosas son explicadas como producto de la migración de megaóndulas de crestas rectas y junto con los conglomerados son interpretadas como depositadas a partir de la acción de flujos fluidos canalizados. Por su parte las pelitas laminadas corresponden a decantación en un ambiente de baja energía de planicie.

Los calcretes son interpretados como pedogenéticos debido a su base gradacional, su techo neto, su continuidad lateral y su estructura macroscópica (Pimentel *et al.*, 1996). También es tomada en cuenta la asociación con pelitas laminadas, que indican un ambiente de baja energía de planicie, lo que indicaría una afinidad pedogénica más que freática. En los casos en que los calcretes se asocian a la base de los bancos conglomerádicos se encuentran intraclastos carbonáticos (Fig. X.22 b) que indican que la calcretización se produjo antes que la depositación de los sedimentos más porosos del canal, lo que también apoya un origen pedogenético.

Así como la ausencia de paleosuelos indica una rápida depositación o erosión, la presencia de éstos y en particular de espesos calcretes masivos (*hard pan*) indica largos períodos de estabilidad del paisaje (Einsele, 2000). Según Wright y Tucker (1992) para que se desarrollen duricostras (como ferricretes, calcretes o silcretes) deben por lo menos pasar 10ka con tasas de sedimentación menores a 1mm/a. En particular los calcretes pedogénicos son además indicadores de climas cálidos en los que la precipitación es menor que la evaporación, hay escasa vegetación y el agua raramente percola en el sustrato (Einsele, 2000).

Se interpreta esta asociación como un sistema fluvial meandriforme areno-gravoso (McGowen y Garner ,1970 y Allen, 1970), debido a la geometría de los bancos y los arreglos granodecrecientes. Se encuentran representados los elementos arquitecturales CH, SB, LA (escaso) y FF, y correspondería a un sistema fluvial

intermedio entre un meandriforme gravo-arenoso (F de Miall, 1996), y uno meandriforme arenoso efímero (I de Miall, 1996). Debido a la presencia de calcretes de origen pedogénico y la ausencia de depósitos de lóbulos de desbordamiento podría asociarse con un sistema efímero pero llama la atención la escasa proporción de intraclastos y son comunes, aunque de grano fino a muy fino, los conglomerados extraformacionales que no se observan en el modelo efímero de Miall (1996).



Figura X.22: a) Calcrete, litofacies P; b) Intraclastos carbonáticos en los bancos conglomerádicos.

Asociación de facies 2 (Bancos tabulares de Areniscas verdes y Pelitas rojizas)

Esta asociación se encuentra formada por areniscas y en menor proporción pelitas (Fig. X.23). Los bancos de areniscas son de color verdoso (Fig. X.23 a, b y c) y se presentan con estructuras entrecruzadas en artesa y tabular planar (litofacies St y Sp), en ocasiones se preservan el techo de las mesoformas (Fig. X.23 b y c). En la base de los bancos de areniscas se encuentran niveles de conglomerados finos intra (Fig. X.23 d) y extraformacionales y areniscas gravillosas con entrecruzamientos (litofacies SGp, SGt y en menor proporción Gcp y Gct). Poseen clastos redondeados de granitos, vulcanitas ácidas, silíceos, metasedimentarios verdosos y, aparecen en esta unidad, abundante cantidad de intraclastos pelíticos (Fig. X.23 d). Los bancos arenosos se presentan de dos

formas: en potentes bancos tabulares de hasta 2 metros de espesor, surcados por superficies de migración lateral o en bancos lenticulares de menos de 1 metro de potencia. Esporádicamente se encuentran bancos arenosos con entrecruzamiento tabular planar de gran escala (litofacies Spg), formando sets aislados de hasta un metro y medio de espesor.

Intercalados con las areniscas descritas anteriormente se encuentran bancos de hasta dos metros de espesor formados por la alternancia de pelitas y areniscas finas que representan entre el 15 y 20% de la asociación. Dominan las pelitas rojizas laminadas (litofacies Fl), en menor proporción se encuentran areniscas finas con laminación horizontal o masivas (litofacies Sh y Sm) con geometrías tabulares o plano convexas (Fig. X.23 a y c).

Los sets entrecruzados se interpretan como depositados a partir de la migración de megaóndulas o barras areno-gravosas 2 y 3D (litofacies Sp, St, SGp, SGt, Gcp y Gct; Collinson y Thompson, 1989). Los arreglos granodecrecientes, la presencia de superficies de migración lateral (Fig. X.23) y la tabularidad de los bancos permiten interpretarlos como depositados en un sistema unicanalizado de alta sinuosidad correspondiente a canales meandriformes (Miall, 1996). Los bancos lenticulares de menor porte son interpretados como canales alimentadores de lóbulos de desbordamiento (canales de *crevasse*, Ethridge *et al.*, 1981). Los sets de arenas entrecruzadas de mayor porte (litofacies Spg) habrían sido generados como producto de la migración de dunas eólicas (Hunter, 1976, 1977 y Kocurek y Dott 1981) asociadas al sistema fluvial.

Las areniscas laminadas son interpretadas como depositadas en los sectores más distales de los lóbulos de desbordamiento (lóbulos de *crevasse*; Ethridge *et al.*, 1981). Las pelitas por su parte son producto de la decantación luego de las crecientes. Ambas litofacies representan un ambiente de planicie de inundación, que es luego erosionado por los canales antes mencionados, donde se encuentra representada por conglomerados intraformacionales.

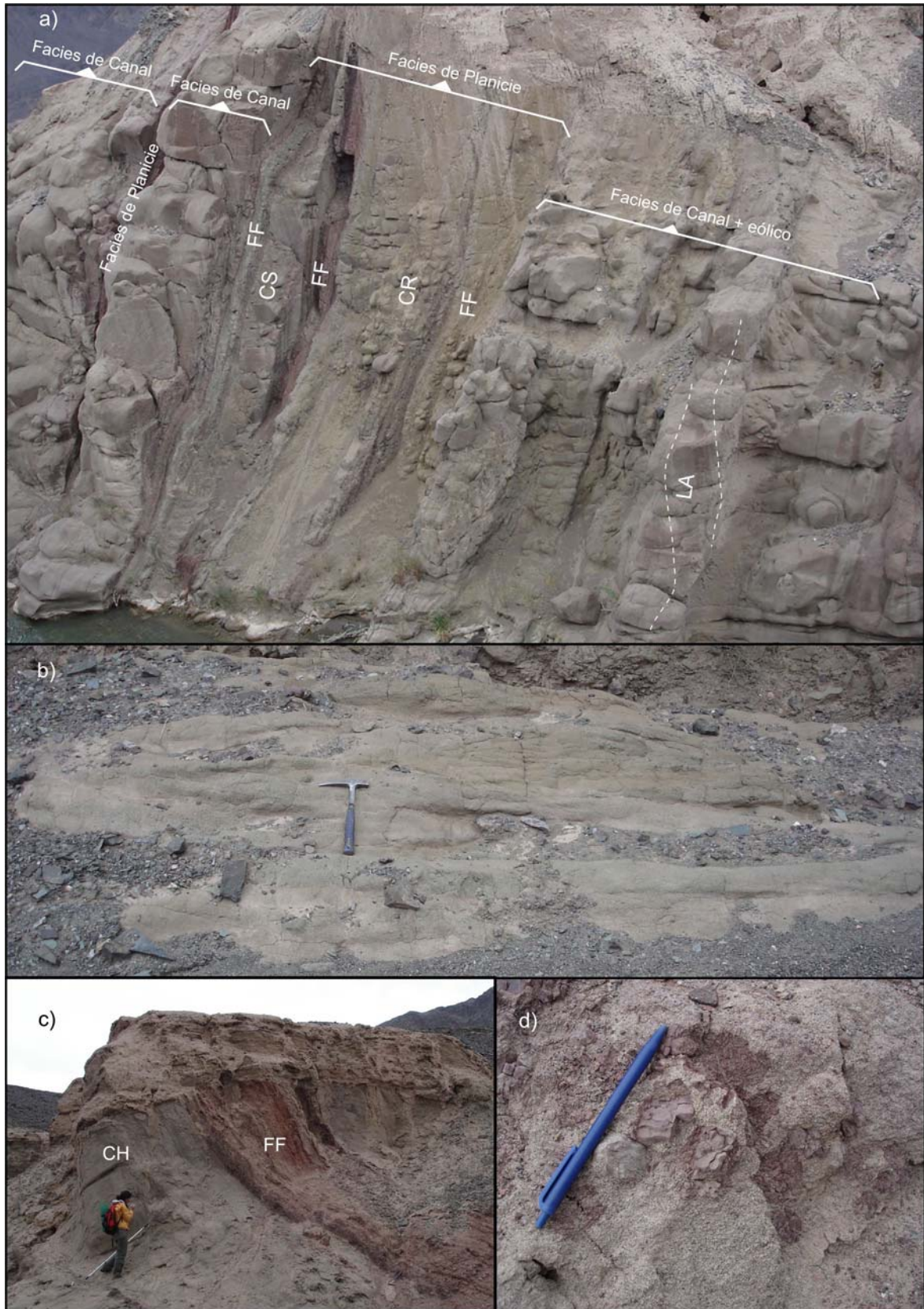


Figura X.23: a) Vista general de la asociación de facies 2 (bancos tabulares de areniscas verdosas y pelitas rojizas) de la Formación Angostura del Caracol con a interpretación de los subambientes reconocidos; b) Litofacies arenosas de la asociación de facies 2; c) Detalle de los canales arenoso y las planicies pelíticas; c) Intraclastos pelíticos.

Este conjunto representa a un sistema fluvial meandriforme arenoso (Allen, 1970 y Ethridge *et al*, 1981), y se desvía del modelo característico debido a la escasa preservación de los depósitos de cuenca de inundación. Este sistema se caracteriza por la presencia de los elementos arquitecturales CH, SB, LA, CS y FF, representando un sistema fluvial formado por una red de canales de media a alta sinuosidad, asociado a planicies de inundación fangosas y de tipo efímero. Siguiendo a Miall (1996) correspondería a un intermedio entre los tipos fluviales H e I, meandriforme arenoso y meandriforme arenoso efímero. Se asocia con un sistema efímero debido a la abundante presencia de conglomerados intraformacionales, las intercalaciones eólicas y la presencia de superficies de reactivación dentro de los canales (Sheperd, 1987).

Asociación de facies 3 (Megasetes de areniscas entrecruzadas)

Esta asociación se encuentra formada por litoarenitas feldespáticas (Folk *et al*, 1970) medianas a finas, ocre y pardas a verdosa con tres tipos de arreglos. El más abundante corresponde a sets de escala grande (de hasta 2 metros de espesor) y gigante (de hasta 7 metros de espesor, Fig. X.24 a y b) de areniscas finas a medianas. Los primeros se presentan con estratificación entrecruzada en cuña (Spc) y los de mayor porte con estratificación tabular planar (Spg). En las caras frontales de los sets de gran escala se observan láminas más gruesas de hasta 1 centímetro de espesor que se acuñan antes de llegar a la base (Fig. X.24 c,1). Luego se encuentran láminas de areniscas finas de varios milímetros de espesor masivas (Fig. X.24 c,2). Por último en algunas capas se observa gradación inversa de intralámina (Fig. X.24 c,3).

En corte delgado estas areniscas se observan bien seleccionadas, con textura clasto-soportada y con clastos muy angulosos (Figs. X.25 y X.26). Dentro de la fracción clástica (87%) dominan los líticos volcánicos (45%, Figs. X.27 y X.28), que son en su mayoría meosilíceos, aunque se observa la presencia de algunos líticos volcánicos ácidos y de vidrio. También presenta una gran cantidad de plagioclasa (40%) y como componentes menores aparecen cuarzo (7%), feldespato potásico (3%) y opacos y

prioxenos (5%). El cemento (8%) se encuentra formado principalmente por *rimms* de arcillas (posiblemente cloritas, Fig. X.27) y por arcillas criptocristalinas ocluyendo los poros (Fig. X.29). Ocasionalmente se encuentran parches de óxidos de hierro. La muestra presenta una porosidad óptica baja (5%) de tipo primaria.

Intercalados ocasionalmente con los megasetes de areniscas entrecruzadas descritos anteriormente aparecen areniscas medias, formando sets de hasta 70 centímetros de espesor, con laminación entrecruzada tabular planar y entrecruzada en artesa (Sp y St). En menor proporción se encuentran areniscas con laminación horizontal. Estas litofacies aparecen agrupadas en bancos de hasta 4 metros de espesor con bases erosivas irregulares sobre las que en algunos casos se apoyan areniscas gruesas hasta gravillosas.

Se interpreta esta asociación como de origen principalmente eólico debido a su monotonía litológica y buena selección. Los sets de gran escala se interpretan como producto de la migración de dunas eólicas de crestas sinuosas (litofacies S_{pc}) y rectas (S_{pg}), debido a la estructura característica (Hunter, 1976, 1977, y Kocurek y Dott, 1981). La geometría de las distintas láminas permite diferenciar la participación de los distintos procesos eólicos que generan la migración de las dunas, las láminas finas y masivas se interpretan como producidas por el proceso de caída de granos (*grainfall*; Hunter, 1977 y Kocurek y Dott, 1981) las más gruesas y discontinuas corresponden a avalanchas de granos (*grainflow*; Kocurek y Dott, 1981 o *sandflow cross-stratification*; Hunter, 1977) y por último aquellas con gradación inversa de intralámina corresponden a la migración ascendente de ondulaciones eólicas (*climbing translated strata*, Kocurek y Dott, 1981 o *climbing ripple structure*; Hunter, 1977).

Las intercalaciones de areniscas con entrecruzamientos de menor escala, bases erosivas y granulometría más gruesa se interpretan como producto de sistemas fluviales arenosos de tipo entrelazado que interactuaban con el sistema eólico. Los bancos tabulares con laminación horizontal corresponden a crecidas en manto asociadas a los canales fluviales.

El ambiente en general de la asociación correspondería a un ambiente de interacción eólica-fluvial dentro de una depresión intermontana (Tripaldi *et al.*, 1998), con una importante proporción de depósitos eólicos y subordinados los depósitos correspondientes a los sistemas fluviales asociados. Es común que los cursos fluviales sean los que aportan material arenoso al sistema eólico, como ocurre en el caso de la Pampa de Gualilán (Capítulo IX)

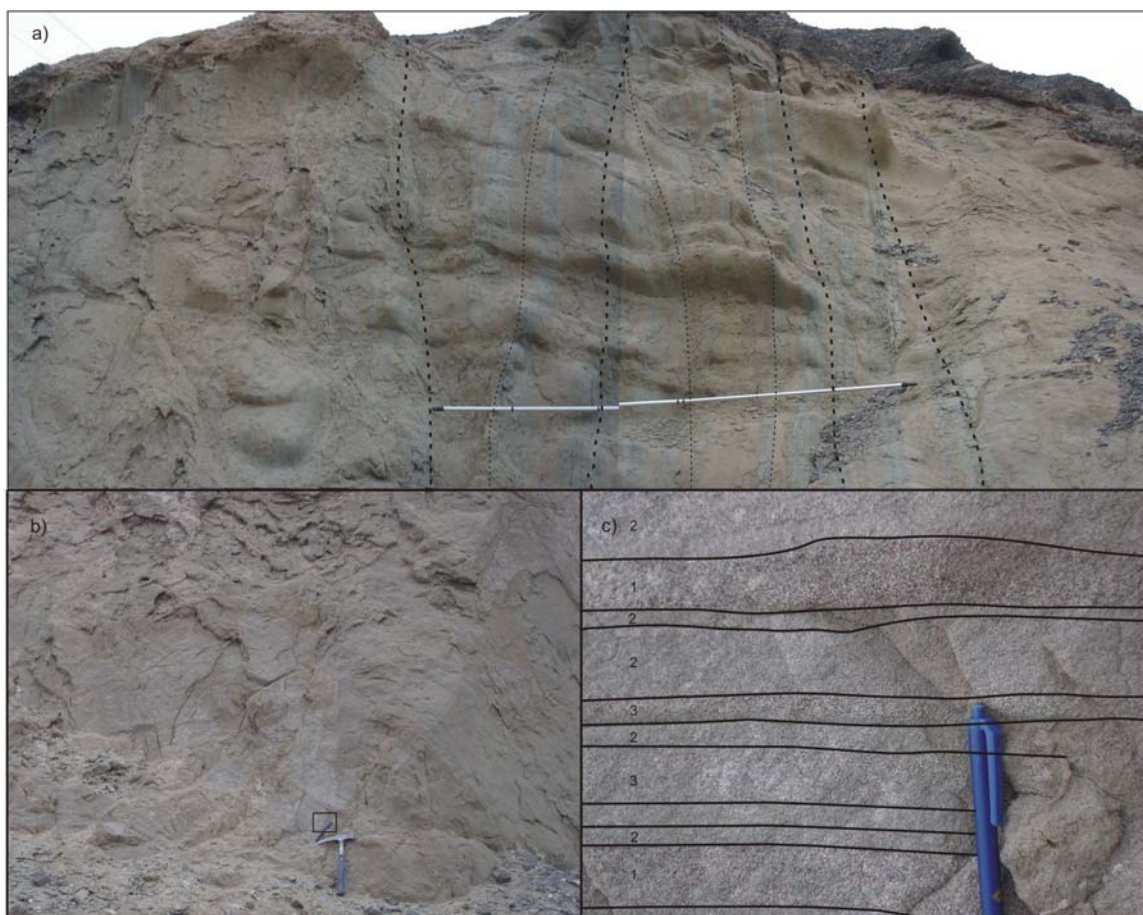


Figura X.24: a) Vista general de la asociación de facies 3 (megaset de areniscas entrecruzadas) de la Formación Angostura del Caracol; b) Set de areniscas con estratificación entrecruzada gigante (Spg); c) Detalle de la anterior, ver texto para más información.

X.4.4 EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación Angostura del Caracol sobreyace a las sedimentitas rojas de la Formación Puesto La Flecha en el valle de Caracol y su límite superior es un contacto de falla con la Formación Yerba Loca.

Como ya ha sido mencionado, Jordan *et al.* (1993) asignaron una edad de desarrollo de 14 a 15 Ma (Mioceno medio), por interpretarlo como un depósito eólico equivalente lateral de la Formación Cerro Morado. Para Milana (1993), en cambio, las eolianitas estarían estratigráficamente por encima de la Formación Cerro Morado, pero les asigna una edad similar. Alonso *et al.* (2009) lo proponen también como un correlativo lateral de la Formación Cerro Morado debido a la extensa participación de vulcanitas en su sedimentación y le asignan un intervalo de desarrollo entre el Mioceno temprano y Medio.

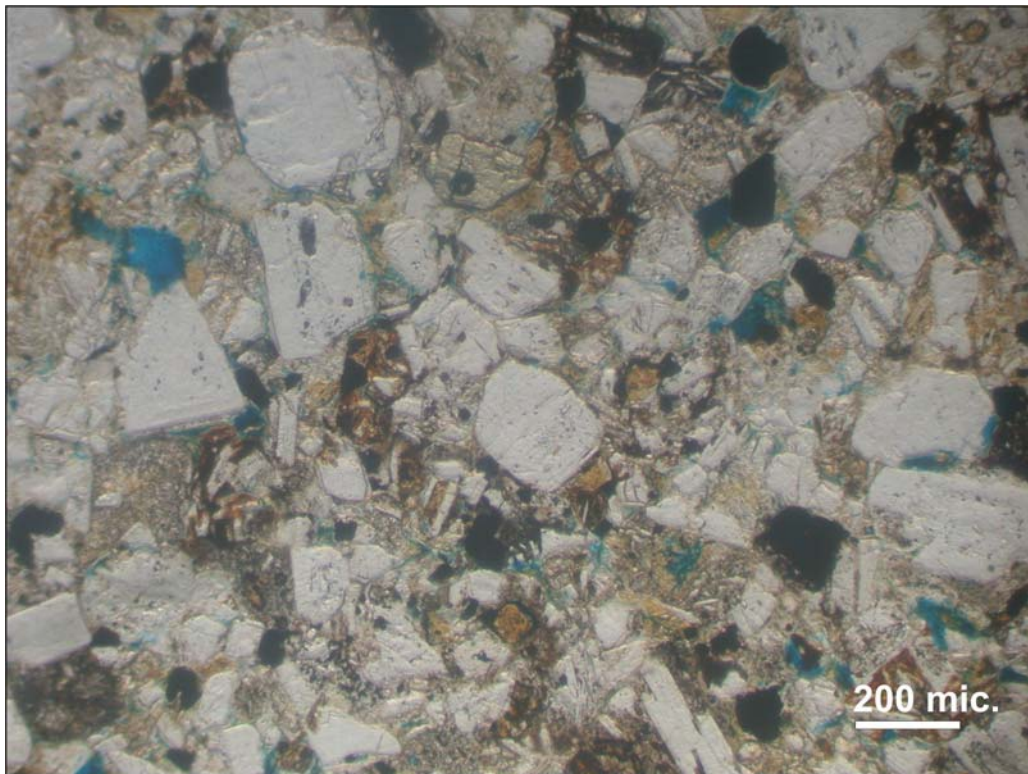


Figura X.25: a) Aspecto general de la litoarenita feldespática, nicoles paralelos, notese la dominancia de líticos volcánicos y plagioclasa.

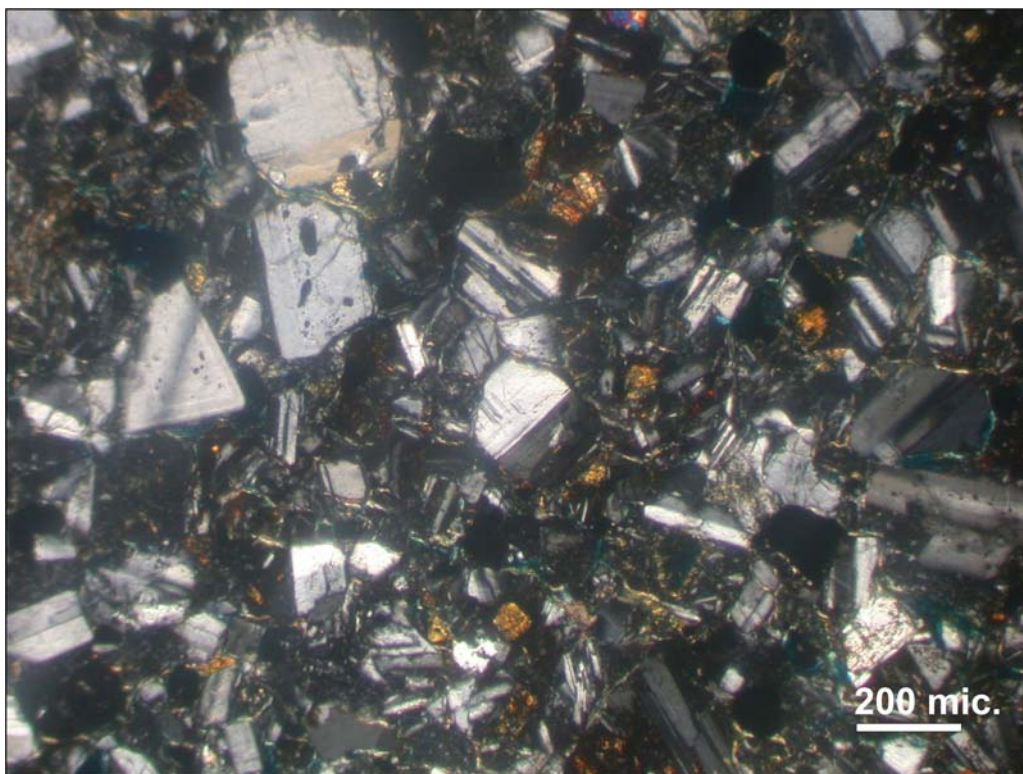


Figura X.26: idem. figura X.25 con nicoles cruzados.

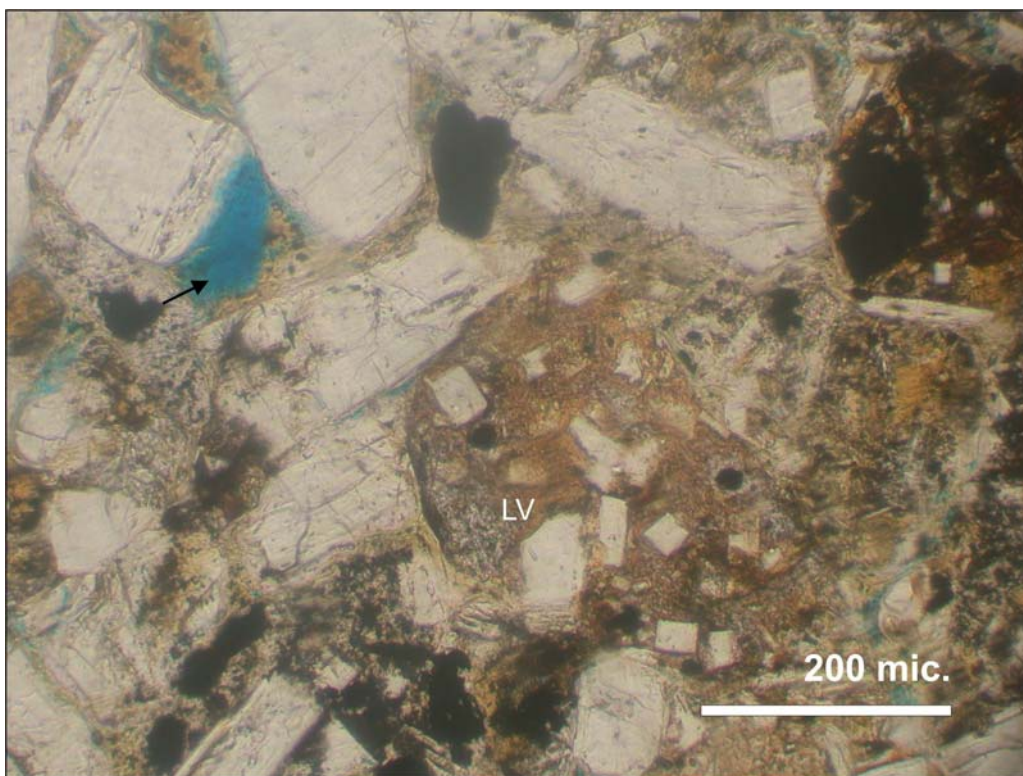


Figura X.27: Detalle de un lítico volcánico mesosilíceo (LV) y remanente de la escasa porosidad primaria de la roca (flecha).

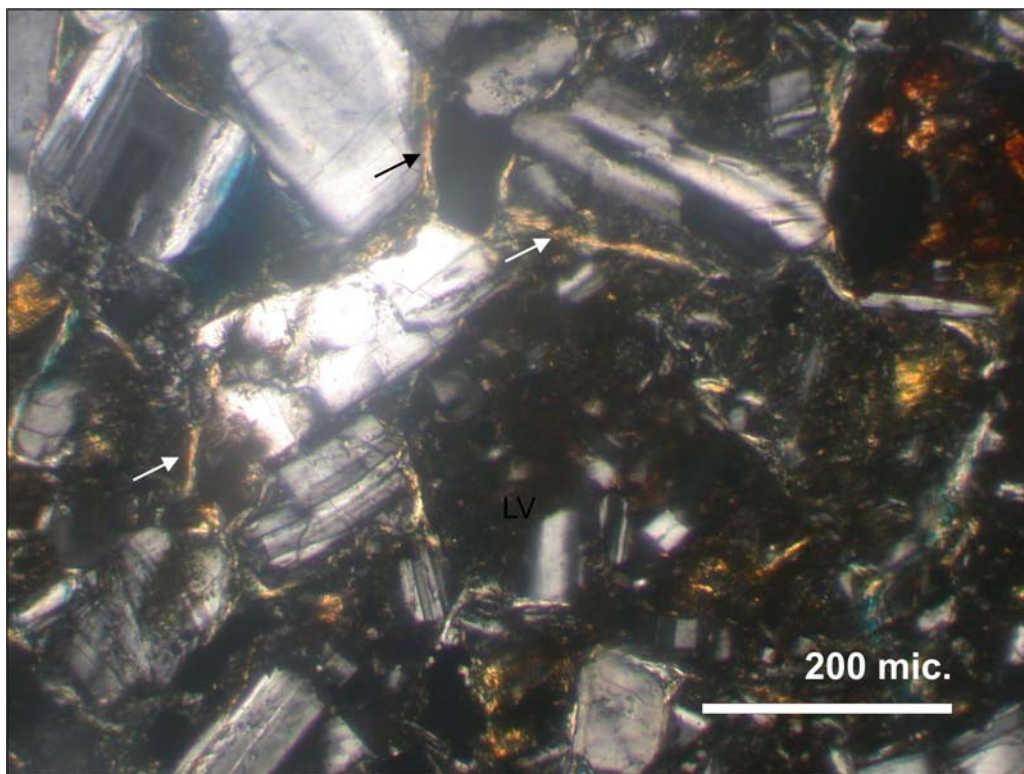


Figura X.28: idem. Figura X.27 con nicoles cruzados, observar el cemento arcilloso (clorita?) recubriendo los clastos (flecha).

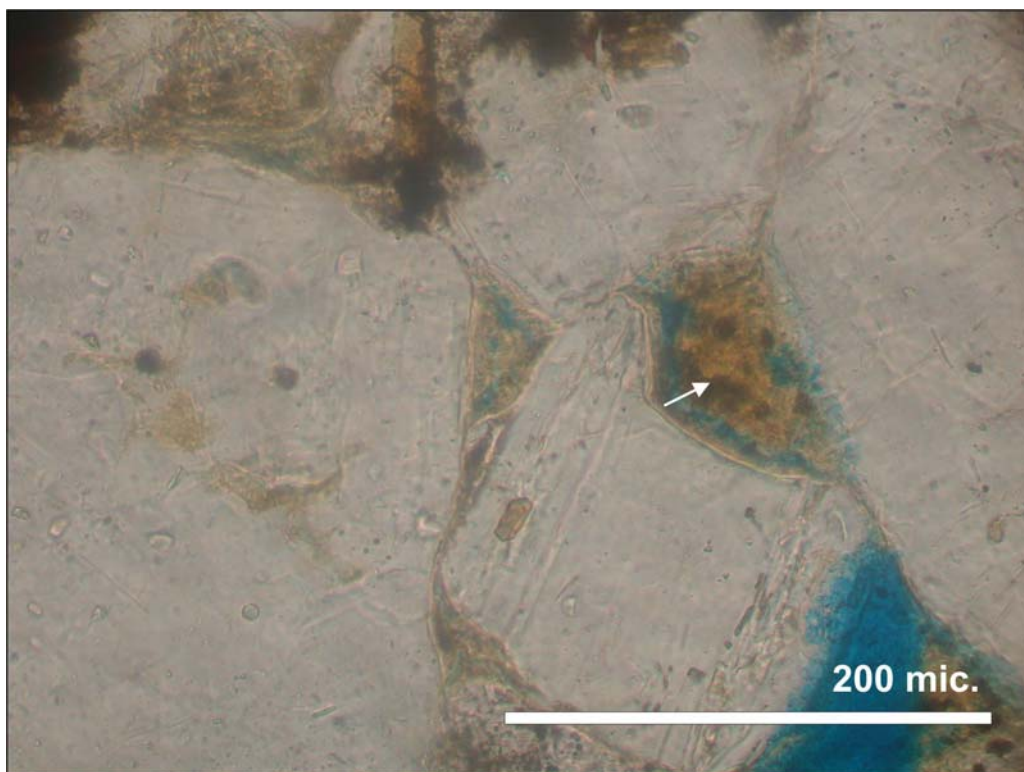


Figura X.29: Parte de la escasa porosidad primaria preservada entre los clastos de plagioclasa. Se observa el cemento arcilloso recubriendo los clastos y arcilla criptocristalina de oclusión (flecha).

X.4.5 ANÁLISIS DE MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL

Dentro de las unidades terciarias analizadas esta es la que presenta menor proporción de bancos de grano grueso. Los litotipos reconocidos en los conteos de conglomerados (Fig. X.14 y X.30) corresponden a filitas, vulcanitas básicas, ácidas, plutonitas ácidas e intraclastos pelíticos.



Figura X.30: Litotipos reconocidos en los bancos psefíticos de la Formación Angostura del Caracol, a) Vista general de la asociación de litotipos más común dentro de la unidad, VA (vulcanitas ácidas), PA (plutonitas ácidas) F (filitas).

Según el modelo de evolución propuesto por Alonso *et al.* (2009) las áreas de aporte para la Formación Angostura del Caracol son similares a las de la Formación Cuesta del Viento. Excepciones a lo antes dicho son, el ascenso de algunos cordones precordilleranos que exponen a la Formación Yerba Loca, y el vulcanismo de la Formación Cerro Morado (Furque, 1979) que aporta clastos de vulcanitas ácidas y piroclastitas desde el norte y este (Fig. X.31). Si bien el mapa es general algunos de los cordones menores que exponen las sedimentitas terciarias intermontanas de precordillera podrían haber configurado un área de aporte.

Debido a la mayor variedad de las áreas de aporte y su litología la única asociación de litotipos que se mantiene igual que en el caso de la Formación Cuesta del Viento es la metamórfica de bajo grado (AM). Por otra parte se encuentran las plutonitas ácidas claramente provenientes desde la Cordillera. En cuanto a las vulcanitas existe aquí la posibilidad de que correspondan a un aporte desde el oeste como a un aporte desde el norte o el este correspondiente al evento volcánico relacionado a la Formación Cerro Morado (Limarino *et al.* 2002). Luego se encuentran en algunos niveles abundantes intraclastos pelíticos (Fig. X.23 d).

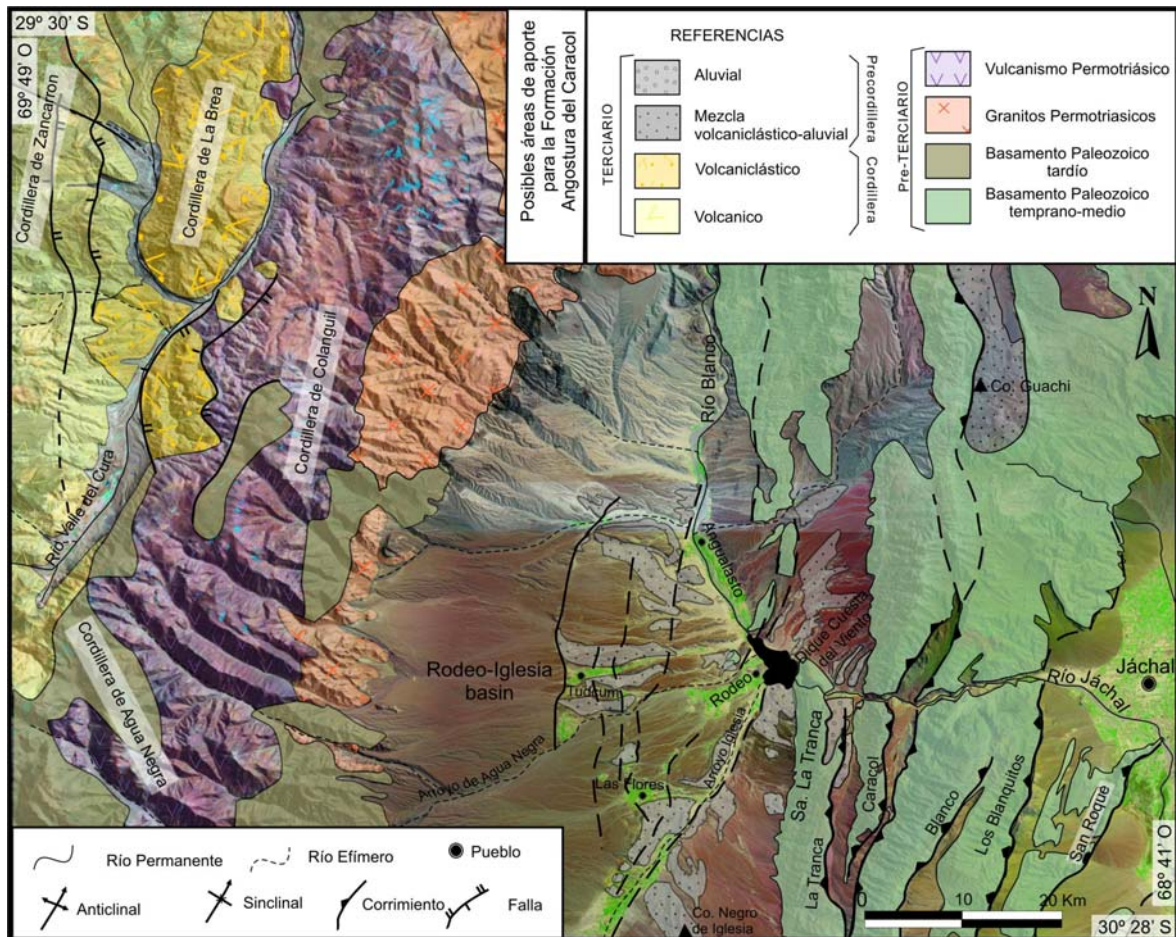


Figura X.31: Mapa indicando las posibles áreas de aporte para la Formación Angostura del Caracol (modificado de Alonso *et al.* 2009). Según el esquema propuesto por Alonso *et al.* (2009) el basamento paleozoico sólo afloraba en el área de la sierra de La Tranca y probablemente en la sierra de Caracol para el momento de depositación de la Formación Angostura del Caracol.

