

PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN PLOTTIER (GRUPO NEUQUÉN), DEPARTAMENTO CONFLUENCIA, NEUQUÉN

Maria Lidia SÁNCHEZ¹, Susana HEREDIA² y Jorge O. CALVO³

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto-Ruta 8 km 603 - Río Cuarto

² Conicet - Museo de Geología y Paleontología, Universidad Nacional del Comahue. Buenos Aires 1400, (8300), Neuquén.

³ Museo de Geología y Paleontología, Universidad Nacional del Comahue. Buenos Aires 1400, (8300), Neuquén.

RESUMEN

Se estudió una sucesión sedimentaria que aflora al norte del lago Los Barreales, en el sector sudoriental de la provincia de Neuquén. La misma incluye la Formación Plottier e integra conjuntamente, con la infrayacente Formación Portezuelo el Subgrupo Río Neuquén (Grupo Neuquén), siendo asignada al Coniaciano superior. Con el objeto de establecer la distribución y evolución de los paleoambientes sedimentarios se procedió a realizar el estudio de las litofacies presentes. Este permitió identificar once litofacies que fueron agrupadas en siete asociaciones. Las mismas son características de diferentes estilos fluviales denominados aquí estilos fluviales I, II y III.

La base de la unidad está representada por el estilo fluvial I, un sistema fluvial efímero caracterizado por canales lenticulares aislados en los depósitos de planicie y frecuentes eventos de crecida en manto. Gradualmente se observa un incremento en la relación canales/planicie de inundación, donde los canales se vuelven más potentes y con un diseño entrelazado, con desarrollo de albardones, abanicos de desborde y fuerte relación multilateral. Esto define el estilo fluvial II.

La geometría a gran escala de los estilos fluviales I y II señalan una progresiva disminución en la relación acomodación/ suministro. El clima, probablemente, varió desde subhúmedo o semiárido a condiciones climáticas más húmedas pero con variaciones estacionales marcadas en el régimen de precipitaciones, las que provocaron fuertes cambios en la descarga de agua y sedimentos al sistema fluvial.

En el tramo medio de la Formación Plottier se distingue una discontinuidad de 6° orden, la cual limita una sucesión de cinturones de canales fuertemente apilados correspondientes al estilo fluvial II. La superficie de discontinuidad neta y planar y la arquitectura a gran escala, sugieren una disminución abrupta en la relación acomodación/suministro.

Una nueva discontinuidad de 6to orden, señalada por una conspicua superficie de erosión, limita la base del estilo fluvial III que corresponde a canales sinuosos donde dominan los depósitos de acreción lateral. Estos constituyen el tercio superior de la Formación Plottier y señalan una modificación abrupta en la evolución de los sistemas fluviales. La superficie erosiva y plana, seguida por cuerpos de areniscas tabulares y espesos, señala el período de caída en el nivel de base y estadio temprano de ascenso.

Palabras clave: *Cretácico, Neuquén, Grupo Neuquén, Formación Plottier, Sedimentología.*

ABSTRACT: *Sedimentary paleoenvironments in the Upper Cretaceous Plottier Formation (Neuquen Group), Confluencia, Neuquén.*

A sedimentary succession was studied on the north margin of Los Barreales Lake, in northeastern of Neuquén, Argentina. These outcrops correspond to the Portezuelo and Plottier Formations, which are formally grouped as the Río Neuquén Subgroup of the Neuquén Group. The Plottier Formation is considered as upper Coniacian in age. In order to describe the distribution pattern and evolution of the paleoenvironments of this unit, eleven lithofacies were recognized and grouped into seven lithofacies associations that characterize different fluvial styles, which are named here as fluvial styles I, II and III.

The fluvial style I is at the base of these outcrops and represents an ephemeral fluvial system characterized by isolate lenticular channels in flood plain deposits and frequent sheet floods events. Gradually, an increasing on the channel/floodplain relation is recorded. Channels becoming thicker and showing up a braided design, levees, crevasse splays and a strong multilateral relation are developed. These features are defining the fluvial style II.

