



Latin American Journal of Sedimentology
and Basin Analysis

ISSN: 1669-7316

eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar

Asociación Argentina de Sedimentología
Argentina

SANCHEZ, M. L.; ROSSI, J.; MORRA, S.; ARMAS, P.
ANALISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL DE LAS FORMACIONES HUINCUL Y
LISANDRO DEL SUBGRUPO RIO LIMAY (GRUPO NEUQUEN - CRETACICO TARDIO)
EN EL DEPARTAMENTO EL CUY, RIO NEGRO, ARGENTINA
Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, vol. 15, núm. 1, enero-julio,
2008, pp. 1-26
Asociación Argentina de Sedimentología
Buenos Aires, Argentina

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=381740361001>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

ANALISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL DE LAS FORMACIONES HUINCUL Y LISANDRO DEL SUBGRUPO RIO LIMAY (GRUPO NEUQUEN - CRETACICO TARDIO) EN EL DEPARTAMENTO EL CUY, RIO NEGRO, ARGENTINA

M. L. SANCHEZ, J. ROSSI, S. MORRA y P. ARMAS

Departamento de Geología - Universidad Nacional de Río Cuarto - Enlace Ruta 8 y 36 km 603
(5800) Río Cuarto - msanchez@exa.unrc.edu.ar

Resumen: Se estudió una sucesión sedimentaria que aflora en el sudeste de la Cuenca Neuquina, en el departamento El Cuy (Río Negro). La misma incluye a las formaciones Huincul y Lisandro que integran el Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén), y han sido asignadas al Cenomaniano-Turoniano. Se identificaron once litofacies de origen fluvial, tres litofacies de naturaleza eólica y dos litofacies volcánoclasticas.

A partir de los agrupamientos en unidades genéticamente relacionadas se definieron siete elementos fluviales de intracanal, cuatro de planicie de inundación y cuatro eólicos.

La distribución espacial y relaciones entre los elementos arquitecturales ha permitido reconocer sistemas fluviales agradantes de alta sinuosidad (SF-I y II), un sistema de abanico terminal (SAT) y campos de médanos barjanoides (SE).

El análisis estratigráfico-secuencial permitió definir cinco Secuencias a partir de las relaciones espaciales y temporales de los elementos arquitecturales mayores y de la determinación de superficies estratigráficamente significativas.

La base de la Formación Huincul está representada por el SF-I, caracterizado por un sistema de alta sinuosidad, con baja relación canales/planicie de inundación y abundantes depósitos de desbordes. Este tramo de la secuencia se interpreta como el Cortejo de Alta Acomodación (AA) de la Secuencia I (S-I). El sector cuspidal de la unidad está integrado por un sistema similar pero con una alta relación canal/planicie de inundación y constituye el Cortejo de Baja Acomodación (BA) de la Secuencia II (S-II). Se propone que la depositación de la Formación Huincul tuvo lugar bajo condiciones climáticas cálidas con un régimen de estacionalidad marcado.

La Formación Lisandro se inicia con depósitos de un sistema distributivo proximal de abanico terminal (SAT) que representan el Cortejo AA de S-II. De aquí en adelante es notoria la recurrencia de SE, caracterizando los Cortejos BA y una sucesión desde cuenca de inundación a distributivos proximales de SAT, integrando los Cortejos AA de las secuencias S-II, III, IV y V. La unidad se depositó bajo condiciones climáticas semiáridas permanentes.

Las unidades estratigráficas estudiadas se consideran de carácter sinorogénico, con un control tectónico significativo en la definición del espacio de acomodación y un volcanismo principalmente activo durante la sedimentación de la Formación Huincul. La Formación Lisandro corresponde a un período de abrupto incremento en la tasa de subsidencia en la Cuenca Neuquina.

EXTENDED ABSTRACT

In the Cuy Department, Rio Negro Province (Fig. 1),

there are outcrops of the Late Cretaceous continental deposits of the Subgroup Rio Limay (Fig. 2), in virtually continuous exposures that allow detail studies

and exploration of the architecture of the sedimentary bodies. This contribution presents the results of the sedimentological study and sequential stratigraphic analysis for the depositional period of the Huincul and Lisandro formations (Subgroup Río Limay). The outcrops appear in the Planicie de Rentarí (Area A), with continuous sections longer than 3 km and Anfiteatro (Area B) with outcrops of more than 5 km (Fig. 1). In these areas we made detailed sedimentological profiles (Fig. 3), we described and interpreted lithofacies and architectural elements employing photograms and we defined stratigraphically significant discontinuities. We identified 11 fluvial lithofacies, 4 conglomerates (Gm, Gh, Gp and Gt), 5 sandstones (Sm, St., Sp, and Mr. Sh), and 2 pelitic (Fl and Fm), according to the nomenclature of Miall (1996). In addition, 2 volcanoclastic lithofacies, 1 primary pyroclastic lithofacies (Tlpm) and 1 volcanoclastic sineruptive lithofacies (TLpe) following criteria Mc Phie *et al.* (1993) were defined, and finally 3 eolic lithofacies (Spe, She and Sathya) (Fig. 4). These were grouped into 11 fluvial architectural elements and 4 eolic (Fig. 5). We have recognized channel elements (CHI) and CHII, intrachannel (LA, DAI, DAII, SBI and SBII) and floodplain (CRI, CRII, CS and OF). The eolic architectural elements include dunes (ED) and interdunes (DI, and WI FI).

The paleoenvironments sedimentary include river systems, terminal fans and dune fields. The Sistema Fluvial I (SF-I) is integrated by LA, DAI, DAII, SBI, CHI, CRI, CRII and OF (Fig. 6). The meanders loops show, in most cases, complete filling sequences in which records of migration of large sand dunes are preserved which retain topsets deposits and the scrolls their undulating tops. The channel belts are separated by potent floodplain deposits, with frequent intercalation of levels of overflow both channelized or in mantle, and show a multilateral persistence in potent sections of the column. The crevasse splay exhibits paleosoils with low levels of development, frequent presence of gleyed horizons and high degree of bioturbation. The general characteristics of the S-FI are proper of aggrading fluvial systems of high sinuosity. The Sistema Fluvial II (SF-II) is characterized by LA, DAI, DAII, SBI and to a lesser proportion, by CRI and OF (Fig. 6). The meanders loops often show preservation of the channel fill by lateral accretion with complete successions. Also the dunes preserve topsets deposits and the scrolls the original topography (Fig. 7). The frequency of conservation of filling phase of the abandoned channel with strong bioturbation and develop-

ment gleyed horizons suggests frequent avulsion by strangulation. The preservation of the floodplain is low, and it is characterized by intense bioturbation, and a high volcanoclastic participation in some reaches. We consider that the fluvial system model is of high sinuosity highly aggrading. The terminal fan system (Sistema Abanico Terminal) (TSS), characteristic of semi-arid regions with strong seasonal climatology, is represented by CHII, CS or SBII and OF (Fig. 6). These constitute flooding basin deposits (CI), simple multiepisode channel fillings corresponding to middle sections of the distributary plain and simple channels with development of small transversal cross bars and multilateral relations of distal distributary plain. The aeolian system (Sistema Eólico) (IS) consists of SD, DI, WD and FD. The spatial distribution of dunes and interdunes, the high dispersion of paleocurrents with a principal mode at the avalanche deposits and multiple stabilization surfaces suggest the development of a field of barchan dunes. In the element WI, we identified ferric and mottled halos and bioturbations that indicate the presence of paleosoils with gleyed horizons (Retallack, 1976, 1990) which and characterize environments with good oxygenation.

According to the temporal and spatial arrangement of the different paleoenvironments, their evolutionary trend and the analysis of significant discontinuity surfaces, we produced the stratigraphic sequence for the Subgroup Río Limay (Fig. 8). The sequence starts with the Secuencia I, corresponding to the base of the Huincul Fm and is represented by SF-I, defined by belts of potent channels, isolated in floodplain deposits and with the development of overflow fans under conditions of rapid aggradation. The avulsion by overflow crevasse splay was the control mechanism of the system. The development of composite paleosoils in distal segments of the plain indicates the existence of long periods during which the channel band remained relatively stable positions. The incorporation of volcanoclastic materials to fluvial deposits claims a volcanic activity close in time. The geometry and continuity of the sandy bodies and its proportion in relation to the floodplain deposits suggests periods of low frequency of avulsion/subsidence rate. The large-scale architecture observed is the equivalent to a High Accommodation System Track (Cortejo) (AA) with a ratio A/S close to 1 associated with a gradual decline in the base level under conditions of high sediment supply. A net surface (Discontinuidad D-IS-IS) is the basis of the sequence II, marked by an abrupt change in the fluvial

architecture river (SF-II). The mechanism of lateral migration was by strangulation and abrupt cut of the bends. Only underdeveloped paleosoils in the abandoned channel fillings and the little preservation of the floodplain deposits are recognized. The stacking of channel belts signs out a reduction in the accommodation space. The top layer of Huincul Fm is interpreted as Lower Accommodation System Track (Cortejo) (BA). The Discontinuity IIC (D-IIC) marks the base of Lisandro Fm, which is an surface of fluvial flooding defining the expansion of a terminal fan system associated with an abrupt increase in the accommodation space and rapid progradation of the facies of an environment of intermediate distributary plain. This stretch of the Sequence is interpreted as the High Accommodation System Track (Cortejo) (AA) of the Sequence II (S-II) was associated with a period of high subsidence. The deposits of terminal fans are covered by a wet eolian system (IS). The change in the depositional environment marks the beginning of the Sequence III (S-III), limited at the base by D-IIIS. The development of a field of parabolic dunes associated with environments dry, wet and flooded interdune indicates a gradual rise in the water table that, eventually, was above the depositional surface generating shallow lagoons. The short-term climatic changes related with an increase in precipitation and the relative position of the water table controlled the development stabilization surfaces and the growth and migration of aeolian forms. We identified two supersurfaces (D-IV and DV, Fig. 18) which may be assigned to periods with an increase in the supply or availability of sediment climatically conditioned. Periodically, the interdune corridors were overrun by ephemeral streams associated with the flood basin environments of SAT during flooding events. All deposits, characterized by a strong stacking of the eolian successions are interpreted as the Cortejo BA from the Sequence III. A new fluvial flood event marked by the Discontinuity VIC, is represented by facies flood basin, a distributary plain with the development of intertwined channels showing evidences of the SAT progradation. This sector is interpreted as the (Cortejo) AA System Track of S-III associated with a period of renewed subsidence. D-VIIS limits the base of the S-IV whose (Cortejo) BA System Track is similar to the previous Sequence and includes 3 supersurfaces (D-D-VIII-IX / X). The expansion of the flooding basin facies of a limited terminal fan at the base by D-XIC represents the base of the (Cortejo) AA System Track of the Sequence IV. Tabular units associated with a distal dis-

tributary plain that replaced towards the top by thick channels of low sinuosity close to the backbone of the system represent an progradation event of the SAT. The beginning of the Sequence V is marked D-XIIS associated with the development of a new SE. The architectural design of large scale is similar to that of the (Cortejos) BA System Tracks of the Sequences III and IV and includes supersurfaces D-D-XIII and XIV. Something similar occurs with the surface of fluvial flooding (D-XVC) on which we identified a prograding succession of SAT. The characteristics of the systems involved in the Lisandro Fm suggest a climate change to semi-arid conditions and low gradient in the depositional environment.

The sequential stratigraphic analysis of the formations Huincul and Lisandro suggests that the deposits are sinorogénic and the different pulses of subsidence are registered in the (Cortejos) AA and BA System Tracks defined in this study.

Palabras Clave: Secuencia Estratigráfica, Sedimentología, Subgrupo Río Limay, Grupo Neuquén, Río Negro.

Keywords: Stratigraphy Sequence, Sedimentology, Río Limay Sugroup, Neuquén Group, Río Negro.

INTRODUCCION

Próximo al borde centro-oriental de la Cuenca Neuquina, en el departamento El Cuy, provincia de Río Negro (Fig. 1), afloran depósitos continentales del Cretácico Tardío del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén, Fig. 2), asignados a un ambiente fluvial por Leanza y Hugo (2001). Se trata de exposiciones cuya continuidad lateral supera los 5 km, lo cual permite la ejecución de trabajos de detalle y la exploración de la arquitectura de los cuerpos sedimentarios.

La calidad de los afloramientos permite realizar estudios sedimentológicos empleando métodos y técnicas que ayudan a definir adecuadamente la geometría de las unidades sedimentarias para obtener modelos más ajustados, aplicables a la exploración de hidrocarburos. Este campo de las ciencias aplicadas exige el empleo de métodos de descripción de sumo detalle, tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural para un mejor gerenciamiento de los proyectos de desarrollo de reservorios y recuperación secundaria.

La importancia del estudio de las formaciones Huincul y Lisandro (Subgrupo Río Limay) radica en su calidad de unidad productora de hidrocarburos y sello respectivamente en diversos sectores de Cuenca

Neuquina. Sin embargo, no existen estudios de detalle a nivel sedimentológico y estratigráfico de las mismas y se desconoce su distribución y comportamiento estratigráfico en amplias áreas de la cuenca.

El objetivo de esta contribución es exponer los resultados del estudio sedimentológico de detalle, establecer la distribución de los paleoambientes sedimentarios y su evolución mediante el análisis estratigráfico secuencial, e inferir el posible control de los factores alocíclicos durante la depositación de las Formaciones Huincul y Lisandro (Subgrupo Río Limay).

AMBIENTE GEOLOGICO

La Cuenca Neuquina es una depresión ensiálica localizada en posiciones de intra-arco (Chile) y retro-arco (Argentina), y desde el Jurásico Temprano hasta el Cenozoico evolucionó como una depresión de intra-arco y tras-arco-retroarco con el gradual desarrollo del arco magmático Andino (Franzese y Spalletti 2001).

La historia tectónica de la cuenca involucra distintas etapas, el desarrollo de cuencas de rift durante el Triásico Tardío-Jurásico y un estadio de subsidencia por carga del arco magmático en el Cretácico-Paleógeno Temprano, y el periodo de Tectogénesis Andina a partir del Paleógeno Temprano (Legarreta y Gulisano 1989).