X.4.6 EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN ANGOSTURA DEL CARACOL

Esta unidad habría sido depositada entre los corrimientos de la Precordillera Occidental al oeste (La Tranca y probablemente Caracol) y la faja volcánica miocena al este (Limarino *et al.*, 2002; Jordan *et al.*, 2001 y Alonso *et al.* 2009). Su perfil comienza con los depósitos producidos por un sistema fluvial meandriforme areno-gravoso (asociación de facies 1, bancos tabulares de conglomerados y pelitas rojizas, Fig. X.32). Este sistema se encuentra representado por conglomerados areniscas y pelitas de color rojo oscuro con intercalaciones de calcretes. Posee una combinación de aporte desde el oeste, representado por la asociación metamórfica de bajo grado y las plutonitas ácidas, con participación de vulcanitas ácidas e intermedias, esta tendencia continúa en la asociación de facies posterior, donde se suma la participación de intraclastos pelíticos.

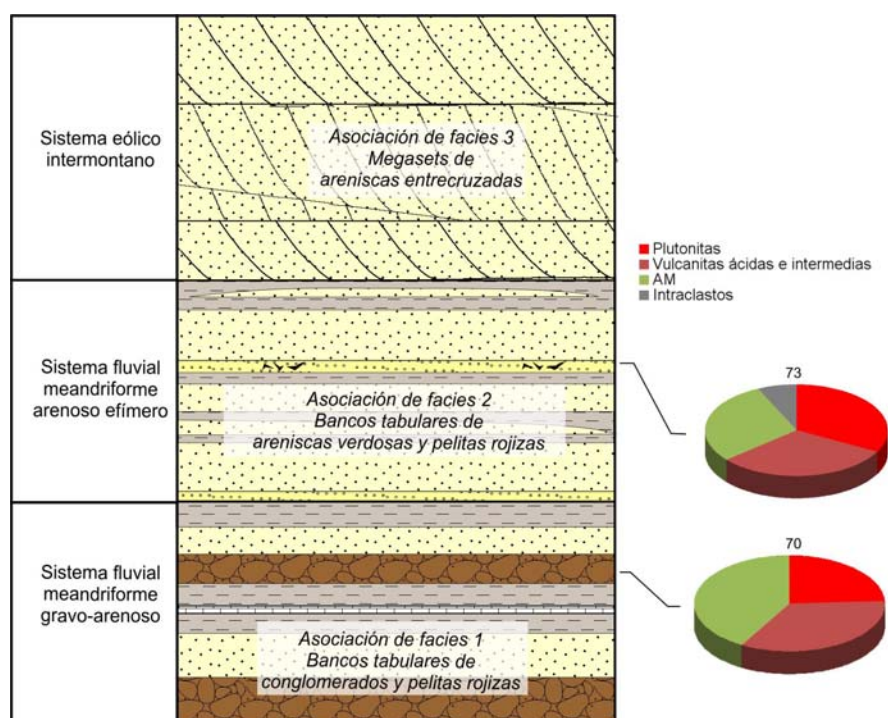


Figura X.32: Esquema (no a escala) de la distribución de asociaciones de facies de la Formación Angostura del Caracol junto con su interpretación paleoambiental (AM: asociación metamórfica de bajo grado).

La siguiente asociación de facies representa la evolución hacia un sistema fluvial meandriforme arenoso efímero (asociación de facies 2, bancos tabulares de areniscas verdosas y pelitas rojizas, Fig. X.32), espesos paquetes arenosos representan los canales y delgados paquetes de pelita habrían sido depositados en un ambiente de planicie que se encuentra representado mayormente en los conglomerados intraformacionales de los canales. Luego continuando con la aridización del ambiente junto con la importante provisión arenosa se desarrolla un sistema eólico intermontano (asociación de facies 3, megastets de areniscas entrecruzadas, Fig. X.32) que muestra un importante aporte volcánico desde el este y nor-este (Fig. X.25).

XI. SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE *PIGGYBACK* TERCIARIAS:

FORMACIÓN RODEO

XI.1. INTRODUCCIÓN

Con el objetivo de continuar con el análisis de sucesiones antiguas de cuencas de *piggyback* se presenta en este capítulo el estudio de la parte inferior de la Formación Rodeo. Esta unidad terciaria fue depositada en una extensa cuenca intermontana de *piggyback* (Beer *et al.*, 1990), la que formó una depresión elongada en sentido norte-sur a lo largo de un lineamiento estructural asociado a la colisión del terreno de chilena durante el Devónico tardío (Ramos *et al.*, 1984) Esta cuenca separa la Cordillera Frontal (al oeste) de la Precordillera (al este) y su relleno volcánico-sedimentario corresponde a la Formación Rodeo.

XI.2. FORMACIÓN RODEO

Se agrupa dentro de esta unidad a una espesa sucesión sedimentaria y volcanoclástica, integrada principalmente por conglomerados, areniscas, pelitas, piroclastitas, tobas y en menor proporción brechas, que afloran en una estrecha faja ubicada entre la Cordillera Frontal y las estribaciones más occidentales de la Precordillera.

XI.2.1. ANTECEDENTES

Fue definida por Furque (1979) en su hoja relevada 1963. Años más tarde, Wetten (1975) distinguió, en el mismo conjunto, a las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, reunidas dentro del Grupo Iglesia. Luego distintos autores al estudiar la sucesión emplearon alguno de los esquemas anteriores (Weidmann *et al.*, 1985, Tabbutt *et al.*, 1989 y Re y Barredo, 1993b). En este trabajo se utiliza la definición propuesta por Furque (1979) siguiendo el criterio de Gagliardo *et al.* (2001).

Trabajos de carácter regional fueron realizados por Beer *et al.* (1990), Re *et al.* (2003) y Ruskin y Jordan (2007). En el primero los autores identificaron seis secuencias depositacionales a partir del análisis de líneas sísmicas, luego Re *et al.* (2003) y Ruskin y Jordan (2007) en base a datos magnetoestratigráficos, sísmicos y paleopedológicos reconocieron 11 secuencias depositacionales. Bercowski (1993) analizó las facies piroclásticas de esta unidad, proponiendo el centro de efusividad en las cercanías del Cerro Negro de Iglesia. Gagliardo *et al.* (2001) analizaron la evolución paleoambiental de la unidad su perfil tipo de Cuesta del Viento.

Como se verá más adelante (pág. 193), es incluida dentro de esta formación la secuencia conglomerádica nombrada informalmente por Jordan *et al.* (1993) como “conglomerado castaño” en el valle de La Tranca. En esta Tesis se sigue a Furque que ya había incluido estos depósitos dentro de la Formación Rodeo en la Hoja Geológica de Jáchal (1979), aunque sin discriminarlos de la Formación Cuesta del Viento.

XI.2.2. LITOLOGÍA y DISTRIBUCIÓN

Se agrupan dentro de la Formación Rodeo ortoconglomerados polimícticos, areniscas, ignimbritas y fangolitas. En mucha menor proporción, asociadas en general a la base de la unidad, se encuentran brechas monomícticas. Sus afloramientos se encuentran distribuidos al lo largo de la amplia depresión de la cuenca de Rodeo-Iglesia y afloramientos de menor envergadura se encuentran en valle de la Tranca, tanto al norte del río Jáchal como hacia el sur.

XI.2.3. ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

Se realizaron cuatro perfiles sedimentológicos de detalle de esta unidad, el primero en su localidad tipo (Fig. XI.1), en las cercanías de Cuesta del Viento. En estos afloramientos, que se encuentran al sur del río Jáchal-Blanco en el valle de Rodeo, se expone la mayor parte de la formación, pero se ha analizado solo la sección inferior de esta unidad.

El segundo perfil se realizó en el sector sureste del valle de La Tranca en las cercanías del río Jáchal (Fig. XI.2 a y b). Este perfil fue realizado en dos secciones, la primera corresponde a los afloramientos de la unidad dentro del paleorelieve formado por las estribaciones más occidentales de la sierra de Caracol (Fig. XI.2 a). En el segundo tramo se encuentra representado el resto de la formación hasta donde es puesta en contacto de falla con la Formación Cuesta del Viento (Fig. XI.2 b). Los dos últimos perfiles de la Formación Rodeo fueron efectuados al norte de los anteriores, uno en el valle de la Tranca (Fig. XI.3) y otro en el de Rodeo (Fig. XI.4). En las secciones analizadas han sido reconocidas doce asociaciones de facies (Fig. XI.5).

Asociación de facies 1 (Brechas monomícticas y areniscas)

Esta es la unidad basal de la formación en su perfil tipo en Cuesta del Viento (Fig. XI.1) y en los perfiles del norte de La Tranca y Rodeo (Fig. XI.2 y XI.3). Se apoya en discordancia erosiva sobre las metasedimentitas de la Formación Yerba Loca que constituyen la sierra de La Tranca (Fig. XI.6 a y b). Esta unidad se encuentra formada por tres litofacies, la más abundante corresponde a brechas clasto-soportadas masivas (Bcm). Los clastos alcanzan en promedio 3 centímetros de diámetro, son angulosos y mayormente equidimensionales (debido a que, si bien pertenecen a la Formación Yerba Loca, dominan las vulcanitas básicas sobre las filitas). Las brechas de presentan en bancos tabulares, con un aspecto general desorganizado (Fig. XI.6 c), sin embargo en algunos sectores se distinguen lentes amalgamados que se reconocen por poseer una leve gradación normal (Fig. XI.6 b).

En segundo lugar se reconocen las parabrechas matriz-soportadas masivas (Bmm). Poseen clastos de la misma litología que las anteriores y si bien el tamaño promedio es solo un poco mayor (5 centímetros) los clastos mayores alcanzan hasta 25 centímetros. Se presentan en bancos de hasta medio metro de espesor y límites difusos, que, donde se llegan a distinguir, muestran una geometría de lóbulos biconvexos.

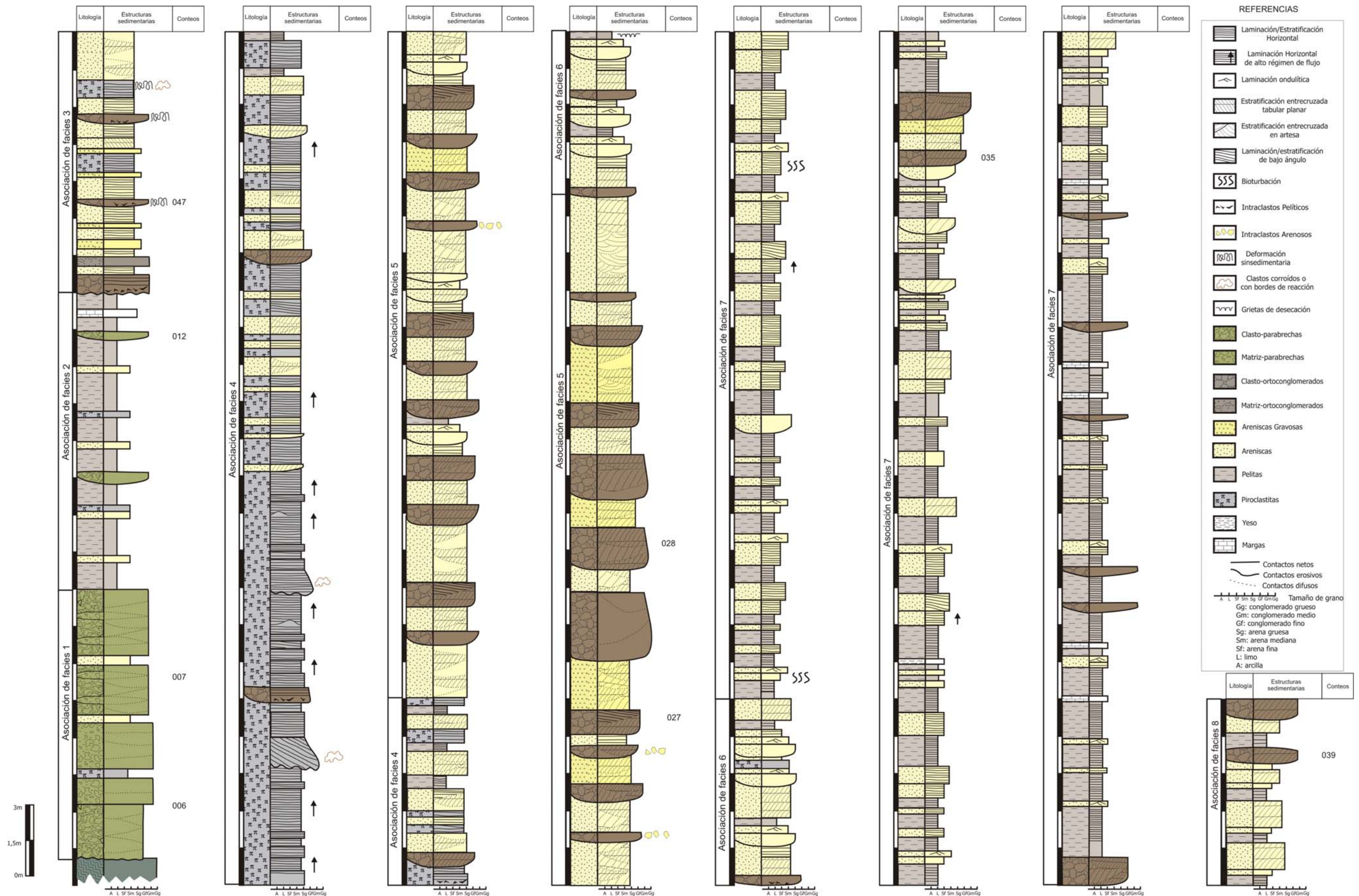
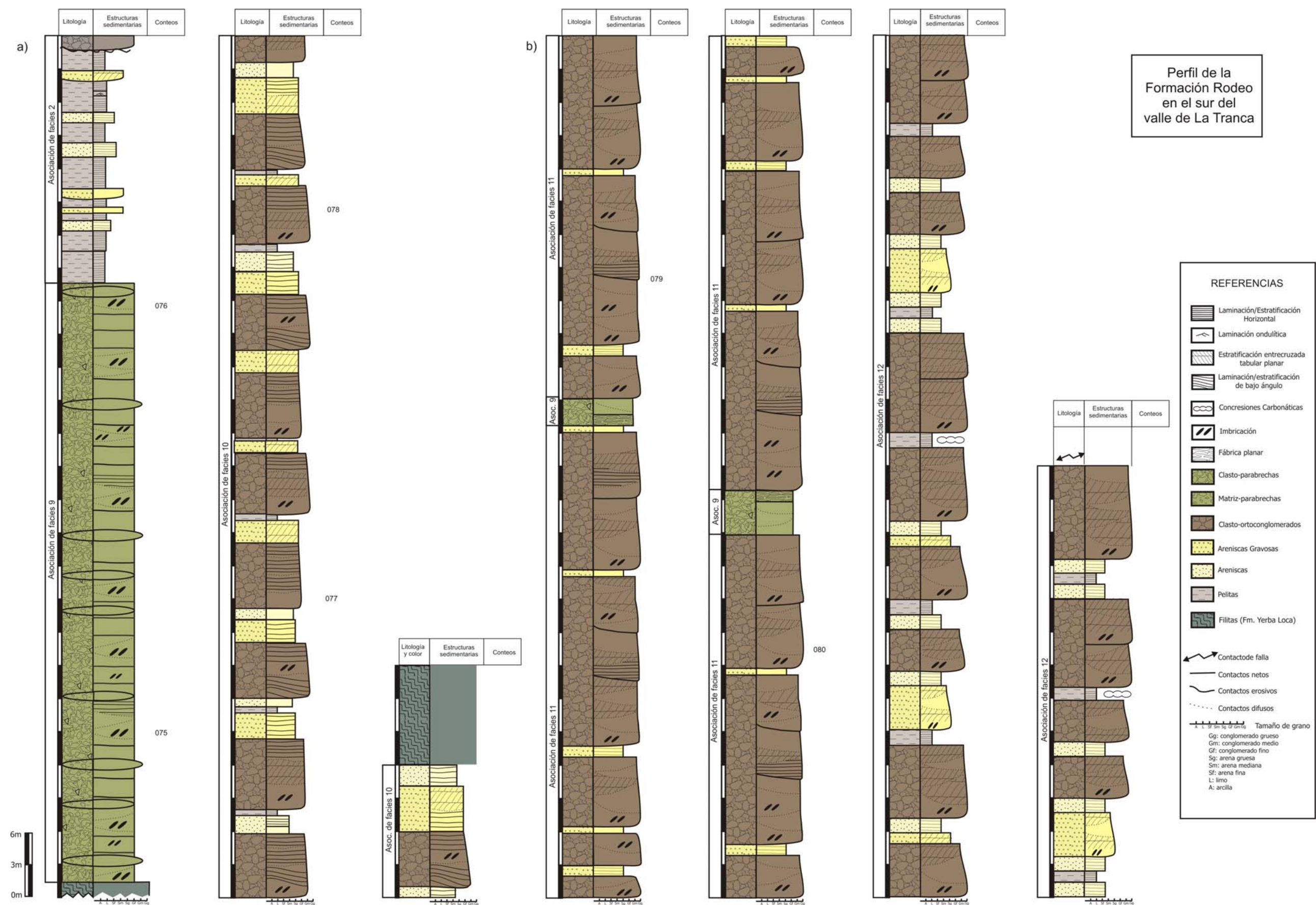


Figura XI.1: Perfil de la sección inferior de la Formación Rodeo en la localidad Cuesta del Viento.



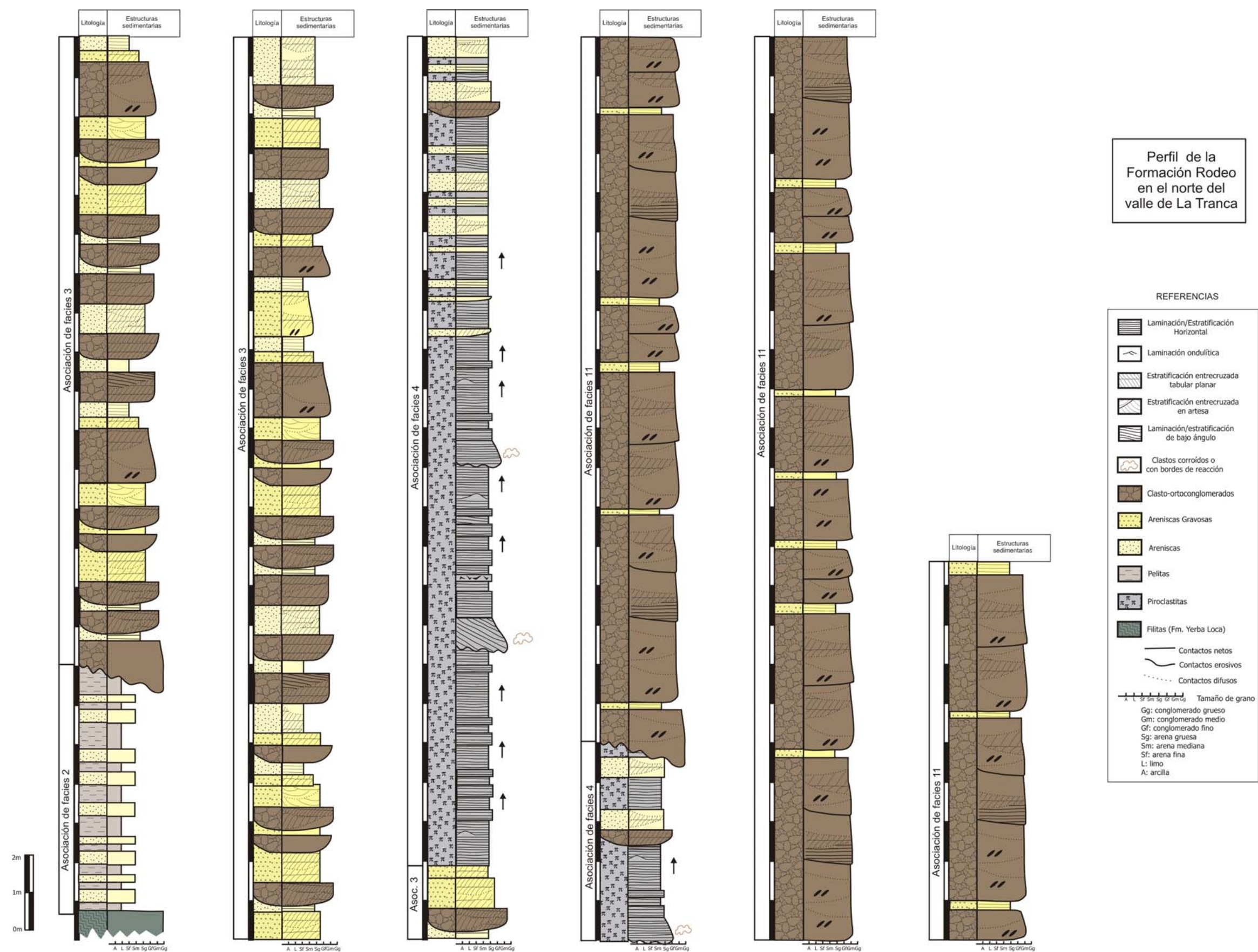


Figura XI.3: Perfil de la Formación Rodeo en el norte del Valle de La Tranca

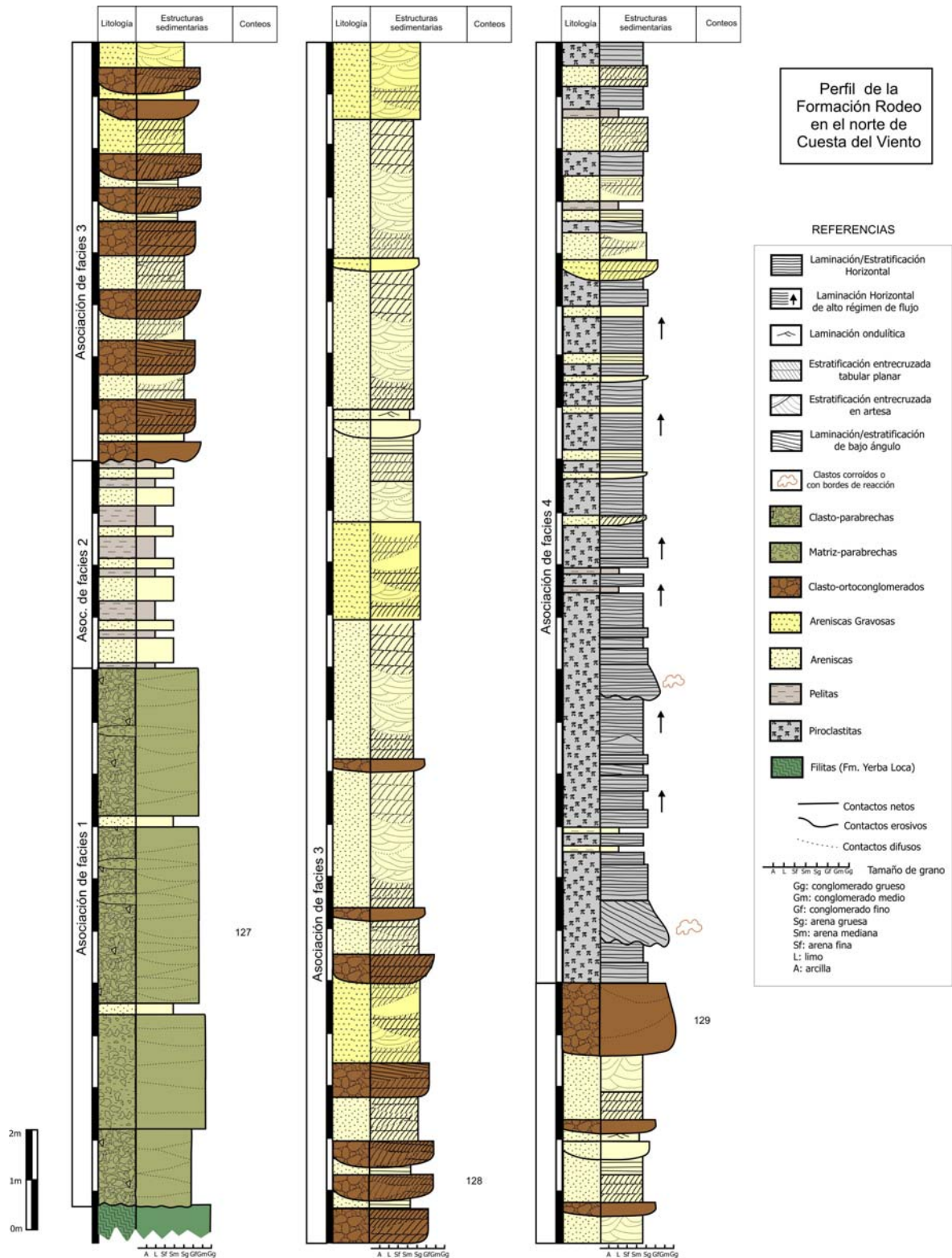


Figura XI.4: Perfil de la Formación Rodeo en el norte de Cuesta del Viento

Asoc. de Facies	Litofacies	Interpretación	Ambiente	
1 Brechas monomícticas y areniscas	Bcm	Flujo fluido	Ab. Coluviales dominados por flujos fluidos	
	Bmm	Flujos hiperconcentrados cohesivos		
	Sm	Flujo fluido		
2 Fangolitas rojas	Fl/Fm/Fb	Suspensión / Decantación / Bioturbación	Barreal	
	Sh	Flujo fluido, lecho plano		
	Sr	Flujo fluido, migración de ondulitas		
	SGm	Flujo fluido, dep. en masa		
	SGh	Flujo fluido, lecho plano		
	SGp	F. fluido, migración de megaóndulas 2D		
	Bcm	Flujo fluido, migración de barras longitudinales		
3 Lentes de areniscas y conglomerados rojos	St/Sp	Flujo fluido, migración de megaóndulas 3 y 2D	Sistema fluvial entrelazado areno conglomerádico	
	Sh	Flujo fluido, lecho plano		
	Sm	Flujo fluido, dep. en masa		
	Gci	Flujo fluido núcleo de barra		
	Gcm/Gch	Flujo fluido, migración de barras longitudinales		
	Gcp	Flujo fluido, migración de barras transversales		
	Gmm	Flujos hiperconcentrados cohesivos		
	Sh↑/Sl	Transporte hz por tracción/ Oleada piroclástica		
4 Piroclastitas grises	Pmm/Pcm	Depositación en masa/ Flujo piroclástico	Vulcanismo explosivo	Interacción
	Sh↑/Sl	Transporte hz por tracción/ Oleada piroclástica	Sistema fluvial entrelazado arenoso	
	Gcm/Gch/SGh	Flujo fluido, migración de barras longitudinales		
	Gcp	Flujo fluido, migración de barras transversales		
	Sp/St	Flujo fluido, migración de megaóndulas 2 y3D		
	Sh	Flujo fluido, lecho plano		
	Sm	Flujo fluido, dep. en masa		
	Sr	Flujo fluido, migración de ondulitas		
	Fl	Suspensión/Decantación		
5 Areniscas rosadas incisas y Conglomerados grises	Sp/St	Flujo fluido, migración de megaóndulas 2 y3D	Sistema fluvial entrelazado areno-conglomerádico inciso	
	Sh	Flujo fluido, lecho plano		
	Sr	Flujo fluido, migración de ondulitas		
	Gcm/Acm	Flujo fluido, migración de barras longitudinales		
	Gci	Flujo fluido núcleo de barra		
	Gcp	Flujo fluido, migración de barras transversales		
	Fl	Suspensión/Decantación		

Figura XI.5: Cuadro interpretación de litofacies y asociaciones de facies reconocidas en la Formación Rodeo (continúa en la página siguiente).

Asoc. de Facies	Litofacies	Interpretación	Ambiente
6 <i>Areniscas rosadas en bancos tabulares</i>	Sp/St	Flujo fluido, migración de megaóndulas 2 y 3D	Fluvial entrelazado arenoso efímero con desarrollo de planicie
	Sh/SI	Flujo fluido, lecho plano	
	Sr	Flujo fluido, migración de ondulitas	
	FI + grietas	Suspensión/Decantación exposición subaérea	
7 <i>Fangolitas Grises en bancos tabulares</i>	Fm/Fl	Decantación y Bioturbación	Barreal
	Fr/Sr	Flujo fluido, migración de ondulitas	
	Sh/SI	Flujo fluido, lecho plano	
	Sm	Flujo fluido, dep. en masa	
	SGp/Gcp SGt/Gct	Flujo fluido, migración de barras transversales (2 y 3D)	
	E	Precipitación+decantación	
8 <i>Conglomerados rojos</i>	FI	Suspensión/Decantación	Barras de desembocadura
	Sm	Flujo fluido, dep. en masa	
	Sp/SGp/Gcp	Flujo fluido, migración de barras transversales	
	Gch	Flujo fluido, migración de barras longitudinales	
9 <i>Brechas estratificadas</i>	Bcm/Bci	Flujo fluido	Sistema Río Colector-Conoide
	Bch	Flujo fluido, Migración de barras longitudinales	
	Bcp	Flujo fluido, Migración de barras transversales	
	Bmm	Flujos hiperconcentrados cohesivos	
10 <i>Conglomerados, Areniscas y fangolitas castaño claro</i>	Gch/Gcl/Gci SGh	Flujo fluido, Migración de barras longitudinales	Sistema fluvial entrelazado conglomerádico-arenoso con preservación de planicie
	Gcp/SGp	Flujo fluido, Migración de barras transversales	
	Sh	Flujo fluido, lecho plano	
	Sm	Flujo fluido, dep. en masa	
	FI	Suspensión/Decantación	
11 <i>Lentes amalgamadas de conglomerados castaños</i>	Gcm/Gci	Flujo fluido, núcleo de barra o migración de barras longitudinales	Sistema fluvial entrelazado conglomerádico
	Gch/SGh/SGm	Flujo fluido, Migración de barras longitudinales	
	Gcp	Flujo fluido, Migración de barras transversales	
12 <i>Conglomerados, y Fangolitas</i>	Gcp/SGp	Flujo fluido, Migración de barras transversales	Sistema fluvial anastomosado conglomerádico
	Gcm/Gci	Flujo fluido, núcleo de barra o migración de barras longitudinales	
	Gch/SGh/SGm	Flujo fluido, Migración de barras longitudinales	
	Sp/St	Flujo fluido, Migración de megaóndulas (2 y 3D)	
	Sh	Flujo fluido, lecho plano	
	Sm	Flujo fluido, dep. en masa	
	FI/Fm	Suspensión/Decantación	

Figura XI.5 (cont.): Cuadro interpretación de litofacies y asociaciones de facies reconocidas en la Formación Rodeo (viene de la página anterior).

Por último se encuentra la litofacies de areniscas castañas masivas fuertemente cementadas (Sm). Esta unidad se presenta en escasa proporción, y corresponde a dos niveles tabulares de 30 centímetros de espesor que aumentan su espesor hacia el oeste (centro de cuenca, Fig. XI.6 a) en el sector de Cuesta del Viento. Se presentan en bancos con base irregular formados por canales amalgamados, intercalados con las brechas en la mitad superior de esta asociación.



Figura XI.6: a) Vista general de la asociación de facies 1 de la Formación Rodeo; notar que se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Yerba Loca. Los bancos arenosos intercalados aumentan su espesor hacia el oeste (derecha de la foto); b) Asociación de facies 1 de la Formación Rodeo; c) Detalle de la litofacies Bcm de la Asociación de facies 1.

Si bien dentro de esta asociación de facies no es destacable la influencia de actividad volcánica se encuentra intercalado cerca de la base, en el perfil de Cuesta del Viento (Fig. XI.1) un delgado nivel rico en material volcánico, de color gris y friable. Este nivel indicaría el comienzo de actividad eruptiva concomitante con el inicio de la sedimentación en la cuenca de Rodeo.

La litofacies de brechas clasto-soportadas masivas se habrían depositado a partir de la acción de flujos fluidos en una red de canales de tipo entrelazados de baja profundidad, aunque no se descarta la participación de flujos hiperconcentrados no cohesivos (Nemec y Postma, 1993) en los sectores más desorganizados. Esporádicamente llegaban al sistema flujos hiperconcentrados cohesivos, representados por los lóbulos de la litofacies de brechas matriz-soportadas masivas (Bmm). Debido a la procedencia fuertemente local, el tamaño y angulosidad de los clastos, la participación de flujos tanto fluidos como hiperconcentrados y su estrecha relación con los afloramientos de la Formación Yerba Loca esta asociación de facies puede ser interpretada como depositada en un ambiente de abanico coluvial dominado por la acción de flujos fluidos (ver capítulo VII, Bilkra y Nemec, 1998). Representando una asociación de sistemas de primer orden. No se descarta la interacción, en menor proporción, con facies de río colector-conoide; que poseen características similares pero se presentan en bancos con geometría tabular y con mayor continuidad lateral que los anteriores.

Asociación de facies 2 (Fangolitas rojizas)

Esta asociación, de escasa continuidad lateral, se apoya sobre las brechas de la asociación de facies 1, en contacto neto no erosivo, en todos los perfiles analizados. La unidad es muy discontinua lateralmente, aflora en el perfil tipo en Cuesta del Viento (Fig. XI.7), pero se pierde aguas arriba del arroyo Tocota (hacia el sur), donde la asociación de conglomerados y areniscas (asociación de facies 3) de apoya directamente sobre la sierra de La Tranca o sobre la asociación brechosa basal. Lo mismo ocurre en el perfil sur del valle de la Tranca (Fig. XI.2 a); donde la asociación de facies 2 se encuentra

presente en las cercanías del valle del río Jáchal y se adelgaza lateralmente hasta casi desaparecer en pocos metros. Por su parte hacia el norte, tanto en el valle de La Tranca como en el de Rodeo (Figs. XI.3 y XI.4), esta asociación también se adelgaza y desaparece en cortas distancias. Esto es debido a una irregular superficie de erosión suprayacente (Fig. XI.7 a y b).



Figura XI.7: a) Vista general de las asociaciones de facies 2 y 3 de la Formación Rodeo en la localidad Cuesta del Viento y de la superficie de erosión que las separa; b) Detalle de la incisión mostrada en a, de la litofacies Fm y Fb (asociación de facies 2) y de la litofacies Gch (asociación de facies 3); c) Detalle de la asociación de facies 2 de la Formación Rodeo, litofacies Fl y Sm.