Large scale geometry of fluvial styles I and II are pointing out a progressive decrease on the accommodation/supply. Weather probably varied from sub-humid or semi-arid to humid climatic conditions with strong seasonal variations. These provoked important changes on the water and sediment discharge onto the fluvial system. At the middle part of Plottier Formation a 6° order discontinuity is defined. This is the border for a stacked channel belts succession belonging to the fluvial style II. A sharp and planar surface discontinuity and an important architectural design change suggest a strong decreasing on the accommodation/supply. The climate, probably changed from subhumid or semiarid to more humid climatic conditions but with seasonal variations marked in the rainfalls regime, which provoked strong changes in the water and sediments discharge to the fluvial system.

A new discontinuity of 6° order distinguished by an eminent surface of erosion, limits the base of the fluvial style III that corresponds to sinuous channels where the deposits dominate of lateral accretion. These constitute the top of the Formation Plottier and indicate an abrupt modification in the evolution of the fluvial systems. The erosive surface, followed for tabulate and thick bodies of sandstones indicates the period of fall in the level of base and early stadium of ascent.

Key words: *Cretaceous, Neuquén, Neuquén Group, Plottier Formation, Sedimentology.*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos continentales incluidos en el Grupo Neuquén (Digregorio 1972, Cazau y Uliana 1973, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1999, Leanza y Hugo 2001) muestran una amplia distribución y excelentes exposiciones en el borde oriental de la cuenca neuquina en el ámbito de la provincia del Neuquén. Al norte del lago Los Barreales, en el departamento Confluencia en la provincia del Neuquén, afloran en una estrecha faja estratos rojos asignados a la Formación Plottier por Fosa Mancini *et al.* (1938), Digregorio (1972), Cazau y Uliana (1973), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1999), Leanza y Hugo (2001) entre otros (Fig. 1).

La Formación Plottier está representada por limolitas con lentes de areniscas y suprayace en aparente concordancia a la Formación Portezuelo. La localidad tipo de esta unidad se ubica en la barda norte de la localidad de Plottier, tiene una potencia aproximada de 25 m y su edad se estima como Coniaciano-Santoniano. Contiene huellas y bivalvos de agua dulce (Leanza y Hugo 2001).

En los últimos años el desarrollo de los estudios paleontológicos ha permitido numerosos hallazgos de restos de dinosaurios, algunos de ellos desarticulados y localizados en las bases de los canales y troncos silicificados (Garate Zubiriaga 1990). Esto ha posibilitado avanzar considerablemente en el conocimiento de la fauna y flora local. Sin embargo, no se han llevado a cabo trabajos sedimentológicos y estratigráficos de detalle en la mencionada unidad con el objeto de determinar sus relaciones estratigráficas generales, paleoambientes sedimentarios, distribución de facies y posibles áreas de proveniencia. La región estudiada presenta excelentes exposiciones que muestran el registro completo y permiten evaluar la evolución del paleoambiente sedimentario en este sector de la cuenca.

En la presente contribución el estudio sedimentológico aporta información básica para la reconstrucción del modelo paleoambiental de los depósitos asignados a la Formación Plottier que afloran al norte del lago Los Barreales, en el sector oriental de la cuenca Neuquina (Fig. 1).

SINOPSIS ESTRATIGRÁFICA

El Grupo Neuquén de edad cretácica superior (Digregorio 1972, Cazau y Uliana 1973) o Formación Diamante (Yrigoyen 1972, 1979), está integrado por una sucesión de capas rojas en la cual se destaca la presencia de restos de reptiles gigantes (Bonaparte 1978).

Estos sedimentos alcanzan espesores totales de hasta 1500 metros en la parte centro-norte de la provincia de Neuquén donde fueron acumulados en un período durante el cual se registró una completa desconexión paleogeográfica con el Océano Pacífico. Estos depósitos desarrollados en un ambiente restringido, permitieron mediante procesos aluviales a partir de un sistema distributivo efímero, drenar una cuenca endorreica acumulando sucesiones alternantes de areniscas y fangolitas, conglomerados y areniscas conglomeráticas (Legarreta y Gulisano 1989, Cruz 1993).