Durante el Cretácico Tardío se produjo el aislamiento completo de la cuenca del mar (Cazau y Uliana 1972; Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1999) como resultado del crecimiento del arco volcánico relacionado con modificaciones en la dinámica del margen continental en el borde occidental de Sudamérica. Los cambios en la tasa de expansión del Atlántico Sur y la reorganización de las placas del Pacífico, en conjunto con el decrecimiento en el ángulo de subducción dio lugar al desarrollo de una tectónica compresiva que provocó la inversión de las estructuras extensionales y generó una cuenca flexural en la región de la Cuenca Neuquina (Cobbold y Rosello 2003). Esta cuenca de antepaís de retroarco, estuvo fuertemente controlada por la tectónica compresiva, la inversión tectónica y el levantamiento de los terrenos ubicados al oeste. La faja plegada y corrida que se desarrolló como resultado de la fase de antepaís (Ramos 1999) y su posición, controló la distribución de los principales depocentros, que incluyen los Grupos Rayoso y Neuquén, y la migración de los mismos hacia el este (Cobbold y Rosello 2003; Howell *et al.* 2005; Ramos y Folguera 2005, Veiga *et al.* 2005; Mosquera y Ramos *en prensa*). Hacia fines del Cretácico la transgresión marina Atlántica relacionada

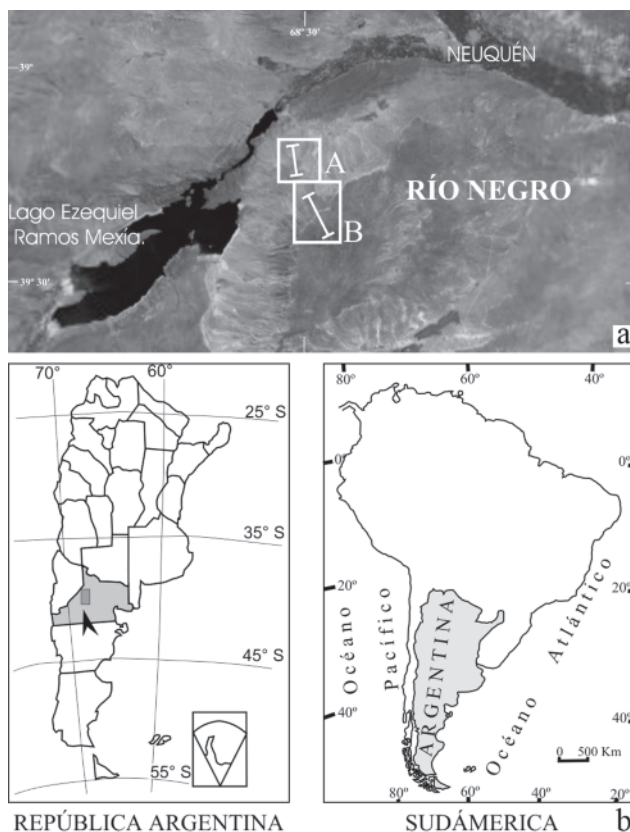


Figura 1. a y c) Mapa geológico e imagen satelitaria con la ubicación del área de trabajo. b y d) Imágenes Satelitarias con detalle del sector relevado.

Figure 1. a and c) Geological map and satellite image of the study area. b and d) Satellite image with detail of the studied.

con el alto nivel del mar a escala global afectó a la Cuenca Neuquina y permitió la depositación de sedimentos marinos someros en amplias áreas (Cobbold y Rosello 2003).

El Batolito principal, que forma las raíces del arco volcánico, ha sido datado por el método K-Ar y las edades obtenidas oscilan entre $90,36 \pm 3,63$ Ma y $64 \pm 1,9$ Ma y señala un periodo de rápida expansión del arco hacia el “foreland” durante el Cretácico tardío (Ramos y Folguera 2005). Estos procesos coinciden con el ajuste del régimen tectónico asociado al quiebre de la Placa Americana y la Placa Africana, el estadio de deriva y el cambio a positiva en la velocidad de “roll-back” que marca el inicio de la tectónica compresiva (Ramos y Folguera 2005). El Grupo Neuquén constituye un excelente registro sedimentario de la evolución de la cuenca de antepaís entre el Albiano (112 ± 1 Ma) y el Campaniano ($70 \pm 0,6$ Ma), por este motivo el estudio de detalle de las unidades que lo integran adquieren

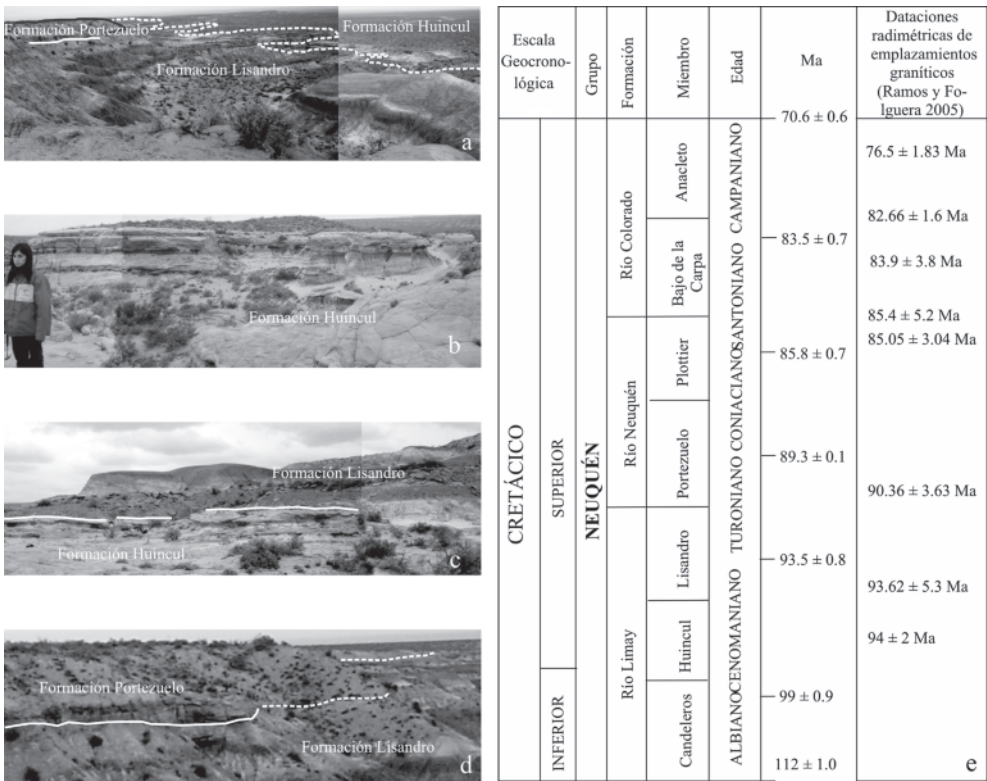


Figura 2. Estratigrafía del área de trabajo. a) Distribución de las unidades litoestratigráficas del Grupo Neuquén. b) Formación Huincul en la base. c) Contacto entre la Formación Huincul y Lisandro. d) Contacto entre la Formación Lisandro (Subgrupo Río Limay) y Formación Portezuelo (Subgrupo Río Neuquén). e) Cuadro estratigráfico de Grupo Neuquén con las edades del magmatismo del Cretácico.

Figure 2. Stratigraphy of the study area. a) Distribution of the lithostratigraphical units of the Neuquen Group, b) base of the Huincul Fm, c) Contact between Huincul and Lisandro formations, d) Contact between Lisandro Fm (Subgroup Río Limay) and Portezuelo Fm (Neuquen Río Group), e) Stratigraphic table of the Neuquén Group with the ages of the Cretaceous magmatism.

importancia puesto que aportan valiosa información sobre la evolución del relleno de la Cuenca Neuquina durante ese periodo.

ESTRATIGRAFIA DEL SUBGRUPO RIO LIMAY

A la escala de cuenca, el Grupo Neuquén está constituido por tres unidades genéticas mayores correspondientes a los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado (Fig. 2), que abarcarían desde el Albiano al Campaniano Temprano (Leanza y Hugo 2001). El Subgrupo Río Limay (De Ferrariis 1968), que incluye las Formaciones Candeleros, Huincul y Lisandro, tiene un espesor mínimo de 350 m y su edad probable abarca desde el Albiano al Turoniano Temprano. Aflora en el sudoeste de Mendoza, este y sudeste de Neuquén y el noroeste de Río Negro (Leanza y Hugo 2001).

La Formación Candeleros (Keidel en Herrero Ducloux

1946) incluye principalmente areniscas rojas de grano fino con intercalaciones de limolitas y, hacia el techo de la unidad, incrementa el tamaño de grano apareciendo niveles conglomerádicos con una potencia máxima de 300 m aproximadamente. La localidad tipo se encuentra ubicada al este del cerro Lotena en el sur de Neuquén. Los paleoambientes de sedimentación incluyen sistemas fluviales efímeros, meandriformes y entrelazados, con desarrollo de paleosuelos en ambiente de pantano (Leanza y Hugo 2001; Sánchez y Cardozo 2002; Sánchez 2004; Sánchez *et al.* 2004). Esta unidad es portadora de restos de vertebrados tales como el carnívoro gigante *Giganotosaurus carolinii* (Coria y Salgado 1995); saurópodos y huellas de terópodos y ornitiskios (Calvo y Bonaparte 1991; Calvo 1989 y 1991), reptiles y anfibios.

En el área de trabajo la Formación Candeleros está ausente, sin embargo hacia el oeste, en el lago Ezequiel

Ramos Mexía, estudios de detalle a nivel sedimentológico (Sánchez 2004; Sánchez *et al.* 2004) y de subsuelo en el sudoeste de Mendoza (Manacorda *et al.* 2004; Sánchez 2006) permiten afirmar que su depositación fue contemporánea con la actividad volcánica del arco ubicado al oeste y por su distribución y caracteres a nivel regional se puede sugerir que la misma corresponde a las etapas tempranas del desarrollo del “foreland”.

Los depósitos de la Formación Huincul (Keidel en Herrero Ducloux 1946) yacen directamente sobre la facies arenosa morada de Candeleros y están integrados por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso y niveles conglomerádicos con una coloración amarillo-blancuecina, la cual es una característica distintiva de la unidad. Siguiendo un patrón depositacional típico de cuenca de antepaís, y durante un periodo con mayor definición del abultamiento periférico sobre su borde oriental, presenta una variación en su potencia desde 250 a 50 m de oeste a este. La sección tipo se encuentra próxima a la localidad de Plaza Huincul.

Se le asigna una edad Cenomaniana Tardía y contiene restos de *Argentinosaurus huinculensis* y frecuentes huellas de tetrápodos. Durante su depositación cambiaron las características de la cuenca en cuanto a la energía del medio y condiciones climáticas con respecto a la Formación Candeleros, favoreciendo la precipitación de calcita, formación de caolinita y reemplazo de zeolitas en un medio con pH más alcalino, típico de un periodo resistático (Leanza y Hugo 2001).

La Formación Lisandro (Herrero Ducloux 1939) está constituida por un potente paquete pelítico de coloración rojiza con intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas rojas y verdes con abundante yeso y en su tramo medio presenta lentes de areniscas verdes amarillentas de grano medio. La localidad tipo de la Unidad se ubica en el cerro Lisandro en las proximidades de Senillosa y su espesor varía entre 35 y 75 m. La edad propuesta por Leanza y Hugo (2001) es Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano y contiene vertebrados y restos de bivalvos de agua dulce. Las condiciones de energía del ambiente sedimentario fluvial fueron moderadas a bajas y la disminución de la energía del medio se hace manifiesta en el lapso en que se depositó esta Formación. Los potentes bancos de pelitas indican la presencia de planicies aluviales dilatadas con ríos próximos a su madurez (Leanza y Hugo 2001).

METODOLOGIA

En la etapa de campo se relevaron dos zonas, A y

B, la primera con un total de exposición de 39 m y secciones continuas de más de 3 km, en la cual aflora la Formación Huincul; y la zona B expone aproximadamente 58 m de sedimentitas correspondientes a las Formaciones Huincul y Lisandro, que se extienden por más de 5 km; el rumbo general de las transectas en ambas zonas es N 355° y la actitud estructural es subhorizontal.

Se realizaron ocho perfiles sedimentológicos de detalle (Fig. 3), se describió la geometría de los cuerpos y sus cambios laterales en secciones ligeramente oblicuas a las direcciones de paleocorrientes.

En la etapa de gabinete se definieron 16 litofacies, que fueron agrupadas en 15 elementos arquitecturales, caracterizados por sus relaciones laterales y verticales junto con su geometría. El reconocimiento de estos elementos, sus características y relaciones permitieron una interpretación de los procesos locales y regionales de la evolución del relleno en la cuenca. Para una mejor calidad de descripción de las arquitecturas de los cuerpos se compusieron fotomosaicos y definieron las discontinuidades estratigráficas más significativas en cada una de las secciones.

Análisis de facies

A partir del análisis de facies sobre las Formaciones Huincul y Lisandro se reconocieron 16 litofacies (Fig. 4), de las cuales 11 son de origen fluvial: 4 conglomerádicas (Gm, Gh, Gp y Gt), 5 de areniscas (Sm, St, Sp, Sh y Sr), y 2 pelíticas (Fl y Fm), de acuerdo a la nomenclatura de Miall (1996). Se reconocieron además, dos litofacies volcánicas, una litofacies piroclástica primaria (Tlpm) y una volcánica sineruptiva (TLpe), siguiendo los criterios de Mc Phie *et al.* (1993), y tres litofacies eólicas (Spe, She y Sre).

Elementos arquitecturales

Las litofacies identificadas fueron agrupadas en 11 elementos arquitecturales (Fig. 5), elementos de canal (CHI y CHII), de intracanal (LA, DAI, DAIL, SBI y SBII) y de planicie de inundación (CRI, CRII, CS y OF). Por su parte, los elementos arquitecturales eólicos incluyen los elementos de médano (ED) e interduna (DI, WI y II).

Elementos arquitecturales fluviales de canal

Elemento de canal I (CHI): presenta secciones de más de 50 m de ancho y una potencia de 20 m. Los rellenos consisten principalmente de areniscas con un tamaño de grano fino hasta grueso, con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (Sh), estratifi-

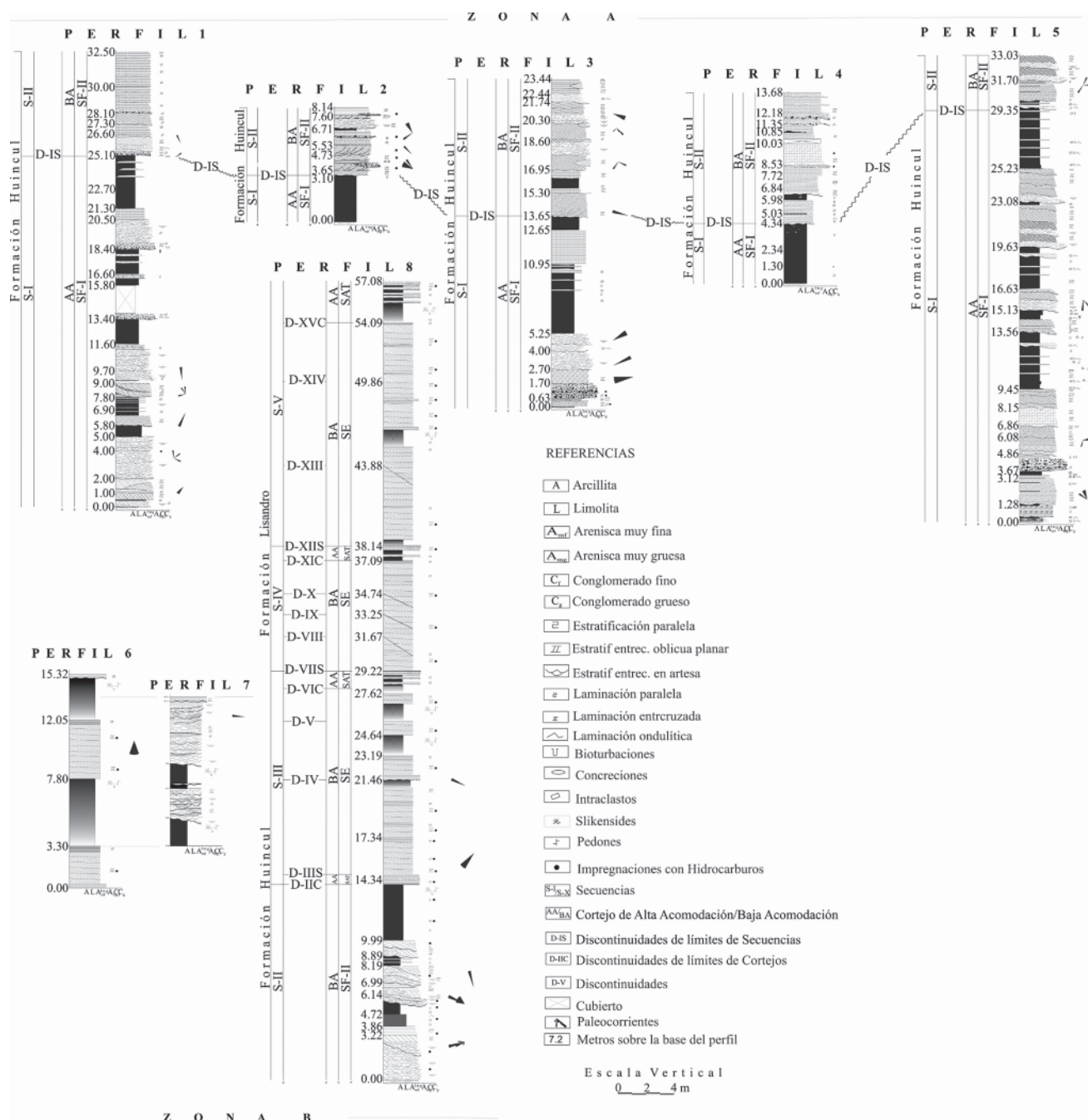


Figura 3. Perfiles estratigráficos del Subgrupo Río Limay en el departamento El Cuy (Río Negro).