Se encuentra formada principalmente por fangolitas castaño-rojizas laminadas, macizas y bioturbadas; en bancos de entre 20 y 50 centímetros de espesor (litofacies Fl, Fm y Fb, Fig. XI.7 a, b y c). Se intercalan con las anteriores niveles tabulares de areniscas con laminación horizontal, laminación ondulítica de corriente y macizas (litofacies Sh, Sr y Sm, Fig. XI.7 c) y algunos niveles de areniscas gravillosas macizas, con laminación horizontal y en raras ocasiones presentan estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies SGm, SGh y SGp). Esporádicamente aparecen bancos lenticulares de conglomerados clasto-soportados macizos (Gcm) de entre 20 y 50 centímetros de espesor. Tanto las areniscas como la matriz de los conglomerados presenta abundante material piroclástico, lo que indicaría que durante su sedimentación había considerable actividad volcánica en el área, aunque todavía no se manifiesta con depósitos de rocas piroclásticas (Fisher y Schimncke 1984) o volcaniclásticas primarias (White y Houghton 2006).

Se interpreta esta unidad como depositada en un cuerpo de agua de escasa profundidad donde se produjo la decantación de material fino (May *et al.*, 1999), litofacies Fl, Fm y Fb), ocasionalmente es alcanzado por corrientes en manto (*sheetflood*, Davis 1938) depositando los niveles arenosos con estructuras de corriente (litofacies Sr y Sh). En los sectores más proximales estas areniscas se hacen más gruesas y poseen estructuras de mayor energía, desarrollando incluso megaóndulas areno-gravosas (litofacies SGp, Collinson y Thompson, 1989). Las lentes de conglomeráticas se interpretan como rellenos de los canales alimentadores, debido a su geometría lenticular y relleno granodecreciente (litofacies Gcm). Este sistema progradante genera ciclos grano y estratocrecientes. Esta asociación es interpretada como un sistema de barreal o lago efímero clástico (Hubert y Hyde, 1982), en el que domina la decantación en una cuenca de tipo cerrada.

Asociación de facies 3 (Lentes de areniscas y conglomerados rojos)

La asociación de facies 3 corresponde a una discontinua unidad areno-conglomerádica que se apoya, en el perfil de Cuesta del Viento (Fig. XI.1), sobre una superficie de incisión labrada en las fangolitas rojizas de la asociación de facies 2 (Fig. XI.7 a y b). Esta sucesión aumenta considerablemente su espesor en el perfil norte de Cuesta del Viento (Fig. XI.3) y aparece también representado en el perfil norte de La Tranca (Fig. XI.4).

Esta unidad es principalmente arenosa y se encuentra formada por areniscas y areniscas guijarrosas naranjas a rojizas con estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar, horizontal o macizas, las tres primeras dominantes (litofacies St, Sp, Sh y Sm; Fig. XI.8 a y b). Se presentan como lentes que se amalgaman tanto lateral como verticalmente, formando bancos tabulares.

Se intercalan entre las areniscas bancos conglomerádicos que se presentan tanto clasto como matriz-soportados (los primeros ampliamente dominantes). Sus clastos miden hasta 15 centímetros dominan los de metasedimentitas y vulcanitas básicas de la Formación Yerba Loca, en menor proporción aparecen piroclastitas, intraclastos pelíticos y muy escasos granitos. Los conglomerados clasto-soportados se presentan macizos, imbricados, con estratificación horizontal y entrecruzada tabular planar (litofacies Gcm, Gci, Gch y Gcp, Fig. XI.8 c). Aunque las areniscas dominan en la mayor parte de la asociación tanto en la base como en el tope se hacen más abundantes los conglomerados. En forma subordinada, y sólo en los afloramientos de esta asociación en el perfil de Cuesta del Viento, aparecen litofacies de conglomerados matriz-soportados que se presentan macizos y tanto la matriz como los clastos poseen abundante material piroclástico (litofacies Gmm, Fig. XI.1).

Debido a la geometría, el relleno granodecreciente, y la base erosiva de los bancos, se interpretan a las areniscas y conglomerados clasto-soportados como depositados por flujos fluidos en canales de baja sinuosidad. Dentro de los canales dominaba la migración de megaóndulas arenosas 3D (litofacies St) y en menor

proporción las 2D, en los períodos de crecidas. Luego, con flujos de menor energía se produce la migración de lecho plano (litofacies Sh) y la depositación en masa por pérdida de competencia (litofacies Sm). Ocasionalmente se intercalan pulsos conglomerádicos, asociados también a corrientes fluidas generando depósitos de barras transversales (litofacies Gcp) o longitudinales (litofacies Gcm y Gch; Hein y Walker, 1977). Por último los conglomerados matriz-soportados son interpretados como flujos hiperconcentrados cohesivos con abundante material volcánico (*lahar*; Mathisen y McPherson, 1991).

Se interpreta esta unidad como un sistema fluvial entrelazado areno-gravoso, asimilable al modelo tipo L de Miall (1996, *shallow perennial braided*), debido al dominio del elemento SB, aunque con mayor participación de barras conglomerádicas (elemento GB). En cuanto a la configuración general de la cuenca, este sistema corresponde a uno de tercer orden (transferencia).

Ocasionalmente se intercalan bancos grises, con abundante material prioclástico y estructuras de de alto régimen (Sh y Sl) interpretadas como oleadas piroclásticas, que son más comunes dentro de la asociación de facies 4, donde serán descritas con mayor detalle.

Asociación de facies 4 (Piroclastitas grises)

Se incluye dentro de esta unidad a una espesa sucesión volcanoclástica de color gris claro, ampliamente representada en los perfiles de Cuesta del Viento (Fig. XI.1) y en del norte del valle de La Tranca (Fig. XI.3). Afloramientos de esta asociación se encuentran también en el perfil del norte de Cuesta del Viento (Fig. XI.4). Los depósitos de esta unidad pueden ser divididos en dos facies, aquella que reúne las rocas derivadas directamente de la actividad volcánica, primarias en el sentido de White y Houghton (2006) y la que es producto del retrabajo del material volcánico por acción fluvial (epiclásticas).

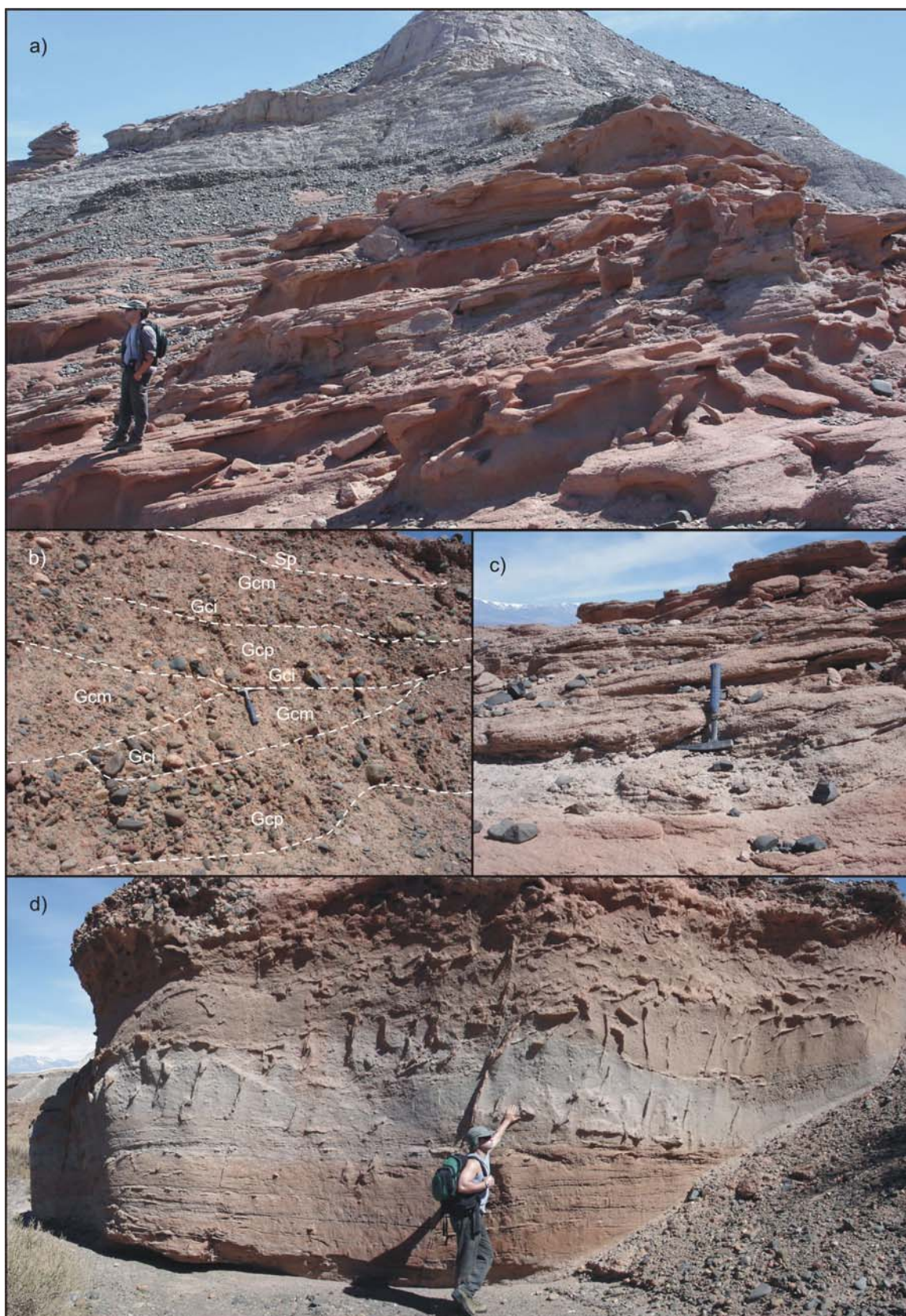


Figura XI.8: Asociación de facies 3, a) Vista general de la facies arenosa, hacia el tope se observa un nivel conglomerádico y al fondo las unidades piroclásticas de colores blanquecinos de la asociación de facies 4; b) detalle de la facies arenosa (litofacies St y SGt, elemento SB); c) detalle de la facies conglomerádica en la base de esta asociación en el perfil norte de Cuesta del Viento; elemento GB d) Vista general, intercalaciones de oleadas piroclásticas.

La primera se encuentra formada por 4 litofacies. Dominan los depósitos con base plana o levemente erosiva y grano grueso; poseen clastos de hasta medio metro, aunque comúnmente llegan a 20 centímetros, siendo en su mayoría de origen piroclástico se encuentran individuos corroídos, con bordes de reacción y deformados (Fig. XI.9, clastos juveniles, Károly y Ulrike, 2007). Se presentan tanto matriz como clasto-soportados, pasando de uno a otro estilo dentro del mismo banco (litofacies Vmm, Vcm).

Esta unidad se interpreta como transportada en masa (McPhie *et al.*, 1993), este tipo de transporte incluye a los flujos que se mueven como flujos granulares debido a la alta concentración de partículas, en particular corresponden a flujos piroclásticos (*pyroclastic flows*; Wilson y Houghton, 2000).

En menor proporción se encuentran depósitos piroclásticos con estructuras de alto régimen de flujo (principalmente laminación horizontal y algunas antidunas, litofacies Sh y Sl, Fig. XI.10 a y b), son interpretadas como oleadas piroclásticas (*pyroclastic surge*; Wilson y Houghton, 2000), debido a que las partículas son transportadas mayormente por tracción como lo indican sus estructuras sedimentarias. No se descarta que intercaladas con las anteriores, algunas de las láminas correspondan a caída de piroclastos tamaño ceniza (*ash fall*).

En cuanto a la facies depositada por acción fluvial, los bancos se distinguen de los anteriores por su base erosiva, geometría lentiforme, presencia de conglomerados con abundantes clastos epiclásticos y estructuras de corriente de bajo régimen de flujo. Dominan las areniscas que se presentan con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St), es común que se preserve el techo de las mesoformas arenosas (Fig. XI.11 a) se presentan en bancos lentiformes o lenticulares amalgamados. En la base de los bancos se encuentran conglomerados y areniscas gravillosas de color gris claro (litofacies Gcp, Gcm, Gch y SGh). Estos conglomerados se distinguen de los depositados directamente por la actividad volcánica debido a la ausencia de clastos corroídos, con bordes de reacción y deformados. En menor proporción se encuentran bancos de areniscas masivas o con laminación ondulítica (litofacies Sm y Sr) en bancos

lentiformes. Las areniscas se hacen más abundantes hacia el tope de la asociación donde comienzan a intercalar depósitos pelíticos con laminación (litofacies FI).

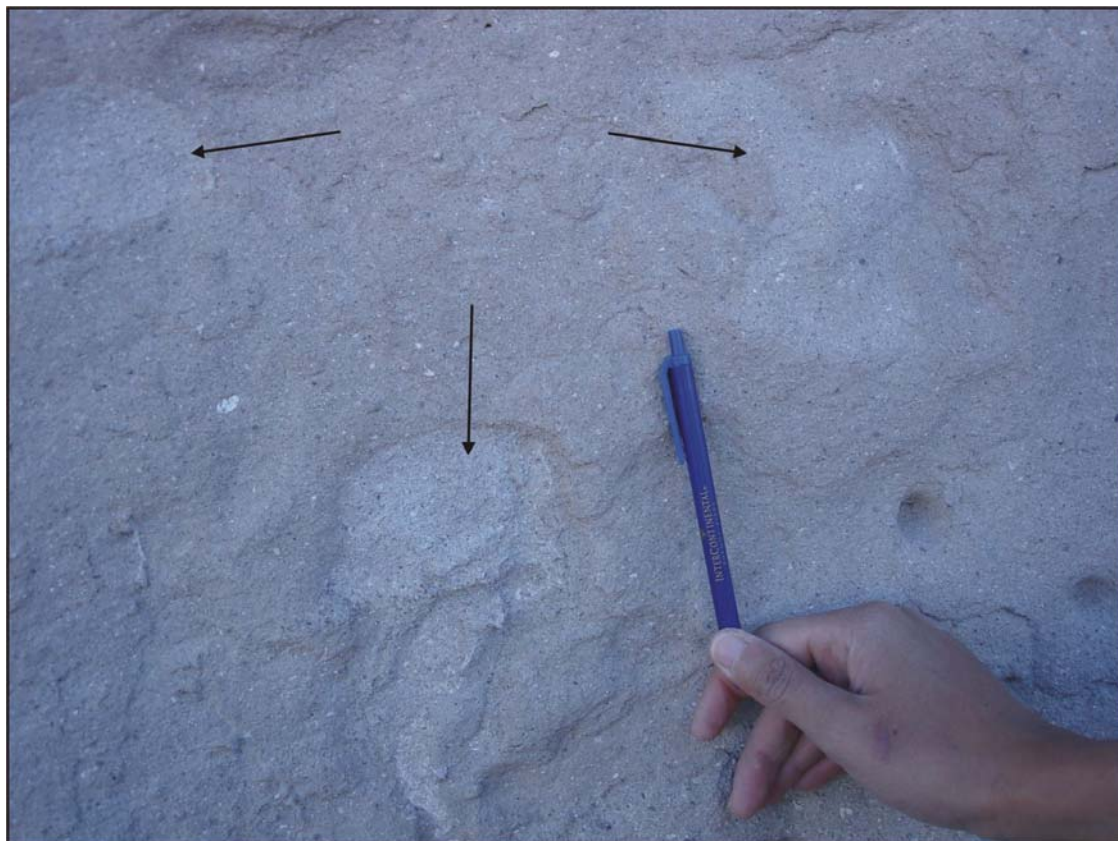


Figura XI.9: Asociación de facies 4, detalle de la litofacies Vmm, observar los clastos juveniles (señalados por las flechas) deformados.

Las litofacies arenosas y conglomerádicas se interpretan como depositadas a partir de la acción de flujos fluidos canalizados, por la migración de megaóndulas arenosas 2D (litofacies Sp) y 3D (litofacies St), barras gravosas transversales (litofacies Gcp) y, en menor proporción, longitudinales (litofacies Gch). Los bancos lentiformes se interpretan como depósitos de crecidas en manto (*sheetflood*; Davis, 1938). Las pelitas por su parte se interpretan como producidas por decantación luego los períodos de crecientes.

Este sistema fluvial es de difícil interpretación debido a la intercalación frecuente de actividad piroclástica que genera cambios constantes en el equilibrio fluvial debido a la adición de material de origen volcánico. Generando ciclos de agradación-incisión

similares a los propuestos por (Smith, 1988) para los periodos sin e inter-eruptivos (respectivamente).



Figura XI.11: Asociación de facies 4; a) Espeso depósito de oleadas piroclásticas incididas (flechas, superficie de 5º orden) por un conglomerado producto del retrabajo fluvial, b) Litofacies de oleada piroclástica, laminación horizontal de alto régimen y antidunas.



Figura XI.11: a) Asociación de facies 4, vista general del sector superior donde domina el retrabajo fluvial b) Detalle de la anterior, cada segmento de la barra corresponde a 50 centímetros.

La formación de extensas planicies dominadas por carga de lecho (arenosa o gravosa) son la respuesta del sistema fluvial a la adición de abundante material tamaño arena de origen piroclástico (Vessell y Davies, 1981 y Smith, 1988). El dominio de lentes arenosas amalgamadas indicaría el desarrollo de una red fluvial entrelazada arenosa donde domina la migración de megaóndulas, representadas por el elemento SB (Smith, 1970 y Miall, 1977).

En períodos de máxima descarga se habría producido la inundación de las áreas intercanal donde se depositan láminas arenosas y pelíticas (Miall, 1977), estas últimas se hacen más abundantes hacia el tope de la sucesión (elementos OS y FF). Este sistema podría ser analizado como un sistema entrelazado arenoso permanente y de poca profundidad, del tipo L de Miall (1996, *shallow perennial Sand-Bed Braided*). El desarrollo de esta planicie entrelazada alterna con etapas de “ahogamiento” debido a la alta proporción de aporte de material debido al vulcanismo explosivo, hacia el tope de esta unidad la actividad volcánica disminuye y dominan las facies fluviales.

Asociación de facies 5 (*Areniscas rosadas incisas y conglomerados grises*)

Corresponde a una espesa asociación de areniscas rosadas y conglomerados grises (Fig. XI.12 y Fig. XI.13) que comienzan a dominar sobre las piroclastitas en el perfil de Cuesta del Viento (Fig. XI.1), donde el pasaje de la asociación 4 a la 5 es de carácter transicional.

En la base y techo de esta unidad dominan las areniscas medianas a gruesas y hasta gravilosas que se presentan en bancos tabulares compuestos por lentes amalgamadas y con bases fuertemente irregulares (Fig. XI.13). Las areniscas muestran estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St, Fig. XI.12) en menor proporción aparecen areniscas con laminación horizontal y ondulítica (litofacies Sh y Sr).

Es frecuente la intercalación de conglomerados con clastos de dacitas, granitos, riolitas, piroclastitas y areniscas verde claro y oscuro. Estos se hacen más gruesos y espesos hacia la sección media de esta asociación (Fig. XI.12 y XI.13 b) donde los clastos alcanzan hasta medio metro. Los conglomerados se presentan clasto-soportados masivos, imbricados, o con estratificación entrecruzada tabular planar, y al igual que los bancos de areniscas muestran bases fuertemente erosivas (litofacies Acn, Gcn, Gci, Gcp). Ocasionalmente se preservan niveles de pelitas laminadas entre los bancos conglomerádicos o arenosos (litofacies FI).



Figura XI.12: Asociación de facies 5 de la Formación Rodeo; a) vista de los canales arenogranulosos; b) banco alglomerádico, los pies de la persona indican la base del canal.

Las areniscas fueron depositadas por la acción de flujos fluidos, en particular las litofacies Sp y St fueron generadas por la migración de megaóndulas 2D y 3D (respectivamente; Collinson y Thompson, 1989). Por su parte las areniscas con

laminación ondulítica fueron generadas por la migración de ondulitas de corriente y aquéllas con laminación horizontal debido a la migración de lecho plano de bajo régimen de flujo (Collinson y Thompson, 1989). Los conglomerados fueron depositados por flujos fluidos, esto se interpreta debido a su carácter clasto-soportado y, en el caso de estar presentes, a las estructuras de corriente (imbricación y estratificación entrecruzada). En particular la litofacies con entrecruzamiento tabular planar (Gcp) fue generada a partir de la migración de barras gravosas longitudinales (Hein y Walker, 1977). Por último la litofacies de pelitas laminadas (Fl) se produjo a partir de la decantación.

Una característica particular de esta unidad es la reiterada aparición de superficies de incisión dentro de los bancos arenosos (Figs. XI.13 y XI.14), en los que se observan superficies erosivas de muy alto relieve con depósitos arenosos de barrancas de escala métrica, deformación sinsedimentaria y estructuras de escape de agua (Fig XI.14 a y b). Estas estructuras sugieren rápida depositación en sustratos saturados (Postma, 1983), lo que apoya la idea de interpretar los depósitos como de barranca. Estos ciclos culminan con superficies erosivas de carácter irregular sobre las que se apoyan los bancos conglomerádicos (Fig. XI.13), debido al cambio de granulometría estas superficies se hacen más evidentes que las anteriores, pero ambas son de similar jerarquía.

Se interpreta esta asociación como un sistema fluvial entrelazado con escasa participación de planicies. Correspondería al tipo areno-conglomerádico y sería semejante al modelo C de los tipos fluviales de Miall (1996, *Deep gravel-bed braided*), entrelazado gravoso profundo o “tipo *Donyek*”, pero en este caso domina el elemento SB sobre el GB. Este tipo de sistemas se reconoce por poseer varios niveles topográficos, generalmente asociados a erosión.

Asociación de facies 6 (Areniscas rosadas en bancos tabulares)

Sobre la asociación de facies 5, en el perfil de Cuesta del Viento (Fig. XI.1), se encuentra la unidad de areniscas rosadas en bancos tabulares (asociación de facies 6), que se distingue de la infrayacente debido a que, si bien los bancos arenosos poseen

bases erosivas, los canales no se encuentran incisos y porque carece de bancos conglomerádicos.

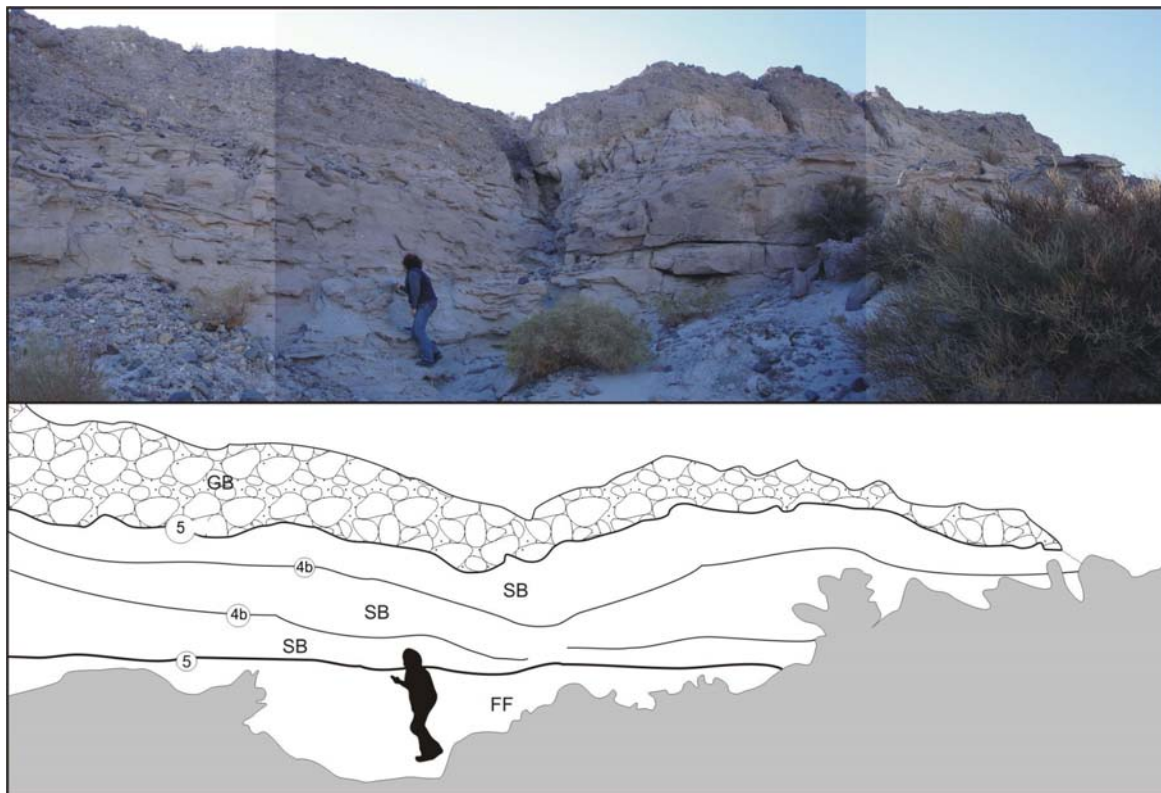


Figura XI.13: Foto y esquema indicando los elementos arquitecturales y las reiteradas superficies de discontinuidad observadas dentro de la asociación de facies 5.

Esta unidad se encuentra compuesta por bancos arenosos y areno-gravillosos tabulares intercalados, en menor proporción, con bancos pelíticos formando ciclos de entre 1 y 2 metros de espesor (Fig. XI.15). Los bancos arenosos se encuentran formados por lentes amalgamadas de límites difusos compuestos por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar y masivas (litofacies Sp, St y Sm). Es común la presencia de bancos con laminación horizontal, de bajo ángulo y ondulítica de corriente (litofacies Sh, Sl y Sr), estas litofacies se hacen más abundantes hacia el tope de la unidad.

Se intercalan con los bancos arenosos anteriormente descritos y se hacen más abundantes hacia el tope de la unidad niveles pelíticos laminados de hasta 40 centímetros de espesor (litofacies Fl) que pueden formar hasta el 20% de la asociación. Es frecuente dentro de estos niveles el desarrollo de grietas de desecación.

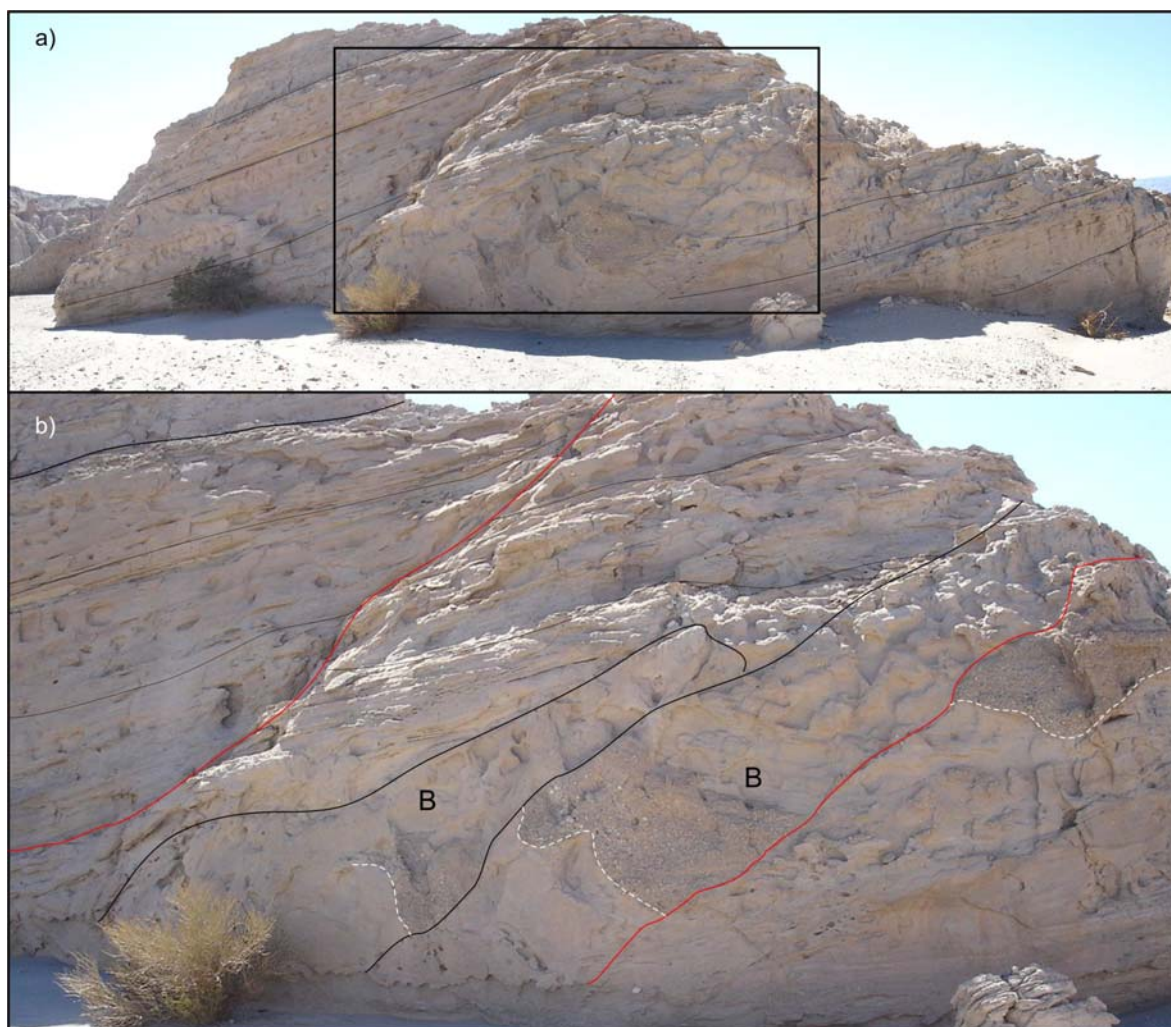


Figura XI.14: a) Vista general de la facies fluvial de la asociación de facies 5, las líneas marcan la estratificación y el cuadro indica la posición de la figura b; b) Detalle de los depósitos de barranca (B), grandes intraclastos generados por la fuerte incisión (marcada por líneas rojas).

Las areniscas de esta unidad fueron depositadas por la acción de flujos fluidos, por la migración de megaóndulas 2D y 3D (litofacies Sp y St), la migración de lecho plano (litofacies Sh), de óndulas de corriente (litofacies Sr) y la deposición en masa por pérdida de competencia (Sm, Collinson y Thompson, 1989). La presencia de laminación de bajo ángulo (Sl) indica la acción de flujos de alto régimen, a las que podrían asociarse parte de las areniscas laminación horizontal, y que se habrían producido por acción de crecientes en las áreas intercanal de escasa profundidad (Tunbridge, 1984).

Por último las pelitas laminadas y con grietas de desecación indican la decantación de material fino y posterior exposición subaérea.



Figura XI.15: a) Vista general de la asociación de facies facies 6 (Areniscas rosadas en bancos tabulares), las flechas señalan los ciclos, pueden observarse las lentes arenosas amalgamadas y las intercalaciones pelíticas. b) Detalle de las litofacies arenosas.

Se interpreta esta unidad como una red multicanalizada arenosa efímera, con canales poco definidos de escasa profundidad y participación de planicies. Domina

ampliamente el elemento SB y podría relacionarse a un sistema fluvial tipo O de Miall (1996, *Distal, sheetflood, Sand-Bed river*), aunque posee características efímeras, lo que indicaría que podría asociarse a un sistema intermedio entre el anteriormente citado y el tipo P de Miall (1996, *Flashy, ephemeral, Sheetflood, Sand-Bed River*).

Asociación de facies 7 (*Fangolitas grises en bancos tabulares*)

Esta asociación corresponde a una espesa sucesión dominada por fangolitas grises con intercalaciones arenosas que aflora en el área de Cuesta del Viento (Fig. XI.1). Forma bancos tabulares de más de un metro de espesor compuestos por fangolitas grises (Fig. XI.16 a y b), masivas, laminadas y con laminación ondulítica (litofacies Fm, Fl y Fr, Fig. XI.16 a y b).

Es común la intercalación de bancos arenosos, que se presentan con laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo, laminación ondulítica y masivos (litofacies Sh, Sl, Sr y Sm). Los bancos arenosos más delgados son en su mayoría tabulares mientras que los más espesos (hasta 1 metro, Fig. XI.16 c) se presentan en bancos lentiformes cóncavo-plano y plano-convexos. Esta intercalación es más abundante en la base de la asociación en el perfil de Cuesta del Viento, mientras que hacia el tope se hacen menos frecuentes pero aparecen litofacies de mayor granulometría. Estas últimas se presentan como lentes areno-conglomerádicas, generalmente intercaladas entre la litofacies de pelitas laminadas. En algunos casos muestran arreglos grano y estrato crecientes y es común que se presenten con estructuras entrecruzadas (Fig. XI.16 d, litofacies SGp, SGt y en menor proporción Gcp y Gct).

Aparecen dentro de esta asociación escasos, pero continuos lateralmente, niveles de margas (Fig. XI.16 e) y aún mas escasos niveles de pelitas yesosas (las facies evaporíticas se hacen más abundantes hacia la sección superior del perfil).



Figura XI.16: a) vista general de la asociación de facies 7 y 8 de la Formación Rodeo; b) Litofacies dominante en la asociación de facies 7, fangolitas laminadas, masivas y bioturbadas; c) Bancos lentiformes arenosos, plano cóncavos y con entrecruzamiento en el centro de la foto, y plano convexos con laminación horizontal en la parte superior; d) Intercalación areno-gravosa en arreglo grano y estratocreciente; e) Intercalación de margas.

Las litofacies fangosas se interpretan como depositadas a partir de decantación (Fl y Fm) o tracción en un flujo fluido (Fr). Las areniscas formando bancos tabulares corresponden a depósitos generados por crecidas en manto (*shettfloods*; Davis, 1938 y

Bull, 1997). Los depósitos de areniscas con base erosiva se interpretan como producidos por corrientes efímeras dentro de canales poco profundos, que corresponderían a los sistemas alimentadores, que en las zonas distales, pasan a los depósitos de corrientes no confinadas (Hampton y Horton, 2007) interpretados anteriormente. La abundancia de bancos arenosos tabulares, con estructuras de alto régimen de flujo (Sh y SI), sugieren que las crecientes eran acotadas en el tiempo pero de gran intensidad (Tunbridge, 1984) que al disminuir depositaban las litofacies correspondientes a estructuras de bajo régimen de flujo (litofacies Sr).

Debido a la abundancia de material fino producto de la decantación en un cuerpo de agua somero esta unidad es interpretada como depositada en un ambiente de barreal (Hubert y Hyde, 1982; Tunbridge, 1984 y May *et al.*, 1999). Las intercalaciones de bancos tabulares de pelita y arenisca representan la transición entre la planicie fangosa (*mudflat*) y la planicie arenosa (*sandflat*), el material es llevado allí por corrientes en manto y por canales efímeros principalmente arenosos, el sistema podría ser interpretado como un sistema fluvial dominado por corrientes en manto (Hampton y Horton, 2007), un sistema distributivo (Handford, 1982 y Nichols y Fisher, 2007) o como abanicos terminales similares a los descritos por (Kelly y Olsen, 1993).

Por su parte las lentes más espesas, y en ocasiones de mayor granulometría, representan los canales alimentadores de esos sistemas en sectores más proximales (Hampton y Horton, 2007 y Nichols y Fisher, 2007) en los que presentan mayor confinamiento.

Asociación de facies 8 (Conglomerados rojos)

Esta unidad se encuentra formada por arreglos grano y estratocrecientes de pelitas, areniscas, areniscas gravillosas y conglomerados (Figs. XI.5 y XI.17). Se apoya sobre la asociación anterior en el perfil de Cuesta del Viento (Fig. XI.1). Las pelitas son de color rojizo y con laminación horizontal, aparecen en la base de algunos de los ciclos y son la litofacies menos abundante (litofacies FI). La areniscas se presentan masivas o

con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Sm, Sp, SGp, Fig. XI.17 b). Los conglomerados poseen clastos de hasta 15 centímetros aunque en promedio poseen 10 centímetros y son de granitos, riolitas, areniscas verde claro, verde oscuro y pardas, en menor proporción aparecen dacitas. Forman bancos lenticulares a lentiformes, plano-convexos o cóncavo-plano, se presentan clasto-soportados y con estratificación horizontal o entrecruzada tabular planar (litofacies Gch y Gcp, Fig. XI.17 c).