Los gradientes granulométricos y de litofacies identificados para los sedimentos correspondientes al Grupo Neuquén sugieren una dirección de paleoflujo al noroeste y oeste, orientado hacia un centro de cuenca ubicado al oeste y norte de Malargüe. Sobre esta base se ha reconstruido una historia de sedimentación en la que habrían alternado facies de agradación fluvial y pausas en el proceso de acumulación (Legarreta *et al.* 1993).

A la escala de la cuenca se destacan tres unidades genéticas mayores correspondientes a la Formaciones Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado (Legarreta y Gulisano 1989). Subdivisiones más afinadas reconocen la presencia de nueve secuencias depositacionales (Legarreta y Gulisano 1989, Cruz 1993). Aunque la edad de cada una de estas unidades es incierta, considerando la antigüedad de las formaciones infra y supra-puestas y tasas promedio de acumulación, se asume que estos ciclos representan intervalos de entre 1 y 3 millones de años (Legarreta y Uliana 1999). Leanza y Hugo (2001) propusieron la rejerarquización de las Formaciones y Miembros propuestos con anterioridad al carácter de Subgrupos y Formaciones respectivamente (Fig. 2).

Siguiendo esta nomenclatura, el Subgrupo Río Limay (de Ferraris 1968) tiene un espe-

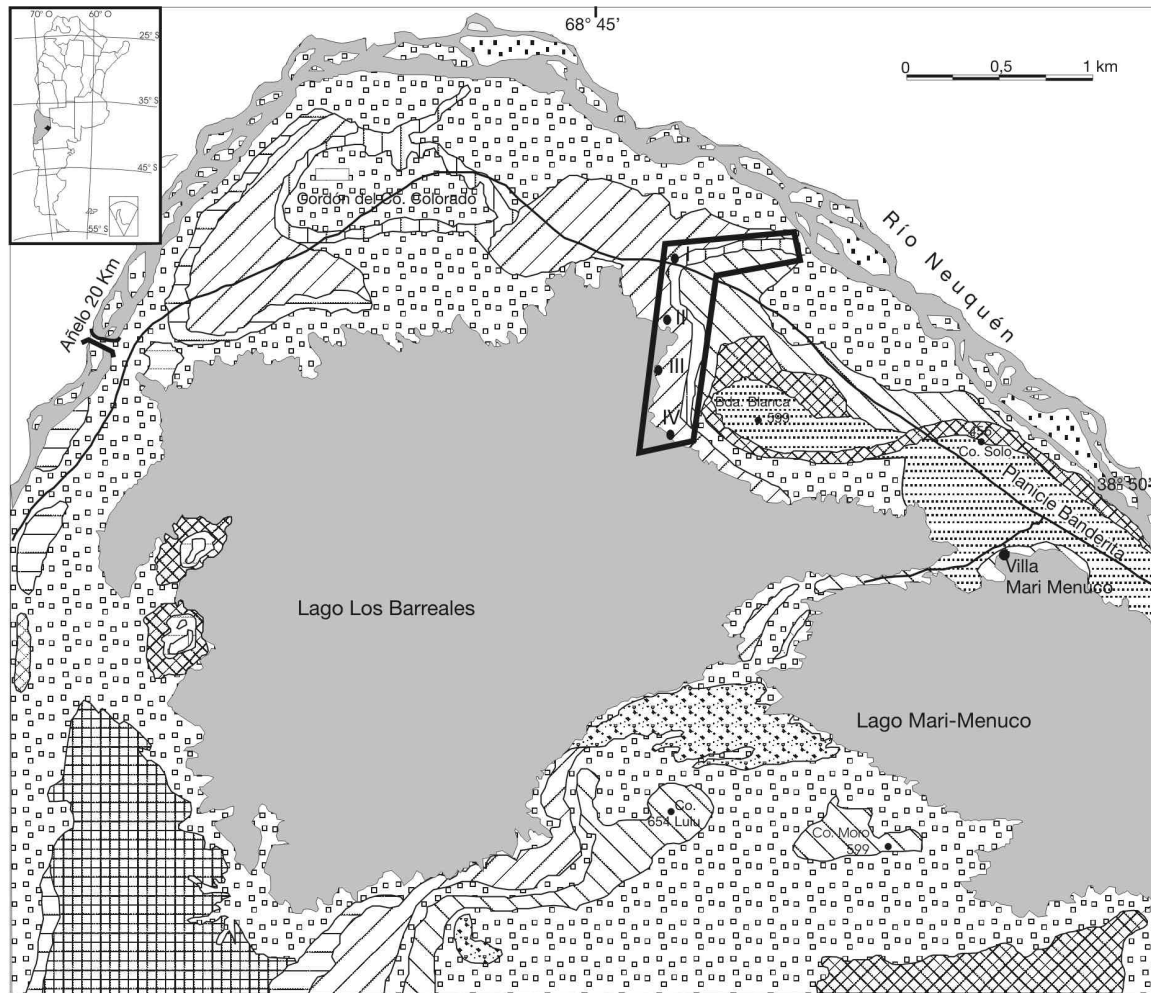
sor mínimo de 350 m y su edad probable abarca desde el Cenomaniano a Turoniano inferior. Esta unidad incluye tres Formaciones: Candeleros, Huincul y Lisandro.