Figure 3. Stratigraphic profiles of the Río Limay Subgroup in the El Cuy Department (Río Negro).

cación entrecruzada en artesas (St) y planar (Sp), y una proporción menor de areniscas masivas (Sm) o conglomerados intraformacionales crudamente estratificados (Gm), asociados con fuertes bases erosivas y con estratificación en artesa (Gt). También se ha reconocido un relleno de canal integrado por tufas lapillíticas con laminación planar o entrecruzada de bajo ángulo (Tlpe).

El elemento presenta, por lo general, varias unidades

limitadas por superficies erosivas y los estratos muestran una tendencia grano y estratodecreciente, incluyendo en algunas ocasiones en el tope niveles de limoarcillitas y arcillitas.

Interpretación: este elemento se interpreta como un relleno de canales multiepisódicos cuya geometría externa resulta de la superposición de varios eventos. La litofacies Gm puede ser de potencia reducida y tapizar


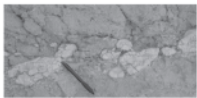

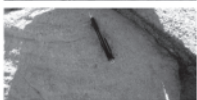
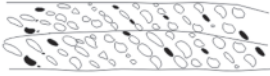

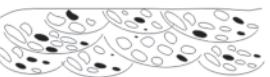
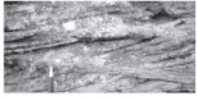

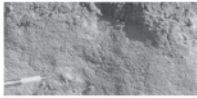

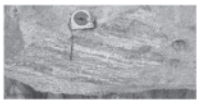







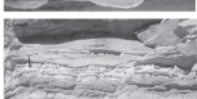


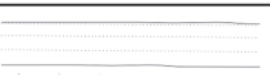

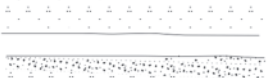


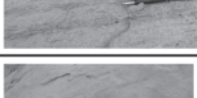




		LITOFACIES	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR máximo	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS		
FLUVIALES	CONGLOMERADO	Gm		3- 28 cm	0,65 m	Masivo	
		Gh		3- 5 cm	0,90 m	Estratificación paralela	
		Gp		3- 15 cm	0,70 m	Estratificación entrecruzada oblicua planar	
		Gt		Gravas finas a sábulo	1 m	Estratificación entrecruzada en artesa	
	ARENISCAS	Sm		Gruesa a media	0,75 m	Macisas	
		St		Gruesa a media	1,75 m	Estratificación entrecruzada en artesas	
		Sp		Gruesa a fina	1,50 m	Estratificación entrecruzada planar	
		Sh		Media a muy fina	1,50 m	Estratificación paralela	
	PELITAS	Sr		Fina a muy fina	0,50 m	Laminación ondulítica	
		Fl		Limolita a arcillita	1,75 m	Laminación paralela	
	Fm		Limolita a arcillita	0,50 m	Masivo		
VOLCANICLASTICAS		Tlpm		Tufas	0,50 m	Laminación plana paralela o masiva	
		TLlpe		Tufa Lapillítica	0,35 m	Laminación plana paralela a entrecruzada	
EÓLICAS		Spe		Areniscas finas	2-4 m	Estratificación entrecruzada planar de alto ángulo	
		She		Areniscas finas	3 m	Estratificación paralela o de bajo ángulo	
		Sre		Areniscas finas	0,10 m	Laminación ondulosa	

Figura 4. Cuadro de descripción de litofacies ilustrado con esquemas y fotos de las mismas.

Figure 4. Description of the lithofacies illustrated with schemes and pictures.

las irregularidades de la base del elemento, por lo que se interpreta como un depósito residual (lag), que se relaciona con la litofacies Sm. Esto indica un proceso de rápida depositación durante periodos de alta descarga de agua y sedimentos. En ocasiones, las litofacies Gt y St, que registran la migración de dunas tridimensionales, cubren el fondo de los canales seguidas por Sp, que señala el desarrollo de grandes dunas de crestas sinuosas y rectas (Allen 1983) durante diferentes estadios de relleno del canal. Además, integrando las unidades granodecrecientes, se identifica a la litofacies Sh sugiriendo una progresiva disminución en el régimen de flujo. La superficie de corte de canal con un reducido espesor de Gm/Sm cubiertas por las litofacies Sp/Sh sugiere que al episodio inicial de relleno bajo condiciones de alta descarga de agua y sedimentos siguió un estadio de flujo normal con migración de barras de centro de canal (DeCelles *et al.* 1991; Ghosh *et al.* 2006).

También, este elemento arquitectural puede aparecer cortando la sucesión de unidades de acreción lateral y, en estos casos, representan procesos de corte («scours hollow»), de gran envergadura relacionados corrientes de baja sinuosidad (Miall 2006).

Elemento de canal II (CHII): son cuerpos tabulares con base neta erosiva, constituidos por la litofacies Sh, en ocasiones conglomerados macizos (Gm) y con estratificación paralela (Gh) y luego areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) o en artesa (St) y, en menor proporción, Sr y Fl (Fig. 4). El elemento está representado por varias unidades granodecrecientes que inciden unas en otras y están limitadas por superficies erosivas marcadas. Los techos de los cuerpos pueden exhibir bioturbación.

Interpretación: este elemento representa rellenos de canales someros simples multiepisódicos. El apilamiento de las unidades puede generar cuerpos con geometría tabular. La sedimentación tuvo lugar bajo condiciones de alta descarga producto de eventos de inundación. Durante el pico de descarga, el flujo se extendió como una lámina poco profunda en condiciones de capa plana de alto régimen (areniscas con Sh- Paola *et al.* 1989; Bridge y Best 1997; Alexander *et al.* 2001) sobre una amplia área. Durante el debilitamiento de la inundación sedimentos finos con laminación entrecruzada planar, óndulas, óndulas escalantes y laminación paralela (Sr y Fl) en condiciones de bajo régimen de flujo (Miall 1996). También, es común que la etapa de relleno inicial esté representada por un depósito residual (Gm), seguida por una etapa de flujo más estable con migración de

barras transversales (Gh y Sp). Un rasgo común es la presencia de desbordes intracanal, relacionados con procesos de irrupción violenta (“outburts”) por flujos hipodérmicos saturados (“throughflow”), que se extienden pocos centímetros debido a la rápida pérdida de competencia (Bourke 2003). La presencia de bioturbaciones, en el techo de las unidades, representan pausas en el funcionamiento del sistema. En algunos casos el relleno corresponde enteramente a la transición antiduna a capa plana de alto régimen de flujo (Fielding 2006).

Elementos arquitecturales fluviales de intracanal

Elemento de acreción lateral (LA): consiste en unidades tipo epsilon limitadas por superficies de bajo ángulo (entre 14° y 9°) de hasta 120 metros de longitud, con bases erosivas netas e irregulares. Estas unidades normalmente están constituidas por litofacies St, Sp y Sr, y capas alternantes de Sh, Sr y Fl; eventualmente se observa a la litofacies Gm. Un rasgo conspicuo en estas unidades es la intensa bioturbación que afecta a los techos de los cuerpos arenosos y en algunos casos a la totalidad del mismo. Los conglomerados, generalmente, son intraformacionales, tapizan la superficie erosiva de fondo de canal, los clastos preservan la fina laminación de las pelitas de la llanura de inundación o incluyen concreciones y alcanzan espesores de hasta 0,70 m.

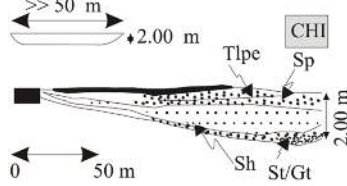
Interpretación: este elemento representa barras de acreción lateral formadas dentro de canales meandriformes. La intensa bioturbación en el tope de las unidades sugieren extensos lapsos de no depositación. La geometría puede ser simple, con preservación de la sucesión de abandono de canal, que representan la migración lateral del canal en una sucesión típica de barras en espolón. En otros casos la complejidad es mayor mostrando un relleno multiepisódico, pero manteniendo la marcada acreción lateral. La superposición lateral y vertical de los paleocanales representa repetidos procesos de erosión y acreción lateral en la planicie de inundación y las unidades tabulares compuestas sugieren que cada episodio de canalización fue seguido por un relleno asimétrico y migración lateral del cauce.

La magnitud de los elementos intracanal y espesor de las unidades tabulares en la exposición permite estimar que los canales tenían entre 2,75 y 5 metros de profundidad.

Elemento de barras de centro de canal (DAI): este elemento conforma cuerpos convexos hacia arriba y está integrado por areniscas con estratificación entrecruzada

ELEMENTOS ARQUITECTURALES

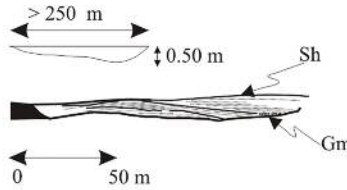
ESQUEMA DESCRIPTIVO
ELEMENTOS DE CANAL



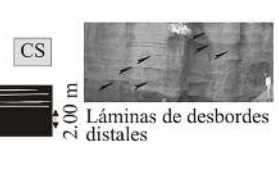
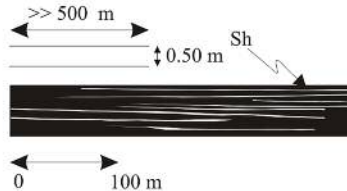
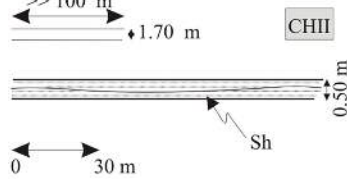
VISTA EN AFLORAMIENTO
INTERPRETACIÓN



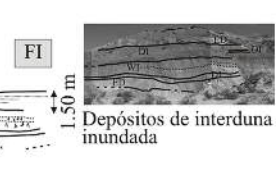
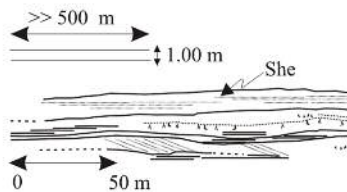
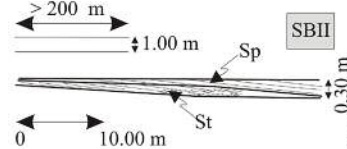
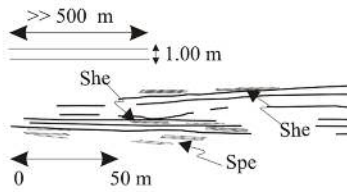
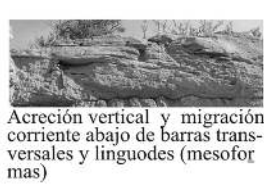
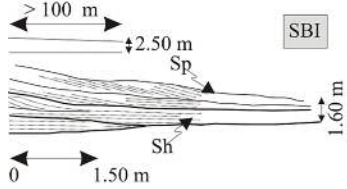
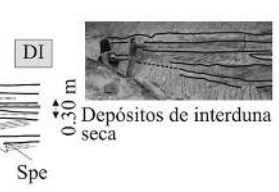
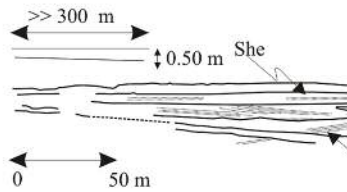
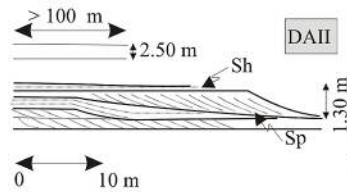
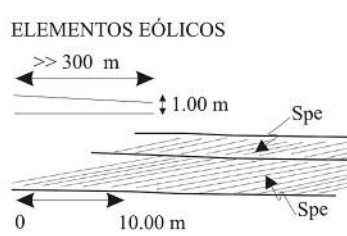
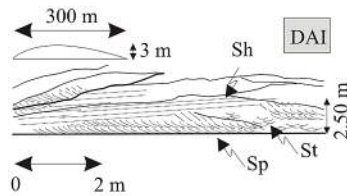
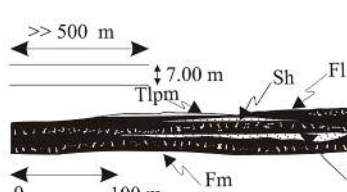
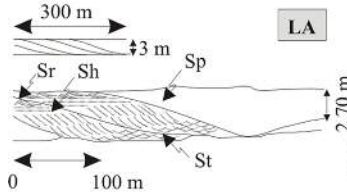
ESQUEMA DESCRIPTIVO



VISTA EN AFLORAMIENTO
INTERPRETACIÓN



ELEMENTOS DE INTRACANAL



ELEMENTOS DE PLANICIE DE INUNDACIÓN

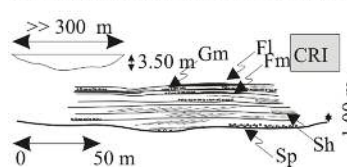


Figura 5. Cuadro de descripción de elementos arquitecturales ilustrado con esquemas y fotos de las mismas.

Figure 5. Description of the architectural elements illustrated with schemes and pictures.

planar (Sp) en “sets” de hasta 0,75 m, en muchos casos con preservación de los *topsets*, y en menor proporción areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y horizontal (Sh).

Interpretación: la estratificación entrecruzada planar en areniscas se asocia con procesos de acreción corriente abajo de macro o mesoformas en canales fluviales (Miall 1996). La geometría del elemento y su arreglo interno se interpreta como el resultado de la migración de dunas de gran escala en canales profundos y de grandes dimensiones. Tanto los procesos de migración corriente abajo como la agradación vertical han sido procesos importantes en la configuración de la macroforma. La preservación de los *topsets* en estratos entrecruzados sugiere rápida agradación de las formas de lecho relacionada con una alta carga en suspensión (Alexander y Gawthorpe 1993).