La litofacies más fina fue depositada por decantación, mientras que las arenosas y conglomerádicas fueron depositadas por tracción y migración de megaóndulas arenosas 2D (litofacies Sp), barras gravosas longitudinales (Gch) y barras gravosas transversales (Gcp, Hein y Walker, 1977 y Collinson y Thompson, 1989). En su conjunto este sistema es interpretando en base a sus estructuras, geometría de los bancos y arreglo granocreciente como las barras de desembocadura del sistema lacustre efímero (barreal) interpretado para la asociación de facies 7.



Figura XI.17: a) vista general de la asociación de facies 8 y su arreglo grano y estrato creciente; b) Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp); c) Litofacies de conglomerado con estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp).

Asociación de facies 9 (Brechas estratificadas)

Esta asociación corresponde a la unidad basal de la Formación Rodeo en el perfil sur del valle de La Tranca (Fig. XI.2), y recuerda a la asociación de facies 1 aunque posee mayor estratificación. Se encuentra formada por brechas en las que dominan ampliamente los clastos subangulosos de las vulcanitas y metasedimentitas verdosas correspondientes a la Formación Yerba Loca con participación de clastos de granitos y de vulcanitas ácidas. Dominan las brechas clasto-soportadas masivas, imbricadas y, en menor proporción, con estratificación horizontal y entrecruzada tabular planar (litofacies Bcm, Bci, Bch y Bcp), que poseen en promedio clastos de 2 centímetros. Estos bancos son de geometría tabular y en ocasiones se reconocen a lentes amalgamados de límites muy difusos. Luego se encuentran brechas matriz soportadas formando lentes biconvexas, que se presentan en bancos de mayor granulometría (con clastos de hasta 40 centímetros) y en otros claramente más finos donde los clastos alcanzan 3 centímetros de diámetro máximo.

Las brechas clasto-soportadas (litofacies Bcm, Bci, Bch y Bcp) son interpretadas como producto de flujos fluidos en canales de poca profundidad (Collinson y Thompson 1989), donde se habría producido la migración de barras gravosas longitudinales y en menor proporción transversales (Hein y Walker, 1977), y el desarrollo de amplias áreas de intercanal de igual granulometría. Por su parte las brechas matriz-soportadas corresponderían a lóbulos de flujos hiperconcentrados cohesivos (Nemec y Postma, 1993). Se interpreta esta asociación como un sistema fluvial entrelazado con importante participación de flujos hiperconcentrados, este sistema se asemeja al tipo A de Miall (1996, *gravel bed braided river with sediment gravity-flow deposits*), con la participación de los elementos GB y, en menor proporción, SG.

Dentro de un marco más amplio esta red entrelazada, debido a sus estructuras y características litológicas se asocia a un sistema río colector-conoide (sistema de segundo orden, ver Capítulo VII). Si bien es interpretado como un sistema de segundo

orden la participación, en forma minoritaria de granitos dentro de esta unidad correspondería al reciclado por erosión de depósitos previos y no a un aporte desde el oeste. Esta interpretación es basada en el amplio dominio de clastos locales y a su relación erosiva basal.

Asociación de facies 10 (Conglomerados, areniscas y fangolitas castaño claro)

Esta asociación se encuentra formada por ortoconglomerados clasto-soportados y areniscas con abundante participación de material piroclástico (Fig. XI.18 a y b), se encuentra sobre la asociación de facies 2 en el perfil del valle de La Tranca (Fig. XI.2 a). Los conglomerados se presentan en bancos tabulares formados por lentes amalgamadas, dominan aquellos que poseen estratificación horizontal o de bajo ángulo (litofacies Gch y Gcl) con clastos de entre 10 y 15 centímetros. Luego se encuentran ortoconglomerados clasto-soportados imbricados (litofacies Gci), estos generalmente son los de mayor tamaño (hasta 60 centímetros) y se encuentran en la base de los bancos. Por último, y en menor proporción, aparecen conglomerados finos (clastos de entre 10 y 5 centímetros) con estratificación entrecruzada tabular planar (litofacies Gcp Fig. XI.19). Un punto que llama la atención dentro de esta unidad es que debido a la participación de clastos de piroclastitas poco consolidadas y a una matriz de la misma composición en ocasiones los conglomerados presentan una falsa apariencia matriz-soportada. Asociado a los bancos conglomerádicos se encuentran areniscas gravillosas con estratificación horizontal y entrecruzada tabular planar (litofacies SGh y SGp).

Intercalados con los paquetes conglomerádicos y formando un poco más del 10% de esta asociación se encuentran areniscas grises masivas y laminadas (Sm y Sh) con abundante material piroclástico. En menor proporción aparecen fangolitas laminadas castaño oscuro (litofacies FI, Fig. XI.19).

Los conglomerados y areniscas gravillosas han sido depositadas por corrientes fluidas en canales multiepisódicos de escasa profundidad, que en ocasiones han desarrollado barras longitudinales y transversales (litofacies Gch, Gci y Gcp, (Hein y

Walker, 1977). Los bancos tabulares de areniscas habrían sido depositados por corrientes en manto *shetfloods*, (Davis, 1938) en las planicies durante las crecidas, mientras que las fangolitas representan la decantación en períodos de menor energía, ambas asociadas a ambientes de planicie de inundación.

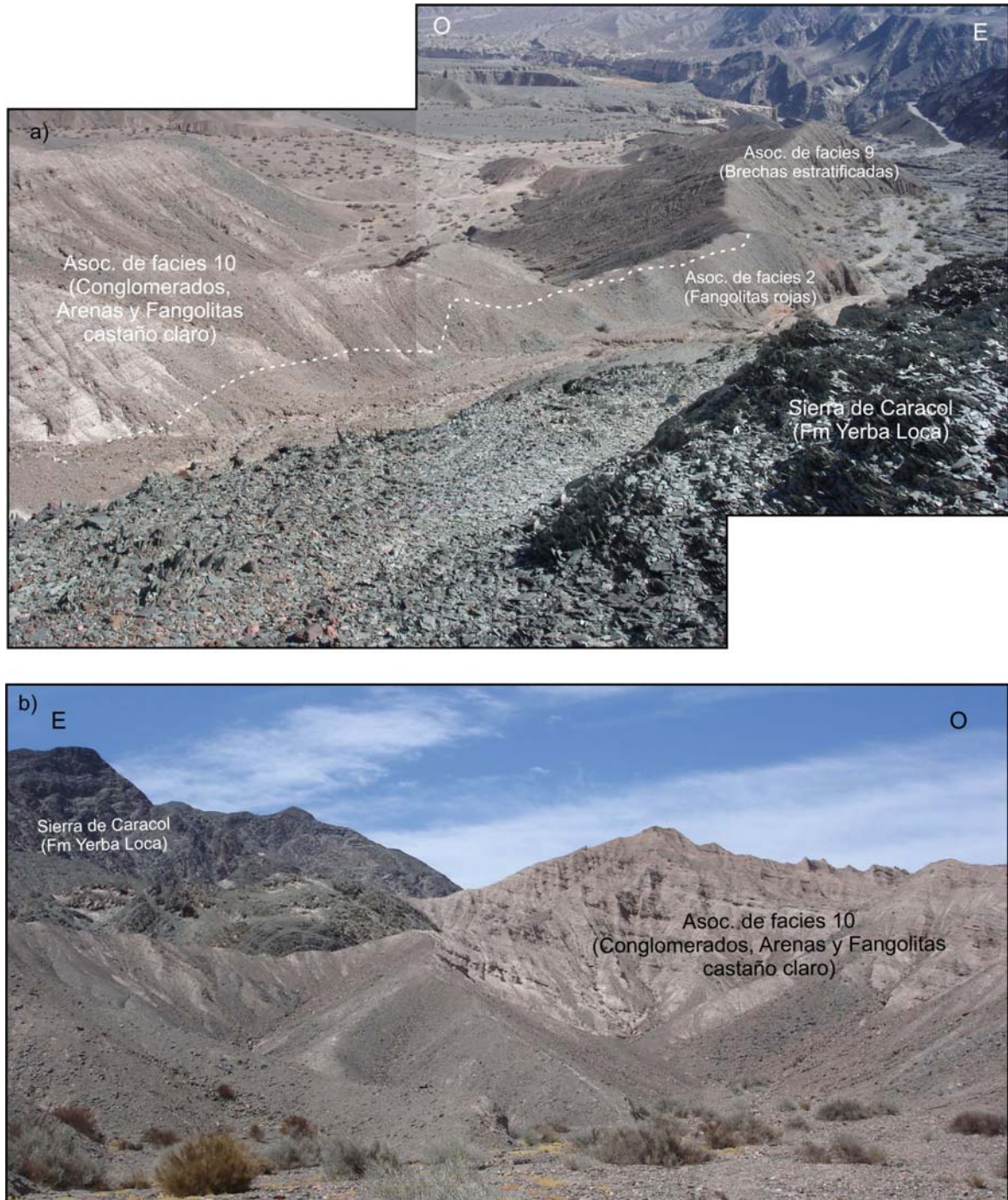


Figura XI 18: a) Vista general de la Asociación de facies 10 (Conglomerados, areniscas y fangolitas castaño claro), 2 (Fangolitas rojas) y 9 (Brechas estratificadas) de la Formación Rodeo en el valle de La Tranca (vista hacia el norte). Nótese la superficie de discontinuidad que subyace la asociación de facies 10; b) Vista general de la Asociación de facies 10 apoyada sobre la Formación Yerba Loca en la Sierra de Caracol (vista hacia el sur).

Se interpreta esta unidad como un sistema entrelazado gravo-arenoso con preservación de planicies arenosas y incluso pelíticas, domina el elemento GB, en menor proporción se presentan los elementos SB y OS y, ocasionalmente, FF. Podría asimilarse con un sistema fluvial del tipo B de Miall (1996, *Shallow gravel-bed braided river*) pero con mayor proporción de areniscas. Como ha sido mencionado por numerosos autores (Bentham *et al.*, 1993, Reinfelds y Nanson, 1993 y Jones *et al.*, 2001) es común la preservación de planicies en sistemas entrelazados debido a la protección de dichos sedimentos a espaldas de barreras (como salientes rocosas o a la salida de grandes abanicos) o debido a una alta tasa de generación e espacio de acomodación, que permite que el sedimento fino depositado en las etapas finales de las crecientes sea preservado en el registro sedimentario.



Figura XI.19: Litofacies de la Asociación de facies 10 (Conglomerados, areniscas y fangolitas castaño claro) de la Formación Rodeo.

Esta asociación de facies, debido a su interpretación ambiental y a su importante aporte extracuencal, correspondería a un sistema de transferencia (tercer orden). Si bien

estos sistemas se caracterizan en la actualidad por conectar las cuencas y atravesarlas en sentido oeste-este las paleocorrientes medidas en estos afloramientos y la distribución de esta unidad, al igual que las dos siguientes, restringida al valle de la Tranca indicaría que el sistema fluvial recorría la cuenca hacia el sur.

Deben ser destacadas dos características particulares de esta unidad, la primera corresponde a la irregularidad de su contacto basal. Esta asociación de facies se apoya sobre la asociación 2 (Fangolitas rojas) en el perfil realizado en el sur del valle de La Tranca (Fig. XI.18 a y XI.2), sin embargo hacia el sur esta unidad se apoya directamente sobre la Formación Yerba Loca en los afloramientos occidentales de la Sierra del Caracol (Fig. XI.18 b). Esto se debe a que la base de esta unidad corresponde a una gran superficie de incisión. Otra particularidad corresponde a las reiteradas superficies de incisión de bajo relieve que se encuentran dentro de esta asociación, separando grupos de fajas de canales (Fig. XI.20).

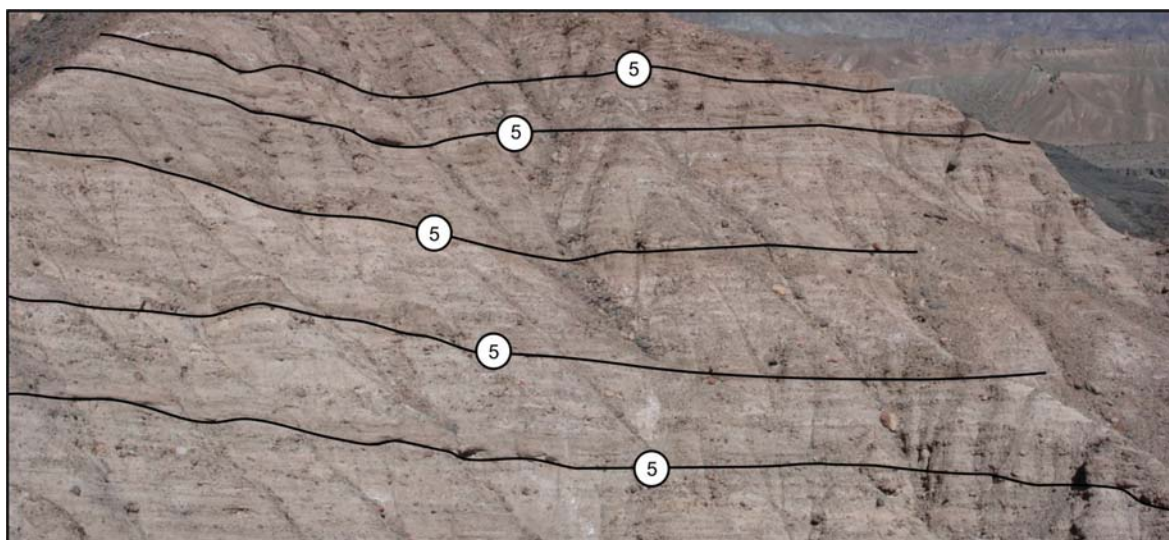


Figura XI.20: Vista general de la Asociación de facies 10 (Conglomerados, areniscas y fangolitas castaño claro). Observar las superficies de orden 5 que separan fajas de canales, algunas de mayor relieve.

Asociación de facies 11 (Lentes amalgamadas de conglomerados castaños)

Esta unidad se encuentra formada principalmente por conglomerados gruesos clasto-soportados, algunos con clastos de hasta 50 centímetros (Fig. XI.21). Se encuentra ampliamente representada en los perfiles sur y norte del valle de La Tranca

(Figs. XI.2 b y XI. 3), en las cercanías del río Jáchal. En el valle de La Tranca hacia el sur se observa una disminución del tamaño de grano. Los conglomerados se encuentran dominados por clastos de las metasedimentitas verde oscuras de la Formación Yerba Loca aunque con una alta proporción de clastos graníticos y de distintos tipos de vulcanitas, esta proporción disminuye en el mismo sentido que el tamaño de grano.

Hacia el norte (perfil norte del valle de La Tranca) esta unidad se hace más espesa y se apoya mediante una gran superficie de incisión sobre las piroclastitas de la asociación de facies 4 (Fig. XI.22).

Esta unidad se encuentra formada por bancos lenticulares amalgamados en los que dominan los conglomerados macizos e imbricados (litofacies Gcm y Gci) con menor participación de conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar y horizontal (litofacies Gcp y Gch). En ocasiones en el techo de los bancos conglomerádicos aparecen areniscas gravillosas macizas o con laminación horizontal (litofacies SGh y SGm) en sets de hasta 30 centímetros de espesor.



Figura XI.21: a) Vista general de la asociación de facies 11 (Lentes amalgamadas de conglomerados castaños) de la Formación Rodeo. La piqueta marca la base de un canal conglomerádico (superficie de orden 4).

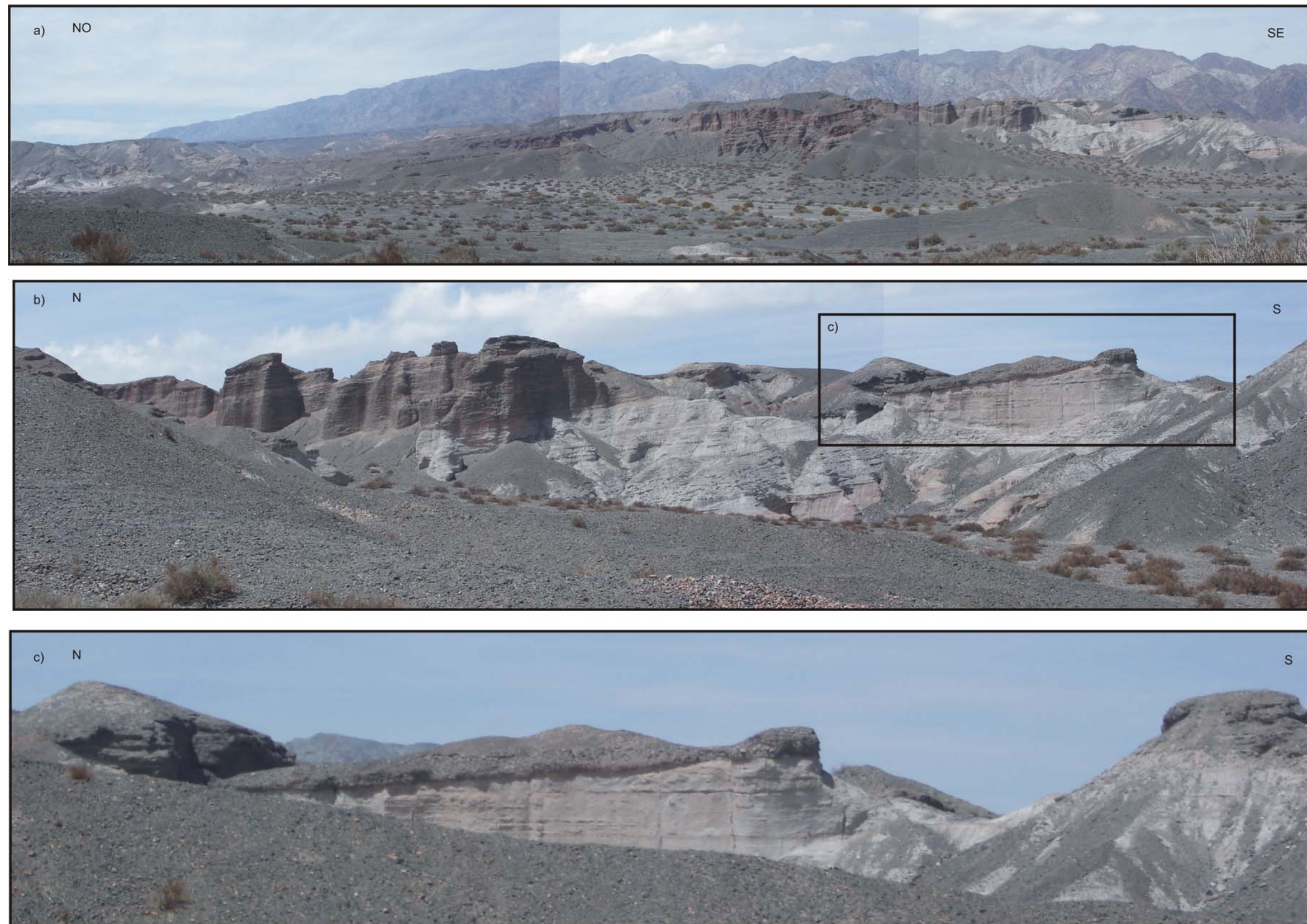


Figura XI. 22: Incisión del Perfil norte del valle de La Tranca; a) Gran valle cavado sobre las piroclastitas de las asociación de facies 4, sobre el que se depositan las lentes amalgamadas de conglomerados y fangolitas de la asociación de facies 11; c) Detalle de la incisión.

Se interpreta esta asociación como depositada por flujos fluidos en corrientes multicanalizadas, esto es debido a la geometría de los bancos, el carácter clasto-soportado de los conglomerados y a las estructuras sedimentarias de corriente. Es escaso el desarrollo de barras (dominan las litofacies Gcm y Gci), representado por las litofacies Gcp y Gch (Hein y Walker, 1977 y Collinson y Thompson 1989); los topes de las mesoformas (representados por las litofacies de areniscas gravillosas) se preservan ocasionalmente. Se interpretan estos depósitos como un sistema fluvial entrelazado conglomerádico, dominado por el elemento GB correspondería a un sistema tipo B de Miall (1996, *shallow gravel-bed braided*).

Asociación de facies 12 (Lentes amalgamadas de Conglomerados y Fangolitas)

Esta asociación de facies aflora en el tope del perfil sur del valle de La Tranca (Fig. XI.2). La asociación de facies 12 es similar a la 11 en lo que respecta a la facies conglomerádica y de areniscas gravillosas, con la excepción de que son más abundantes los entrecruzamientos (litofacies Gcp y SGp). También se encuentran areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (litofacies Sp y St). A estas se les suman espesos niveles de areniscas de color amarillo claro a ocre y fangolitas castaño oscuras de hasta 40 centímetros de espesor (Fig. XI.23). Ambas se presentan con estructuras laminadas o masivas, en ocasiones las fangolitas presentan niveles formados por concreciones carbonáticas. Hacia el sur esta unidad se presenta con mayor desarrollo de los niveles finos, que se intercalan en espesos bancos (de algunos metros de espesor) con los conglomerádicos (Fig. XI.24).

Las litofacies conglomerádicas fueron depositadas por flujos fluidos multicanalizados en los que dominaba el desarrollo de barras longitudinales (litofacies Gcp, Hein y Walker, 1977). Las arenas se interpretan como depositadas por la migración de megaódulas 2 y 3 D (Collinson y Thompson, 1989). La litofacies de fangolitas y areniscas laminadas son interpretadas como producto de decantación y crecidas en manto en un ámbito de planicie confinada (Nadon, 1994). Este sistema fluvial es interpretado como un

sistema anastomosado conglomerádico (Makaske, 2001). Esto es debido a que los niveles conglomerádicos forman bancos de geometrías lentiformes inmersos en bancos fangolítico-arenosos representativos de la planicie de inundación (FF).

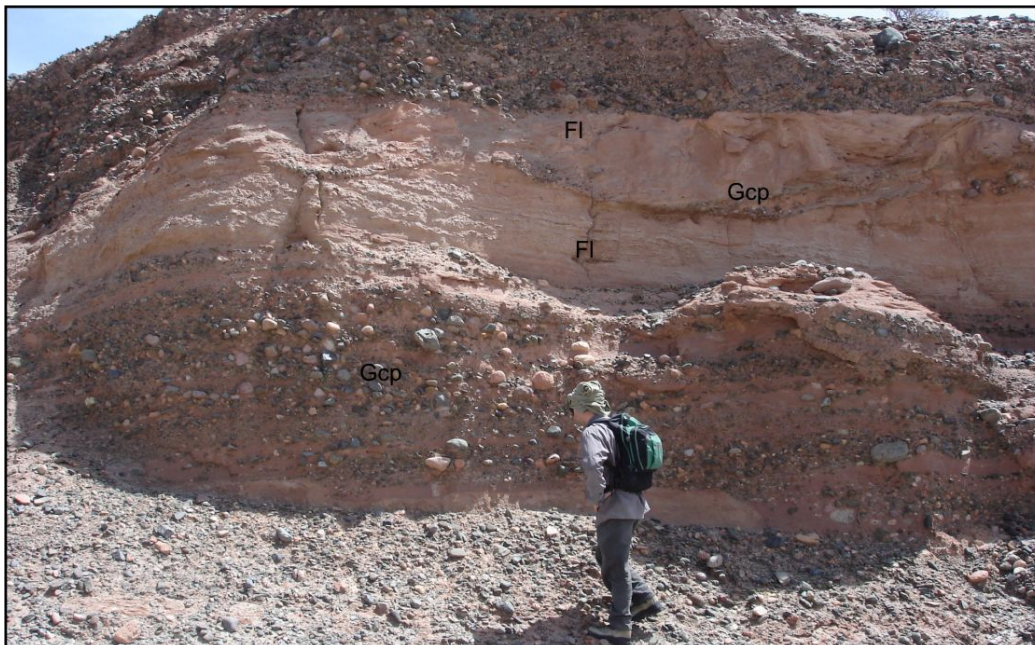


Figura XI.23: Litofacies de la Asociación de facies 12 (Lentes amalgamadas de Conglomerados y Fangolitas) de la Formación Rodeo.



Figura XI.24: Litofacies de la Asociación de facies 12 hacia el sur (Conglomerados y fangolitas) de la Formación Rodeo. Nótese el mayor desarrollo de la facies de fangolitas.

XI.2.4. EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Han sido realizados numerosos estudios magnetoestratigráficos, así como gran cantidad de dataciones en la Formación Rodeo por las numerosas intercalaciones de tobas y su relación con la compresión andina (Fig. XI.25). Beer *et al.*, (1987) realizaron una datación por el método de trazas de fisión en circones en un nivel de tobas que arrojó una edad de $8,1 \pm 1,5$ Ma; junto con un análisis magnetoestratigráfico de las sedimentitas. La mitad inferior de la secuencia dio una polaridad magnética reversa y la mitad superior una normal y con el rango de polaridades según la edad otorgada por la datación, dedujeron que el tiempo de depositación es menor a 390.000 años con una tasa de sedimentación del orden de 1 mm/año.

Re y Barredo (1993b) logran establecer la presencia de un evento completo de polaridad normal y dos eventos incompletos de polaridad reversa, y correlacionan la secuencia con un intervalo comprendido entre los 5,5 y 7,9 Ma o entre los 10,5 y 11,7 Ma.

En su recopilación de datos sobre dataciones en Precordillera y Sierras Pampeanas de otros autores y nuevas dataciones de su trabajo, Tabbutt *et al.* (1989) citan edades para la sucesión volcániclastica de la localidad de Rodeo de $8,1 \pm 1,5$ Ma y una edad de $10,2 \pm 1,4$ Ma para la localidad de Puntas Negras (más al este).

Por último Beer *et al.*, (1990) en su trabajo sobre la cuenca de Iglesia efectuaron varias dataciones distribuidas en toda el área, sobre distintos materiales y mediante distintas técnicas. Sólo tres muestras otorgaron resultados confiables según los autores, con edades de $11,2 \pm 0,5$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre biotita) y $6,7 \pm 1,2$ Ma (trazas de fisión sobre circón) para una de ellas y $8,2 \pm 0,2$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre biotita) y $7,8 \pm 0,1$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre vidrio volcánico) para las otras dos. Aunque las dos últimas edades son bastante consistentes, en la primer muestra tienen casi 5 Ma de diferencia y los autores concluyeron que con tal nivel de incertidumbre sólo pueden determinar que la mayoría de los estratos de la cuenca van desde el Mioceno medio a tardío hasta el Plioceno.

Autores	Metodo	edad	localidad
Ruskin y Jordan, 2007	No se menciona	7,63 ± 0,08 Ma	Noroeste de Cuesta del Viento
		8,40 ± 0,06 Ma	
		8,72 ± 0,13 Ma	
Re et al. 2003	Trazas de fisión	5,1 ± 0,1 Ma	Tudcum
	Trazas de fisión	7,4 ± 1,0 Ma (de Jordan et al. 1997)	Angualasto
	Trazas de fisión	17,2 ± 3,8 Ma (de Jordan et al. 1997)	Angualasto
Jordan et al. 1993	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	9,4 ± 0,9 Ma	La Tranca
	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	6,7 ± 1,2 Ma	Angualasto
	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	19,8 ± 4 Ma (clasto detrítico)	base/Angualasto
Beer et al. 1987	Trazas de fisión	8,1 ± 1,5 Ma	base
Beer et al. 1990	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	6,3 ± 0,6 Ma	base/ Cuesta del Viento
	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	7,8 ± 0,1 Ma	Cercanías de Tudcum
	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	8,2 ± 0,2 Ma	Angualasto
	Trazas de fisión	6,7 ± 1,2 Ma	superior/Cuesta del Viento
	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	11,2 ± 0,5 Ma	Angualasto
Tabbutt, et al. 1989	Trazas de fisión	10,2 ± 1,4 Ma	Puntas Negras
Leveratto 1976	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar	17 a 20 Ma	calingasta/Las Flores

Figura XI.25: Dataciones efectuadas en la Formación Rodeo por diversos autores.

Dataciones realizadas por Jordan *et al.* (1993) sobre una toba en la parte superior de la sucesión que nombró informalmente “conglomerado castaño” y aquí se incorpora a la Formación Rodeo, dio una edad promedio de $9,4 \pm 0,9$ Ma (Mioceno tardío). Por último Ruskin y Jordan (2007) presentan edades radimétricas de los afloramientos de al noroeste de Cuesta del Viento con edades entre $8,72 \pm 0,13$ Ma y $7,63 \pm 0,08$ Ma.

La Formación Rodeo en el valle de Rodeo-Iglesia se apoya en discordancia sobre la Formación Yerba Loca (Ordovícico). Los depósitos de esta unidad fueron pedimentados y se encuentran cubiertos, también en discordancia, por los depósitos cuaternarios. Sus afloramientos en el sur del valle de La Tranca se apoyan sobre los estratos paleozoicos mediante un contacto de onlap (Jordan *et al.*, 1993), donde no se conoce su techo ya que su relación cuspidal es de falla con la Formación Puesto La Flecha o Cuesta del Viento.

XI.2.5. ANÁLISIS DE MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN RODEO

Los conteos realizados en los bancos psefíticos de la Formación Rodeo Son presentados en la figura X.15. Los litotipos dominantes (XI.26) corresponden a filitas,

vulcanitas básicas, plutonitas ácidas, mayormente granitos, vulcanitas intermedias y piroclastitas. En menor proporción se encuentran areniscas pardas, blanquecinas y rojizas. En muy escasa proporción se encuentran clastos de cuarzo y caliza, e intraclastos pelíticos sólo en uno de los sitios analizados.

Las posibles áreas de aporte para esta unidad mostradas en el mapa X.32, son las ya mencionadas para la Formación Angostura del Caracol, con la excepción de la Formación Cerro Morado, cuyos afloramientos se encuentran a más de 40 Km al este los afloramientos más orientales de la Formación Rodeo y separados de estos por cordones precordilleranos, lo que hace poso probable el aporte de material desde esa unidad.

El análisis de las áreas de aporte de la Formación Rodeo es complejo debido al extenso desarrollo temporal de esta unidad, lo que permite que distintos sectores hayan sido activados como áreas de aporte a lo largo de su evolución, ya sea por movimientos tectónicos o comunicación de las distintas cuencas intermontanas. Se incluyen como áreas de aporte los afloramientos cordilleranos pre-terciarios, ya mencionadas en el análisis de modas de la Formación Cuesta del Viento (Formación Cerro de Agua Negra, Batolito de Colangüil, Grupo Choi-Yoi). Además se tienen en cuenta como fuente de aporte las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Cordillera, la Formación Valle del Cura, el Grupo Doña Ana, ya mencionadas anteriormente, a las que se suman la Formación Cerro Las Tórtolas y la Ignimbrita Vacas Heladas, todas aportan vulcanitas ácidas e intermedias.

También pueden considerarse como zonas de aporte los cordones precordilleranos que exponen a las metasedimentitas paleozoicas de la Formación Yerba Loca y, en menor proporción, las sedimentitas terciarias. Por último debe analizarse, debido a las numerosos superficies de incisión reconocidas dentro de la Formación Rodeo el material que es “reciclado” dentro de la misma unidad.

Relacionando las áreas de aporte con los diferentes litotipos reconocidos se han agrupado algunos de ellos en asociaciones. La primera y más clara corresponde a la asociación metamórfica de bajo grado (AM, Fig. XI. 26 a) formada por filitas verdes y

vulcanitas básicas provenientes de la sierra de La Tranca y de Caracol. Por otra parte se agrupan los litotipos provenientes de unidades aflorantes en la Cordillera (AC, Fig. XI. 26 b), esta asociación se encuentra formada por plutonitas ácidas, vulcanitas ácidas, areniscas pardas verdes, blanquecinas y cuarzo.



Figura XI.26: Litotipos reconocidos dentro de los conglomerados de la Formación Rodeo, a) Asociación de litotipos metamórfica de bajo grado (AM) compuesta por filitas y vulcanitas básicas, b) Plutonitas ácidas (PA), Piroclastitas (PI), Vulcanitas intermedias (VI), areniscas pardas (AP), vulcanitas ácidas (VA) y filitas (F).

Se separa en este caso una asociación formada por piroclastitas y vulcanitas intermedias (AV) que pueden estar asociadas tanto al vulcanismo explosivo de la Cordillera como al correspondiente a la Formación Rodeo, por lo que estos litotipos deben ser analizados independientemente. Las areniscas rojizas corresponden probablemente a aporte de las sedimentitas terciarias (Formación Puesto La Flecha). Por último, al igual que anteriormente los clastos de calizas son descartados ya que pueden ser aportados tanto por precordillera como por algunas unidades aflorantes en la cordillera.

La figura XI.27 muestra los diferentes conteos realizados en los perfiles de la Formación Rodeo, junto con su interpretación paleoambiental y posible correlación lateral. El dominio de la asociación metamórfica de bajo grado (AM) es claro en la base de la Formación Rodeo en el perfil de Cuesta del Viento, donde domina el aporte local típico de los depósitos de piedemonte (conteos 006 y 007). Por encima, si bien sigue dominando el aporte local se encuentra mayor partición de material desde el oeste (conteos 012 y 047), representado por la asociación cordillerana (AC) y la volcánica (AV), que en este caso al ser previa al evento piroclástico es interpretada también como un aporte desde la cordillera. Luego del pico de actividad volcánica en la cuenca los conteos se enriquecen notablemente en clastos de esta asociación (AV), sobre todo aquellos en las facies fluviales inmediatamente superior (conteos 027 y 028) aunque correspondan a sistemas de tercer orden se interpreta esta asociación como dominada por el aporte volcánico intracuencial. Por último las facies de transferencia vuelven a enriquecerse en clastos de aporte cordillerano (conteos 035 y 039).

Una evolución similar a la anteriormente descrita se observa en el perfil norte de Cuesta del Viento, con la excepción del sector cuspidal que no aflora en esta área. En la base se presenta un claro dominio de la asociación metamórfica de bajo grado (conteo 127) relacionado a un aporte local en sistemas de piedemonte. Luego se impone un sistema fluvial de transferencia, con importante aporte cordillerano (conteos 128 y 129).

Por su parte en el perfil del norte del valle de La Tranca ya desde la base se observa una mezcla entre la asociación metamórfica de bajo grado (AM) y cordillerana (AC) siendo la primera de mayor representación (conteos 075 y 076). Debido a que estas brechas habrían sido depositadas en un sistema río colector-conoide (segundo orden) la mezcla litológica indicaría que el material ha sido reciclado, por lo que se asocia la base de esta unidad a una importante superficie de incisión que permite correlacionar los perfiles (Fig. XI.27). En el sector superior de este perfil se desarrollan una serie de sistemas fluviales de transferencia, que se encuentran representados también por una mezcla de la asociación cordillerana (AC) y metamórfica de bajo grado (AM). Inicialmente se observa una participación importante de material volcánico (AV, conteo 077) debido al retrabajo de las piroclastitas subyacentes, que luego hacia el tope del perfil disminuye debido a que el aporte volcánico proviene sólo de la cordillera (conteos 078, 79 y 80).