La Formación Candeleros está integrada principalmente por areniscas con intercalaciones de limolitas. Su espesor máximo es de 300 m aproximadamente y en ciertas localidades, como Paso del Indio, apoya en discordancia angular sobre términos más antiguos. Los paleoambientes de sedimentación incluyen sistemas fluviales meandri-forme y entrelazado, con desarrollo de paleosuelos en ambiente de pantano asignados con reserva al Cenomaniano inferior (Leanza y Hugo 2001). Entre los restos fósiles más conspicuos hallados en esta unidad deben mencionarse el carnívoro gigante *Giganotosaurus carolinii* (Coria y Salgado 1995); varios saurópodos y huellas de terópodos y ornitisquios (Calvo y Bonaparte 1991, Calvo 1989 y 1991).

La Formación Huincul está integrada por areniscas y niveles conglomeráticos, con presencia de limolitas y arcilitas con yeso y pirita en su tramo medio superior (p.ej. en las proximidades de cerro Grande de Chalicó (Leanza y Hugo 2001)). La localidad tipo se encuentra próxima a la localidad de Plaza Huincul. El espesor de esta unidad varía entre 50 y 250 m; contiene restos de *Argentinosaurus huinculensis* (Bonaparte y Coria 1993), frecuentes huellas y se le asigna una edad cenomaniana superior.

La Formación Lisandro está constituida por areniscas y pelitas que contienen restos de bivalvos de agua dulce y vertebrados (Herrero Ducloux 1939). La unidad tiene un espesor que varía entre 35 y 75 m y su localidad tipo se ubica en el cerro Lisandro en las proximidades de Senillosa. La edad propuesta por Leanza y Hugo (2001) es cenomaniana superior-turoniana inferior.

El Subgrupo Río Neuquén está integrado por las Formaciones Portezuelo y Plottier (Cazau y Uliana 1973). La Formación Portezuelo está constituida por areniscas en parte conglomeráticas con intercalaciones de fangolitas con yeso. Tiene una potencia que varía entre 95 y 130 m y su localidad tipo se halla en la región de sierra del Portezuelo. La edad asignada es turoniana superior-coniaciana inferior y contiene res-