Elemento de barras transversales (DAII): este elemento conforma cuerpos con una geometría general tabular, integrados predominantemente por areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) y paralela (Sh). La base es erosiva y ligeramente irregular o neta y plana, y puede presentar estratificación entrecruzada en artesas y luego Sp con la preservación local de los *topsets* cubiertos por Sh. En algunos casos es común la presencia de conglomerados intraformacionales con estratificación entrecruzada planar.

Interpretación: Constituye el relleno de canales por barras simples y complejas (Allen 1983). El relleno de piso de canal registra la migración de dunas tridimensionales (St), sobre las que posteriormente se desarrollan barras transversales (representadas por sets individuales de Sp). La geometría tabular de los cuerpos mayores resulta del apilamiento de varias unidades integradas por barras complejas.

Elemento de barras transversales y linguodes (SBI): este elemento está integrado por areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp), a veces asintótica a la base en secciones paralelas a la dirección de paleocorrientes, y preservación de los “topsets”. Los estratos entrecruzados pueden presentar laminación interna. Acompañan a Sp, areniscas con estratificación paralela (Sh) y óndulas (Sr) en el tope de algunos “cosets”. Las litofacies componen cuerpos tabulares o lenticulares con tendencia general granodecreciente, base erosiva y hasta 1,60 m de espesor.

Interpretación: este elemento arquitectural representa barras dominadas por procesos acreción corriente

abajo en canales fluviales (Miall 1996). Su depositación ocurre mediante la amalgamación de “sets” de estratificación entrecruzada de dunas (Best *et al.* 2003). Esta litofacies representa la migración de formas de lecho que se relacionan con barras transversales u oblicuas dominadas por acreción vertical y corriente abajo en canales (Cant y Walker 1978; Alexander y Gawthorpe 1993). La potencia vertical de estas unidades proporciona una aproximación de la profundidad mínima del canal durante la depositación (Miall y Jones 2003).

Elemento de barras transversales menores (SBII): este elemento está integrado por areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (St) y planar (Sp) y estratificación paralela (Sh). Constituye cuerpos acuña-dos que pueden representar el pasaje corriente abajo de macroformas, a veces integrados por un simple “set” de Sp con base neta, a menudo erosiva.

Interpretación: la geometría de este elemento y su relación con otras formas de lecho en el relleno de canal permiten interpretar que resultan de la acreción vertical y migración corriente abajo de barras transversales.

Elementos arquitecturales fluviales de planicie de inundación

Elementos de canal de desborde (CRI): son cuerpos lenticulares de base neta erosiva de hasta 3,50 metros de espesor, integrados por conglomerados con intraclastos pelíticos (Gm), y areniscas con estratificación planar (Sp), estratificación paralela (Sh) y pelitas representadas por Fl y Fm. Se identifican por lo general varias unidades granodecrecientes apiladas y es frecuente la presencia de bioturbación, por efecto de organismos excavadores asociados con unidades de color verde pálido a pardo amarillento con fuerte moteado y débil estructuración.

Interpretación: en este elemento el rápido cambio de litofacies refleja la variabilidad en las condiciones de depositación que caracterizan a depósitos de desbordes (Gersib y McCabe 1981; Bristow *et al.* 1999; Krauss y Wells 1999;). Puesto que están relacionados lateralmente con las unidades mayores de canal, pueden asignarse a procesos de desbordamiento (Krauss y Wells 1999, Aslan y Blum 1999), donde representan canales de desbordes estables y profundos que reflejan proximidad al ambiente del canal principal.

Los cambios de color, moteado, y bioturbación en los depósitos, permiten inferir una importante modificación de los depósitos originales por cambios postdepo-

situacionales. Éstos incluyeron procesos pedogenéticos y relacionados con cambios en el nivel freático (Pye y Tsoar 1990). Las excavaciones ("burrows") asociados con depósitos macizos, moteados rojos, amarillos y verdosos son indicadores de pedogénesis (Williams *et al.* 1996; Williams y Krause 1998). Los halos férricos, que son el resultado de la reducción y movilización del hierro en la rizósfera y sugieren que los paleosuelos fueron bien drenados y secos (Retallack 1990). En este elemento la abundancia de actividad de organismos excavadores también indica un ambiente con buena oxigenación por encima del nivel freático; el cual es apropiado para los organismos del suelo que en su mayoría son respiradores (Retallack 1976). Los moteados también son comunes en la zona de fluctuación del nivel freático (Retallack 1990). Las areniscas color amarillo verdoso con motas de hidróxido de hierro señalan la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes en la zona de fluctuación del nivel freático y son interpretadas como paleosuelos con horizontes gleyzados o Bg (Retallack 1990).

Canales de desbordes menores (CRII): son cuerpos arenosos lenticulares, de 0,50 m de espesor y longitudes de hasta 250 m, constituidos esencialmente por areniscas con estratificación paralela (Sh) y conglomerados finos (Gm) muy subordinados, cubriendo la base de las unidades. Normalmente incluyen varias unidades granodecrecientes limitadas por superficies erosivas.

Interpretación: Las areniscas con laminación paralela pueden representar depósitos producidos por flujos de alto régimen en los picos de crecida e interpretarse como depósitos de flujo en manto ("sheet flood"), generados por la migración y el lavado de antidunas durante eventos episódicos de alta descarga (Parkash *et al.* 1983; Sneh 1983; Tunbridge 1984; Dreyer 1993; Miall 1996, Marshall 2000). Las bases erosivas cubiertas por Gm con intraclastos sugieren flujos turbulentos y posterior relleno de canales simples y con relleno multiepisódico, cuya geometría y caracteres sedimentarios primarios sugieren depositación a partir de flujos de alta energía con carga de lecho arenosa (Flores 1981; Aslan y Blum 1999; Davies-Vollum y Kraus 2001).

Láminas de desborde (CS): son cuerpos tabulares de base neta planar en los que se identifican por lo general varias unidades granodecrecientes menores apiladas integradas por areniscas con estratificación paralela (Sh) a veces con partición pelítica y con óndulas (Sr).

Interpretación: en este elemento la geometría tabu-

lar, la ausencia de bases erosivas, el dominio de estratificación paralela y la partición pelítica, indican condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo en un ambiente de aguas someras sin confinar. Estos eventos comúnmente están relacionados con flujos con una carga de sedimentos con velocidades y capacidad de transporte que disminuyen drásticamente en un corto lapso y son características de eventos de inundación durante los cuales el canal se expande lateralmente. En otros casos las unidades se relacionan con eventos mayores de inundación y su frecuencia y continuidad lateral en el afloramiento permite interpretarlas como eventos múltiples que favorecieron una agradación rápida debido a desbordamientos. Caracterizan a ambientes de desbordes distales ("crevasse splay") (Davies-Vollum y Kraus 2001, Jo 2003).

Depósitos de planicie de inundación (OF): este elemento conforma unidades tabulares con bases netas planares, integradas por arcilitas y limolitas con laminación fina (Fl), a veces con intensa bioturbación, la cual oblitera las estructuras sedimentarias primarias o produce intensa mezcla de materiales (Fm). Acompañan areniscas con laminación paralela (Sh) y óndulas (Sr). También son comunes en algunos sectores los depósitos piroclásticos primarios, representados por tufas con laminación planar o masiva (Tplm). En algunos casos se reconoce una escasa preservación de las estructuras sedimentarias primarias en niveles que se caracterizan por la presencia de hasta cuatro unidades superpuestas, que exhiben tonalidades rojizas, estructura en bloques, intensa bioturbación, moteados rojos y verdes, "slickensides" y trazas de raíces verticales a subverticales y horizontales no ramificadas asociadas con moteados verdes.

Interpretación: este elemento está integrado en su mayoría por litofacies depositadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo entre las que intercalan numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud, representa depósitos de planicie de inundación con intercalaciones de canales de desborde.

La ocasional naturaleza maciza de algunos de los depósitos es producto de procesos pedogenéticos como bioturbaciones y actividad de raíces (Klappa 1980). Tales características indican pausas en la sedimentación y prolongados períodos estabilidad en la planicie de inundación que fueron sucedidos por renovadas fases de formación de paleosuelos (Davies *et al.* 1993; Müller *et al.* 2004).

La coloración rojiza de los paleosuelos representa

ambientes bien drenados (Therrien 2005). Las fluctuaciones del nivel freático, producto de variaciones estacionales en las precipitaciones, generaron alternancia de condiciones oxidantes y reductoras resultando en la formación de moteados (Retallack 1990; Therrien 2005). La presencia de “slickensides” (Therrien 2005) puede señalar estacionalidad en régimen de precipitaciones.

El moteado verde junto con las estructuras de raíces sugieren que los ácidos orgánicos o el material asociado con el sistema de raíces sufrió la reducción de Fe que se encontraba oxidado en las pelitas (Retallack 1990).

La identificación de paleosuelos “compound” (Kraus 1999) en los depósitos de desborde y numerosos eventos de flujo de manto en la planicie de inundación confirman condiciones de rápida agradación. La avulsión por abanicos de desborde fue el mecanismo de control del sistema considerando que el desarrollo de paleosuelos “composite” en los sectores distales de la planicie indican la existencia de largos periodos durante los cuales la faja de canal permaneció en posiciones relativamente estables (Davies-Vollum y Kraus 2001).

Un rasgo particular de la planicie es la presencia de niveles de depósitos piroclásticos primarios en el tope de las sucesiones que corresponden a caída de cenizas (Mc Phie *et al.* 1993). La incorporación de material volcánico en los depósitos fluviales denuncia una actividad volcánica próxima contemporánea.

Elementos arquitecturales eólicos

Elemento de médanos (ED): está compuesto por areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran escala (Spe) que conforman cuerpos tabulares o acuñaos, con una potencia de 2 a 4 m, limitados por superficies netas planares, onduladas o erosivas. Los “sets” de estratificación entrecruzada son tabulares, en ocasiones en cuña, asintóticos a la base, de 0,50 a 1,30 m de espesor. Las caras frontales inclinan con moderado (20°) a alto ángulo (30°). Internamente los “sets” presentan laminación ondulítica eólica (Hunter 1977), cuyo espesor varía entre 2 y 10 cm. También se reconocen algunos niveles producto de la separación del flujo sobre la cara de deslizamiento (Sre). Los “cosets”, de hasta 2,50 m de espesor están limitados por superficies netas cóncavas hacia arriba, planares o irregulares, normalmente truncan los “cosets” entrecruzados e inclinan en la misma dirección pero con menor ángulo. Los estratos de avalancha de arena se acúan, volviéndose asintóticos a la base de los cuerpos.

Los niveles por lluvia de granos son tabulares o siguen la forma preexistente de los estratos por avalancha de arena infrayacentes y en algunos casos pueden acuñarse por erosión del estrato por avalancha de arena suprayacente. Las láminas presentan internamente separación de minerales pesados y livianos. Los “sets” muestran bimodalidad en el espesor, algunas caras frontales se interdigitan hacia el tope y son reemplazados lateralmente por estratos con laminación ondulítica eólica.

Un rasgo distintivo es la presencia de niveles lenticulares o tabulares de areniscas masivas cementadas con carbonatos, en ocasiones con deformación sinsedimentaria y/o fracturas, altamente cementadas que limitan “sets” o “cosets” de estratificación entrecruzada.

Interpretación: este elemento se atribuye a depósitos de migración de médanos (Langford y Chan 1989 y 1993; Loope 1981 y 1984). La presencia de estructuras internas como estratificación por avalancha de arena (“sandflow”; Hunter 1977) y por lluvia de granos (“grain-fall”; Hunter 1977) unidas al elevado ángulo de inclinación de los estratos señala la existencia de caras de avalancha. La abundancia relativa de estratos por lluvia de granos en la mayoría de los depósitos indicaría que son médanos de pequeño tamaño, puesto que en éstos tienen un alto potencial de preservación (Hunter 1977; Schenk 1983; Lindquist 1988). Algunos médanos presentan cara de deslizamiento con alto ángulo de reposo y están dominadas por procesos de avalancha de arena (Hunter 1977; Schenk 1983; Kocurek y Nielson 1986; Glennie 1987; Nickling 1994). La identificación de estructuras deformacionales, que afectan por lo general al tramo inferior de las caras de avalancha, se asocia con fluctuaciones del nivel freático (Mc Kee *et al.* 1971; Mc Kee y Bigarella 1972).

Los niveles de areniscas masivas de este elemento son el producto de flujos hiperconcentrados o con alta concentración de sedimentos que ocurren comunmente en las caras de deslizamiento de los médanos barjanooides durante periodos de alta precipitación, se concentran en el pie del médano y pueden pasar lateralmente a depósitos de interduna. Algunos autores los interpretan como superficies de reactivación (Simpson *et al.* 2002).

Elemento de interduna seca (DI): este elemento, está integrado por areniscas con laminación paralela fina y de bajo ángulo (< 4°) (She/Sre), que es interpretada como laminación de lecho plano (“planebed lamination”; Hunter 1977), y escalante que se interpreta como laminación traslacente con climbing subcrítico (“sub-

critically climbing traslagent"; Hunter 1977), producto de depositación por tracción a lo largo de superficies subhorizontales (Sre). Configuran depósitos de forma irregular o elongadas en su distribución en planta debido a la relación lateral con los médanos y alcanzan hasta 2 m de espesor. En ocasiones, sus límites con los otros depósitos eólicos son netos y planos.

Interpretación: este elemento representa depósitos de interduna seca porque están vertical y lateralmente asociado con los médanos y en algunos casos truncan "sets" de estratos entrecruzados. La superficie neta y plana de truncamiento puede deberse a deflación controlada por la posición del nivel freático (Stokes 1968; Fryberger et al. 1988; Herries 1993) o a la propia dinámica de migración y superposición de diferentes sistemas de médanos. También se ha verificado la progresión en el tiempo hacia ambientes de interduna húmeda e inundada, sugiriendo esta relación la influencia de los cambios del nivel freático en la evolución del mismo.

Elemento de interduna húmeda (WI): este elemento esta compuesto por las mismas litofacies que el anterior (DI), pero cuyas areniscas presentan intensa bioturbación y en ocasiones la laminación se preserva de manera local. Las litofacies presentan color verdoso, fuerte moteado por hidróxidos de hierro o color rosado, motas de óxido de hierro, halos férricos alrededor de rizoconcreciones, como así también, ligera cementación con carbonatos y presencia de niveles de yeso. La configuración geométrica de los depósitos es similar a la del elemento DI o sigue la topografía del tope de la misma, los contactos entre ambos son netos y, en ocasiones transicionales.

Interpretación: Los rasgos generales del elemento permiten inferir que son depósitos de interduna que han sufrido alguna modificación postdeposicional, que incluye procesos pedogenéticos y relacionados con el agua subterránea promoviendo, por ejemplo, cementación temprana (Pye y Tsoar 1990). Los halos férricos, el moteado y la abundancia de actividad de organismos excavadores ("burrows") son indicadores del desarrollo de paleosuelos (Williams *et al.* 1996; Williams y Krause 1998). Estos rasgos caracterizan ambientes con buena oxigenación por encima o dentro de la zona de fluctuación del nivel freático, que influye en la formación de horizontes gleyzados (Retallack 1976, 1990). Todas las características sugieren un ambiente de interduna húmeda para este elemento arquitectural.