XI.2.6. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN RODEO

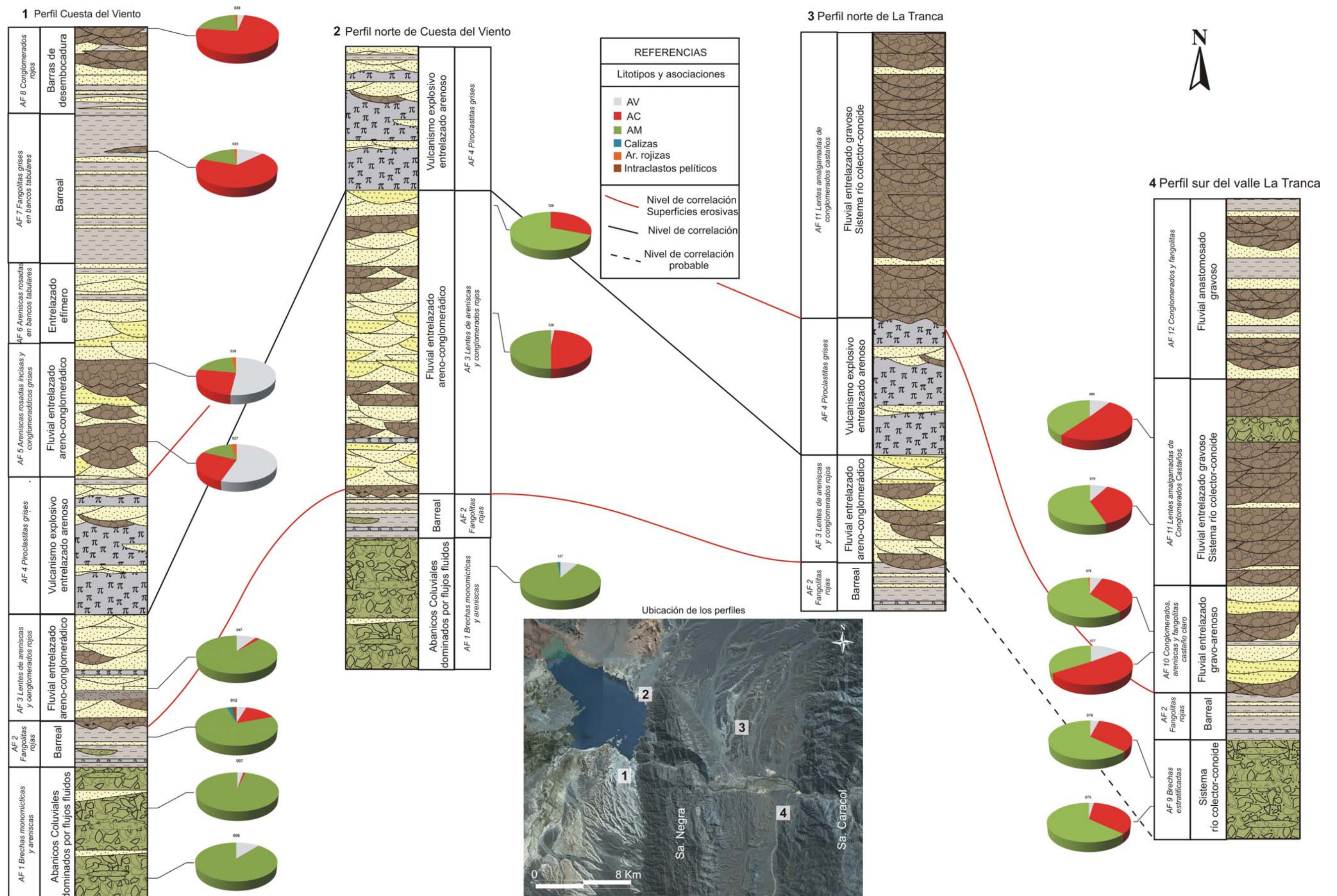
La Formación Rodeo representa el relleno de cuencas intra e intermontanas de *piggyback*. El inicio de la sedimentación en la cuenca de Rodeo-Iglesia, se habría producido con la depositación de abanicos coluviales dominados por flujos fluidos (asociación de facies 1, Brechas monomícticas y areniscas). Esta unidad depositacional habría formado un cordón aproximadamente sincrónico en el margen occidental de la sierra de La Tranca (área de aporte de esta unidad), representado en los perfiles de Cuesta del Viento y norte de Cuesta del Viento (Fig. XI.27). Este episodio se encuentra dominado por aporte de tipo local representado por la asociación metamórfica de bajo grado.

La asociación de facies de abanicos coluviales dominados por flujos fluidos (1) se relaciona vertical y, probablemente, lateralmente, depósitos de barreal de la asociación de facies 2 (Fangolitas rojas). La correlación lateral de esta unidad es clara en los perfiles de Cuesta del Viento, norte de Cuesta del Viento y norte de La Tranca.

Por encima de los depósitos de barreal se observa una gran superficie de incisión, esta superficie es la responsable de que hacia el sur desaparezca completamente la facies de barreal en el valle de Rodeo; e incluso, por sectores, también faltan las brechas de la unidad basal. Sobre esta superficie erosiva se depositan facies fluviales correspondientes a sistemas entrelazados (asociación de facies 3, lentes de areniscas y conglomerados), el espesor lateral de esta unidad presenta gran variabilidad, pasando de unos pocos metros en el perfil de Cuesta del Viento, hasta decenas de metros en los perfiles norte de Cuesta del Viento y norte de La Tranca. En este sistema de transferencia dominan los litotipos correspondientes al aporte cordillerano representado por la asociación AC y AV, debido a que, como se ha mencionado oportunamente, estos depósitos son previos a la actividad eruptiva intensa dentro de la cuenca todo el material volcánico en esta etapa es considerado como cordillerano.

Las brechas que se exponen en el sur del valle de la Tranca (asociación de facies 9, brechas estratificadas) corresponden a sistemas de río colector-conoide que drenaba longitudinalmente la cuenca de La Tranca. Se asocian temporalmente a los sistemas de transferencia antes mencionados debido a la importante participación de la asociación cordillerana, que indicaría un importante proceso erosivo y de reciclado de material dentro de esta unidad.

Se sobre impone a esta unidad vulcanismo explosivo generalizado, cuya fuente más probable se encuentra en el sur del valle de Rodeo (Co. Negro de Iglesia; Bercowski, 1993). Se deposita así una compleja unidad de interacción entre procesos volcánicos y fluviales (asociación de facies 4, Piroclastitas grises). En los inicios de la depositación de esta unidad domina la actividad volcánica representada por flujos y oleadas piroclásticas, luego, en el sector medio y superior comienzan a intercalar facies de canales fluviales entrelazados arenosos cada vez con menor participación piroclástica que hacia el tope intercalan cada vez más niveles pelíticos.



Posteriormente se reinstaura el sistema fluvial entrelazado areno-conglomerádico, representado en el perfil de Cuesta del Viento por la asociación de facies 5, areniscas rosadas incisas y conglomerados grises. En los perfiles norte y sur del valle de La Tranca, durante este período se desarrollan las asociaciones de facies 10 y 11 (lentes de conglomerados, areniscas y fangolitas castaño claro y lentes amalgamadas de conglomerados castaños) mostrando un sector del valle alineado con el eje principal del curso. Si bien esta unidad presenta variaciones en los distintos afloramientos de la Formación Rodeo, se correlaciona en los distintos perfiles debido a que corresponden todos a sistemas fuertemente erosivos y se ubican temporalmente sobre el pulso de máxima de actividad volcánica.

En el caso de estar presente, tanto la asociación de facies 5 como la 11 se depositan sobre la asociación de facies 4 (piroclástitas grises) como en el perfil de Cuesta del Viento y norte de La Tranca. Mientras que en los afloramientos del sur de La Tranca lo que se observa es la abundante presencia de material piroclástico como clastos debido a que la unidad ha sido completamente canibalizada representada en la asociación de facies 10. Esta segunda superficie erosiva que afecta a los depósitos piroclásticos, se reconoce en el campo como un “complejo de incisión” más que como una única superficie, correspondería al límite de secuencia 2-3 propuesto por Ruskin y Jordan (2007).

El sistema fluvial de las asociaciones de facies 5 y 11 correspondería a uno de transferencia entre la cuenca de Rodeo y la de La Tranca, una vez conectadas ambas cuencas este sistema habría desembocado hacia el sur, evolucionando también a facies con mayor proporción de finos (asociación de facies 12, lentes amalgamadas de conglomerados y fangolitas). El aporte de este sistema de transferencia es desde el oeste, se presenta siempre con altas proporciones de litoclastos de la asociación cordillerana (AC) y de la volcánica (AV), que en este caso representa la suma del aporte local y desde la cordillera. Junto con la asociación metamórfica de bajo grado de aporte local que también se encuentra presente. Un punto a tener en cuenta es que si bien los

conteos realizados en el perfil sur del Valle de La Tranca no muestran una participación tan alta de material piroclástico como los del perfil de Cuesta del Viento, mucho del material volcánico de esta asociación se encuentra como matriz debido a su fácil degradación mecánica. A su vez se observa un aumento en el porcentaje de aporte de la asociación metamórfica de bajo grado (AM), debido que el sistema fluvial habría recibido cada vez mayor aporte desde las sierras laterales.

Por último en la cuenca de Rodeo se observa el desarrollo de un sistema efímero arenoso con participación de planicies (asociación de facies 6, Areniscas rosadas en bancos tabulares) que evoluciona a un sistema de barreal y barras de desembocadura (asociaciones de facies 7 y 8, Fangolitas grises en bancos tabulares y Conglomerados rojos), estos sistemas se encuentran restringidos a la cuenca de Rodeo y pueden o no ser correlativos al sector superior del perfil sur de La Tranca. Las barras de desembocadura del barreal presentan un amplio dominio de la asociación cordillerana (AC).

XII. MODELO DE SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE *PIGGYBACK*

XII.1. INTRODUCCIÓN

Para crear modelos sedimentarios del relleno de las cuencas de *piggyback* serán expuestos primeramente los esquemas presentados por diferentes autores, analizados los factores principales que afectan su sedimentación y luego revisados los conceptos fundamentales de estratigrafía secuencial en ambientes continentales. Lo dicho, sumado a la información presentada en los capítulos previos, ha permitido presentar modelos conceptuales de sedimentación en áreas de *piggyback*, los que incluyen tanto cuencas cerradas como abiertas con alto y bajo espacio de acomodación. Los modelos propuestos son aplicados al análisis de las tres unidades terciarias tratadas en los capítulos anteriores (todas ellas depositadas en ambientes inter e intramontanos durante la orogenia andina), y a la generación de depósitos lagunares intramontanos de edad pleistocena-holocena.

XII.2. ANTECEDENTES

XII.2.1. ANTECEDENTES RELACIONADOS AL ESTUDIO DE CUENCAS DE *PIGGYBACK*

El relleno sedimentario de las cuencas de *piggyback* ha merecido comparativamente mucha menor atención que las ubicadas dentro de un contexto igualmente compresivo como las de antepaís y antearco. Definidas inicialmente por Ori y Friend (1984), fueron luego divididas por Wagerich (2001) en dos tipos, que son los casos extremos de un continuo. Las cuencas aquí estudiadas (tanto terciarias como cuaternarias) corresponden al tipo 2 de Wagerich (2001). Se propone en esta tesis, como

ya ha sido mencionado en el Capítulo VI, clasificar las cuencas continentales de *piggyback* en abiertas y cerradas, según posean o no un sistema de transferencia que las vincule al frente orogénico.

DeCelles y Giles (1996) en su modelo para sistemas de cuencas de antepaís incluyen modelos de subsidencia y deposición para las cuencas de tope de cuña (*wedge-top depozones*) donde incluyen las de *piggyback*. Proponen que períodos de acortamiento y elevación de la cuña orogénica se encuentran marcados por deformación sindeposicional relacionada a los corrimientos y discordancias debido a períodos de erosión y al *bypass* de sedimentos hacia el *foredeep*. Por otra parte, los períodos en los que la parte frontal de la cuña orogénica no está acortándose, son marcados por el desarrollo de una superficie de discontinuidad continua en el tope de cuña, seguida por un *onlap* regional que no tiene deformación sindeposicional.

Si bien DeCelles y Giles (1996) incluyen dentro del área de tope de cuña a las cuencas de *piggyback*, en esta Tesis se restringe el término *piggyback* para las cuencas que encuentran entre las láminas de corrimiento (Fig. XII.1).

Además de los factores anteriormente citados otros autores mencionan la importancia de las acumulaciones locales por endicamientos estructurales debido a crecimientos de pliegues en los frentes de la faja plegada y corrida (Lawton y Trexler, 1991 y Talling *et al.*, 1995).

Talling *et al.* (1995) analizaron la deposición en cuencas de *piggyback*, donde observan la alternancia de periodos de incisión con períodos de rápida agradación, y los relacionan a la evolución estructural de la faja plegada y corrida. Los autores interpretaron esta alternancia como causada por la interacción entre subsidencia por flexura de la litosfera y el levantamiento de la cuenca por el sistema de corrimientos. La resultante entre estos dos procesos también determinan el tipo de facies asociadas, así diferencias en el grado de actividad de los corrimientos corresponde a distintos tipos de facies.

Modelos estructurales sobre el desarrollo de cuencas de *piggyback* fueron desarrollados por diversos autores. Leturmy *et al.* (2000), en particular realizan modelos análogos y numéricos teniendo en cuenta la influencia de los procesos de erosión y sedimentación en las cuencas de *piggyback* relacionados a la evolución de la cuña orogénica. Por otro lado, Barr y Dahlen (1989), Beaumont *et al.* (1992) y Willet (1992) efectuaron modelos similares, pero ahora analizando el efecto de los procesos superficiales a escala más regional incluyendo el total de la cuña orogénica.

XII.2.2. ANTECEDENTES RELACIONADOS AL ESTUDIO DE CUENCAS DE ANTEPAÍS

Más allá de los modelos discutidos resulta imposible separar la evolución de las cuencas de *piggyback* de las de antepaís (Fig. XII.1). En este sentido el nivel de base regional de muchas de las cuencas de *piggyback* corresponde al valle que conforma el *foredeep*, por lo tanto variaciones en la subsidencia o cambios tectónicos regulan indirectamente ciclos de agradación y erosión en el área de *piggyback*. Por otra parte la generación de espacio de acomodación en las cuencas de *piggyback* se encuentra estrechamente ligada a los procesos que también afectan a la cuenca de antepaís.

Cabe señalar que parte de las sucesiones terciarias estudiadas en esta tesis presentan, además de la sedimentación en estadio de cuencas de *piggyback*, el registro sedimentario de la etapa de antepaís previa a la elevación del área e incorporación a la faja plegada y corrida. Es por eso que el registro sedimentario de muchas cuencas intramontanas requiere de una correcta distinción entre el relleno correspondiente a las etapas de antepaís y *piggyback*.

Por lo arriba expuesto una revisión crítica de los modelos aplicados a las cuencas de antepaís se hace necesario para una correcta interpretación de los procesos en el área de *piggyback*. No es el objeto de esta tesis efectuar un exhaustivo análisis de los numerosos modelos propuestos (p. e. Cross, 1986; Johnson y Reynolds, 1986; Beaumont

et al., 1992; Damanti, 1993; Jordan 1995 y DeCelles y Giles, 1996), sino solo referirse sucintamente a aquellos que guardan estrecha relación con las cuencas de *piggyback*.

Según el esquema del sistema de cuenca de antepaís propuesto por DeCelles y Gilles (1996) cada zona esta caracterizada por un tipo de subsidencia y acomodación de sedimento, debido a que cada una de las zonas responde de forma diferente a los procesos del sistema de subducción. Dentro de los tipos de subsidencia que afectan al sistema de cuenca de antepaís se encuentra aquella producida por carga topográfica y la asociada a la dinámica de la placa subductada. Debido a su definición, las cuencas de antepaís se encuentran asociadas a fajas plegadas y corridas, por lo que todas son afectadas por la carga topográfica de los cordones montañosos asociados. Esta carga produce respuestas flexurales sobre distancias de varios cientos de kilómetros (Jordan, 1981; Jordan, 1995; DeCelles y Giles, 1996 y Johnson y Beaumont, 1995). Esto produce una depresión profunda y asimétrica cerca de la carga (*foredeep*), una zona levemente elevada o dorso periférico (*forebulge*) y detrás una zona de mucha menor subsidencia (*backbulge*). En las cuencas de antepaís de retroarco, que se generan en subducciones de tipo andino, la placa oceánica que es subductada genera subsidencia adicional (Mitrovica *et al.*, 1989 y Holt y Stern, 1994). Ambos tipos de subsidencia flexural tienen diferentes longitudes de onda los que hace que puedan interferir destructiva o constructivamente.

Por otra parte, el modelo de De Celles y Giles (1996) analiza el espacio de acomodación de sedimento en los diferentes sectores de los sistemas de cuenca de antepaís, que es controlado principalmente por la subsidencia flexural. Varios autores han estudiado la sedimentación en cuencas de antepaís (*foredeep*) y coinciden en señalar que la acumulación de sedimentos en esta zona es debida principalmente a la subsidencia debido a la flexura por carga y que el sedimento proviene de la erosión de la cuña orogénica. La zona del dorso periférico (*forebulge*) se encuentra comúnmente sometida a erosión, aunque también puede ser cubierta por sedimentos sinorogénicos.

En esta Tesis se destaca la importancia del estudio de la sedimentación en el tope de cuña y en las cuencas de *piggyback* asociadas cuando se pretende analizar el registro sedimentario del sistema de cuencas de antepaís. Por ejemplo, la progradación de cuñas clásticas que frecuentemente se asocia a cambios en la subsidencia en el *foredeep* (Cross, 1986), podría ser también el resultado de cambios dentro del sector de tope de cuña o en las cuencas de *piggyback* asociadas. Estos cambios, no necesariamente se asocian a variaciones en la subsidencia en el *foredeep*, e incluso no necesariamente tienen que reflejar la migración del frente orogénico. Como se verá más adelante, incluso factores climáticos (no tectónicos) pueden inducir el transporte masivo de material desde el *piggyback* hacia el *foredeep* generando cuñas clásticas progradacionales en el antepaís.

Por su parte el clásico modelo de dos fases, en los que actividad del frente orogénico generan una alta subsidencia y acumulación de material grueso en sectores proximales del *foredeep*, mientras que procesos de calma tectónica generan la progradación de material grueso hacia el sector distal de la cuenca presenta varios problemas. El primero corresponde a la cinemática de la cuña orogénica, cuyo desarrollo sería más continuo en el tiempo, por lo que los quiebres en la curva de subsidencia no necesariamente representarían eventos de corrimiento (DeCeles y Giles, 1996). Otra propuesta fue realizada por Horton y DeCelles (2001) que muestra que un control mayor en la acumulación de sedimentos gruesos en el antepaís corresponde al tamaño de la zona de captación en la faja plegada y corrida. Otra explicación es propuesta aquí para esa progradación, además de la ya mencionada por el autor, y se relaciona a al espacio de acomodación generado en las cuencas de *piggyback*, que pueden acumular gran cantidad de material, que al combinarse con diferentes factores pueden generar pulsos que entregan ese material acumulado hacia el antepaís.

Han sido realizados numerosos modelos cuantitativos de las cuencas de antepaís, estos podrían ser divididos en dos grandes grupos. Primero aquellos en los que es tomada en cuenta la subsidencia flexural de la litosfera debido a la carga topográfica y en

algunos casos debido a la carga de sedimentos realizados por Jordan (1981), Karner y Watts (1983), Stockmal *et al.* (1986), Beaumont *et al.* (1988) y Cardozo y Jordan (2001). Luego aquellos en los que además se toma en cuenta la redistribución de material desde la cuña orogénica hacia la cuenca de antepaís (Flemings y Jordan, 1989 y Johnson y Beaumont, 1995).

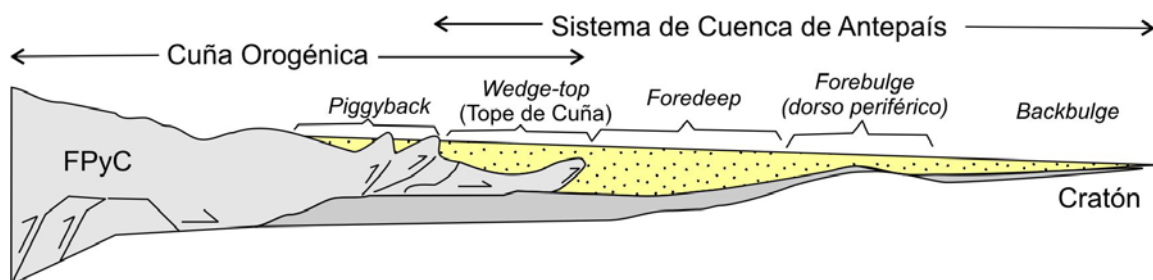


Figura XII.1: Esquema del sistema de antepaís modificado de DeCeleles y Giles (1996), indicando la posición de las cuencas de *piggyback*.

XII.3. FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE *PIGGYBACK*

Los principales factores alocíclicos que condicionan el registro sedimentario de las cuencas de *piggyback*, al igual que la mayoría de las cuencas sedimentarias, son aquellos que afectan el espacio de acomodación (E), y el aporte sedimentario (A); en muchas ocasiones los cambios afectan a ambas variables (Fig. XII.2). El análisis de estos factores puede ser enfocado desde distintos puntos de vista, serán aquí analizados según sean de carácter regional o local, o según afecten a los sistemas aguas arriba o aguas abajo.

XII.3.1. FACTORES DE ESCALA LOCAL vs. ESCALA REGIONAL

Las variables que afectan la sedimentación en las cuencas de *piggyback* de escala regional son aquellas que afectan a toda la cuña orogénica, mientras que las de carácter local involucran a cada cuenca de *piggyback* en forma independiente. En general los factores locales afectan a todos los sistemas de la misma forma dentro de la cuenca de *piggyback* mientras que los regionales serán analizados para los sistemas de transferencia (tercer orden) y el resto de los sistemas tiende a ajustarse a este cambio luego de un cierto periodo de dilatación (Dalrymple *et al.* 1998) o retardo.

Factores que controlan el espacio de acomodación (E)

El espacio de acomodación, como hemos mencionado, se encuentra controlado por factores locales y regionales, ambos representados por la subsidencia (S) y el nivel de base (NB). Dentro de los factores regionales capaces de crear espacio de acomodación se encuentra la subsidencia regional (SR) controlada por la tasa de subsidencia flexural de la cuña orogénica (Jordan, 1981; Jordan, 1995; DeCelles y Giles, 1996, entre otros, Fig. XII.2 y XI.3 a). La disminución del espacio de acomodación se produce por ascensos de la cuña orogénica debido a acortamiento por movimientos internos de la cuña o por rebote isostático (DeCelles y Giles, 1996; Fig. XII.2 y XII.3 b y c).

La segunda variable que regula el espacio de acomodación de forma regional, corresponde al perfil de equilibrio del sistema de transferencia de las cuencas (sistema de tercer orden), que se encuentra controlado por factores aguas arriba y aguas abajo, de ellos se tienen en cuenta aquí el nivel de base regional (NBR) y el caudal (QT). El nivel de base regional (NBR) de las cuencas de *piggyback* corresponde a la cuenca de antepaís y puede aumentar o reducir el espacio de acomodación (Fig. XII.3 d y e). El caudal puede también afectar el perfil de equilibrio aumentando o disminuyendo el espacio de acomodación y también tendrá influencia en la distribución del material sedimentario. Como fuera ya mencionado por Goodbred (2003) y Meetei *et al.* (2007)

entre otros, si bien la tectónica tiene gran influencia en la producción de sedimentos hacia el sistema fluvial (en este caso de transferencia) esto no aumenta la descarga, por lo que para que la gran cantidad de sedimentos generada pueda ser transportada es necesario un cambio climático.

Principales factores que afectan el registro sedimentario de las cuencas de <i>piggyback</i>	Variable		Aumento		Disminución	
	Δ Espacio de acomodación (E)	Regional	Subsidencia Flexural	Carga tectónica de la cuña orogénica	Levantamiento de la cuña orogénica	Rebote isostático por erosión
				<i>Slab-pull</i>		Acortamiento y espesamiento de la cuña
				Dinámica de la placa subductada		
		Δ en el perfil de equilibrio del sistema de transferencia	Aumento del nivel de base regional (antepaís)	Δ en el perfil de equilibrio del sistema de transferencia	Disminución del nivel de base regional (antepaís)	
			Disminución en el caudal		Aumento del caudal	
		Local	Subsidencia tectónica	Mov. de la falla (bloque yacente)	Caída del nivel de base local	Mov. de la falla (bloque colgante en cuencas abiertas)
	Aumento del nivel de base local		Endicamiento sedimentario	Captura del drenaje e incisión		
			Endicamiento estructural, Mov. de la falla (bloque colgante en cuencas cerradas) Importancia menor			
	Δ Aporte de sedimentos (A)	Regional	Aumento de producción de sedimentos controlada por factor climático/ vulcanismo explosivo		Disminución de producción de sedimentos controlada por factor climático	
			Captura del drenaje (hacia la cuenca)		Captura del drenaje (desvío fuera de la cuenca)	
			Levantamiento orogénico aguas arriba de la cuenca		Levantamiento orogénico aguas abajo de la cuenca	
		Local	Aumento de producción de sedimentos controlada por factor climático/ vulcanismo explosivo		Disminución de producción de sedimentos controlada por factor climático	
Mov. de la falla (bloque yacente)			Mov. de la falla (bloque colgante)			

Figura XII.2: Tabla mostrando los principales factores alocíclicos que afectan el registro sedimentario en las cuencas de *piggyback*, según afectan al espacio de acomodación o al aporte de sedimento.

En cuanto a los factores que afectan localmente al espacio de acomodación en las cuencas de *piggyback*, se encuentra la subsidencia tectónica o estructural (ST) y los

niveles de base locales (NBL). Como se muestra en las figuras XII.4 a, b y e, pueden afectar aumentando o disminuyendo el espacio de acomodación. Particularmente movimientos de las fallas que limitan las cuencas pueden actuar generando espacio de acomodación en el caso de que se trate del bloque yacente (Fig. 4 a). Los movimientos de la falla y en particular los eventos sísmicos pueden producir subsidencia en el bloque yacente de una falla a escalas de tiempo mucho más cortas que la respuesta flexural de la litósfera a la carga (Talling *et al.*, 1995). Si por el contrario se trata del bloque colgante el movimiento de la falla puede generar disminución del espacio de acomodación debido a un descenso relativo del nivel de base (en cuencas abiertas, Fig. XII.4 b) o aumento en el espacio de acomodación debido a la generación de endicamientos estructurales (cuencas cerradas, Fig. XII.4 e), aunque estos últimos generarían escaso registro sedimentario (Talling *et al.*, 1995).

Hay otros factores locales que pueden afectar el espacio de acomodación, por ejemplo endicamientos de tipo sedimentario (Fig. XII.5 c), que generan un aumento en el nivel de base local (Suriano y Limarino, 2005) y producirá gran registro sedimentario (Talling *et al.*, 1995). Una disminución en el espacio de acomodación local puede ser generada debido a la disminución del nivel de base por la captura del drenaje de la cuenca (Fig. 4d)

Factores que controlan el aporte de sedimentos (A)

La segunda variable que afecta el relleno sedimentario de las cuencas de *piggyback* es, como hemos mencionado anteriormente, el aporte de sedimentos (A) y puede ser concebido como de origen local (AL) y foráneo (AF). En este trabajo se identifica al aporte local (AL) como el generado por meteorización de rocas y posterior transporte de material desde los frentes montañosos que limitan las cuencas. Bajo la denominación de de aporte foráneo (AF) se reconoce a los sedimentos provenientes de cuencas vecinas.

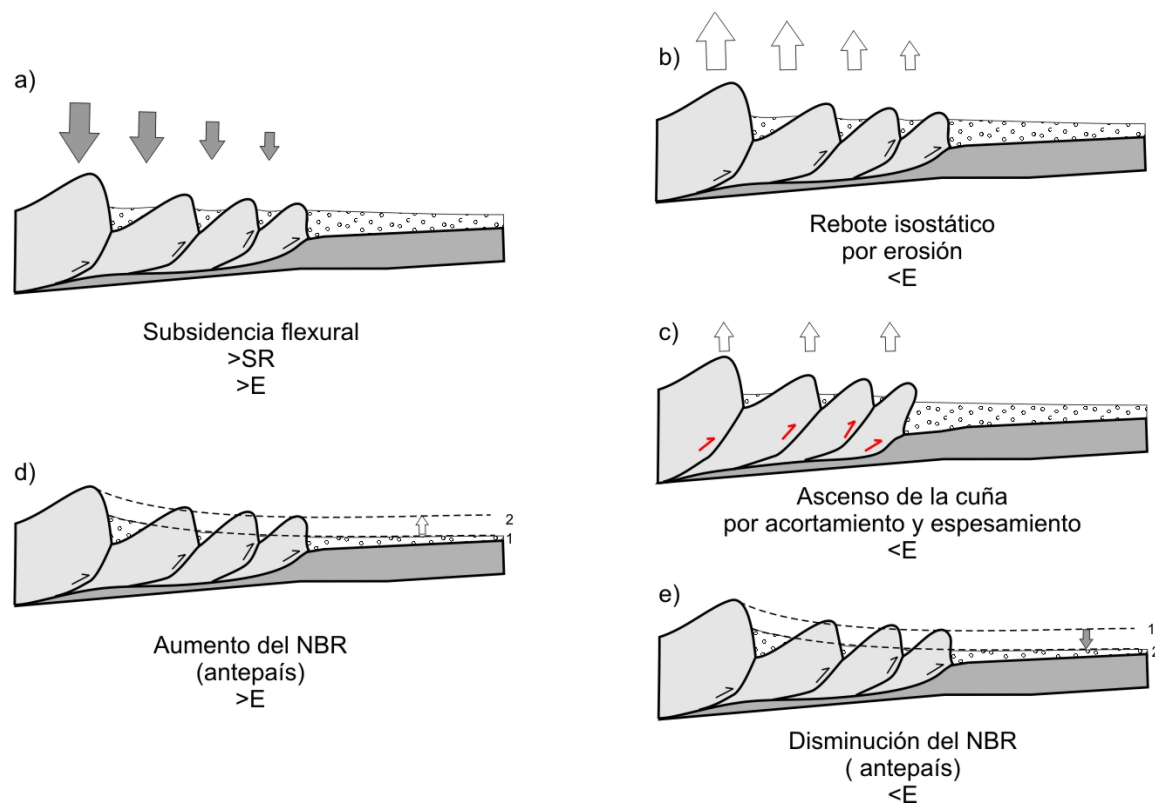


Figura XII.3: Esquema mostrando algunos de los factores que controlan la sedimentación en las cuencas de *piggyback* a escala regional, SR: subsistencia regional, E: espacio de acomodación, NBR: nivel de base regional.

Obviamente este factor se encuentra interrelacionado con el anterior, como es el caso de los factores que afectan el aporte sedimentario local, donde los movimientos de las fallas que limitan las cuencas, además de afectar el espacio de acomodación afectan el aporte de sedimentos (Fig. XII.4 a y b).

Según Talling *et al.* (1995) cuando una cuenca permanece siempre abierta cambios en la tasa de acumulación se encuentran relacionados a periodos de subsidencia o levantamientos de la cuenca en relación a sitios fuera de la cuenca más que a movimientos locales.

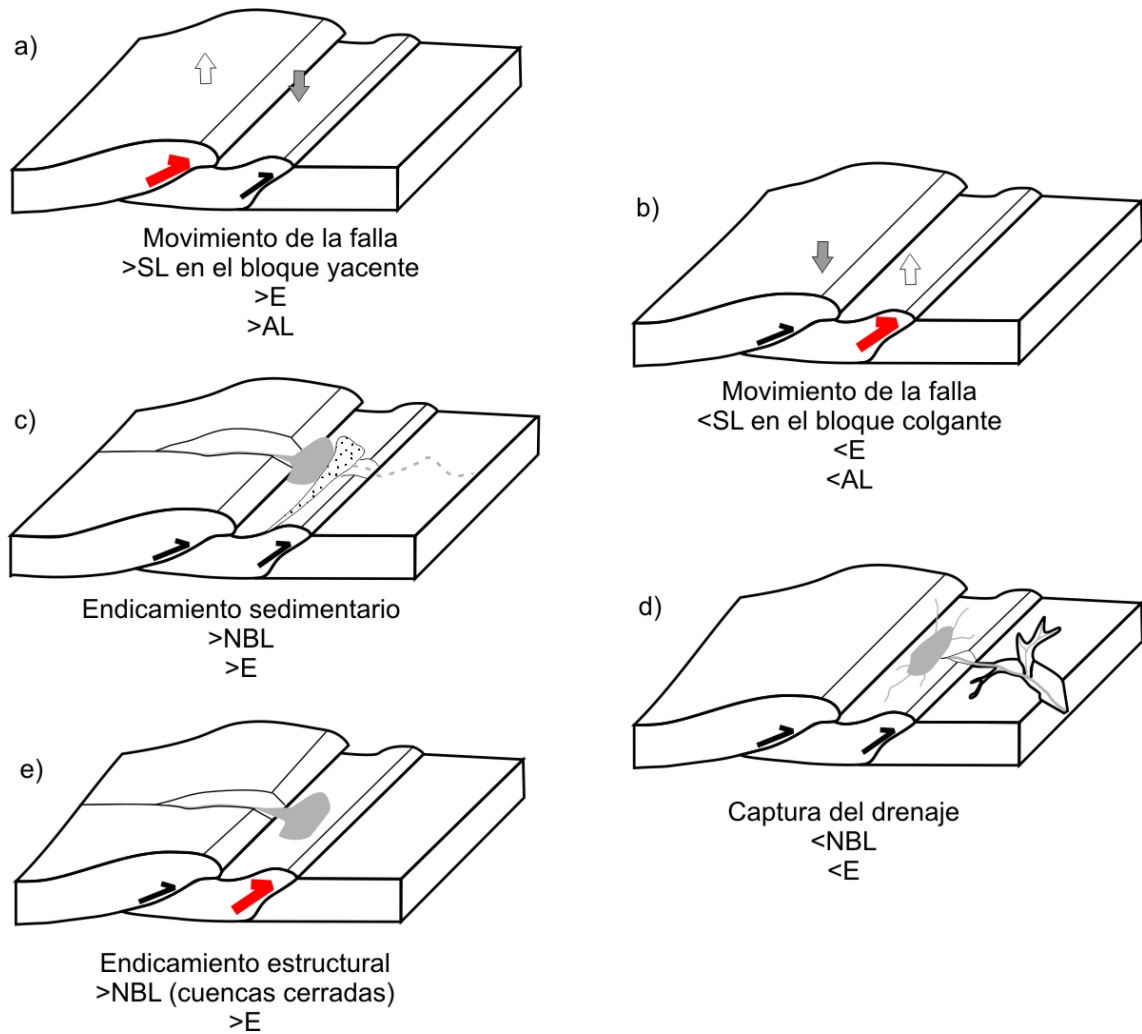


Figura XII.4: Esquema mostrando algunos de los factores que controlan la sedimentación en las cuencas de *piggyback* a escala local, SL: subsidencia local, E: espacio de acomodación, AL: aporte local, NBL: nivel de base local.

XII.3.2. FACTORES AGUAS ARRIBA vs. AGUAS ABAJO

Los sistemas fluviales responden a varios factores que controlan la sedimentación, la importancia relativa de estos factores varía desde las nacientes hasta las desembocaduras (Shanley y McCabe, 1994 y Catuneanu, 2006). Así, los factores explicados en la sección anterior (XII.3.1) también pueden ser divididos de acuerdo afecten al sistema fluvial en la desembocadura o en cabeceras.

Esta división puede ser efectuada sólo en cuencas abiertas, debido a que el término aguas arriba y aguas abajo refiere al sistema de transferencia. Los sistemas

afectados por los controles “aguas arriba” se encuentran sometidos a cambios en el caudal y aporte de sedimento independientemente del nivel de base, originados por una combinación entre el clima, el tectonismo del área fuente y la subsidencia de la cuenca. Este tipo de controles son los que afectan a los de transferencia en sectores proximales. En cuencas cercanas al antepaís cobrarán mayor importancia los controles “aguas abajo” como cambios en el nivel de base.

XII.4. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL EN AMBIENTES CONTINENTALES

Numerosos trabajos han sido realizados con el fin de proponer modelos secuenciales para la estratigrafía en sucesiones continentales (p. e. Shanley y McCabe, 1994; Quirk, 1996; Darlymple *et al.*, 1998; Blum y Törnqvist, 2000 y Miall, 2002). Los cortejos sedimentarios usados habitualmente en estratigrafía secuencial (regresivo, transgresivo y de mar alto, (Vail *et al.*, 1977; Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990 y Posamentier y Allen, 1999, entre otros) deben su nombre a cambios en el nivel del mar y deben ser usados solo en sucesiones marinas o costeras, o bien en sucesiones de sedimentación mixta (continental-marina) donde las secuencias sean claramente correlacionables. Dahle *et al.* (1997) propuso que las secuencias continentales limitadas por discontinuidades pueden ser divididas en dos cortejos, el de bajo y el de alto espacio de acomodación (Fig. XII.5). Esta propuesta independiza los cortejos sedimentarios del nivel del mar y los relaciona a cambios en el espacio de acomodación fluvial a través del tiempo (Catuneanu, 2006). Es común que el pasaje de un cortejo al otro sea transicional más que abrupto.

Darlymple *et al.* (1998) propuso el uso de las discontinuidades generadas por erosión fluvial para aplicar conceptos de estratigrafía secuencial a unidades continentales. Define dos tipos de límites de secuencias y tres tipos de cortejos sedimentarios según la relación entre el perfil del cauce y el perfil de equilibrio. Este

esquema aplicable a secuencias continentales fluviales puede ser relacionado al propuesto por Dhale *et al.* (1997).

Cortejo Sedimentario Características	de bajo espacio de acomodación		de alto espacio de acomodación
	Confinado	No confinado	
Arreglo	progradacional		agradacional
Energía	inicialmente aumenta y luego disminuye		disminuye
Gradación	granocreciente en la base		granodecreciente
Tamaño de grano	más grueso		más fino
Geometría	Muy irregular y discontinuo	Base erosiva de bajo relieve tabular	tabular o en cuña
Relación gruesos/finos	alta		baja
Arquitectura	Rellenos de canales amalgamados		Cintas arenosas aisladas
Planicie	escasa		abundante
Carbón	Ausente o escaso		Bien desarrollados
Peleosuelos	Bien desarrollados		Pobremente desarrollados

Figura XII.5: Características de los cortejos de alto y bajo espacio de acomodación modificado de Catuneanu (2006).

XII.4.1 CORTEJO DE BAJO ESPACIO DE ACOMODACIÓN

En sucesiones fluviales las condiciones de bajo espacio de acomodación generan un relleno de valle inciso dominado por rellenos de canales multiepisódicos sin planicie. El relleno es progradacional y se encuentra asociado a bajas tasas de agradación. La geometría irregular asociada a estos cortejos se encuentra influenciada por la topografía del valle inciso subyacente, generados en etapas previas de espacio de acomodación negativo. Esta situación como se ha mencionado anteriormente pudo haber sido generada por numerosos factores de escala local o regional, los autores proponen cambios de tipo regional, y dan como ejemplo levantamiento tectónico y aumento en la descarga fluvial inducida por cambios climáticos.

Este cortejo sedimentario en general representa la fracción más gruesa del arreglo sedimentario y refleja el accionar de los sistemas fluviales de mayor energía. Comúnmente los cortejos sedimentarios de bajo espacio de acomodación se desarrollan sobre discontinuidades subaéreas, reflejando el inicio de la sedimentación mientras que el espacio de acomodación es todavía limitado (Catuneanu, 2006).

Corresponden a sistemas fluviales dominados por carga de lecho que representan las facies de mayor energía del sistema, a medida que van rellorando la cuenca la energía va disminuyendo gradualmente hasta el fin del espacio de acomodación positivo.

Un punto a tener en cuenta es que, dependiendo de la localización dentro de la cuenca y la distancia al área fuente de sedimento, la base del cortejo sedimentario de bajo espacio de acomodación puede mostrar un perfil granocreciente (arreglo progradacional). Más allá de la erosión que genere el material grueso sobre el fino esta transición de facies no genera una discontinuidad y el verdadero límite de secuencia se encuentra en una posición estratigráfica inferior, dentro de las facies finas (Sweet *et al.*, 2003 y Catuneanu, 2006).

Con el fin de combinar este modelo con el propuesto por Darlymple *et al.* (1998) se propone aquí una variante del cortejo sedimentario de bajo espacio de acomodación, según si se encuentre o no dentro de un valle inciso. Se presentan así el cortejo de bajo espacio de acomodación confinado o inciso (anteriormente descrito), que sería equivalente a los depósitos de bajo perfil de equilibrio confinado de Darlymple *et al.* (1998). Un nuevo cortejo correspondería al de bajo espacio de acomodación no confinado, similar a los canales amalgamados no confinados propuestos en el modelo de Darlymple *et al.* (1998) asociados a un descenso del perfil de equilibrio fluvial.

XII.4.2 CORTEJO DE ALTO ESPACIO DE ACOMODACIÓN

Relacionado a altas tasas de creación de espacio de acomodación, presenta una arquitectura más simple, con mayor porcentaje de finos de planicie que encapsulan los

cuerpos de canal (Catuneanu, 2006) o de lóbulos. El estilo depositacional es agradacional y tiene menos influencia de la topografía subyacente, lo que ocasiona arreglos más continuos lateralmente (Catuneanu, 2006). Se produce una disminución de energía que genera la disminución de tamaño de grano hacia el tope del cortejo (Sweet *et al.*, 2003, y Catuneanu, 2006). Este cortejo es similar a las facies de alto perfil de equilibrio definidas por Darlymple *et al.* (1998).

XII.5. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN PROPUESTOS

El objetivo de este capítulo es analizar el efecto de los controles alo y autocíclicos sobre la sedimentación. La primera gran división corresponde a los modelos según se trate de cuencas abiertas o cerradas. Para las cuencas abiertas se relacionaron los diferentes cortejos sedimentarios a cambios en el espacio de acomodación del sistema de transferencia, controlado por el perfil de equilibrio del sistema fluvial. En el caso de cuencas cerradas los cortejos sedimentarios fueron relacionados al espacio de acomodación dentro de la cuenca.

La figura XII.6 muestra en el sector superior la relación entre el perfil de equilibrio y el perfil de cauce a través del tiempo para el sistema de transferencia, mientras la cuenca es de tipo abierta. Allí se reconocen cuatro estados: 1) Cuenca en degradación, 2) Cortejo de bajo espacio de acomodación confinado, 3) Cortejo de alto espacio de acomodación y 4) Cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado. En la parte inferior de la figura se observa un perfil idealizado de estos cambios en el registro sedimentario (los números relacionan los depósitos con los diferentes estadios representados en la curva). A la izquierda se presentan los efectos de estas variaciones en las cuencas de *piggyback* y a la derecha los efectos esperados en el antepaís.

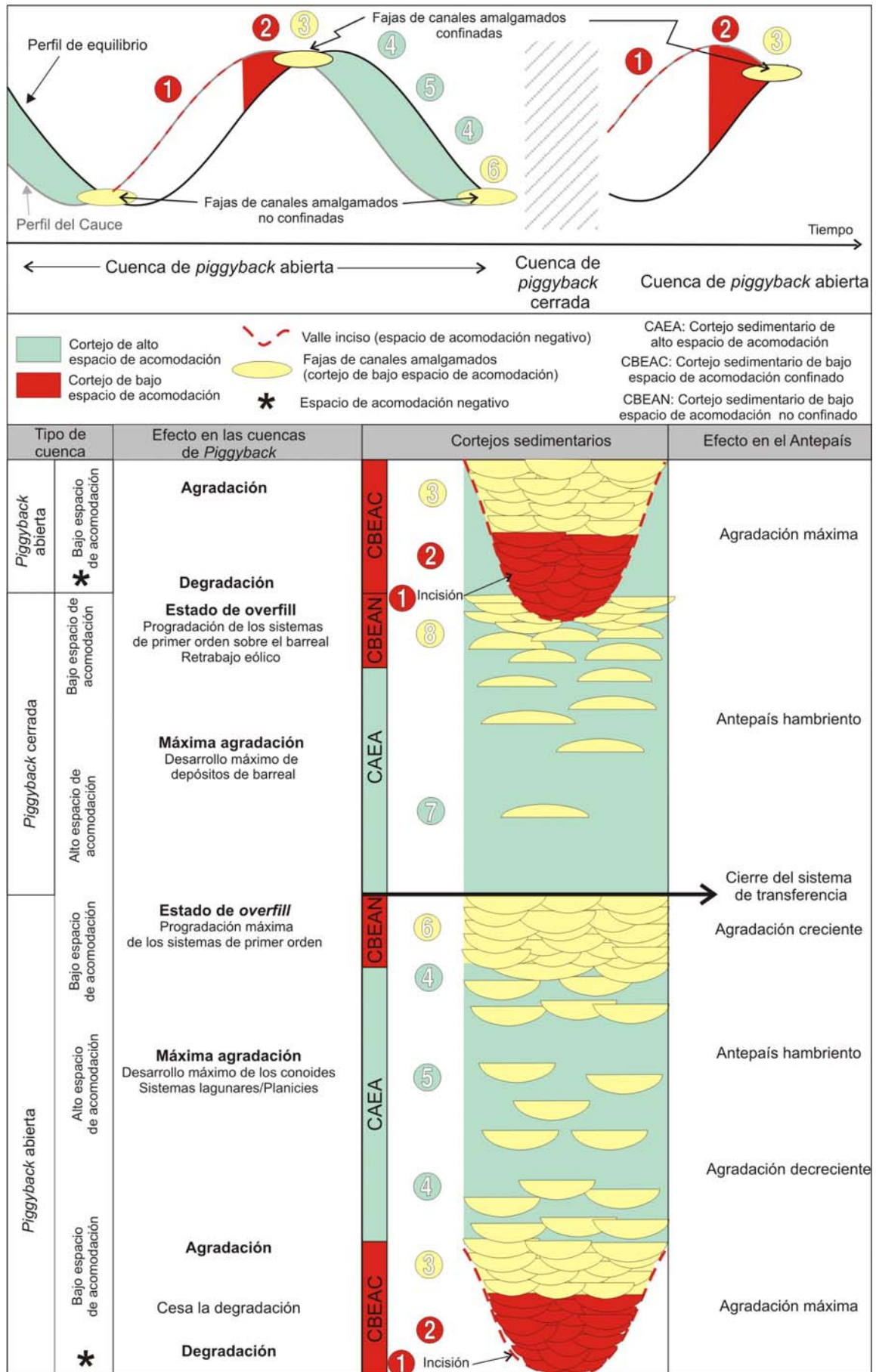


Figura XII.6: Modelo de sedimentación para cuencas de piggyback, ver el texto para explicación.

XII.5.1. MODELO DE SEDIMENTACIÓN PARA CUENCAS DE PIGGYBACK ABIERTAS

Se reconocen según la relación entre el perfil del cauce del sistema de transferencia y el perfil de equilibrio tres estadios dentro de estas cuencas:

1. Cuenca en degradación
2. Cortejo de bajo espacio de acomodación confinado
3. Cortejo de alto espacio de acomodación
4. Cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado

Cuenca en degradación

El primer tipo de cuencas representado en la figura XII.6 corresponde a cuencas donde el perfil de sistema de transferencia se encuentra por encima de su perfil de equilibrio (punto 1, figura XII.6). El registro estratigráfico en el sistema de tercer orden se encuentra representado por superficies de valles fuertemente incisos que corresponderían a bases de la secuencia (degradación en la figura XII.6). Los sistemas de segundo orden también se encuentran en degradación ajustándose al nuevo nivel de base (sistema fluvial de transferencia), no hay desarrollo del conoide y el sistema de río colector se encuentra inciso. Esta etapa representa el máximo transporte de material hacia el antepaís. Este estado estaría controlado por alguno de los factores que generan una disminución en el espacio de acomodación a nivel regional (disminución del NBR, aumento en el caudal QT, levantamiento de la cuña orogénica).

Cortejo de bajo espacio de acomodación confinado

En este estadio el cauce aún se encuentra ligeramente por debajo del perfil de equilibrio o bien justo lo ha alcanzado (puntos 2 y 3 Fig. XII.6). El relleno sedimentario, básicamente representado por canales amalgamados, puede en algunos casos dividirse en dos tramos. El inferior, donde la secuencia consiste de cíclicas repeticiones de incisión y agradación, las que se originan debido a la combinación de un perfil de equilibrio bajo

para el sistema de transferencia que recibe, al mismo tiempo, importante aporte desde los valles tributarios (“aporte retardado” de los sistemas de primer y segundo orden, punto 2, Fig. XII.6). Al alcanzar el perfil del cauce el entorno del perfil de equilibrio se producen facies de canales amalgamados confinados pero sin grandes superficies de incisión internas (punto 3 Fig. XII.6). Los dos arreglos anteriormente descritos se encuentran confinados dentro de la superficie de incisión labrada en el estadio anterior.

Como ya fue mencionado en la sección anterior (XII.4.1) estos cortejos pueden presentar arreglos granocrecientes, esto es debido a que si se encuentran en sectores distales de la cuenca puede ser que las facies gruesas no alcancen inmediatamente este sector (Catuneanu, 2006).

Los sistemas fluviales que se desarrollan durante el estadio de bajo espacio de acomodación en el sistema de transferencia corresponden a redes entrelazadas o sistemas divagantes (*wandering*), sin desarrollo de planicies. Los sistemas de segundo orden se encuentran representados por ríos colectores, por lo general sin el desarrollo de los conoides en sus desembocaduras, debido a que el sistema de transferencia tiende a llevar el material aportado hacia el antepaís. Paralelamente los sistemas de primer orden son de alta pendiente, mayormente taludes y abanicos coluviales (asociación de piedemonte 1 de Suriano y Limarino, 2009, Fig. XII.7). Estos cuerpos pueden encontrarse incisos o bien estar equilibrados debido a alta producción de sedimentos a lo largo del frente montañoso.

Cortejo de alto espacio de acomodación

Las cuencas de *piggyback* abiertas con alto espacio de acomodación se generan en situaciones en que el perfil de equilibrio se encuentra por encima del nivel del cauce (puntos 4, 5 y 5 Fig. XII.6). Este alto espacio de acomodación en el sistema de transferencia permite la formación de espesos depósitos de planicies de inundación y corresponde al estadio de mínima acumulación dentro de las cuencas de antepaís. Los sistemas de transferencia en este caso se encuentran representados por sistemas

fluviales con amplio desarrollo de cuencas de inundación, en general sistemas anastomosados. Este tipo de cotejos se desarrolla cuando se crea espacio de acomodación, en mayor medida a escala regional. Los factores causantes de este tipo de arreglos fueron citados anteriormente como por ejemplo un aumento en la subsidencia regional por flexura ($>SR$), aumento del nivel de base regional ($>NBR$), aumento del nivel de base local ($>NBL$, por endicamientos sedimentarios).

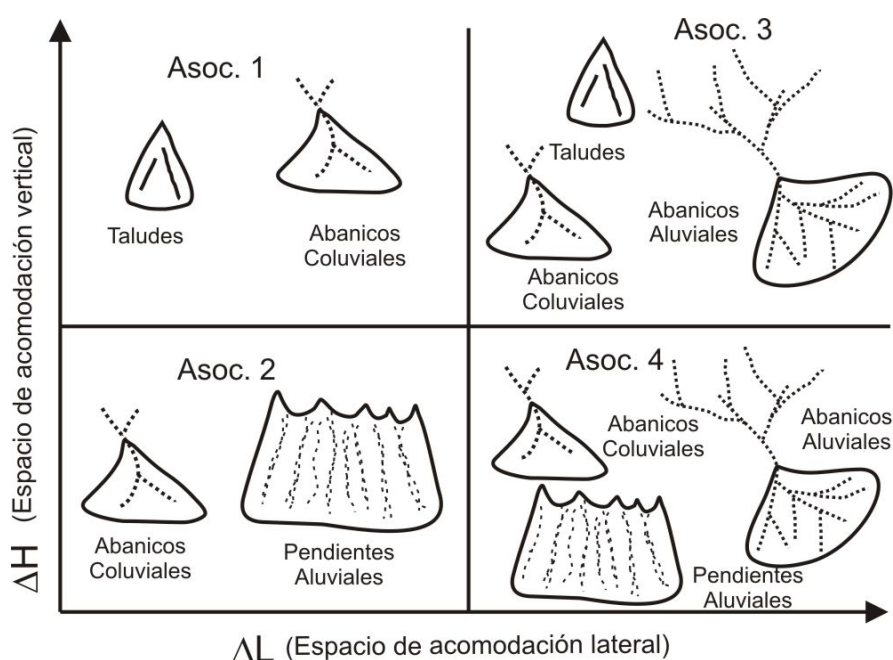


Figura XII.7: Diferentes asociaciones de ambientes de piedemonte (primer orden) en relación al espacio lateral y vertical disponible en las cuencas de *piggyback* propuesto por Suriano y Limarino (2009).

Durante esta fase los valles tributarios entran en fuerte agradación. Así los sistemas de primer orden se encuentran representados por abanicos coluviales y pendientes aluviales no incisas (asociación de piedemonte 2 de Suriano y Limarino, 2009, Fig. XII.7). Los de segundo orden estarían representados por sistemas de río colector-conoide, en ocasiones con buen desarrollo de este último.

Cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado

Cuando se genera una caída en el perfil de equilibrio anteriormente alto (punto 6, Fig. XII.6) el espacio de acomodación es progresivamente reducido generando arreglos de canales amalgamados, dispuestos sobre una superficie erosiva pero no incisa. La red fluvial del sistema de transferencia está generalmente representada por redes multicanalizadas. Durante este estado los valles tributarios continúan en una etapa de agradación, pudiendo incluso alcanzar el estado de *overfill*. Si esto ocurre, la diferencia de altura entre el frente montañoso y el nivel de base local es escasa para los sistemas de primer orden, resultando de bajo gradiente las pendientes aluviales y los abanicos coluviales (Fig. XII.7 asociación de piedemonte 2 de Suriano y Limarino, 2009). Este tipo de arreglos podría relacionarse por ejemplo con un aumento del aporte foráneo (AF) y/o local (AL) con subsidencia limitada.

XII.5.2. MODELO DE SEDIMENTACIÓN PARA CUENCAS DE PIGGYBACK CERRADAS

En base a las características del relleno sedimentario se reconocen en esta Tesis dos estadios de evolución en las cuencas de *piggyback* cerradas:

1. Cortejo de alto espacio de acomodación
2. Cortejo de bajo espacio de acomodación

Cortejo de alto espacio de acomodación

Este arreglo corresponde a momentos en que el espacio de acomodación creado por factores locales (Fig. XII.2) es superior o equilibrado con el aporte desde los frentes montañosos (AL). Los sistemas de segundo orden se encuentran representados por lagos efímeros clásticos (barreal) o clástico-evaporíticos. Dentro de este estadio se acumulan grandes espesores de sedimentos pelíticos (punto 7, Fig. XII.6). Debido a la

alta diferencia con el piso de la cuenca y el área de aporte los sistemas de primer orden en corresponden a taludes y abanicos coluviales de relativamente alta pendiente (asociación de piedemonte 1 de Suriano y Limarino, 2009, Fig. XII.7).

En momentos iniciales los sectores centrales de la cuenca pueden ser afectados por el escaso aporte de sedimento, desarrollando duricostras y depósitos de retrabajo eólico de poco espesor representando una cuenca de tipo hambrienta.

Cortejo de bajo espacio de acomodación

Corresponde a aquellas cuencas cerradas en las que el aporte sedimentario local (AL) es mayor que el espacio de acomodación. En estas circunstancias los depósitos de grano fino (lbarreal) son sucedidos por secuencias granocrecientes, resultantes de la progradación del sistema de grano grueso pedemontano (primer y segundo orden) sobre las facies de bareal. En este caso dominan los depósitos de pendientes aluviales y abanicos coluviales de baja pendiente (asociación de piedemonte 2 de Suriano y Limarino, 2009, Fig. XII.7). Si se alcanzan los estados finales del desarrollo de este tipo de cuencas, la diferencia de par sedimentario se hace mínima y el transporte aluvial deja lugar a la formación de extensos depósitos eólicos como ha sido demostrado en la Pampa de Gualilán (Capítulo IX). En esta etapa domina el aporte de tipo local (AL) que supera a la tasa de creación de espacio de acomodación.

XII.6. APLICACIÓN DE LOS MODELOS PROPUESTOS A LAS SUCESIONES ESTUDIADAS

XII.6.1. APLICACIÓN DEL MODELO A LA FORMACIÓN RODEO

Según la información expuesta en el capítulo XI, y los modelos de sedimentación enunciados anteriormente, será aplicado el esquema propuesto a la sedimentación en la

sección inferior de la Formación Rodeo. En la figura XII.8 se presenta una sección esquemática del tramo estudiado, su interpretación paleoambiental y los cortejos sedimentarios reconocidos.

La formación de la cuenca comienza con el levantamiento de la sierra de La Tranca en el Mioceno temprano (Alonso *et al.* 2009), que desvincula el antepaís terciario de la cuenca de *piggyback* de Rodeo-Iglesia. En esta última, se han reconocido en esta Tesis, desde el punto de vista genético, 5 etapas principales de sedimentación: 1. cuenca de *piggyback* inicial, 2. cuenca de *piggyback* abierta, 3. cuenca sinérgica, 4. cuenca de *piggyback* con progradación de cuña clástica y 5. cuenca de *piggyback* cerrada. Cada uno de estos estados es considerado brevemente a continuación.

1. Cuenca de *piggyback* inicial: Se utiliza esta denominación para los primeros estadios de relleno de la cuenca terciaria, cuando privó la sedimentación local a espaldas del corrimiento de la sierra de La Tranca recién formado. En esta situación el relleno sedimentario estuvo dominado por sedimentación pedemontana representada principalmente por abanicos coluviales y un sistema central de barreal (asociaciones de facies 1 y 2, Capítulo XI). El arreglo de facies sugiere una cuenca de *piggyback* cerrada, o vinculada al antepaís por un sistema de transferencia muy poco eficiente. Esta etapa se encuentra representada por un cortejo depositacional de alto espacio de acomodación (1 en la Fig. XII. 8) evidenciado por la presencia de facies gruesas pedemontanas cubiertas hacia el tope por facies finas de barreal (asociación 2).

2. Cuenca de *piggyback* abierta: Este estadio se inicia con una superficie de incisión fuertemente irregular, sobre la que se depositan facies areno-conglomeráticas correspondientes sistemas fluviales entrelazados (asociación de facies 3). Se interpreta este estadio como una cuenca abierta debido a la fuerte incisión basal y a las facies fluviales de transferencia que la rellenan. Este estado se habría generado debido a una comunicación de la cuenca aguas abajo, generando un bajo perfil de equilibrio para el

sistema fluvial produciendo una fuerte erosión. Posteriormente el perfil del cauce se acerca al de equilibrio y se produce la depositación del cortejo de bajo espacio de acomodación, representado por canales amalgamados incisos (2 y 3 en la Fig. XII.8). El confinamiento de esta unidad dentro de la superficie basal fuertemente irregular queda evidenciada en el fuerte cambio de espesor que muestra esta unidad lateralmente (asociación de facies 3, perfiles Cuesta del Viento XI.1 y Norte de Cuesta del Viento XI.4).

3. Cuenca sineruptiva: El inicio de esta etapa se encuentra representado por un evento de importante actividad volcánica explosiva, que produce una substancial adición de material piroclástico generando una etapa de “ahogamiento” y agradación en la cuenca (4 en la Fig. XII.8). Una vez que cesa el aporte, el perfil del cauce resulta con un bajo perfil de equilibrio lo que genera una situación de bajo espacio de acomodación y la depositación de una faja de canales amalgamados (5 en la figura XII.8, asociación de facies 4, Capítulo XI), estos sistemas comienzan a incorporar planicie hacia el tope indicando el inicio del cortejo de alto espacio de acomodación, que podría estar relacionado un pulso de ascenso de la Cordillera Frontal. Este inicio del domamiento de la cordillera Colangüil fue ya propuesto por Alonso *et al.* (2009) y se encuentra justificado, además de por el arreglo de facies, por el inicio de la aparición abundante de litotipos graníticos en los sistemas fluviales de transferencia (Fig. XI.27).

4. Cuenca de *piggyback* con progradación de cuña clástica: Un nuevo descenso en el perfil de equilibrio genera una gran superficie de incisión (base de la asociación de facies 5, Capítulo XI) que es seguida por la depositación de un cortejo sedimentario de bajo espacio de acomodación. En el sector inferior se encuentra el arreglo de canales fuertemente incisos (6 en la Fig. XII.8) arenosos y areno-conglomerádicos (asociación de facies 5). La facies más gruesa representa la progradación de cuñas clásticas desde la Cordillera Frontal (asociación plutónica dominante véase Capítulo XI). Por encima se deposita la facies de canales amalgamados confinados (7 en la Fig. XII.8, sector superior

de la asociación de facies 5). Este sistema, se vuelve predominantemente arenoso y comienza a incorporar planicies representando un cortejo de alto espacio de acomodación (asociación de facies 6 y punto 8 en la Fig. XII.8). La generación de espacio de acomodación en este caso podría corresponder a un nuevo ascenso de frente montañoso aguas arriba, generando subsidencia local, o aguas abajo generando un endicamiento de tipo estructural, esto último es congruente con la siguiente etapa de evolución hacia el cierre de la cuenca.

5. Cuenca de *piggyback* cerrada: El sector superior del perfil muestra nuevamente la sedimentación en una cuenca de tipo cerrada, que comienza con depósitos correspondientes a un cortejo de alto espacio de acomodación representado por abundante material fino (asociación de facies 7, barreal) y luego evoluciona a un cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado (9 en la Fig. XII.8), debido a que el aporte sedimentario supera la creación de espacio de acomodación lo que produce la progradación de barras de desembocadura procedentes de la cordillera sobre el sistema de barreal (asociación de facies 8). Este estado puede estar asociado a un pulso de ascenso de la sierra de La Tranca.

XII.6.2. APLICACIÓN DEL MODELO A LA FORMACIÓN CUESTA DEL VIENTO

El modelo de cuencas de *piggyback* propuesto puede también ser aplicado al perfil de la Formación Cuesta del Viento (capítulo X). Se han reconocido 4 estados dentro de esta unidad. 1. cuenca de antepaís, 2. cuenca de *piggyback* endicada, 3. cuenca de *piggyback* con alta transferencia y 4. cuenca de *piggyback* cerrada.

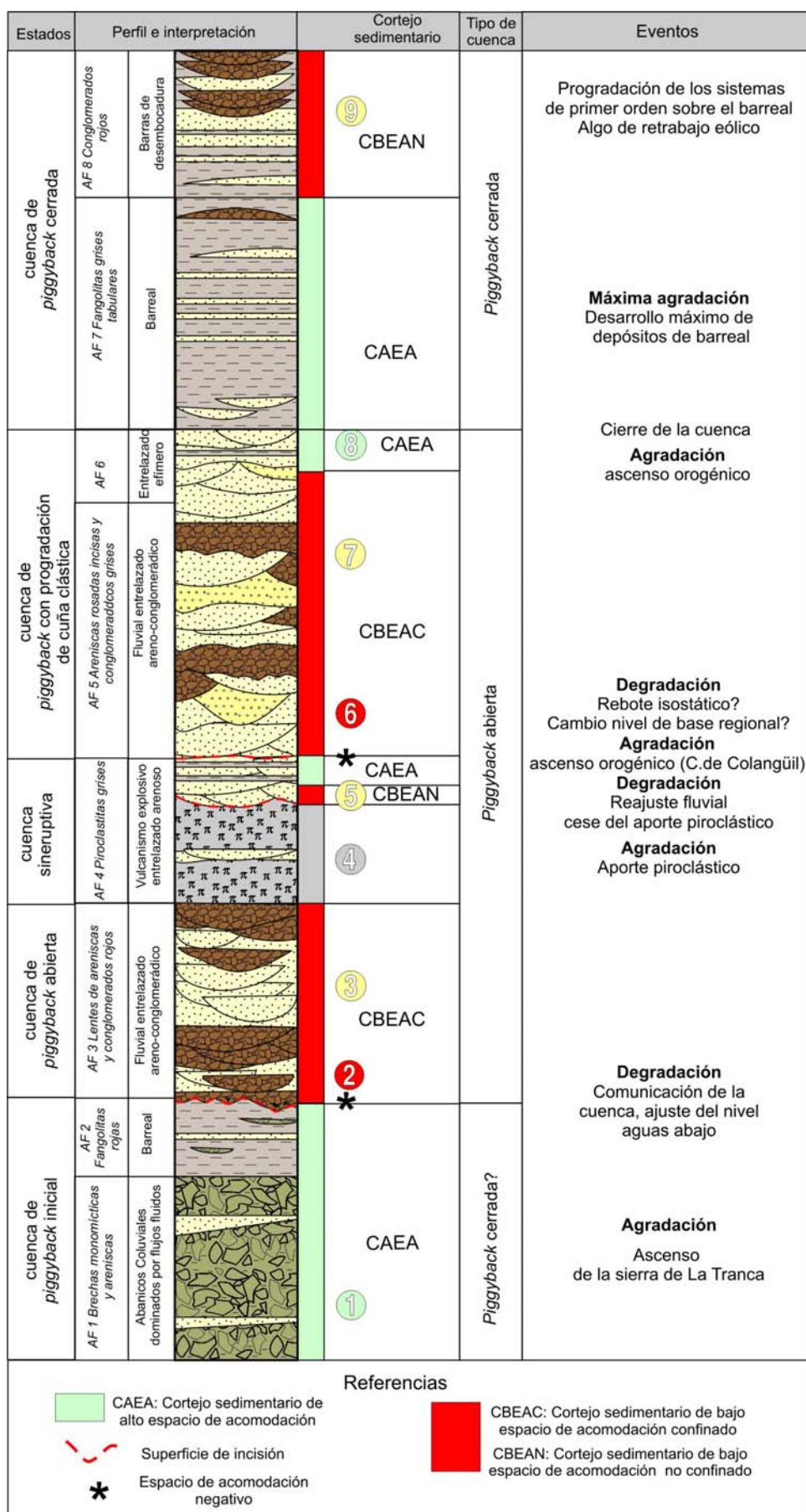


Figura XII.8: Modelo de sedimentación propuesto para la sección inferior de la Formación Rodeo, ver el texto para mayor explicación.

1. Cuenca de antepaís: durante este estado la depositación de la unidad habría tenido lugar en la cuenca de antepaís del Bermejo alrededor de los 20 Ma (Jordan *et al.*, 1993 y Jordan *et al.*, 2001). Se depositan al pie de la sierra de La Tranca, en el área de antepaís grandes espesores de abanicos coluviales dominados por flujos de barro (asociación de facies 1, Capítulo X, sección X.3.3) Luego se registra la participación del sistema de transferencia representado por sistemas fluviales entrelazados areno-conglomerádicos y conglomerádicos de tercer orden (asociaciones 3 y 4, respectivamente), que traen material desde la cordillera. Estos sistemas interactúan con redes entrelazadas en las que domina el aporte local (asociación 2).

2. Cuenca de *piggyback* endicada: con el ascenso de la sierra de Caracol (aguas abajo) se produce un aumento local del nivel de base para el sistema de transferencia (endicamiento estructural). Esto genera un cortejo del alto espacio de acomodación (2 en la Fig. XII.9) y la depositación de facies de sistemas lagunares y microdeltaicos (asociación de facies 5).

3. Cuenca de *piggyback* con alta transferencia: El sistema fluvial de transferencia comienza una etapa de bajo perfil de equilibrio (por aumento de caudal, comunicación de las cuencas o movimientos de la cuña orogénica) generando una incisión fuertemente irregular, sobre las que se depositan canales amalgamados (asociación 2) correspondientes a un cortejo de bajo espacio de acomodación confinado (3 en la figura XII.9). Esta situación de bajo espacio de acomodación continúa en la cuenca y los sistemas pedemontanos de alta energía progradan para ajustarse a su nuevo perfil de equilibrio (asociación de facies 1).

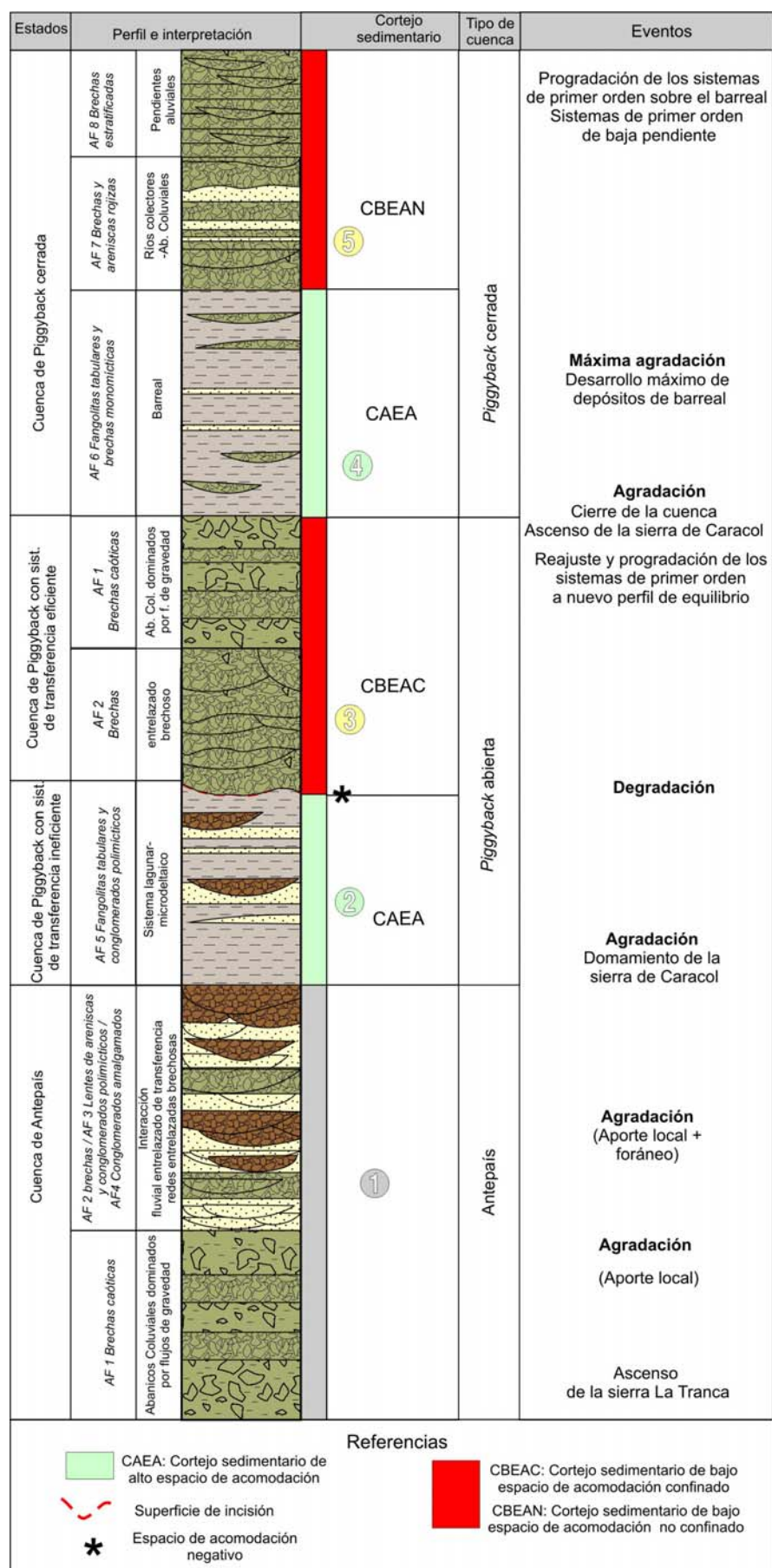


Figura XII.9: Modelo de sedimentación propuesto para la Formación Cuesta del Viento, para mayor explicación ver el texto.