Elemento de interduna inundada (FI): este elemento

está integrado por las mismas litofacies que los elementos de interduna seca y húmeda, aunque en este caso alternan con niveles limoarcillosos (FI). Estas areniscas integran cuerpos tabulares lateralmente extensos, con contactos netos planares o transicionales desde el elemento WI. El elemento posee una potencia de hasta 1 m y es transicional o pasa en contacto neto al elemento OF. Contiene concentraciones aisladas de minerales evaporíticos y abundantes trazas.

Interpretación: La litología y relaciones laterales y verticales con los elementos WI y OF sugiere que la sedimentación en ambiente interduna fue contemporánea con condiciones de alto nivel freático, y periodos durante los cuales el ascenso del mismo excedía el nivel de la superficie deposicional y se generaban lagunas (Simpson *et al.* 2002; Jo 2003). Los caracteres generales del elemento permiten asignarlo a un ambiente de interduna inundada.

Paleoambientes de sedimentación

Sistema Fluvial I: este sistema (Figs. 6a y b), está integrado por los elementos de acreción lateral, de acreción vertical y migración corriente debajo de dunas y barras centro de canal, de acreción vertical y migración corriente debajo de barras de centro de canal, de acreción vertical y migración corriente debajo de barras transversales y linguodes, de canales con los bordes preservados, de canales de desbordes estables y profundos, de canales de desbordes menores y de depósitos de planicie de inundación.

Los "loops" de meandros muestran en la mayoría de los casos secuencias completas de relleno en los que se preservan los registros de migración de grandes dunas (Fig. 4 elemento arquitectural DAI). Las dunas conservan los depósitos de "topsets" y los "scrolls" sus topos ondulados en algunos sectores, rasgo que caracteriza a un sistema con rápida agradación en las formas de lecho por corrientes con alta carga en suspensión. Los cinturones de canal se encuentran separados por potentes depósitos de llanura de inundación (relación canal/planicie 4:10), y muestran una relación multilateral persistente durante espesos tramos de la columna estudiada. La frecuencia de canales de desborde también sugieren un sistema fluvial rápidamente agradante (Figs. 6a y b). Bajo el efecto de condiciones fluctuantes en el suministro con periodos concentrados de alta descarga de agua y sedimentos, las modificaciones en el gradiente del piso del canal pudieron ser responsables de los fenómenos de avulsión que generaron sucesiones completas de "crevasse splay"

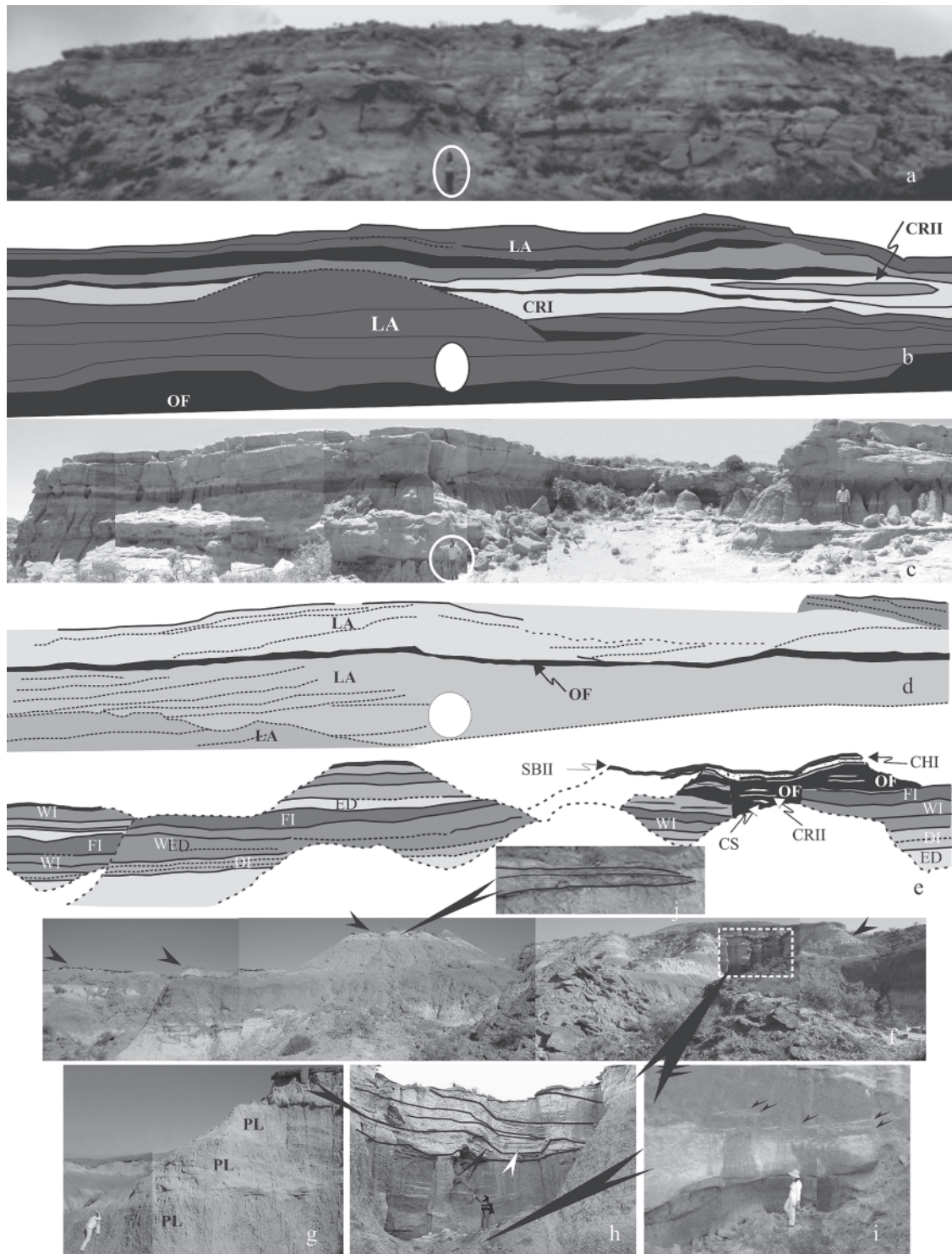


Figura 6. a) Sistema Fluvial I con los elementos arquitecturales que lo componen. b) Sistema Fluvial II con los elementos arquitecturales. c) Sistema de Abanico Terminal señalado por flechas en distintas posiciones estratigráficas. El recuadro con línea cortada indica el sector que se muestra en detalle en las imágenes g, h and i. g) Vista de detalle de canales en el SAT (PL: Paleosuelo). h) Las flechas pequeñas indican una estructura de «choote-pool» i) Se señalan con flechas algunos eventos de desborde intercanal. j) Detalle del relleno de los canales efímeros con estructuras de transición de alto régimen de flujo antiduna a fase de lecho plano.

Figure 6. a) Sistema Fluvial I with its architectural elements, b) Sistema Fluvial II with its architectural elements, c) Sistema de Abanico Terminal indicated by arrows in different stratigraphic positions. The box indicates the sector is shown in detail in the images g, h and i. g) View Detailed view of the channels in the SAT (PL: Paleosoil), h) The small arrows indicate a «chute-pool» structure i) the arrows show some events interchannel overflow. j) Detail of the ephemeral channel fillings with transition structures of supercritical flow from antidune to plane-bed.

desde sus tramos proximales a distales (CRI-II y CS) (Schumm 1993; Kraus y Wells 1999; Davies-Vollum y Kraus 2001), sobre los cuales luego se instalaron las fajas de canal (Figs. 6a y b).

Los depósitos de abanico de desborde exhiben paleosuelos con bajo grado de desarrollo, frecuente presencia de horizontes gleyzados y alto grado de bioturbación. La planicie de inundación muestra un amplio desarrollo con frecuente intercalación de niveles de desborde arenosos canalizados o en lámina, que sugieren abruptas fluctuaciones en la descarga que podrían relacionarse con marcada estacionalidad climática y contribuyeron a la rápida agradación en el ambiente. Los sectores distales muestran buen desarrollo de paleosuelos y apilamiento de varias unidades de planicie de inundación que pueden ser reconocidas por la presencia de paleosuelos truncados.

La participación de componentes volcánicos es frecuente en algunos rellenos de canal y sectores amplios de la llanura de inundación, en éste último caso constituyen delgadas intercalaciones de niveles de caída o están incorporados como componentes mayoritarios de flujos en manto. La actividad volcánica contemporánea puede haber contribuido en ocasiones a rápidas modificaciones en la descarga de sedimentos en los canales y generar procesos de avulsión.

Las características generales del S-FI son propias de sistemas fluviales agradantes de alta sinuosidad. Puede interpretarse como un sistema con avulsión agradacional que caracteriza a periodos de rápida creación de espacio de acomodación (Davies-Vollum y Kraus 2001).

Sistema Fluvial II (SF-II): Este sistema (Figs. 6c y d), está caracterizado por los elementos de acreción lateral, de acreción vertical y migración corriente debajo de dunas y de barras centro de canal, acreción vertical y migración corriente debajo de barras de centro de canal, de acreción vertical y migración corriente debajo de barras transversales y linguodes, y en menor proporción por canales de desbordes estables y profundos y depósitos de planicie de inundación.

Los “loops” de meandros a menudo muestran la preservación de los rellenos de canal por acreción lateral con sucesiones completas (Fig. 7a). En estos casos las dunas preservan los depósitos de “topsets” y las barras en espolón la topografía original (Figs. 7b y c). Estos rasgos indican rápida agradación en la formas de lecho por corrientes energéticas con alta carga arenosa en suspensión. El suministro en estas condiciones fue

estable puesto que en algunos casos es significativa la preservación de la fase de relleno de canal abandonado con fuerte bioturbación y desarrollo de horizontes gleyzados, lo que sugiere frecuente avulsión por estrangulamiento. El proceso de relleno de los canales y migración del curso fluvial dio como resultado “loops” de meandros preservados que se extienden por varios cientos de metros, dominados por estratificación entrecruzada en arenas (desde Gt a St), y escaso desarrollo de topes con estratificación entrecruzada de pequeña escala y laminación en granulometrías finas.

A gran escala el fuerte efecto erosivo de las corrientes quedaron registradas por la profunda incisión de los cinturones de canal, que resulta en un fuerte apilamiento de las unidades arenosas (Figs. 6c y d), con una relación canal/planicie 10:1. La escasez de elementos de desborde y potencia de las barras en espolón sugieren canales amplios y posiciones estables dentro de la planicie durante extensos periodos. La preservación de la planicie de inundación es baja debido a la frecuente canibalización de los mismos. Dichas planicies están caracterizadas por una intensa bioturbación, y una elevada participación volcanoclástica en algunos tramos, indicando una actividad volcánica contemporánea.

Características tales como desarrollo de unidades de acreción lateral de gran escala, amalgamación y fuerte incisión de las fajas de canal, con marcado apilamiento y ligera relación multilateral y alta concentración de carga de lecho arenosa, asociadas con un reducido registro de depósitos de planicie de inundación pueden asociarse con un sistema fluvial de alta sinuosidad altamente agradable en condiciones de alta relación acumulación/suministro (Miall 1996; Bordy y Catuneanu 2002; Lorenz y Nadon 2002; Lukie *et al.* 2002; Twidale 2004). La arquitectura del Sistema Fluvial II es de un sistema dominado por avulsión por reocupación de canal y se interpreta como representativo de periodos de lenta creación de espacio de acomodación (Davies-Vollum y Kraus 2001).

Sistema de Abanico Terminal (SAT): este sistema (Figs. 6e y f), está conformado por canales someros simples multiepisódicos asociados a depósitos de desbordes o canales rellenos por migración de barras transversales en canales someros, y depósitos de planicie de inundación. Su arquitectura a gran escala es homologable a un modelo de abanico terminal (Parkash *et al.* 1983; Sneh 1983; Rhee y Chough 1993; Sadler y Kelly 1993).

En general, se identifican rellenos de canales simples

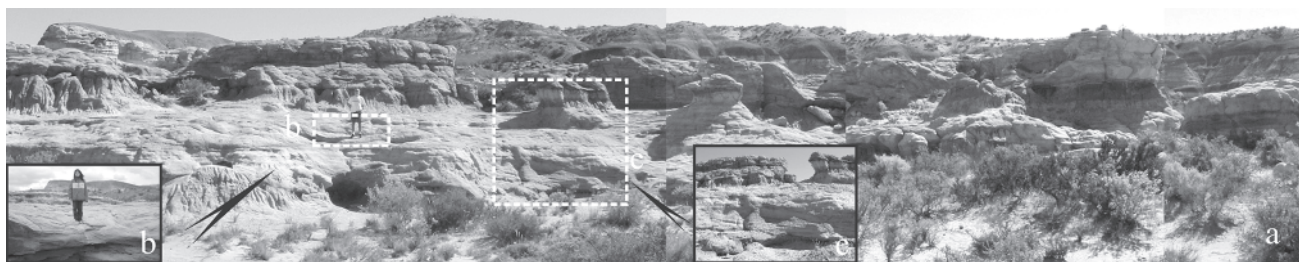


Figura 7. a) Geometría de las superficies de barras en espolón preservadas. b y c) Detalles de los sectores recuadrados en la Figura a en línea de punto.

Figure 7. a) Geometry of the preserved scroll (espolón) bar surfaces preservadas, b and c) Detail of the sectors in a).

multiépisdicos (CHII y SBII) que exhiben base erosiva, en ocasiones de alto relieve (Figs. 6h e i), asociados con numerosos eventos de crecida (Figs. 6h e i). La abundancia de canales con rellenos originados a partir de flujos de alta energía y baja periodicidad, sugieren el desarrollo de un cinturones de canales entrelazados someros en condiciones de flujo efímero (Parkash *et al.* 1983; Paola *et al.* 1989; Bridge y Best 1997; Marshall 2000; Alexander *et al.* 2001; Fielding 2006) en tramos medios de una planicie distributaria.

Además se reconocen canales simples con desarrollo de pequeñas barras transversales y relaciones multilaterales que reflejan condiciones de flujo más estable en canales de baja sinuosidad que pueden relacionarse con una planicie distributaria distal del abanico.

También se identifican depósitos asignables a cuenca de inundación (Figs. 6e y f), en la que se reconocen numerosos niveles de paleosuelos “compound” (Kraus 1999), en algunos casos con horizontes gleyzados o cálcicos, a veces con desarrollo de “slinkensides” (Fig. 6g). Los niveles de paleosuelos de poca madurez, discontinuos, debieron responder a un control topográfico, relacionados a sectores con baja tasa de sedimentación pero afectados estacionalmente por altos rangos de acumulación y frecuentes episodios de inundación (Ghohs *et al.* 2006). Estos factores condicionaron, además, la formación de paleosuelos poco desarrollados, en los que intercalan laminas de desbordes (Fig. 6h) que sugieren la existencia de flujos supercríticos relacionados con procesos de manto de crecida en posiciones distales. Los “slinkensides” sugieren numerosos episodios de humedecimiento y secado típicos de regímenes climáticos semiáridos.

El desarrollo de abanicos terminales caracteriza regiones semiáridas con fuerte estacionalidad climática donde la depositación tiene lugar durante eventos de inunda-

ción (Kelly y Olsen 1993; Miall 1996, Marshall 2000).

Sistema eólico (SE): este sistema (Figs. 6e y f), está representado por depósitos de cara de avalancha de médanos y depósitos de interduna. La distribución espacial de médanos e interdunas con geometrías irregulares o elipsoidales en planta (Fig. 6e) y marcado alineamiento, señalan el desarrollo de geoformas transversales. Ésto, sumado a la alta dispersión de los datos de paleocorrientes, con una moda principal en los depósitos de avalancha y las múltiples superficies de estabilización sugieren que la asociación representa el desarrollo de un campo de médanos barjanoides (Bigarella 1972; Mc Kee 1979; Pye 1993; Kocurek 1996; García Hidalgo *et al.* 2002). La combinación de médanos de pequeño tamaño, abundancia de áreas de interduna y bioturbación permite inferir una posición marginal de este sistema dentro de un campo de médanos mayor (Langford y Chan 1993). El desarrollo preferencial de médanos barjanoides es favorecido por una combinación de fuertes vientos subsaturados que generan cubetas (“blowouts”), un nivel freático elevado, un sustrato cementado tempranamente y escaso suministro o disponibilidad de arena (Kocurek y Nielson 1986; Herries 1993; García Hidalgo *et al.* 2002).

Las superficies de crecimiento o reactivación (Fryberger 1993), resultantes de la actividad de los médanos, son paralelas a las superficies de los “cosets” e irregulares indicando ligeras variaciones en la dirección de los paleovientos o suministro y, a veces, son corrugadas sugiriendo la actividad del nivel freático. Otras superficies limitantes mayores son erosivas, registran la migración de un médano sobre otro más antiguo y son equivalentes a superficies de 1^{er} orden de Brookfield (1977) o de depositación de Kocurek (1996).

La preservación alternante de diferentes porciones

de los médanos indica variaciones en la tasa de acumulación vertical vs. migración viento abajo. Así, en algunos tramos la preservación selectiva de los depósitos de las porciones más bajas de los médanos y ausencia de depósitos de interduna, sugieren que la tasa de acumulación vertical fue muy baja con respecto a la tasa de migración viento abajo (Kocurek 1996). La superposición de depósitos de médanos sucesivos, además, sugiere lapsos durante los cuales el campo fue muy activo y estuvo caracterizado por largos periodos de migración. Durante tales períodos, probablemente se hayan desarrollado formas barjanoides compuestas. El elemento de interduna seca (Ahlbrandt y Fryberger 1981) está vertical y lateralmente asociada con los médanos y en algunos casos truncan “sets” de estratos entrecruzados (Figs. 6e y f). La presencia de superficies de Stokes, señaladas por superficies corrugadas y contactos netos planares entre unidades sucesivas (Figs. 6 e y f) en depósitos de interduna seca sugiere que la posición del nivel freático controló la deflación a un nivel cercano a la superficie deposicional (Stokes 1968; Fryberger *et al.* 1988). Las superficies planares netas sugieren estabilización y denudación por efecto de vientos subsaturados (Newell 2001) seguidas por el ascenso progresivo del nivel freático. El desarrollo de la interduna húmeda sobre la seca confirma este proceso. En este elemento las areniscas fueron localmente afectadas por procesos de cementación por carbonatos, probablemente asociados a un ambiente vadoso meteórico/pedogenético y freático con fluctuaciones periódicas del nivel freático (Williams y Krause 1998). Este elemento, en algunos casos, exhibe niveles bioturbados, asociados con carbonatos y sulfatos. Se interpreta que durante los periodos en que la franja capilar estuvo próxima a la superficie, los depósitos del pie del médano fueron saturados por efecto de capilaridad; en los estadios de descenso el bombeo por raíces del agua, con abundantes sales disueltas, generó la acumulación de calcita y yeso. Los niveles con trazas fósiles señalan superficies de estabilización (Fryberger 1993) de corto término y se pueden asociar con cambios en las condiciones ambientales debido a episodios pluviales estacionales (Loope *et al.* 2001; Loope y Rowe 2003), que a su vez provocan la elevación del nivel freático. Los cambios estacionales en el régimen de precipitaciones influyeron en el desarrollo de paleosuelos en los depósitos de interduna húmeda en la estación lluviosa (George y Berry 1993), que se caracterizan por la participación de arcillas y la generación de abundantes costras calcáreas y evaporíticas, que controlaron los niveles

de erosión durante la estación seca. El elemento de interduna húmeda (Ahlbrandt y Fryberger 1981) también suele exhibir areniscas macizas de color verdoso con motas de hidróxido de hierro que indica variaciones en las condiciones redox. La alternancia de condiciones reductoras y oxidantes en la zona de fluctuación del nivel freático dio lugar al desarrollo de paleosuelos con horizontes gleyzados (Retallack 1990).

Los vientos subsaturados, que condicionaron una intensa deflación, asociados con una marcada estacionalidad en las precipitaciones, que controló las fluctuaciones del nivel freático, contribuyeron a la fijación de los médanos y permitieron la progresiva inundación de las áreas inter e intraduna. Esto se infiere a partir de la sucesión de depósitos de interduna seca a interduna inundada con los que culmina el sistema eólico (Figs. 6e y f) e indican la permanencia del nivel freático alto durante extensos periodos.

La significativa influencia que ejercen el nivel freático en el desarrollo de las acumulaciones eólicas y el registro de inundaciones que afectaron las interdunas sugieren un sistema eólico húmedo (Crabough y Kocurek 1993; Kocurek 1996).

El desarrollo de sistemas eólicos como el descrito no implica condiciones climáticas áridas, ejemplos modernos pueden encontrarse en climas semiáridos donde campos de médanos barjanoides desarrollan áreas de intradunas en muchos casos ocupadas por cuerpos de agua permanentes (Blarasín y Sánchez 1987), otros casos son mencionados para la península Ibérica (García Hidalgo *et al.* 2002). Este tipo de sistemas puede desarrollarse en condiciones topográficas de bajo gradiente donde no existen barreras efectivas para la acción de los vientos prevalecientes. Además la presencia de un sustrato fuente rico en arenas y el nivel freático próximo a la superficie, especialmente en las áreas de interduna, controlan la acumulación y preservación de las acumulaciones eólicas (Kocurek y Nielson 1986; Blarasín y Sánchez 1987; Pye 1993; Kocurek y Havholm 1993; Crabough y Kocurek 1993; Rendell *et al.* 1994; Livingstone y Warren 1996; García Hidalgo *et al.* 2002).

ANÁLISIS SECUENCIAL

La sucesión de litofacies y la arquitectura deposicional a gran escala reflejan controles internos y externos sobre un amplio rango de procesos (Crabough y Kocurek 1993). Los controles autocíclicos, quedan reflejados por cambios en los procesos sedimentarios ocurriendo como

una parte integral del ambiente depositacional, pudiendo citarse, migración de meandros, fenómenos de avulsión y desbordes, inundaciones estacionales y agradación continua dentro de un campo de médanos. Las variaciones en los controles externos alocíclicos, son el resultado de cambios tectónicos, eustáticos, del nivel de base, climáticos y en el suministro sedimentario (Miall 1985; Herries 1993; Miall 1996; Reading 1996). En los sistemas continentales, la importancia del análisis de la arquitectura fluvial a gran escala radica en su capacidad de reflejar los cambios en la tasa de subsidencia o fluctuaciones eustáticas del nivel del mar (Miall 2002), y en cuencas cerradas o distantes del mar, los factores de control alocíclicos mas determinantes son el clima y la actividad tectónica regional (Martinsen *et al.* 1999). En el análisis secuencial de sucesiones continentales en cuencas distantes del mar no puede emplearse la terminología tradicional de la estratigrafía secuencial puesto que la correlación con variaciones eustáticas es dificultosa o imposible de establecer. El análisis estratigráfico secuencial se basa entonces en los cambios en la arquitectura fluvial que definen cortejos ("systems tracts") de baja y alta acomodación (Martinsen *et al.* 1999) y guardan relación directa con los cambios en el nivel de base estratigráfico (Sloss 1962 y Shanley y McCabe 1994) que puede ser expresado en términos de la relación Acomodación/Suministro (A/S en Martinsen *et al.* 1999). Las variables fundamentales de acomodación y suministro, expresadas por la arquitectura a gran escala de los sistemas (Brakenridge 1988; Decelles *et al.* 1991; Schumm 1993; Dreyer 1993; Søndersholm y Tirsgaard 1998; Martinsen *et al.* 1999; Marshall 2000) están controladas por el levantamiento tectónico, la subsidencia, el clima y los cambios eustáticos del nivel de base (Lawton *et al.* 2003). Por lo tanto, el concepto de A/S permite una aproximación sistemática a la estratigrafía secuencial continental (Jervey 1988; Ramon y Cross 1997).

En ambientes fluviales modificaciones rápidas en el estilo fluvial y generación de superficies estratigráficas significativas sugieren cambios del nivel de base estratigráfico (Martinsen *et al.* 1999; Wadsworth *et al.* 2002; Lawton *et al.* 2003). Este concepto puede emplearse para analizar la evolución estratigráfica del Grupo Neuquén y en particular del Subgrupo Río Limay. En el análisis secuencial para la definición de parasecuencias y secuencias en sucesiones fluvio-eólicas, es necesario introducir la aproximación a la estratigrafía secuencial basada en la ecuación de conservación de sedimentos (Kocurek y Havholm 1993), que define el

comportamiento de las superficies de acumulación a través del tiempo (Kocurek 1996) y el concepto básico para la definición de secuencias (Havholm *et al.* 1993) requiere la identificación de supersuperficies limitantes (Talbot 1985; Kocurek 1988; Lancaster 1993) que reflejan cambios climáticos, tectónicos y/o fluctuaciones del nivel de mar si son correlacionables a nivel global o regional (Talbot 1985; Kocurek 1988; Lancaster 1993). Otras superficies estratigráficas significativas según su extensión a nivel regional pueden ser las superficies de estabilización (Talbot 1985; Fryberger 1993) y las de Stokes (Stokes 1968) cuya presencia limitando los sistemas eólicos permite definir unidades genéticas básicas análogas a parasecuencias (Havholm *et al.* 1993; Kocurek y Havholm 1993; Lancaster 1993). También las superficies de inundación fluvial en sistemas fluvio-eólicos poseen importancia secuencial (Langford y Chan 1988) que, dependiendo de la escala, pueden ser consideradas límites de secuencia en los modelos de aproximación al análisis estratigráfico secuencial en ambientes continentales.

De acuerdo a los conceptos precedentes, el arreglo espacial y temporal de los diferentes sistemas definidos en las formaciones Huincul y Lisandro y la tendencia evolutiva de los mismos, conjuntamente con el análisis de las superficies de discontinuidad estratigráficas significativas permite elaborar un análisis secuencial para el Subgrupo Río Limay; en el cual se definieron seis secuencias estratigráficas (Fig. 8).

En el área de trabajo la Secuencia I corresponde a la base de la Formación Huincul. La misma está representada por un sistema fluvial de alta sinuosidad caracterizado por cinturones de canales potentes con baja conexión o relación multilateral, aislados en depósitos de planicie de inundación y con desarrollo de abanicos de desborde. El sistema con elevada carga de lecho arenosa fue altamente agradable. Los rellenos de canal, que incluyen en su base conglomerados intraformacionales en los que predominan fragmentos de nódulos arcillosos y rizoconcreciones arrancados de los depósitos edafizados de la planicie de inundación infrayacente, sugieren eventos de inundación catastrófica durante los cuales los canales sufrieron rápida agradación vertical. La identificación de paleosuelos "compound" (Kraus 1999) en los depósitos de desborde y numerosos eventos de flujo de manto en la planicie de inundación confirman condiciones de rápida agradación. La avulsión por abanicos de desborde fue el mecanismo de control del sistema considerando que el desarrollo de paleosuelos "composite" en los sectores

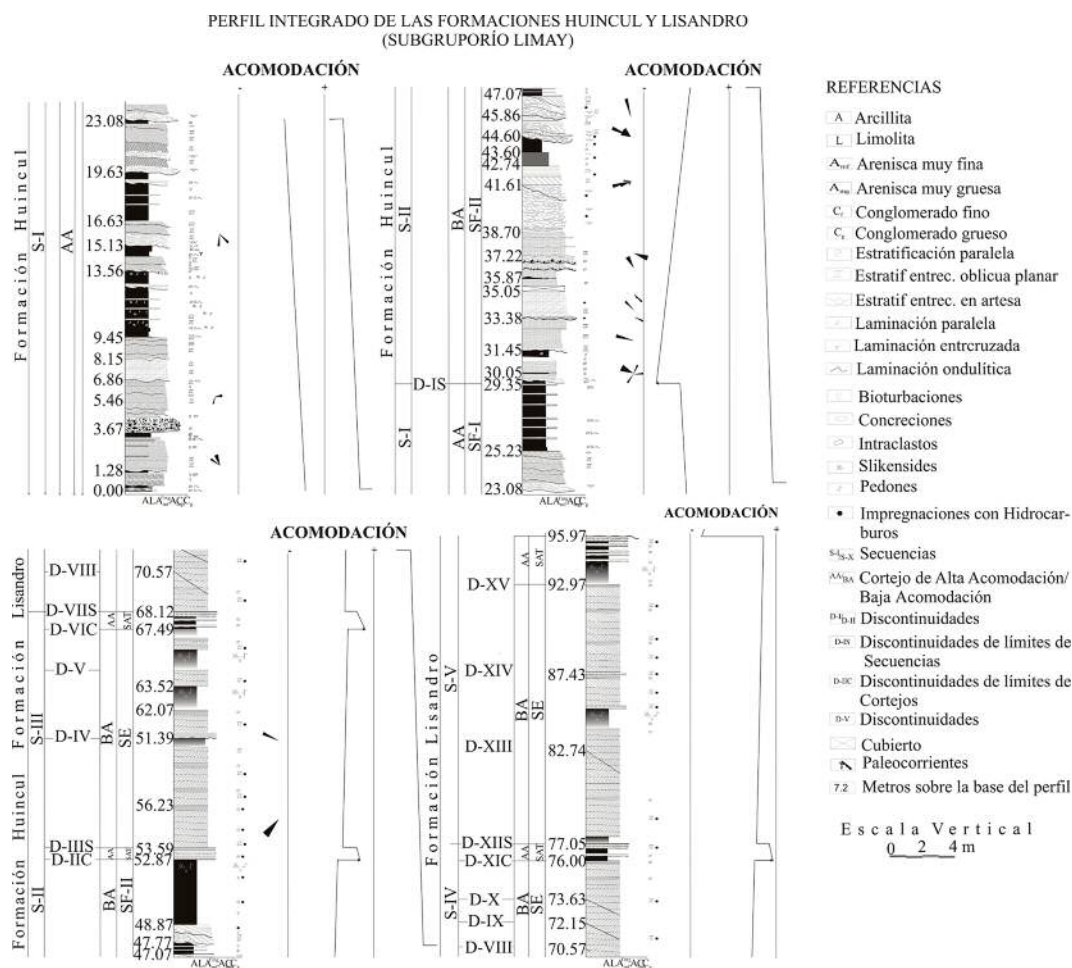


Figura 8. Perfil sintético con la definición de los cortejos para el Subgrupo Río Limay en el área de estudio.