4. cuenca de *piggyback* cerrada: El siguiente estado corresponde a una cuenca de tipo cerrada, comienza con un cortejo de alto espacio de acomodación (4 en la Fig. XII.9) representado por un sistema de barreal y lóbulos gravosos (asociación 6). Este evento estaría posiblemente relacionado a un pulso de asenso de la sierra de Caracol. Posteriormente se produce la progradación de los sistemas segundo y primer orden sobre los depósitos de barreal (asociaciones 7 y 8). La progradación de pendientes aluviales (asociación 8) corresponde a las etapas finales de relleno, relacionadas a sistemas de primer orden y de baja pendiente progradando sobre los depósitos de barreal. Esta sedimentación corresponde a un cortejo de bajo espacio de acomodación y representan los estadios finales de relleno de la cuenca cerrada.

XII.6.3. APLICACIÓN DEL MODELO A LA FORMACION ANGOSTURA DEL CARACOL

A pesar de su cercanía geográfica los depósitos terciarios de la cuenca intramontana de Caracol presentan características propias que los diferencian del resto de las unidades terciarias hasta aquí estudiadas:

- Muestran un importante espesor de sedimentitas eólicas
- No existen acumulaciones de grano grueso que sugieran la existencia de depósitos de piedemonte
- Existen niveles de pelitas con calcretes y concreciones que indicarían periodos de bajo aporte clástico
- Su flanco oriental se encuentra limitado por la faja volcánica miocena de la Formación Cerro Morado (Limarino *et al.*, 2002), que formaba una barrera semicontinua a lo largo del lineamiento Guachi-Los Blanquitos.

Un esquema paleogeográfico propuesto por Alonso *et al.* (2009) es mostrado en la figura XII.10. Allí se observa el posible marco de emplazamiento de la unidad, el límite occidental correspondería al domamiento que indica el inicio del levantamiento de sierra

de Caracol, mientras que hacia el este se desarrolla la faja volcánica descrita por Limarino *et al.* (2002).

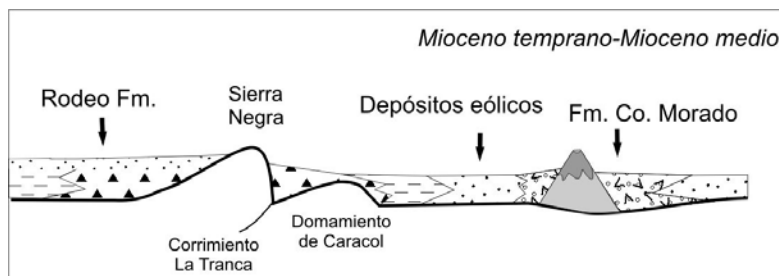


Figura XII.10: Esquema paleogeográfico del área, tomado de Alonso *et al.* (2009).

Con este esquema paleogeográfico se genera una cuenca parcialmente cerrada tanto por el naciente como por el poniente en la que son reconocidos tres estadios de sedimentación (Fig. XII.11); 1. Cuenca hambrienta, 2. Cuenca equilibrada y 3. Cuenca con sedimentación eólica dominante; que coinciden con las tres asociaciones de facies descritas en el capítulo X (sección X.4.3).

1. El estadio de cuenca hambrienta se encuentra representado por una alta tasa de generación de espacio de acomodación en relación al sedimento aportado. Esta etapa estaría relacionada al domamiento de la sierra de Caracol, generando una disminución en el aporte sedimentario desde el oeste al mismo tiempo que produciría un aumento en la subsidencia por carga tectónica. Esto genera un estado de perfil de equilibrio alto en el sistema fluvial (1 en la Fig. XII.11) y se desarrolla un cortejo de alto espacio de acomodación “hambriento”. Este estadio se encuentra representado por sistemas meandriiformes gravo-arenosos (asociación de facies 1) con importante desarrollo de planicies y niveles de calcretización.

2. Cuenca equilibrada: Posteriormente en la cuenca disminuye el espacio de acomodación llegando al perfil de equilibrio, lo que hace que el sistema se vuelva más arenoso y cada vez sea menor la preservación de planicies (asociación 2). Esto puede deberse al relleno de la cuenca en períodos de calma tectónica sumado al domamiento

producido por el calentamiento asociado a la actividad volcánica de la Formación Cerro Morado, que depositaba la mayoría del material volcánico hacia el oeste (Alonso *et al.*, 2009).

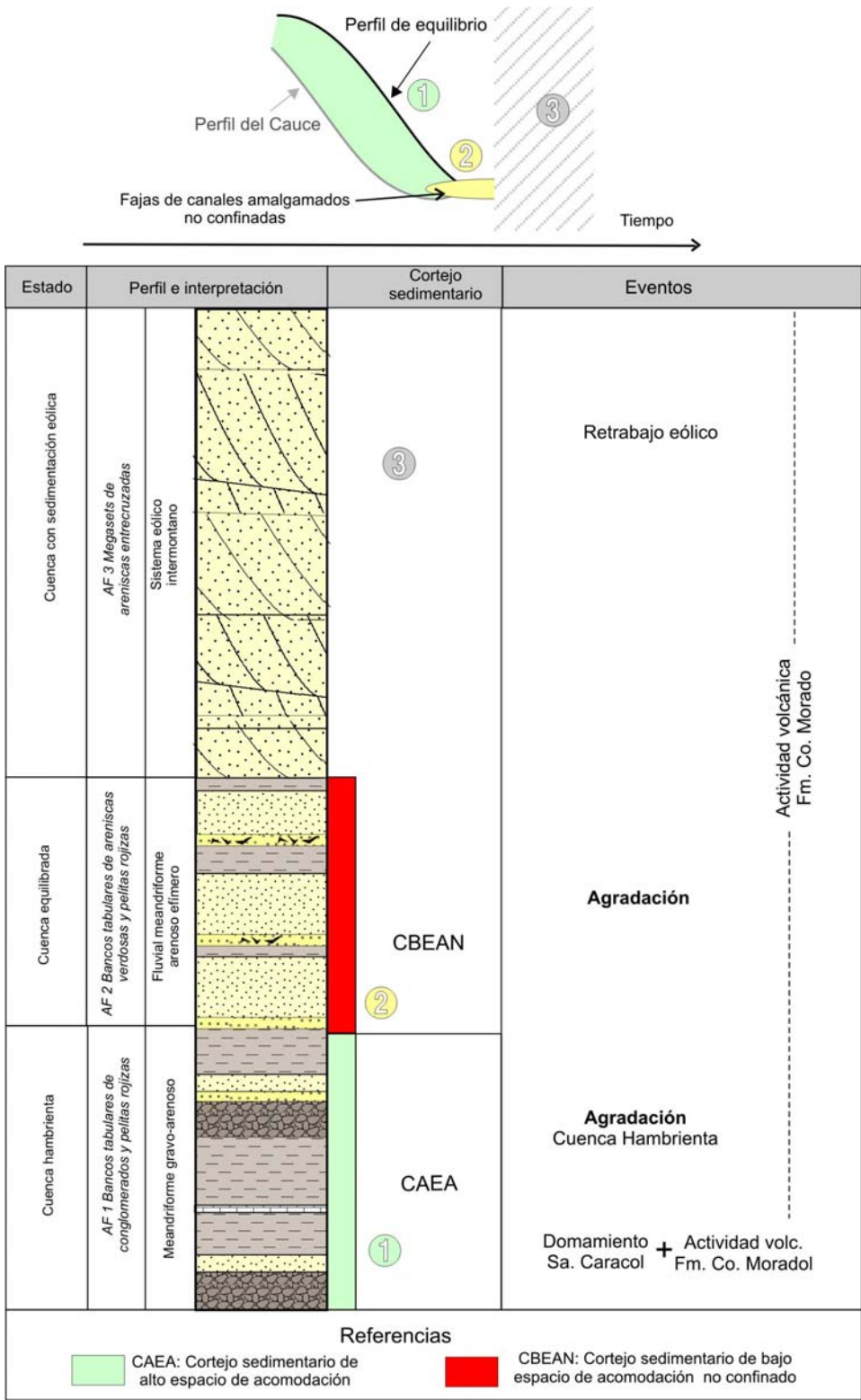


Figura XII.11: Modelo de sedimentación propuesto para la Formación Angostura del Caracol. Arriba se muestra la evolución de la relación entre el perfil de equilibrio y el perfil del cauce. Abajo un perfil idealizado con los diferentes estados de la cuenca, ver el texto para mayor explicación.

3. Cuenca con sedimentación eólica dominante: En el sector superior domina la sedimentación de tipo eólica con algo de interacción fluvial. Probablemente en esta etapa el espacio de acomodación generado siga siendo limitado. Si bien hacia el oeste dominan las facies volcánicas, de flujos piroclásticos, brechas, conglomerados y areniscas (Limarino *et al.*, 2002) el vulcanismo de Cerro Morado no parece haber tenido aporte directo hacia esta zona de la cuenca.

XII.6.4. APLICACIÓN DEL MODELO A LAS SECUENCIAS DE ENDICAMIENTO DEL RÍO JACHAL

El análisis de los depósitos cuaternarios de las nacientes del río Jáchal (Capítulo VIII), permite realizar un esquema de la evolución Pleistocena – Holocena del área que es presentado en la figura XII.12 y 13. Básicamente se reconocen 5 estados de la cuenca: 1. Estado postglacial, 2. Cuenca de *piggyback* endicada, 3. Incisión de los sistemas lacustres, 4. Cuenca de *piggyback* con relleno de canales y planicies confinadas y 5. Estado actual del río Jáchal. En la Figura XI.14 se muestra un mapa de detalle del área del valle de La Tranca donde son reconocidos los diferentes niveles cuaternarios representados en el esquema de la Figura XI.13.

1. Estado postglacial: Luego del máximo glaciario (Estadio isotópico 2, Iriondo y Kröling, 1996 e Iriondo, 1999), se produjo un mejoramiento climático (15.500 y 16.500 años AP, Iriondo y Kroling, 1996). Durante los primeros estadios de la deglaciación los ríos que bajaban desde la cordillera recibieron un importante aumento en el caudal, lo que produjo un descenso en su perfil de equilibrio e importante erosión (efecto de control aguas arriba). Los sistemas tributarios también entraron en degradación durante este período intentando ajustarse a su nuevo nivel de base conformado por el sistema de transferencia. En este estado se produce el máximo transporte de sedimentos hacia el antepaís y se labra una gran superficie de erosión en el valle del río Jáchal. Esta superficie de incisión puede ser continuada aguas arriba en el área de llano del médano,

donde el río Blanco genera desniveles cuaternarios de varios cientos de metros (Suriano y Limarino, 2006). Se interpreta en esta Tesis que los sedimentos transferidos desde el área de *piggyback* al antepaís son los que conformaron los grandes abanicos terminales (Kelly y Olsen, 1993) del río Jáchal y Huaco (Fig. XII.15). Debido a que no hay afloramientos de la base del valle, no se puede reconocer un cortejo de bajo espacio de acomodación confinado que puede o no estar debajo de los sistemas lagunares de endicamiento.

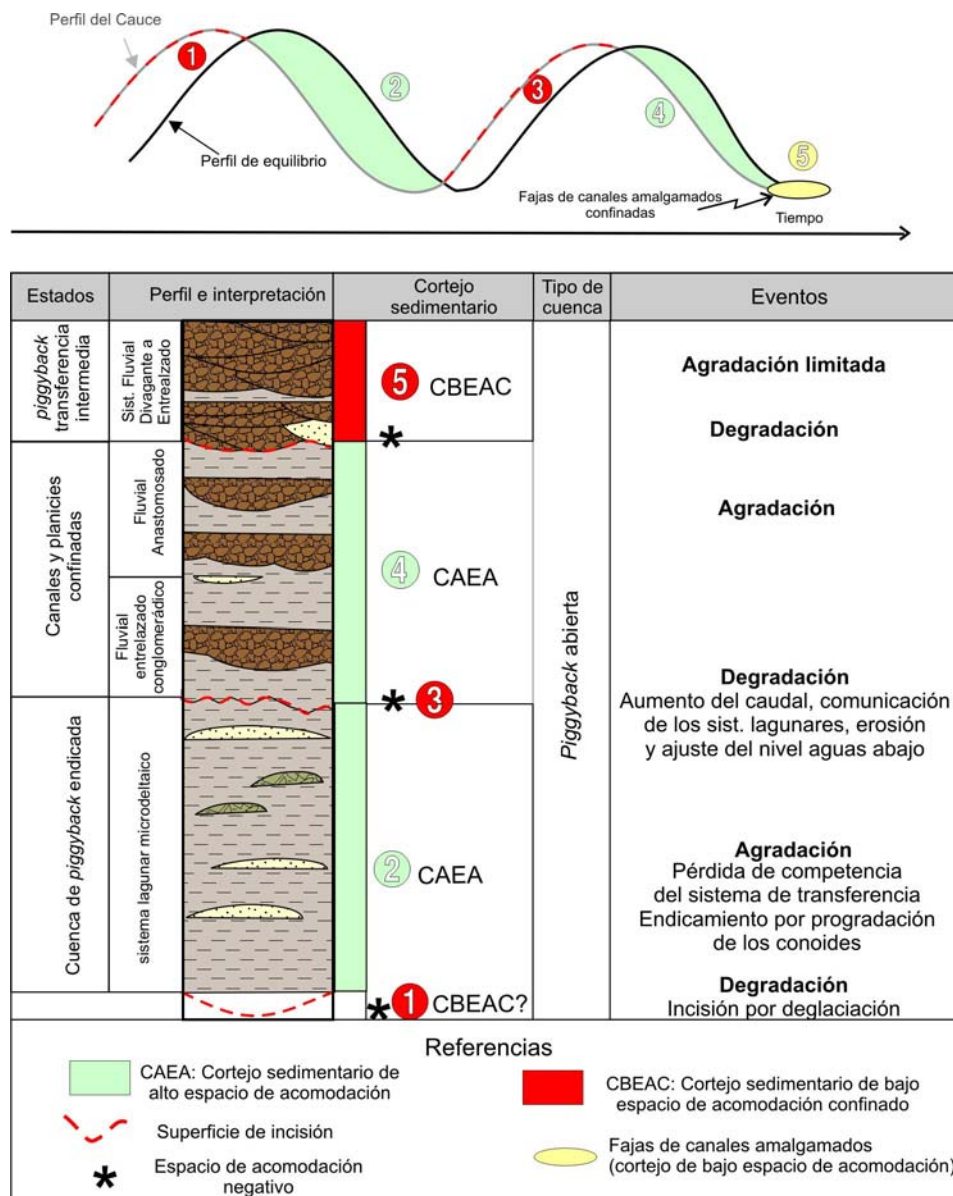


Figura XII.12: Modelo propuesto para la sedimentación post-glacial en las nacientes del río Jáchal. Arriba se muestra la evolución de la relación entre el perfil de equilibrio y el perfil del cauce. Abajo un perfil idealizado con los diferentes estados de la cuenca, para más explicación ver el texto.

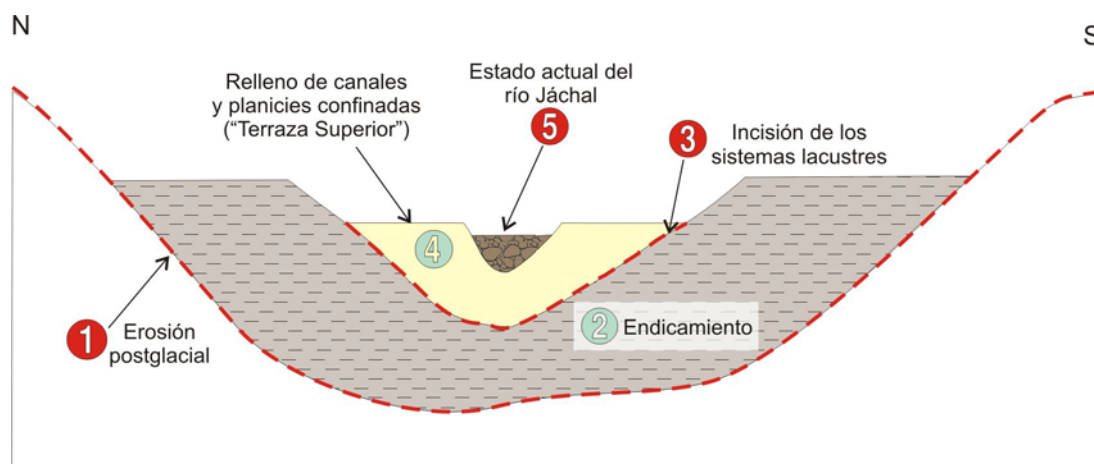


Figura XII.13: Corte esquemático del valle del río Jáchal en sus nacientes, mostrando los diferentes estados de incisión y agradación, los números corresponden a los estados de la Fig. XII.12.

2. Cuenca de *piggyback* endicada: Esta etapa se produce cuando, con el fin de la deglaciación, el caudal del sistema de transferencia disminuye, mientras que los sistemas tributarios siguen aportando las mismas cantidades de material pues su caudal no está condicionado al derretimiento de los glaciares (Fig. XII.16). La progradación de los conoides sobre el sistema de transferencia da como resultado la formación de endicamientos temporarios en el río Jáchal (Fig. XII.13, 14 y 16). Las tasas de agradación de esta etapa son de entre 2 y 84 mm/año según (Colombo, Limarino, Busquets, Solé de Porta, Heredia, Rodríguez-Fernandez y Alvarez-Marron 2005), y transcurre, como se ha mencionado anteriormente, desde antes de los 8930 ± 50 años AP hasta más de los 6497 ± 45 años AP (edad tomada en la sección media del perfil, Colombo *et al.* 2005).

3. Incisión de los sistemas lacustres: Es un hecho objetivo que los depósitos lacustres formados en la etapa 2 fueron incididos por el río Jáchal antes de los 978 ± 20 años AP (edad de los depósitos de la "terrazza superior" véase más abajo) formando una superficie fuertemente incidida, como explican las figuras XII.12 y 13.

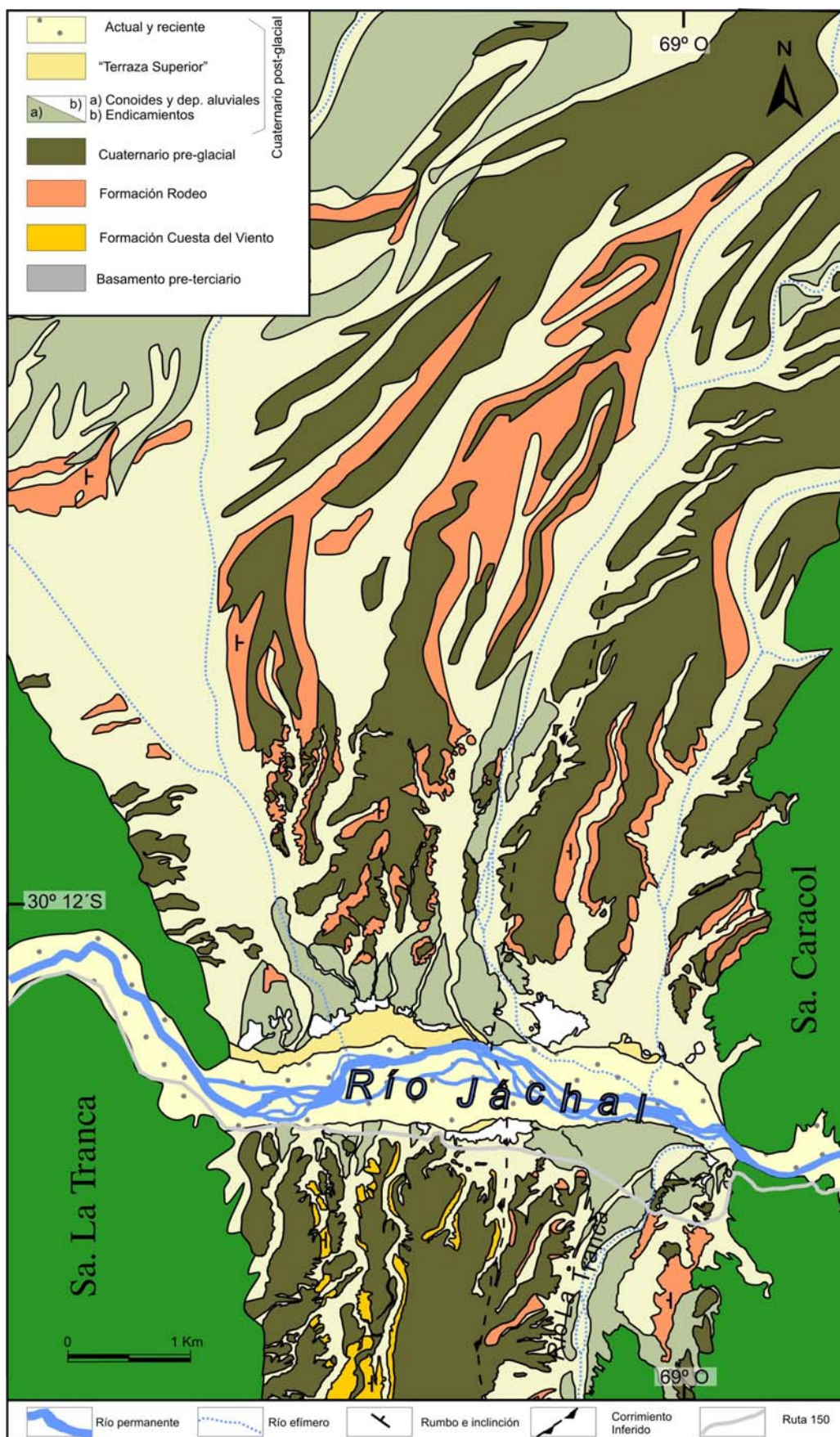


Figura XII.14: Mapa geológico del área del valle de La Tranca, indicando los diferentes niveles cuaternarios reconocidos.

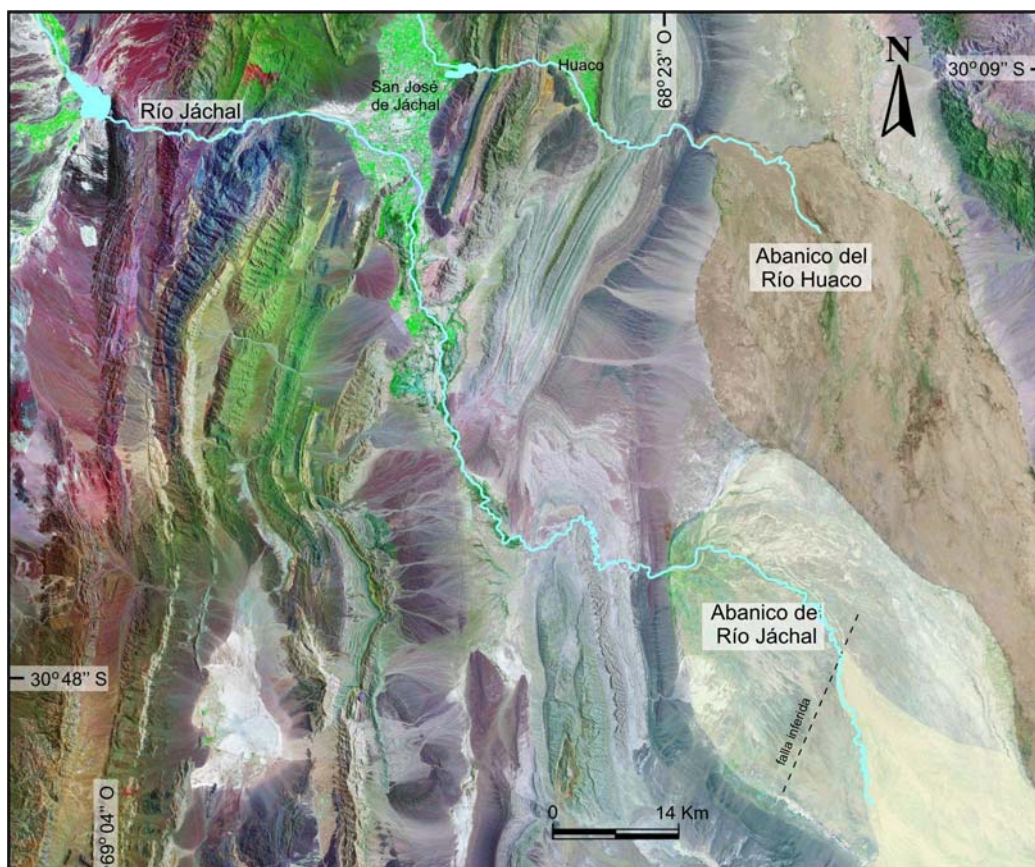


Figura XII.15: Grandes abanicos terminales asociados a las desembocaduras de los ríos Huaco (al norte) y Jáchal al Sur.

4. Cuenca de *piggyback* con relleno de canales y planicies confinadas: a la etapa de incisión (perfil de equilibrio bajo) siguió una recuperación del espacio de acomodación, con la formación de acumulaciones fluviales aquí incluidas en la “terrazza superior”. Este nivel fue datado por Colombo *et al.* (2005), otorgando edades de entre 978 ± 20 y 525 ± 32 años AP e indicaría condiciones temporarias de perfil de equilibrio alto durante el cual el sistema del Jáchal agrado incluyendo depósitos de canal y de planicie de inundación. Un buen ejemplo de esta situación aparece en los depósitos fluviales en el área de Pachimoco (cap. XIII, sección VIII.2.1), los que se caracterizaron por el desarrollo de amplias planicies de inundación y depósitos de canal de grano grueso.

5. Estado actual del río Jáchal: luego de periodos de agradación y de erosión de alta frecuencia el río Jáchal conforma un sistema fluvial intermedio entre un entrelazado y

uno de tipo divagante (*wandering*) que se desarrolla en un cortejo de bajo espacio de acomodación.

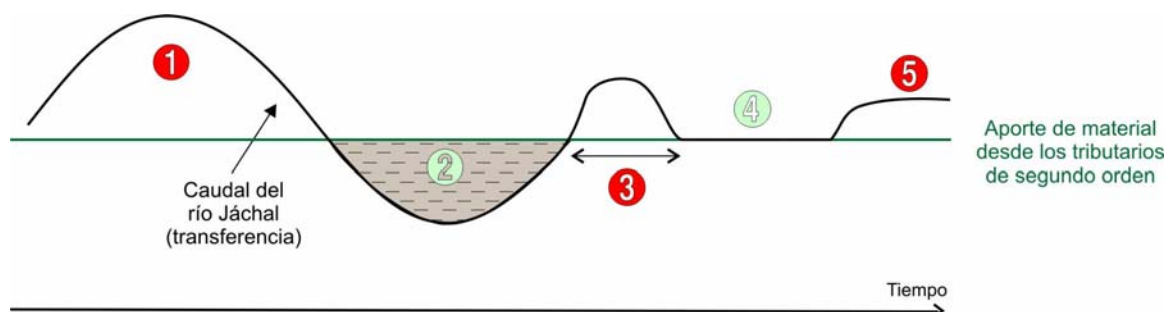


Figura XII.16: Esquema que relaciona el aporte desde los tributarios (constante) y las variaciones en el caudal del río Jáchal luego de la deglaciación, los números de los estados coinciden con los de las figuras XII.13 y XII.12. Cuando la línea correspondiente al caudal del río está por encima de la de los tributarios significa que el río Jáchal poseía la capacidad de transportar el material aportado, cuando se encuentra por debajo era endicado.

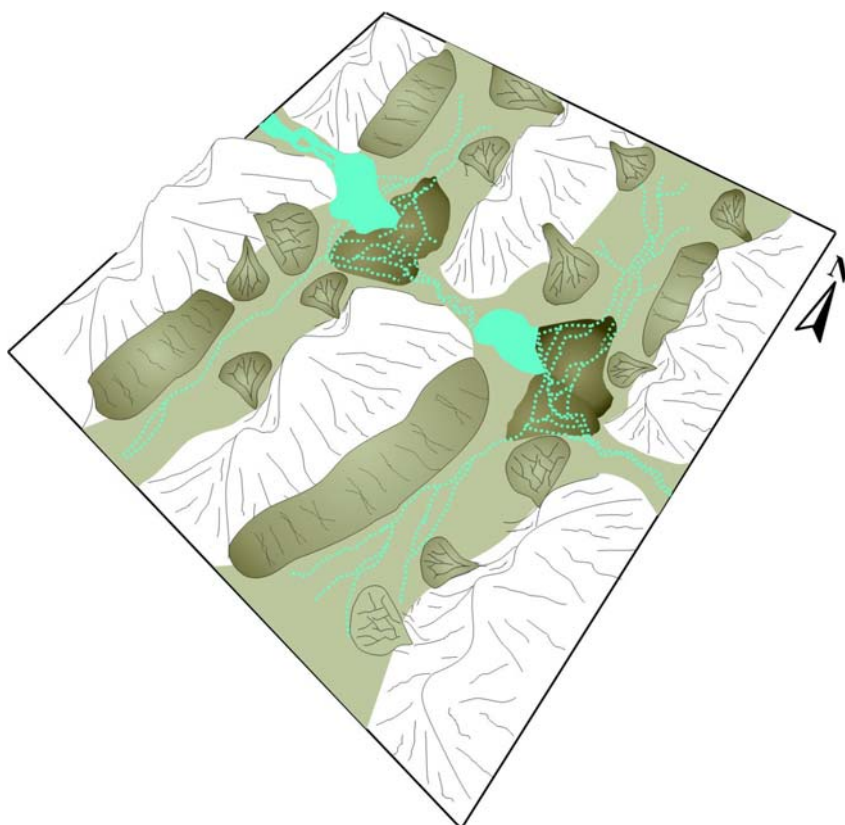


Figura XII.16: Esquema mostrando el estado de cuenca de *piggyback* endicada por la progradación de los conoides (estado 2).

Debido a la ausencia de rasgos neotectónicos en el área, con excepción de el alabeamiento hacia el sur propuesto por (Damanti, 1993), se asimilan los cambios en el espacio de acomodación a modificaciones en el caudal del sistema de transferencia. Los cambios de orden mayor, incisión del valle y deposición de extensas sucesiones lacustres (1 en la figura XII.9) se relacionan, en base a su magnitud y edad, al fin de la última glaciación. El resto de los cambios se asocian a cambios climáticos de menor magnitud y que según Colombo *et al.* (2009) corresponderían a variaciones generadas por la oscilación del sur de El Niño (ENSO) que generaría intensas lluvias aleatoriamente distribuidas. En este sentido Schumm (1993) propuso que como los cambios climáticos son rápidos, en comparación con los tectónicos y de nivel de base, producen respuestas también rápidas. Los cambios de esta sucesión son de mucha mayor frecuencia que las terciarias anteriormente expuestas, esto apoya la interpretación de un control climático como factor alocíclico principal para los estados del río Jáchal.

XIII. CONCLUSIONES

La información presentada en esta Tesis ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

- 1) El flujo de sedimentos dentro de las cuencas de *piggyback* y entre éstas y las de antepaís puede ser sintetizado sobre la base de órdenes de sistemas. Los de primer orden llevan el material desde el frente montañoso hacia el valle. Los sistemas de segundo orden o colectores recorren las cuencas en sentido longitudinal, entregando el material a los sistemas de transferencia. Éstos últimos, en esta Tesis identificados como sistemas de tercer orden, conectan las cuencas de *piggyback* con el antepaís
- 2) En base al estudio de cuencas cuaternarias y terciarias de *piggyback* se propone en esta Tesis una clasificación para estas este tipo de área depositacional. Así, las cuencas de *piggyback* son divididas en abiertas o cerradas, según posean o no sistema de transferencia (tercer orden) que las comunique entre ellas y con el antepaís. Dentro del área que ocupa a la presente Tesis las cuencas de *piggyback* atravesadas por el río Jachal han sido consideradas como prototipos de cuencas abiertas. Por el contrario la Pampa de Gualilán constituye un claro ejemplo de cuenca de *piggyback* cerrada.
- 3) Han sido realizados aportes a la sedimentología y geomorfología del área pedemontana de clima árido, donde debe destacarse que los sistemas de piedemonte muestran mucha mayor complejidad que la corrientemente supuesta. De hecho, se han reconocido 6 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.

- 4) Los depósitos de talud se encuentran dominados por distintos tipos de brechas, por lo general de fábrica clasto-soportada y con escaso o nulo contenido de matriz. Estas brechas fueron depositadas por diferentes tipos de flujos de gravedad, los que incluyen principalmente deslizamiento de detritos secos, caída de roca y flujos de detritos.
- 5) Los abanicos coluviales son acumulaciones de menor pendiente que los taludes, pero mayor que la de los abanicos aluviales. En esta Tesis 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. Estos depósitos 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 clasto como matriz-soportadas.
- 6) Los depósitos de pendientes aluviales, raramente descriptos en la bibliografía, se caracterizan por la participación de brechas macizas clasto-soportadas e imbricadas. En menor proporción de brechas con estratificación horizontal o mostrando estructuras entrecruzadas y brechas macizas con escaso contenido de matriz. Las brechas matriz-soportadas son muy poco frecuentes.
- 7) Se propone en esta Tesis la denominación de sistema río colector-conoide para identificar a los depósitos resultantes de pequeños cursos fluviales que drenan longitudinalmente los valles intramontanos. Estos cursos forman prominentes conoides al alcanzar los sistemas de transferencia (en este caso el río Jachal). En este tipo de ambiente se observa una amplia variabilidad

litológica donde participan distintos tipos de brechas, conglomerados y excepcionalmente pelitas.

- 8) A lo largo del valle de río Jáchal y en las cuencas de *piggyback* por él atravesadas han sido reconocidos, en lo que respecta a los ambientes de primer orden, taludes y abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad y por flujos fluidos. El segundo orden se encuentra representado por sistemas río colector-conoide. Finalmente, tres tipos de ambientes depositacionales han sido reconocidos dentro del sistema de transferencia del río Jáchal: 1. fluvial anastomosado, 2. lagunar-microdeltaico y 3. fluvial entrelazado a divagante.
- 9) Por su parte, en el área de la Pampa de Gualilán los sistemas de primer orden se encuentran representados por abanicos coluviales dominados por flujos fluidos, abanicos aluviales y pendientes aluviales. El segundo orden incluye a pequeños sistemas río colector-conoide y extensos depósitos de barreal. Estos últimos fueron divididos en: 1. planicie fangosa salina, 2. planicie fangosa y 3. planicie arenosa donde se observan formas de acumulación eólicas (dunas, *zibars* y sombras de arena).
- 10) Se presenta un nuevo ordenamiento litoestratigráfico para las unidades terciarias alforantes en los valles de La Tranca y Caracol. La Formación Cuesta del Viento (*nov. nom.*) aflora formando un cordón meridional que bordea la sierra de La Tranca en el sur del valle homónimo. Se encuentra principalmente formada por brechas gris verdosas, dos intercalaciones pelíticas y escasos conglomerados polimícticos. La Formación angostura del Caracol (*nov. nom.*) aflora en el sector occidental del valle de Caracol y reúne a una sucesión de conglomerados violáceos, pelitas rojizas y areniscas líticas gris verdosas con entrecruzamiento de mediana y gran escala.
- 11) Mediante el estudio paleoambiental de la Formación Cuesta del Viento fueron reconocidas 8 asociaciones de facies. La base de esta unidad, asociación de facies 1, se encuentra formada por una espesa sucesión de brechas caóticas

monomíticas depositadas en ambiente de abanicos coluviales dominados por flujos de gravedad. La asociación de facies 2 esta formada, principalmente, por lentes brechosas clasto-soportadas y en menor proporción por brechas matriz-soportadas que fueron depositadas en un sistema fluvial entrelazado con participación de flujos hiperconcentrados. La recurrencia de esta unidad es frecuente dentro de la Formación Cuesta del Viento. La asociación de facies 3 representa dos delgadas intercalaciones de lentes areno-conglomerádicas depositadas en un ambiente fluvial entrelazado. La asociación 4 se encuentra formada por lentes amalgamadas de conglomerados clasto-soportados polimícticos, depositados en un sistema fluvial entrelazado. La siguiente unidad (asociación de facies 5) se encuentra dominada por bancos tabulares de fangolitas, con intercalaciones de lentes de conglomerados polimícticos, se interpreta esta asociación como depositada en un ambiente lagunar y microdeltaico. Dentro de la asociación de facies 6 dominan también los bancos de fangolitas tabulares, que en este caso se intercalan con lentes de brechas monomíticas, lo que permite interpretar esta unidad como depositada en un ambiente de barreal y lóbulos gravosos. La asociación de facies 7 se encuentra dominada por brechas clasto-soportadas, en menor proporción aparecen brechas matriz-soportadas y areniscas, esta unidad se habría sedimentado en un ambiente de río colector-conoide, junto con la participación de abanicos coluviales. Por último, la asociación de facies 8, está formada por brechas clasto-soportadas macizas e imbricadas y brechas macizas con escaso contenido de matriz; esta unidad se interpreta como depositada en ambiente de pendiente aluvial.