Figure 8. Schematic profile with the definition of the System Tracks (cortejos) for Río Limay Subgrupo for the study area.

distales de la planicie indican la existencia de largos periodos durante los cuales la faja de canal permaneció en posiciones relativamente estables. La incorporación de material volcániclastico en los depósitos fluviales denuncia una actividad volcánica contemporánea.

La geometría y continuidad de los cuerpos arenosos y su proporción con respecto a los depósitos de planicie de inundación depende de una variedad de factores tales como la tasa de subsidencia, el suministro de sedimentos y el rango de avulsión. Así, diversos autores han propuesto que alta relaciones canales/planicie de inundación corresponden a periodos de baja relación frecuencia de avulsión/tasa de subsidencia (Allen 1979; Bridge y Leeder 1979; Blakey and Gubitosa 1984; Schumm 1993; Miall 1996).

La arquitectura de gran escala en el tramo basal del Subgrupo Río Limay es de canales sin alta incisión ni superficies de discontinuidad mayores, aislados o con

relaciones multilaterales, por lo tanto, se interpreta que su evolución estuvo condicionada por un espacio de acomodación alto, una marcada estacionalidad en las precipitaciones y probablemente algunos cambios climáticos de mediano término. Este tramo de la sucesión es homologable a un Cortejo de Alta Acomodación con una relación A/S próxima a 1 (cf. Martinsen *et al* 1999) asociada con una caída gradual del nivel de base bajo condiciones de alto suministro (McCarthy *et al.* 1997; Bristow *et al.* 1999). En resumen: La Secuencia I comienza en la base de la Fm Huincul y posee solamente un cortejo de Alta Acomodación.

Una superficie neta (Discontinuidad IS -D-IS-) constituye la base de la Secuencia II y está señalada a los 29,35 m Perfil 5 (Fig. 3) por un cambio abrupto en la arquitectura fluvial. Aunque el sistema mantiene el diseño de alta sinuosidad (SF-II), hay modificaciones en el mecanismo de avulsión, dominado por la migra-

ción lateral mediante estrangulamiento y corte abrupto de meandros. En forma adicional sólo se reconocen paleosuelos poco desarrollados o “compound” (Morrison 1978; Bown y Kraus 1981; Marriott y Wright 1993; Kraus 1999) en los rellenos de canal abandonado, y es escasa la preservación de los depósitos de planicie de inundación, en los cuales la participación volcániclaística es elevada. El alto grado de preservación de las macro y mesoformas de intracanal en el sistema sugiere un alto rango de agradación. También, es notorio el apilamiento de las fajas de canal, localmente incididas señalando una marcada disminución en el espacio de acomodación. Se interpreta entonces que el tramo superior de la Formación Huincul corresponde a un Cortejo de Baja Acomodación.

La participación de material volcániclaístico en la Formación Huincul sugiere una actividad volcánica contemporánea y el estilo fluvial, altamente agradable sugiere condiciones de alta descarga de agua y sedimentos concentrados en determinados periodos del año. Esto coincide con lo propuesto por los modelos de simulación climática que permiten inferir para Sudamérica temperaturas de hasta 36°C en verano y, específicamente para los meses de junio y julio en la Patagonia entre 8 y 12°C), a la latitud 40°S de Argentina y Chile la estacionalidad en las precipitaciones habría sido marcada, con una estación lluviosa concentrada en los meses de verano (Sellwood y Valdes 2006).

Otra superficie planar neta (Discontinuidad IIC-**D-IIC**-), se reconoce en la base de la Formación Lisandro marcada por el inicio del desarrollo del Sistema de Abanico Terminal. Los primeros depósitos del mismo corresponden a un ambiente planicie distributaria en los tramos medios de un abanico terminal. Se interpreta a la Discontinuidad IIP como una superficie de inundación fluvial (Langford y Chan 1993) que señala la expansión del sistema asociada con un incremento abrupto del espacio de acomodación y progradación rápida de las facies distales. Esto sugiere un incremento en la tasa de subsidencia en el inicio de la depositación de la Formación Lisandro también evidenciada en otros sectores de la Cuenca Neuquina, en particular en el sudoeste de la provincia de Mendoza donde esta superficie de inundación está señalada por la implantación de un ambiente lacustre asociado al frente activo de deformación.

Este tramo de la Secuencia se interpreta como el Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia II asociado a un periodo de alta subsidencia.

Los depósitos de abanico terminal son cubiertos en

concordancia por un sistema eólico húmedo (SE), el abrupto cambio en el ambiente depositacional señala el inicio de la Secuencia III, limitada en la base la Discontinuidad IIIS (**DIIS**). El desarrollo de un campo de médanos barjanoides asociadas con ambientes de interduna seca, húmeda e inundada indica un progresivo ascenso en el nivel freático, el cual eventualmente quedó por encima de la superficie depositacional generando lagunas muy someras (Jo 2003). Los cambios climáticos de corto término relacionados con un incremento en las precipitaciones y la posición relativa del nivel freático controlaron el desarrollo de superficies de estabilización y crecimiento (Kocurek 1996) y la migración de las formas eólicas.

Se identifican dos superperficies denominadas Discontinuidad IV -**D-IV**- y Discontinuidad V -**D-V**- en la figura 9 (Talbot 1985; Kocurek 1988 y 1996; Lancaster 1993; Kocurek y Havholm 1993), asociadas con la migración del campo de médanos, las mismas pueden ser adjudicadas a periodos con un incremento en el suministro o disponibilidad de sedimentos condicionado climáticamente. Periódicamente, los corredores de interduna fueron invadidos por corrientes fluviales efímeras durante eventos de inundación. Las mismas se asocian con ambientes de cuenca de inundación del Sistema de Abanico Terminal. Las características de los sistemas involucrados, campo de médanos y abanico terminal, sugieren un cambio climático hacia condiciones semiáridas y bajo gradiente en el ambiente depositacional.

La totalidad de los depósitos, caracterizado por un fuerte apilamiento de las sucesiones eólicas son interpretadas como el Cortejo de Baja Acomodación de la Secuencia III.

Un nuevo evento de inundación fluvial se identifica a los 27,82 m de la base del Perfil 8 y señala una nueva discontinuidad (Discontinuidad VIC -**D-VIC**-) sobre la que apoyan depósitos de abanico terminal en facies de cuenca de inundación a planicie distributaria con desarrollo de canales entrelazados evidenciando la progradación del sistema. Este tramo se interpreta como el Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia III asociado a un periodo de renovada subsidencia.

Un contacto neto planar (Discontinuidad VIIS -**D-VIIS**-) limita la base de la Secuencia IV cuyo Cortejo de Baja Acomodación es similar al de la Secuencia anterior, aunque incluye 3 supersuperficies (Discontinuidades VIII -**D-VIII**-, IX -**D-IX**- y X -**D-X**-).

La expansión de las facies de cuenca de inundación de un abanico terminal limitadas en la base por una

discontinuidad planar (Discontinuidad XIC **-D-XIC-**) representa la base del Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia IV. La identificación de unidades tabulares asociadas a con el apilamiento de unidades de canal con relleno multiepisódico, que caracterizan a un ambiente de planicie distributaria distal son gradualmente reemplazadas hacia el tope por espesos canales de baja sinuosidad que reflejan mayor proximidad a la red troncal del sistema y se interpreta como un evento de progradación del abanico terminal.

El inicio de la Secuencia V está marcado por una discontinuidad (Discontinuidad XIIS **-D-XIIS-**) asociada con el desarrollo de un nuevo campo de médanos barjanoides. El diseño arquitectural de gran escala es análoga a la de los Cortejos de Baja Acomodación de las Secuencias IV y V e incluye dos superperficies (**D-XIII** y **D-XIV**). Algo similar sucede con la superficie de inundación fluvial (Discontinuidad XVC **-D-XVC-**) sobre la cual se identifica una sucesión progradante de abanico Terminal.

El límite superior del Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia V representa el tope del Subgrupo Río Limay, sobre éste yace en concordancia la unidad basal del Subgrupo Río Neuquén (Formación Portezuelo).

La recurrencia notoria de la arquitectura a gran escala de los sistemas a partir del Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia II permite inferir renovados pulsos de subsidencia controlando la depositación y distribución de los sistemas en el sector sudoriental de Cuenca Neuquina. Las condiciones climáticas semiáridas permanecieron estables durante la depositación de la Formación Lisandro. Esta unidad corresponde un estadio de alta tasa de subsidencia acompañada de la migración progresiva hacia el este del depocentro en función del avance del frente de deformación (Ramos et al 2002; Vergés *et al* 2002; Rafini y Mercier 2002). Si bien la actividad de la dorsal de Huincul es un rasgo que compleja el análisis de la evolución tectoestratigráfica de las secuencias, puede afirmarse que el periodo de depositación de la Unidad está señalado por una expansión de los sistemas depositacionales y un marcado desarrollo de sedimentos de grano fino en diferentes posiciones dentro de la cuenca. Posiblemente, la Formación Lisandro corresponda a un estadio flexural con mayor definición del “forebulge” hacia el este.

El análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y Lisandro sugiere que los depósitos son sinorogénicos y los diferentes pulsos de subsidencia están registrados en los Cortejos de Alta y Baja Acomodación definidos en este trabajo.

CONCLUSIONES

El intervalo estratigráfico estudiado comprende las Formaciones Huincul y Lisandro, dentro de las cuales se han reconocido abruptos cambios en los ambientes sedimentarios, su distribución y relaciones verticales. Estas variaciones conjuntamente con la identificación de superficies estratigráficamente significativas han permitido:

- Identificar 5 Secuencias limitadas por superficies de discontinuidad netas y planares y de carácter regional, que incluyen Cortejos de Baja y Alta Acomodación.

- Reconocer que la Formación Huincul, por la geometría y continuidad de los cuerpos arenosos, está conformada por cinturones de canal de alta sinuosidad que se desarrollaron bajo condiciones climáticas cálidas con marcada estacionalidad.

- Definir que el tramo basal de la formación Huincul, sobre la base de la relación de canal/planicie inundación y tasa-mecanismos de avulsión, conforma el Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia I.

- Establecer que el sector medio y cuspidal de la formación Huincul integran el Cortejo de Baja Acomodación de la Secuencia II.

- Reconocer que la base de la Formación Lisandro está señalada por una superficie de inundación fluvial sobre la cual apoyan depósitos de planicie distributaria proximal de un abanico terminal e integran el Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia II.

- Identificar dentro de la formación Lisandro otras 3 Secuencias (S-III, IV y V), donde es notoria la recurrencia de paleoambientes de abanico terminal y campos de médanos barjanoides, conformando los cortejos de Baja y Alta Acomodación respectivamente. Esto sugiere condiciones climáticas semiáridas permanentes durante todo el periodo de depositación de la misma.

- Concluir que el control alocíclico de mayor importancia es la tectónica, y aunque ambas Unidades tienen carácter sinorogénico, la tasa de subsidencia ha sufrido variaciones temporales alcanzando un valor máximo durante la depositación de la Formación Lisandro.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a la SeCyT de la Universidad Nacional de Río Cuarto que subsidia el Proyecto dentro del cual se enmarca este trabajo. Asimismo, reconocen el apoyo en las tareas de campo de la Dra. Susana Heredia y el Dr. Leonardo Salgado y la contribución de YPF que facilitó la movilidad para la

ejecución del trabajo de campo. Además, se desea expresar un reconocimiento un reconocimiento especial por las correcciones y sugerencias de los árbitros de este trabajo, el Dr. Schwarz y el Dr. Flint.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Ahlbrandt, T. y S. Fryberger**, 1981. Introduction to eolian sediments. En: *Sandstone Depositional Environments*,. P.A. Scholle y D. Spearing (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31:11-47.
- Alexander, J. y R. Gawthorpe**, 1993. The complex nature of a Jurassic multistorey, alluvial sandstone body, Whitby, North Yorkshire. En: North, C. y Prosser, D. (Eds.): *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Geological Society Special Publications 73, 123-142.
- Alexander, J., J. Bridge, R. Cheel y S. Leclair**, 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48(1):133-152.
- Allen, J.**, 1979. Studies in fluvial sedimentation: and exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology* 21:129-147.
- Allen, J.**, 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, Bars complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), welsh borders. *Sedimentary Geology* 33:237-283.
- Aslan, A. y M. Blum**, 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain. USA. In: Smith, N. and Rogers, J. (Eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. Special Publication N° 28 of International Association of Sedimentologists. 193-210.
- Best, J., P. Ashworth, C. Bristow y J. Roden**, 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 73(4):516-530.
- Bigarella, J.**, 1972. Eolian environments: their characteristics, recognition, and importance. In: Rigby, J. and Hamblin, W. (Eds.): *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16:12-62.
- Blakey, R. y R. Gubitosa**, 1984. Controls of sandstone body and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology* 38:51-86.
- Blarasin, M. y M. Sánchez**, 1987. Secuencia Evolutiva de Dunas Cuaternarias en el Sector de Laguna Oscura, Dpto. Río Cuarto, Prov. de Córdoba. *X Congreso Geológico Argentino*, Tomo III: 297-300. San Miguel de Tucumán.
- Bordy, E. y O. Catuneanu**, 2002. Sedimentology of the Beaufort-Molteno Karoo fluvial strata in the Tuli Basin. *South Africa. South African Journal of Geology* 105:51-66.
- Bourke, M.**, 2003. Current ripples: a small-scale thoughflow outburst in a heterolithic ephemeral channel. *Journal of Sedimentary Research* 73(1):2-4.
- Bown, T. y M. Kraus**, 1981. Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, northwest Wyoming, USA) and their significance for paleoecology paleoclimatology, and basin analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 34:1-30.
- Brakenridge, G.**, 1988. River flood regime and flood-plain stratigraphy. En V. Baker, C. Kochel y P. Patton (Eds.). *Flood Geomorphology*. Wiley. New York. 139-156.
- Bridge, J. y J. Best**, 1997. Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology* 44(2):253-262.
- Bridge, J. y M. Leeder**, 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26:617-644.
- Bristow, C., R. Skelly y F. Ethridge**, 1999. Crevasse splay from rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base level rise. *Sedimentology* 46(6):1029-1048.
- Brookfield, M.**, 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24:303-332.
- Calvo, J.**, 1989. Nuevos hallazgos de huellas de dinosaurios en el Albiano-Cenomaniano del la localidad de Picún Leufú, provincia del Neuquén. Patagonia. Argentina. *6° Jornadas Argentinas Paleontología de Vertebrados* (San Juan). Instituto y Museo Ciencias Naturales, Resúmenes:66-70.
- Calvo, J.**, 1991. Huellas de Dinosaurios en la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano), Picún Leufú, provincia del Neuquén. Argentina. (Ornithinchia-Saurischia-Sauropoda-Theropoda). *Ameghiniana* 28:241-258.
- Calvo, J. y J. Bonaparte**, 1991. *Andesaurus delgadoi* gen. et sp. nov. (Saurischia-Sauropoda), dinosaurio titanosauridae de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano), Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 28:303-310.
- Cant, D. y R. Walker**, 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25:625-648.
- Catuneanu, O.**, 2004. Basement control on flexural profiles and the distribution of foreland facies: The Dwyka Group of the Karoo Basin, South Africa. *Geology* 32(6):517-520.
- Cazau, L. y M. Uliana**, 1972. El Cretácico Tardío continental de la Cuenca Neuquina. *5° Congreso Geológico Argentino*. Actas 3: 131-163.
- Cobbold, P. y E. Rossello**, 2003. Aptian to recent compresional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20:429-443.
- Coria, J. y L. Salgado**, 1995. A new giant carnivorous dinosaur from Cretaceous of Patagonia. *Nature*, 377:224-226.
- Crabough, M. y G. Kocurek**, 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. In: Pye, K. (Ed.). *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary system*. Geological Society Special Publication 72:103-126.
- Davies, D., B. Williams y R. Vessell**, 1993. Dimensions and quality of reservoirs originating in low and high sinuosity channel systems, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas, USA. In: North, C and Prosser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication, 73:95-121.
- Davies-Vollum, K. y M. Kraus**, 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology* 140(3-4):235-249.
- De Ferrariis, C.**, 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. *3° Jornadas Geológicas Argentinas*. Actas 1:121-144.
- Decelles, P., B. Gray, K. Ridgway, R. Cole, D. Pivnic, N. Pequera y P. Srivastava**, 1991. Control on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38:567-590.
- Dreyer, T.**, 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Es-plugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basi, northern Spain. En: M. Marzo & C. Puigdefábregas (Eds.), *Alluvial Sedimentation*, Special Publication International Association of Sedimentologists, 17:337-362.

- Fielding, Ch.**, 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190:227-240
- Flores, R.**, 1981. Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River Area, Powder River Basin, Wyoming and Montana. In: Ethridge, F. y Flores, R. (Eds.): *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31:169-190.
- Franzese, J. y L. Spalletti**, 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270.
- Fryberger, S.**, 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. In: North, C. and Prosser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication, 73:167-197.
- Fryberger, S., C. Schenk y L. Krystinik**, 1988. Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology* 35:21-41.
- García-Hidalgo J., J. Temiño y M. Segura**, 2002. Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero Basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research* 72(1):30-39.
- George, G. y J. Berry**, 1993. A new lithostratigraphy and depositional model for the Upper Rotliegend of the UK Sector of the southern North Sea. En North, C. y D. Prosser (Eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication 73:247-264.
- Gersib, G. y B. McCabe**, 1981. Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous), Cape Lizee, Nova Scotia, Canada. In: Ethridge, F. and Flores, R. (Eds.): *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31:95-108.
- Ghosh, P., S. Sarkar y P. Maulik**, 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology* 191:3-36.
- Glennie, K., 1987. Desert sedimentary environments, present and past-a summary. *Sedimentary Geology* 50: 135-165.
- González Bonorino, G., P. Kraemer y G. Re, 2001. Andean Cenozoic foreland basins: a review. *Journal of South American Earth Science* 14: 651-664.
- Havholm, K., R. Blakey, M. Capps, L. Jones, D. King y G. Kocurek**, 1993. Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Stone, Colorado Plateau. In: Pye, K. and Lancaster, N. (Eds.): *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*, 167 pp. Special Publication International Association of Sedimentologists 16:87-107.
- Herrero Duclox, A.**, 1939. Estratigrafía y tectónica de los Estratos de Dinosaurios del Neuquén. *Boletín Informativo Petrolero* 16 (180): 16-17.
- Herrero Duclox, A.**, 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín Informativo Petrolero* 266.
- Herries, R.**, 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: North, C. y Prosser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication 73:199-218.
- Howell, J., E. Schwarz, L. Spalletti y G. Veiga**, 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252:1-14.
- Hunter, R.**, 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24:361-387.
- Jervey, M.**, 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: C.K Wilgus, B.S. Hastings, C.A Ross, H.W. Posamentier, J. van Wagoner and C.G.St.C. Kendall (Eds.). *Sea Level Changes: An Integrated Approach* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42:47-70.
- Jo, H.**, 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology* 161:269-294.
- Kappla, C.**, 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27:613-629.
- Keidel, J.**, 1925. Sobre la estructura de las capas petrolíferas del oriente del territorio del Neuquén. *Dirección General Nacional de Minas, Geología. y Minería, Boletín* N° 94.
- Kelly, S. y H. Olsen**, 1993. Terminal Fans-a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85:339-374.
- Kocurek, G.**, 1996. *Desert aeolian systems*. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 125.153.
- Kocurek, G. y N. Lancaster**, 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46:505-515.
- Kocurek, G.**, 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences- Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56:193-206.
- Kocurek, G. y K. Havholm**, 1993. Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. En: Weimer, P., and Posamentier, H. (Eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*, American Association Petroleum Geology. Memoir, 58:393-409.
- Kocurek, G. y J. Nielson**, 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33:751-772.
- Kraus, M.**, 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47:41-70.
- Kraus, M. y T. Wells**, 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. En: Smith, N. y Rogers, J. (Eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 28:251-268.
- Lancaster, N.**, 1993. Origins and sedimentary features of suprafacies in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. En: Pye, K. and Lancaster, N. (Eds.): *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. Special Publication International Association of Sedimentologists 16:71-83.
- Langford, R. y M. Chan**, 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin* 100:1541-1549.
- Langford, R. y M. Chan**, 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36:1037-1051.
- Langford, R. y M. Chan**, 1993. Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. En: Pye, K. y Lancaster, N. (Eds.): *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*, Special Publication International Association of Sedimentologists 16:109-126.
- Lawton, S, T. Pollock y R. Robinson**, 2003. Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: application to

- the Late Cretaceous fluvial systems of Southwestern Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 73:389-406.
- Leanza, H. y C. Hugo**, 2001. Cretaceous beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 7. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*; 117-122. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y C. Gulisano**, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: *Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas: Serie Correlación Geológica 6*, p. 221-243.
- Legarreta, L. y M. Uliana**, 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: *Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación-Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Anales 29:399-432.
- Lindquist, S.**, 1988. Practical characterization of eolian reservoirs for development: Nugget Sandstone, Utah-Wyoming thrust belt. *Sedimentary Geology*, 56:315-339.
- Livingstone, I. y A. Warren**, 1996. Eolian Geomorphology: An Introduction: Harlow, Essex, Longman, 211 p.
- Loope, D.**, 1981. *Deposition, deflation and diagénesis of upper Paleozoic eolian sediments, Canyonlands National Park, Utah. Ph D dissertation*. University of Wyoming, Laramie, 170 pp.
- Loope, D.**, 1984. Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, south-eastern Utah. *Journal of Sedimentary Petrology* 54:563-580.
- Loope, D. y C. Rowe**, 2003. Long-lived pluvial episodes during deposition of the Navajo Sandstone. *Journal of Geology* 111:223-232.
- Loope, D., C. Rowe y R. Joeckel**, 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature* 412:64-66.
- Lorenz, J. y G. Nadon**, 2002. Braided-river deposits in a muddy depositional setting: The Molina Member of the Wasatch Formation (Paleogene), West-Central Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 72(3):376-385.
- Lukie, T., G. Ardies, R. Dalrymple y B. Zaitlin**, 2002. Alluvial architecture of the Horsely unit (Basal Quartz) in southern Alberta and northern Montana: influence of accommodation changes and contemporaneous faulting. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50(1):73-91.
- Manacorda, L., A. Cafferata, D. Boggetti, M. Pacheco, L. Barrionuevo, M. Reinante y V. Meissingern**, 2004. Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la Cuenca Neuquina. *X Reunión de Sedimentología-Simposio Límite K/T de Argentina*. 88-90. San Luis.
- Marriott, S. y V. Wright**, 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *Journal of Geological Society of London* 150:1109-1120.
- Marshall, J.**, 2000. Sedimentology of a Devonian faults-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology* 47(2):325-342.
- Martinsen, O., A. Ryseth, W. Helland-Hansen, H. Flesche, G. Torkindsen y S. Idil**, 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46(2):235-259.
- Mc Carthy, P., I. Martini y D. Lekie**, 1997. Anatomy and evolution of a Lower Cretaceous alluvial plain: sedimentology and paleosols in the Upper Blairmore Group, south-western Alberta, Canada. *Sedimentology* 44:197-220.
- Mc Kee, E.**, 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: *Mc Kee, E. (Ed.): A Global Study of Sand Seas*, US Geological Survey. Professional Paper 1052.
- Mc Kee, E. y J. Bigarella**, 1972. Deformational structures in Brazilian coastal dunes. *Journal of Sedimentary Petrology* 42:670-681.
- Mc Kee, E., J. Douglass y S. Rittenhouse**, 1971. Deformation of lee side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin* 82:359-378.
- Mc Phie, J., M. Doyle y R. Allen**, 1993. *Volcanic textures: A guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Center for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198 pp.
- Miall, A.**, 1984. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Miall A.**, 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22:261-308.
- Miall, A.**, 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Italia. 575 pp.
- Miall, A.**, 2002. Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *American Association Petroleum Geology Bulletin* 86:1201-1216.
- Miall, A. y B. Jones**, 2003. Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), Near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 73(4):531-545.
- Miall, A.**, 2006. Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check. *Association Petroleum Geology Bulletin*, 90(7):989-1002.
- Morrison, R.**, 1978. Quaternary soil stratigraphy-concepts, methods, and problems. En: *Mahaney, W. (Ed.), Quaternary Soils, Geological Abstracts*, Norwich. 77-108.
- Mosquera, A. y V.A. Ramos**, 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. En: *S. M. Kay y V.A. Ramos (Eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36-39°S). Geological Society of America, Special Paper* (en prensa).
- Mpodozis, C y V. Ramos**, 1990. The Andes of Chile and Argentina. En *E. Ericksen, M. Pinochet y J. Reinemund (Eds.). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Earth Science Series: Houston, TX, United States, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources 59-90.
- Muller, R., J. Nystuen y V. Wright**, 2004. Pedogenic mud aggregates and paleosol development in ancient dryland river systems: criteria for interpreting alluvial mudrock origin and floodplain dynamics. *Journal of Sedimentary Research* 74:537-551.
- Newell, A.**, 2001. Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system (Rotieglend, Wessex basin, SW UK. *Marine and Petroleum Geology* 18:339-347.
- Nickling W.**, 1994. Aeolian sediment transport. En: *Pye, K. (Ed.): Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 293-345.
- Paola, C., S. Wiele y M. Reinhart**, 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology* 36:47-59.
- Parkash, B., A. Awasthi y K. Gohain**, 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, KurukShetran district, Haryana, India. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment* 6:337-344.
- Pye, K.**, 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. In: *Pye, K. and Lancaster, N. (Eds.): Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. Special Publication International Association of Sedimentologists 16:23-44.
- Pye, K. y H. Tsoar**, 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin

- Hyman, London, p. 396.
- Rafini S. y E. Mercier**, 2002. Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. *Sedimentary Geology* 146:75-89.
- Ramon, J. y T. Cross**, 1997. Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, Middle Magdalena Basin, Columbia: *Ciencia, Tecnología y Futuro* 1(3):19-46.
- Ramos, V.**, 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino, evolución tectónica de Argentina. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Naturales, Buenos Aires, Anales* 29:715-784.
- Ramos, V. y A. Aleman**, 2000. Tectonic Evolution of the Andes. En U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz Filho y M. Campos Neto (Eds.). *Tectonic Evolution of South America: Rio de Janeiro*. 635-685.
- Ramos, V. y A. Folguera**, 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252:15-35.
- Ramos, E., P. Busquets y J. Vergés**, 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedimentary Geology* 146:05-131.
- Reading, H.**, 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 688 pp.
- Rendell, H., T. Calderon, A. Pérez-González, J. Gallardo, A. Millán y P. Townsend**, 1994. Thermoluminescence and optically stimulated luminescence dating of Spanish dunes. *Quaternary Science Reviews*. 13:429-432.
- Retallack, G.**, 1976. Triassic paleosols in the Upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I. Features of the paleosols. *Journal of the Geological Society of Australia*. 23:383-399.
- Retallack, G.**, 1990. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Harper Collins Academic, Hammersmith, 520 pp.
- Rhee, C. y S. Chough**, 1993. The Cretaceous Pyonghae sequence, Southeast Korea: terminal fan facies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 105:139-156.
- Sadler, S. y S. Kelly**, 1993. Fluvial Processes and cyclicity in terminal fans deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology* 85:375-386.
- Sánchez, M.**, 2004. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Tardío, sudeste del Neuquén. *IV Congreso Uruguayo de Geología y II Reunión de Geología Ambiental y Ordenamiento Territorial del MERCOSUR*. En CD.
- Sánchez, M.**, 2006. Informe Geológico-Estratigráfico de subsuelo y superficie en el área del Sinclinal de Cinta Roja y alrededores de la Sierra de Cara Cura, borde nordoccidental de Cuenca Neuquina, Mendoza Argentina. *Informe inédito Repsol-YPF*, 179 pp.
- Sánchez, M. y J. Cardozo**, 2002. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Tardío, sudeste del Neuquén. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. En CD.
- Sánchez, M., S. Heredia y J. Calvo**, 2004. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Tardío, en el Cañadón El Escondido, sudeste del Neuquén. *X Reunión de Sedimentología-Simposio Límite K/T de Argentina*. 158-159. San Luis.
- Schenk, C.**, 1983. Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. En: Brookfield, M. and Ahlbrandt, T. (Eds.): *Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology*, 38:41-51.
- Schumm, S.**, 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101:279-294.
- Sellwood, B. y P. Valdes**, 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology* 190:269-287.
- Shanley K. y P. McCabe**, 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy on continental strata. *American Association Petroleum Geology Bulletin* 78:544-568.
- Simpson, E., K. Eriksson, P. Eriksson y A. Bumby**, 2002. Eolian dune degradation and generation of massive sandstone bodies in the Paleoproterozoic Makgabeng Formation, Waterberg Group, South Africa. *Journal of Sedimentary Research* 72(1):40-45.
- Sloss, L.**, 1962. Stratigraphic models in exploration. *American Association Petroleum Geology Bulletin* 46:1050-1057.
- Sneh, A.**, 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology* 53:1271-1279.
- Sønderholm, M. y H. Tirsgaard**, 1998. Proterozoic fluvial styles: response to changes in accommodation space (Rivieradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology* 120: 257-274.
- Stokes, W.**, 1968. Multiple parallel truncation by planes- feature of wind-deposited sandstone formation. *Journal of Sedimentary Petrology* 38:510-515.
- Talbot, M.**, 1985. Major bounding surfaces in eolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology* 32:257-265.
- Therrien, F.**, 2005. Palaeoenvironments of the latest Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hăbeș basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218:15-56.
- Tunbridge, I.**, 1984. Sand high-energy flood sedimentation-some criteria of recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28:79-95.
- Twidale, C.**, 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews* 67:159-218.
- Veiga, G., J. Howell R. y A. Strömback**, 2005. Anatomy of a mixed marine-non marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252:139-162.
- Vergés, J., M. Marzo y J. Muñoz**, 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology* 146:1-9.
- Wadsworth, J., R. Boyd, C. Diessel, D. Leckie y B. Zaitlin**, 2002. Stratigraphic style of coal and non-marine strata in a tectonically influenced intermediate accommodation setting: the Mannville Group of the Western Canadian Sedimentary Basin, south-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 50(4): 507-541.
- Williams, C. y F. Krause**, 1998. Pedogenic phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. *Sedimentology* 45:1105-1124.
- Williams, C. Hills, L. y F. Krause**, 1996. Preserved organics matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity. *Catena* 28:1-19.