- 12)** Fue realizado un estudio paleoambiental de la Formación Angostura del Caracol donde fueron reconocidas tres asociaciones de facies. La asociación de facies 1 se encuentra formada por bancos tabulares de conglomerados, areniscas y pelitas rojizas, que se habrían depositado en un ambiente fluvial

de tipo meandriforme areno-gravoso, con importante desarrollo de planicies y niveles de calcretes. La siguiente asociación de facies (asociación 2) corresponde a areniscas verdosas, conglomerados intraformacionales y en menor proporción pelitas rojizas depositadas por un sistema fluvial meandriforme arenoso con características efímeras. La asociación de facies 3 se encuentra formada por areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala, las que son interpretadas como producidos por la migración de dunas en un ambiente eólico intermontano.

- 13)** La última de las unidades terciarias estudiadas en esta Tesis corresponde a la Formación Rodeo, donde fueron reconocidas 12 asociaciones de facies. La base de esta unidad se encuentra representada por brechas monomíticas que se presentan tanto clasto como matriz-soportadas y se interpretan como depositadas en abanicos coluviales dominados por flujos fluidos. La asociación de facies 2 corresponde a bancos tabulares de fangolitas rojizas con intercalaciones arenosas y brechosas, esta unidad se interpreta como sedimentada en un ambiente de barreal. La asociación 3 corresponde lentes de areniscas y conglomerados polimíticos amalgamados originados en un ambiente fluvial entrelazado. Rocas piroclásticas de color gris claro con escasa participación de lentes de areniscas (asociación de facies 4) fueron depositadas debido a la interacción entre actividad volcánica explosiva y sistemas fluviales entrelazados. La asociación de facies 5, muy probablemente depositada en un sistema fluvial entrelazado, se encuentra formada por areniscas y conglomerados polimíticos clasto-soportados, estratificados en bancos lentiformes con reiteradas superficies de incisión. La siguiente unidad (asociación de facies 6) está dominada por areniscas en bancos tabulares y en menor proporción pelitas que se interpretan como depositadas en un ambiente entrelazado arenoso con características efímeras. La asociación de facies 7 se encuentra dominada por fangolitas grises, entre las que se intercalan delgados

bancos arenosos, se explica esta unidad como producto de la depositación en un ambiente de barreal. La asociación de facies 8 comprende areniscas, areniscas gravillosas y conglomerados clasto-soportados en arreglos grano y estratocrecientes, interpretados como un sistema de barras de desembocadura. La siguiente asociación de facies (9) corresponde a brechas clasto y matriz-soportadas interpretadas como depósitos de sistemas de río colector-conoide. La asociación de facies 10 corresponde a lentes amalgamadas de conglomerados y areniscas con abundante material volcánico, ocasionalmente se intercalan niveles pelíticos. Esta unidad es interpretada como originada en un sistema fluvial entrelazado conglomerádico-arenoso con preservación de planicie. La asociación de facies 11 se encuentra formada principalmente por conglomerados polimícticos clasto-soportados depositados en ambiente fluvial entrelazado. Por último, se encuentran los bancos lentiformes de conglomerados inmersos en fangolitas correspondientes a la asociación de facies 12 que se interpretan como depositados en un sistema fluvial anastomosado.

- 14)** Se desarrollaron modelos de sedimentación para cuencas de *piggyback* abiertas donde se presentan cuatro posibles estados de sedimentación: 1. cuencas en degradación, 2. cortejo de bajo espacio de acomodación confinado, 3. cortejo de alto espacio e acomodación y 4. cortejo de bajo espacio de acomodación no confinado. Los modelos planteados para cuencas de *piggyback* cerradas incluyen los cortejos de alto y bajo espacio de acomodación.
- 15)** Los modelos propuestos han demostrado ser útiles en cuanto a su aplicación a las Formaciones Cuesta del Viento, Rodeo y Angostura del Caracol y en los depósitos de endicamiento del sector superior del río Jáchal. Así en la formación Rodeo fueron establecidas 5 etapas principales de sedimentación: 1. cuenca de *piggyback* inicial, 2. cuenca de *piggyback* abierta, 3. cuenca

sineruptiva, 4. cuenca de *piggyback* con progradación de cuña clástica y 5. cuenca de *piggyback* cerrada. En la Formación Cuesta del Viento pudieron reconocerse 4 estados y diferenciarse la sedimentación de antepaís de la de *piggyback*. Los estados reconocidos corresponden a 1. cuenca de antepaís, 2. cuenca de *piggyback* endicada, 3. cuenca de *piggyback* con alta transferencia y 4. cuenca de *piggyback* cerrada. Tres estados de sedimentación fueron reconocidos para la cuenca intermontana donde fue depositada la Formación Angostura de Caracol: 1. Cuenca hambrienta, 2. Cuenca equilibrada y 3. Cuenca con sedimentación eólica dominante. Por último fueron analizados los depósitos lagunares de las nacientes del río Jáchal, en los que pudieron ser reconocidos 5 estados de la cuenca: 1. Estado postglacial, 2. Cuenca de *piggyback* endicada, 3. Incisión de los sistemas lacustres, 4. Cuenca de *piggyback* con relleno de canales y planicies confinadas y 5. Estado actual del río Jáchal.

- 16)** Es necesario tener en cuenta la naturaleza, tipo, extensión y evolución de las cuencas de *piggyback* a la hora de analizar la estratigrafía del antepaís. En este sentido las cuencas de *piggyback* resultan importantes reservorios de sedimentos clásticos, los que esporádicamente son transferidos al *foredeep*, generando ocasionales progradaciones de cuñas clásticas gruesas. A pesar de que este tipo de progradaciones han sido frecuentemente relacionadas a factores tectónicos (p.e. cambios en la subsidencia), en esta tesis se ha mostrado como otros factores alocíclicos (clima) pueden producir similares progradaciones en el antepaís.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar deseo agradecer especialmente a mi director de Tesis Carlos Oscar Limarino, por todo lo que me enseñó y ayudó en estos años de trabajo, por compartir conmigo sus ideas y por las fructíferas discusiones.

También deseo agradecer a los demás integrantes del área de sedimentología que compartieron mis días de trabajo, Ana Tedesco, Susana Alonso, Patricia Ciccioli, Alfonsina Tripaldi, Daniela Villegas, Horacio Tassone y Sergio Marensi. Todos ellos me enseñaron y ayudaron en la realización de esta Tesis. Especialmente, quiero agradecer a Ana Tedesco y Susana Alonso por su colaboración en las tareas de campo.

Quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires y en especial al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por darme un lugar de trabajo durante estos años. Además, agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, por su programa de becas gracias al cual pude realizar este Doctorado.

Mucha gente me apoyó en estos años, particularmente Ana Tedesco, Ivanna Penna y Javier Peroni, quienes me acompañaron durante todo el doctorado y compartieron grandes momentos conmigo. También, a los miembros de Geocine (no al Geofondo), a Luisa Crousse, Pablo Leal y José Mescua. A todos ellos muchas gracias por brindarme tanto su amistad como sus conocimientos.

Finalmente, y no por ello menos importante, quiero agradecer a mi familia; a mis papás Ana y José, y a mis hermanos José y Lucía, que siempre me alentaron y de los cuales me siento muy orgullosa.

Bibliografía

- Ahlbrand, T.S., 1979. Textural parameters of eolian deposits. En: E.D. McKee (Editor), A Study of Global Sand Seas. U. S. Geological Survey, Professional Paper, 187-238 pp.
- Alonso, M.S., Suriano, J. y Limarino, C.O., 2008. Estudio sedimentológico y paleoambiental de evaporitas yesíferas de la Formación Rodeo, Provincia de San Juan, Argentina., XVI Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas: 3 pgs.
- Alonso, S., Limarino, C.O., Litvak, V., Poma, S.M. y Suriano, J., 2009. 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: J.A. Salfity y R.A. Marquillas (Editores), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina. Special Paper, Geological Society of America (en prensa).
- Alvarez Marrón, J., Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F. y Brown, D., 2006. Neogene structures overprinting Paleozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30°S latitude. Journal of the Geological Society, 163: 949-964.
- Allen, J.R.L., 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. Journal of Sedimentary Petrology, 40(1): 298-323.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. Sedimentary Geology, 33: 237-295.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, C., Mpodozis, C. y Isacks, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the andes at 30°S latitude. Tectonics, 9(4): 789-809.

- Amorosi, A., Farina, M., Severi, P., Preti, D., Caporale, L. y Di Dio, G., 1996. Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern PO Basin, Italy. *Sedimentary Geology*, 102: 275-295.
- Aparicio, E.P., 1969. Contribución al conocimiento de la edad de los sedimentos del arroyo Agua Negra. Departamento Iglesia. San Juan. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(4): 351-356.
- Asini, R., 1994. Sucesiones calcareo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca, V Reunión Argentina de Sedimentología, San Miguel de Tucumán, Resúmenes:113-118.
- Astini, R.A., 1990. Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma?, III Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, Resúmenes: 13-18.
- Astini, R.A., 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 277-294.
- Astini, R.A., Cañas, F. y Benedetto, J. 1988. Yerba Loca Formation, an Ordovician clastic wedge in western Argentina, V International Symposium Ordovician System, Newfoundland, Abstract: 4.
- Astini, R.A. y Piovano, E., 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1): 99-110.
- Bagnold, R.A., 1954. The physics of blown sand and desert dunes, Londres: Methuen, pp. 265. En Reineck y Singh, 1980.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1935-2017.
- Ballantyne, C.K. y Harris, C., 1994. The Periglaciation of Great Britain. Cambridge University Press, Cambridge, 330 pp.

- Baroni, C., Armiraglio, S., Gentili, R. y Carton, A., 2006. Landform–vegetation units for investigating the dynamics and geomorphologic evolution of alpine composite debris cones (Valle dell'Avio, Adamello Group, Italy). *Geomorphology*, 84(1-2): 59-79.
- Barr, T.D. y Dahlen, F.D.A., 1989. Brittle frictional Mountain Building. 2. Thermal structure and heat budget. *Journal of Geophysical Research*, 94: 3923-3947.
- Beaumont, C., Fullsack, P. y Hamilton, J., 1992. Erosional control on active orogens thrust and nappes tectonics. En: K. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*. Chapman&Hall, Londres, 1-18.
- Beaumont, C., Quinlan, G.M. y Hamilton, J., 1988. Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the eastern interior of North America. *Tectonics*, 7: 389-416.
- 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.
- Beer, J.A., Jordan, T.E. y Johnson, N.M., 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados al desarrollo del Mioceno de la Precordillera, Huaco, Provincia de San Juan, República Argentina, X Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas 2: 83-86.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, E., 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos bloques cambro-ordovícicos resedimentados de la Precordillera occidental argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 305-313.
- Bentham, P.A., Talling, P.J. y Burbank, D.W., 1993. Braided stream flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: The Escanilla formation, Spanish Pyrenees. En: J.L. Best y C.S. Bristow (Editores), *Braided rivers*, Geological Society London, Special Publication, 177-194.

- Bercowski, F., 1993. Facies piroclásticas en el terciario del Valle de Iglesia, Prov. de San Juan, Argentina, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas 4: 206-215.
- Beresi, M. y Bordonaro, O., 1984. La Formación San Juan en la Quebrada de Las Lajas, sierra Chica de Zonda, San Juan, IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 1: 95-107.
- Bertran, P., Héty, B., Texier, J. y Van Steijn, H., 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44: 1-6.
- Bertran, P. y Texier, J.-P. 1999. Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, 35: 99-121.
- Bilkra, L.H. y Nemec, 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*, 64(3a): 450-489.
- Blasco, G. y Ramos, V., 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chicha, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 13(3-4): 312-329.
- Blum, M.D. y Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(1): 2-48.
- Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, Mendoza y las sierras centrales de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, 18: 203-262.
- Bordonaro, O., 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En: R. Caminos (Editor), *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino y Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. *Anales* 29:189-204

- Bracaccini, O., 1949. El perfil de Tambolar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4(3): 165-179.
- Brackebush, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina escala 1:1.000.000, Gotha.
- Briere, P.R., 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. Journal of Arid Environments, 45(1): 1-7
- Bull, W.B., 1997. Discontinuous ephemeral streams. Geomorphology, 19(3-4): 227-276.
- Caminos, R., Cordani, U.G. y Linares, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina., Segundo Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 43-60.
- Cardó, R. y Díaz, I. N., 1999. Hoja Geológica 3169-I Rodeo, Provincia de San Juan, Programa Nacional de Cartas de la República Argentina 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. Boletín 172, 74 pp.
- Cardozo, N. y Jordan, T., 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bernejo Foreland Basin, Argentina. Basin Research, 13: 335-357.
- Carson, M.A., 1977. Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. Earth Surface Processes, 2: 363-380.
- 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., XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, Argentina. Actas 1: 679-683.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 387 pp.
- Ciccioli, P.L., 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro (Neógeno), Sierras Pampeanas noroccidentales, Provincia de La Rioja. Tesis Doctoral (inédita), Departamento de Cs. Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 317 pp.

- Clos-Areduc, A., 1969. Essai d'explication des formes dunaires sahariennes, Etudes des Photo-Interpretation. I.G.N., Paris, 63 pp., En Tsoar (1983)
- 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.
- Colombo, F., Limarino, C.O., Busquets, P., Solé de Porta, N., Heredia, N., Rodríguez-Fernandez, R. y Alvarez-Marron, J., 2005. Primeras edades absolutas de los depósitos lacustres holocenos del río Jáchal, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3): 605-608.
- Colombo, F.P., Busquets Buezo, P., Solé de Porta, N., Limarino, C.O., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R. y Alvarez 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(3): 228-238.
- Collinson, J.D. y Thompson, D.B., 1989. *Sedimentary Structures*. Chapman&Hall, London, 207 pp.
- Cross, T.A., 1986. Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States. En: P.A. Allen y P. Homewood (Editores), *Foreland Basins. Special Publication of International Association of Sedimentologists*, 8: 15-40.
- Cuerda, A.J., 1965. *Monograptus lentwardiensis* var. *incipiens* Wood, en el Silúrico de la Precodillera. *Ameghiniana*, 4(5): 171-177.
- Cuerda, A.J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. *Ameghiniana*, 6(3): 223-235.
- Cuerda, A.J., 1973. Reseña del Ordovícico argentino. *Ameghiniana*, 6(3): 223-235.
- Cuerda, A.J. y Furque, G., 1981. Depósitos Carbónicos de la Precordillera de San Juan, Parte I, Comarca del Cerro La Chilca (Río Francia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2): 329-332.

- Curry, A.M. y Morris, C.J., 2004. Lateglacial and Holocene talus slope development y rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology*, 58: 85-106.
- Chiang, C.S., Yu, H.S. y Chou, Y.W., 2004. Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system. *Basin Research*, 16: 65-78.
- Dahle, K., Flesja, K., Talbot, M.R. y Dreyer, T., 1997. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa Basin, Spain) and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea), Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, South Africa, Abstracts: 46.
- Damanti, J.F., 1993. Geomorphic and structural controls on facies patterns and sediment composition in a modern foreland basin. En: M. Marzo y C. Puigdefábregas (Editores), *Alluvial Sedimentation. Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 17: 221-233.
- Darlymple, M., Posser, J. y Williams, B., 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord Formation (United Kingdom, northern North Sea), En: K.W. Shanley y P.J. McCabe (Editores) *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks. SEPM Special Publication*, 59: 65-81.
- Davis, W.M., 1938. Sheetfloods and streamfloods. *Bulletin of the Geological Society of America*, 49: 1337-1416.
- De la Fuente, M.S., Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Gutierrez, P.R. y Fauqué, L.E., 2003. Quelonios podocnemídeos en la Formación Puesto La Flecha (Oligoceno), Precordillera de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 40(4): 617-624.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A., 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.

- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer, Berlín, pp. 792.
- Ethridge, F.G., Jackson, T.J. y Youngberg, A.D., 1981. Floodbasin sequence of a fine-grained meander belt subsystem: the coal bearing Lower Wasatch and Upper Fort Union Formations, southern Powder River Basin, Wyoming. En: F.G. Ethridge y R.M. Flores (Editores), Recent and ancient nonmarine depositional environments, models for exploration. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication, Tulsa, Oklahoma, 31:191-209.
- Fisher, R.V. y Schimncke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer, Heidelberg, 474 pp.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of geophysical research, 94: 3851-3866.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. New Zeland Journal of Geology and Geophysics, 13: 937-968.
- Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 37(2): 514-521.
- Francou, B. y Manté, C., 1990. Analysis of the segmentation in the profile of Alpine talus slopes. Permafrost and Periglacial Processes, 1: 53-60.
- French, H.M., 1976. The Periglacial Enviroment. Longman, New York, 309 pp.
- Frenguelli, J., 1951. Floras devónicas de la precordillera de San Juan (nota preliminar). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6(2): 83-94.
- 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, Buenos Aires, 104 pp.
- 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, Buenos Aires, 79 pp.

- Furque, G., 1982. Estudio estratigráfico del paleozoico del cordón El Molle y El Coronel, San Juan, Argentina, V Congreso Latinoamericano de Geología, actas 1: 201-214.
- Furque, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c, Ciénaga de Gualilán, Provincia de San Juan, Carta Geológico - Económica de la República Argentina Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193, Buenos Aires, 105 pp.
- 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.
- Furque, G. y Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: J.C.M. Turner (Editor), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 455-522.
- Furque, G., Cuerda, A.J., Caballé, M. y Alfaro, M., 1990. El Ordovícico de la sierra de la Invernada y su fauna de graptolites, San Juan. Revista Museo La Plata (paleontología), 9: 159-181.
- Furque, G., González, P. y Caballé, M., 1999. Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal, Programa Nacional de Cartas de la República Argentina 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. Boletín 273, 52 pp.
- Gabaldón, V., Lizuain, A. y Franchi, M., 1985. Las facies del Carbonífero de la Cordillera Frontal. Provincia de San Juan y Mendoza (Argentina), 6° Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá, Actas 1:166 - 181.
- Gagliardo, M., Colombo, F., Caselli, A., Tripaldi, A. y Limarino, C.O., 2000. Evolución tectonosedimentaria de la cuenca Miocena de "Piggy-Back" de Rodeo-Iglesia (San Juan, Argentina), IV Congreso del Grupo Español del Terciario. Geotemas, 2:77-79.
- Gagliardo, M.L., Caselli, A.T., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F. y Tripaldi, A., 2001. Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades fromacionales (Nota Breve). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56(1): 121-125.

- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93-121.
- García-Ruíz, J.M., White, S., Martí-Bono, C., Valero, B., Errea, M.P. y Gómez Villar, A., 2004. La avenida del barranco de Arás y los riesgos hidrogeológicos en el pirineo central español. En: J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (Editores), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 131-140.
- 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.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 731-770.
- González Bonorino, G., 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(3): 223-246.
- Goodbred, J., S. L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interestade. *Sedimentary Geology*, 162: 83-104.
- Gosen, W.v., 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 361-388.
- Gutiérrez, P.R., 1983. Geología del tramo medio de la quebrada de Agua Negra. Departamento Iglesia. Provincia de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura 189 pp. (inédito).
- Hampton, B.A. y Horton, B.K., 2007. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, 54(5): 1121-1147.

- Handford, C.R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-253.
- 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.
- Herrera, Z.A., 1993. Nuevas presiciones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas 2: 259-295.
- Hesp, P.A., 1981. The formation of shadow dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(1): 101-112.
- Hinchliffe, S., Ballantyne, C.K. y Waden, J., 1998. The structure and sedimentology of relict talus, Trotternish, northern Skye, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 545-560.
- Hippolyte, J.C. y Angelier, J., 1994. Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and palaeostess analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Appennines. *Journal of Strucural Geology*, 16(2): 159-173.
- Holt, W.E. y Stern, T.A., 1994. Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: the late Tertiary development of Taranaki basin, New Zeland. *Tectonics*, 13: 1068-1092.
- 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., 2006. Competing processes of clastic deposition and compartmentalized inversion in an actively evolving transpressional basin, western Mongolia. *Journal of the Geological Society*, 163: 657-670.

- Hubert, J.F. y Hyde, M.G., 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, 29(4): 457-474.
- Hunter, R.E., 1976. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(2): 697-706.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- Kocurek, G. y Dott, R. H. J., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2): 579-595.
- Ingersoll, R.V. y Busby, C.J., 1995. Tectonics of sedimentary basins. En: R.V. Ingersoll y C.J. Busby (Editores), *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, Cambridge, 1-51.
- Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G. y Valles, P.K., 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40: 937-953.
- Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continental-scale oscillation. *Quaternary International*, 57-58: 93-112.
- Iriondo, M. y Kröling, D.M., 1996. Sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior), XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas IV:27-48.
- Johnson, D.D. y Beaumont, C., 1995. Preliminary results from a planform kinematic model of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin stratigraphy. *SEPM Special Publication*, 52: 3-24.
- Johnson, G.D. y Reynolds, R.G.H., 1986. Late Cenozoic and sedimentation in the north-western Himalayan foredeep: I. Thrust ramping and associated deformation in Potwar region. En: P.A. Allen y P. Homewood (Editores), *Foreland Basins*. Special Publication of International Association of Sedimentologists, 8:273-291.

- 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.
- Jones, S.J., Frostick, L.E. y Astin, T.R., 2001. Braided stream and flood plain architecture: Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 139: 229-260.
- Jordan, T., Schlunegger, F. y Cardozo, N., 1999. Múltiples hipótesis en la evolución de la cuenca neógena de antepaís de Bermejo, Argentina, XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas 1:193-196.
- 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.
- Jordan, T.E. 1981., Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous Western United States. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 2506-2520.
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En: C.J. Busby y R.V. Ingersoll (Editores), *Tectonics of sedimentary Basins*. Blackwell Science, 331-362.
- Jordan, T.E. y Damanti, J.F., 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan, Argentina, XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina, Actas 2: 247-250.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W., 1993. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, Actas 2: 132-141.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes, Episodes, Ottawa, Actas 3: 20-26.
- Jordan, T.E., Ruttly, P., Mc Rae, L., Beer, J., Tabbutt, K. y Damanti, J.F., 1990. Magnetic polarity of Miocene Rio Azul section, Precordillera thrust belt. *Journal of Geology*, 98(519-539).

- Karner, G.D. y Watts, A.B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of geophysical research*, 88: 10449-10477.
- Károly, N. y Ulrike, M., 2007. *Practical Volcanology*, Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, Budapest, 207, 220 pp.
- Kay, S.M., Maksaev, V.A., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary Magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92: 6173-6189.
- Keller, M. y Bordonaro, O., 1993. Arrecifes estromatopóridos en el Ordovícico inferior del Oeste argentino y sus implicaciones paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, 8(2): 165-169.
- Kelly, S. y Olsen, H., 1993. Terminal fans-a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85(1-4): 339-374.
- Kobayashi, T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Science of the University of Tokyo*, 2(5): 369-522.
- Kourek, G. y Dott, R.H.J., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2): 579-595.
- Lancaster, N. y Tchakerian, V., 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, 17(1): 151-155.
- Lawton, T.F. y Trexler, J.H.J., 1991. Piggyback basin in the Sevier thrust belt, Utah: implications for development of thrust wedge. *Geology*, 19: 827-830.
- Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colleta, B. y Chabron, E., 2000. Piggyback basin development above thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics*, 320: 45-67.
- Leveratto, M.A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(1): 53-58.

- Limarino, C.O., Fauqué, L.A., Cardó, R. y Gagliardo, M.L., 2002. La Faja Volcánica Miocena de la Precordillera Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3): 289-304.
- Limarino, C.O., R., G.P., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E., 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(2): 177-181.
- Limarino, C.O., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L., Re, G. y Caselli, A., 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 751-752.
- Litvak, V.D. y Poma, S., 2005. Estratigrafía y facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(2): 402-416.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M., 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(2-4): 117-137.
- López, J.L., Bello, M.E., González, N., Toyo, A., Shucheng, Z., Peng, C. y 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.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1): 89-108.

- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Castro, C.E., 1990. Relaciones entre el grupo Choiyoi y el batolito de Colangüil., XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 1: 79-82.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53: 149 - 196.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior entre la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S), Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21: 11-51.
- Mathisen, M.E. y McPherson, J.G., 1991. Volcaniclastic deposits: implications for hydrocarbon exploration. En: R.V. Fisher y G.A. Smith (Editores), *Sedimentation in Volcanic Settings*, Tulsa, Oklahoma, 27-36 pp.
- 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(1): 55-77.
- McGowen, J.H. y Garner, L.E., 1970. Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14(1-2): 77-111.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmanian Government Printing Office, Tasmania, pp. 196.
- Meetei, L.I., Pattanayak, S.K., Bhaskar, A., Pandit, M.K. y Tandon, S., 2007. Climatic imprints in Quaternary valley fill deposits of the middle Teesta valley, Sikkim Himalaya. *Quaternary International*, 159: 32-46.
- Miall, A.D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-208.

- Miall, A.D., 2002. Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(7): 1201-1216.
- Miall, D.A., 1977. A review of braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1-62.
- Miall, D.A., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest, 582 pp.
- Milana, J.P., 1993. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 283-298.
- Milana, J.P., Delendatti, G. y Segovia, F., 2003. Gravelly aeolian dunes and giant impact megaripples of the argentinean puna: a new depositional system, 3rd Latinamerican Congress of sedimentology, Belém, Pará, Brazil, Resúmenes:128-129.
- Mitrovica, J.X., Beaumont, C. y Jarvis, G.T., 1989. Tilting of continental interiors by dynamical effects of subduction. *Tectonics*, 8: 1079-1094.
- Nadon, G.C., 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64(4): 451-463.
- Nanson, G.C. y Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4: 459-486.
- Nawratil, A.E., 1983. *Geología de la quebrada de Arrequeintín y alrededores*. Departamento Iglesia. Provincia de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura (inédito) 132 pp.
- Nemec, W. y Postma, G., 1993. Quaternary Alluvial fans in southwetwrn Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Spec. Publs. Int. Ass. Sedimentology*, 17: 235-276.

- Nemec, W. y Steel, R.J., 1984. Alluvial y coastal conglomerates: Their significant features and some coments on gravally mass-flow deposits. En: E. H. Kooster y R.J. Steel (Editores), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 10:1-30.
- Nichols, G.J. y Fisher, J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195(1): 75-90.
- Ori, G.G. y Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475-478.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental, VII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas 3: 59-74.
- Pádula, 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, Calgary, Actas 2:165-199.
- 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.
- Pimentel, N.L., Wright, V.P. y Azevedo, T.M., 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Paleogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105: 1-10.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina, Manuales. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires, 216 pp.
- Posamentier, H.W. y Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 7: 210.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models. En: C.K. Wilgus, *et al.* (Editores), *Sea Level Changes- An Integrated Approach* SEPM Special Publication, 42: 125-154.

- Postma, G., 1983. Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, Se Spain). *Sedimentology*, 30(91-103).
- Quirk, D.G., 1996. Base Profile, High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. *Geological Society Special Publication*, 104:37-49.
- Ramos, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3): 183-190.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J. y Palma, M., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales, IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 2:84-106.
- Ramos, V.R., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59-78.
- Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(A): 65-200 (en van Steijn *et al.* 2002).
- Re, G. y Barredo, S., 1993a. Esquema y correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja Y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 241-246.
- Re, G.H. y Barredo, S., 1993b. Esquema de correlación de las formaciones terciarias aflorantes en el entorno de las Sierras Pampeanas y la Precordillera argentina XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas 2:172-179.
- 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(1): 31-48.
- Reinfelds, I. y Nanson, G., 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology*, 40: 1113-1127.

- Reineck, H.-E. y Singh, I.B., 1980. Depositional Sedimentary Enviroments: with reference to Terrigenous clastics. Springer-Verlag, Berlín, 551 pp.
- Richards, K. 2002. Drainage basin structure, sediment delivery and the response to environmental change. En: S.J. Jones y L.E. Frostick (Editores), Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Geological Society of London Special Publications, 191:149-160.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., Ragona, D. y R. Cardó, R. 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud sur, XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas 2:111-124.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P., 1969. Geología de la provincia de Mendoza, Actas de las 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, 2:1-60.
- 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.
- 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.
- Sanchez, T., Waisfeld, B. y Astini, R.A., 1993. Eventos de recambio faunístico en secuencias depositacionales del Ordovícico tardío-Devónico temprano de la Precordillera de San Juan, Argentina, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas 2: 281-288.
- Schumm, S.A., 1993. River response to base level change, implications for sequence stratigraphy. Journal of Geology, 101: 279-294.
- Shanley, K.W. y McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 78: 544-568.
- Sharp, R.P., 1963. Wind Ripples. Journal of Geology, 71: 617-636.

- Shaw, S., Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29° - 31° S, Cordillera Frontal, Argentina., XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas II:461-465.
- Sheperd, R.G., 1987. Lateral accretion surfaces in ephemeral-stream point bars, Rio Puerco, New Mexico. En: F.G. Ethridge, R.M. Flores y M.D. Harvey (Editores), Recent developments in fluvial sedimentology. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication, Tulsa, Oklahoma, 93-98 pp.
- Shreiber, B.C. y Tabakh, M., 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, 47(1): 215-238.
- Smith, D.G. y Smith, N.D., 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 1396-1406.
- Smith, G.A., 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. *Sedimentology*, 35: 953-977.
- Smith, G.A., 2000. Recognition and significance of streamflow-dominated piedmont facies in extensional basins. *Basin Research*, 12: 399-411.
- Smith, H.T.U., 1954. Eolian sand on desert mountains. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 1306-1307.
- Smith, N.D., 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north central Appalachians. *Geological Society America Bulletin*, 81: 2993-3014.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales, 4(3): 3-187.
- Statham, I., 1976. A scree-slope rockfall model. *Earth Surface Processes*, 1: 43-62.
- Statham, I. y Francis, S.C. 1986. Influence of scree accumulation and weathering on the development of steep mountain slopes. EN: A.D. Abrahams (Editor), *Hillslope Processes*. Allen and Unwin, Boston, 245-267 pp.

- Stelzner, A. 1885. Beitrage zur Geologie und Palaeontologia der Argentinischem Republik, Geologisher Theil, Berlín.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C. y Boutilier, R. 1986. Geodynamic models of convergent margin tectonics: transition from rifted margin to overthrust belt and the consequences for foreland basin development. Bulletin of the Geological Society of America, 70 (181-190).
- Stokes, M., Mather, A.E. y Harvey, M.D. 2002. Quantification of river-capture-induced base-level changes and landscape development, Sorbas Basin, SE Spain. En: S.J. Jones y L.E. Frostick (Editores), Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Geological Society, London, Special Publication, London, 191:23-35.
- Strahler, A.H. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography Bulletin of the Geological Society of America, 63: 1117-1142.
- Strahler, A.N. 1970. Introduction to Physical Geography. John Wiley & Sons inc., pp. 457.
- Strahler, A.N. y Strahler, A.H. 1987. Modern Phisical Geography. John Wiley & Sons, pp. 520.
- 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), XVI Congreso Geológico Argentino La Plata, Buenos Aires, Argentina, 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, IV Congreso Latinoamericano de Geología y XI Reunión Argentina de sedimentología, Bariloche, Resúmenes: 218.
- Suriano, J. y O., L.C. 2008. Balance sedimentario entre sistemas fluviales colectores y de transferencia, su implicancia en los ambientes sedimentarios intermontanos, XII Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, Resúmenes:171.

- 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, (en prensa).
- Sweet, A.R., Long, D.G.F. y Catuneanu, O. 2003. Sequence boundaries in fine-grained terrestrial facies: biostratigraphic time control is key to their recognition, Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada joint annual meeting, Vancouver, Abstracts 28:165.
- Tabbutt, K., Naeser, C.W., Jordan, T.E. y Cervený, P.F. 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 408-419.
- 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 (inérita). Departamento de Cs. Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 303 pp.
- Thamó-Bozsó, E., Kercsmár, Z. y Nádor, A. 2002. Tectonic control on changes in sediment supply: Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. En: S.J. Jones y L.E. Frostick (Editores), Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Special Publications. Geological Society, London, 191:37-53.
- Thornbury, W.D. 1969. Principles of Geomorphology. John Wiley & sons inc., 594 pp.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O., 2000. Depósitos de dunas ascendentes en la sierra de Los Tarjados, provincia de La Rioja, Argentina. Geogaceta, 28: 141-144.
- Tripaldi, A., Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net, L. y Gagliardo, M.L., 1998. Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos de dunas intermontanas Asociación Sedimentológica Argentina Revista, 5(1): 21-40.

- Tripaldi, A., Net, L., Limarino, C.O., Marensi, S., Re, G. y Caselli, A.T., 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(4): 443-465.
- Tsoar, H., 1983. Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes. En: M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt (Editores), *Eolian sediments and processes*, Amsterdam. Elsevier, 247-259 pp.
- Tucker, G.E. y Slingerland, R. 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research*, 8: 329-349.
- 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(5): 697-715.
- Uliarte, E.R., Ruzycki de Berenstair, L. y Paredes, J. 1990. Relatorio de Geomorfología. En: O. Bordonaro (Editor), *Relatorio de geología y recursos naturales de la Provincia de San Juan*, XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, 212-227 pp.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J. y Thompson, S., III., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*(26): 83-98.
- Valloni, R., 1985. Reading provenance from modern marine sands. En: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of arenites*, 309-332 pp.
- 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.
- 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 Quaternarie*, 51(1): 1-14.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for

- high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration(Series 7): 55.
- Vessell, R.K. y Davies, D.K. 1981. Non-marine sedimentation in an active fore arc basin. En: F.G. Ethridge y R.M. Flores (Editores), Recent and Ancient Nonmarine Depositional Enviroments: Models for exploration. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., Tulsa, 31: 31-45.
- Visher, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 1074-1106.
- Volkheimer, W. 1962. Nuevos hallazgos del Paleozoico marino en la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17(1-2): 97-104.
- Wagerich, M. 2001. A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian-Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. Terra Nova, 13: 401-406.
- Washburn, A.L. 1956. Classification of patterned ground and review of sugested origins. Geological Society of America, Bulletin, 67: 823-65.
- 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.
- Weidmann, R., Cardinal, A. y Simon, W. 1985. Propuesta de ordenamiento de la nomenclatura estratigráfica de las sedimentitas terciarias de la Precordillera sanjuanina, Primeras Jornadas sobre geología de Precordillera, San Juan, pp. 342-347.
- Wetten, C. 1975. Estudio geológico-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado, II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, Actas 5: 513-529.
- White, J.D.L. y Houghton, B.F. 2006. Primary volcaniclastic rocks. Geology 34(8): 677-680.
- Wilson, C.J.N. y Houghton, B. 2000. Pyroclastic transport and deposition. En: H. Sigurdsson (Editor), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, 545-554 pp.

- Willet, S.D. 1992. Dynamic and Kinematic Growth and change of a Coulomb wedge. En: K. McClay (Editor), Thrust Tectonics. Chapman&Hall, Londres, 19-31 pp.
- Williams, P.F. y Rust, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. Journal of Sedimentary Petrology, 39(2): 649-679.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. 1991. Calcretes: An introduction. En: V.P. Wright y M.E. Tucker (Editores), Calcretes. Reprint Series of International Association of Sedimentologists. Blackwell, Oxford., 2:1-22.
- Yrigoyen, M.R. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Ameghiniana, 6: 315-329.