REFERENCIAS

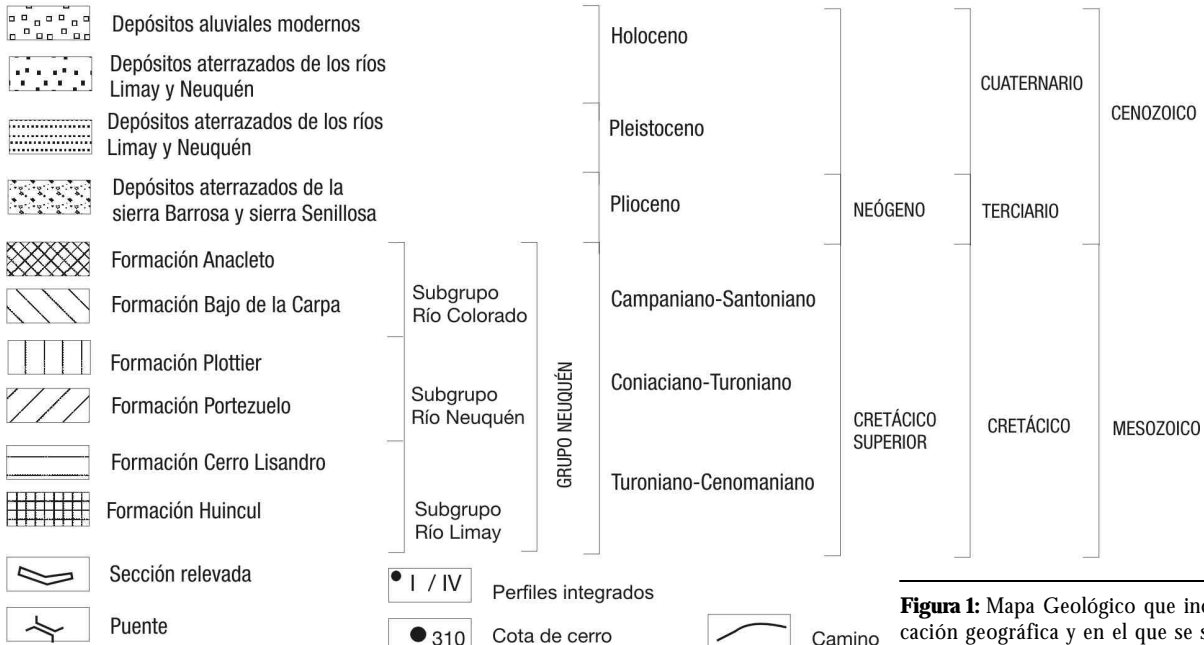


Figura 1: Mapa Geológico que incluye la ubicación geográfica y en el que se señala la sección sobre la cual fueron relevados los perfiles (modificado de Danderfer y Vera, 1992.)

tos de terópodos con características de ave denominado *Patagonykus puertai* Novas y *Unenlagia comahuensis* Novas y Puerta.

La Formación Plottier está representada por limolitas con lentes de areniscas. Esta unidad suprayace o se interdigita localmente con la Formación Portezuelo, y su localidad tipo se ubica en la barda norte de la localidad de Plottier. Tiene una potencia aproximada de 25 m y su edad es coniaciana superior. Contiene huellas y bivalvos de agua dulce.

El Subgrupo Río Colorado incluye las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto (Cazau y Uliana 1973). La Formación Bajo de la Carpa se encuentra integrada por areniscas varicolores con intercalaciones de fangolitas y brechas intraformacionales. Su localidad tipo se encuentra a 40 km al este-noroeste de la ciudad de Neuquén y tiene un espesor aproximado de 150 m. Las areniscas son de origen fluvial, tienen buen desarrollo de paleosuelos y en otros sectores de la cuenca se mencionan cuerpos de dunas (Heredia y Calvo 1996). Estos depósitos han sido asignados al Santoniano y contiene restos de dinosaurios terópodos (Leanza y Hugo 2001), aves, aves dinosaurianas, reptiles, huevos de aves y nidos de véspidos (Chiappe y Calvo 1989).

La Formación Anacleto está constituida por fangolitas con intercalaciones de areniscas. Esta unidad se interdigita con la Formación Bajo de la Carpa y es sincrónica con ésta en sus tramos medio y superior. La localidad tipo está en Aguada Anacleto sobre la falda sudoeste del cerro Senillosa. La potencia de la unidad varía entre 60 y 90 m. Tiene una probable edad campaniana inferior y se ha reportado la presencia dinosaurios carnívoros y herbívoros y huevos de dinosaurios (Leanza y Hugo 2001).

UBICACIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La zona de estudio se encuentra ubicada a los 38°27' de latitud sur y 68°43' de longitud oeste (Fig. 1). La geología del área puede observarse en el mapa de la figura 1. Está caracterizada por la presencia de depósitos continentales del Grupo Neuquén (Digregorio 1972, Cazau y Uliana 1973,

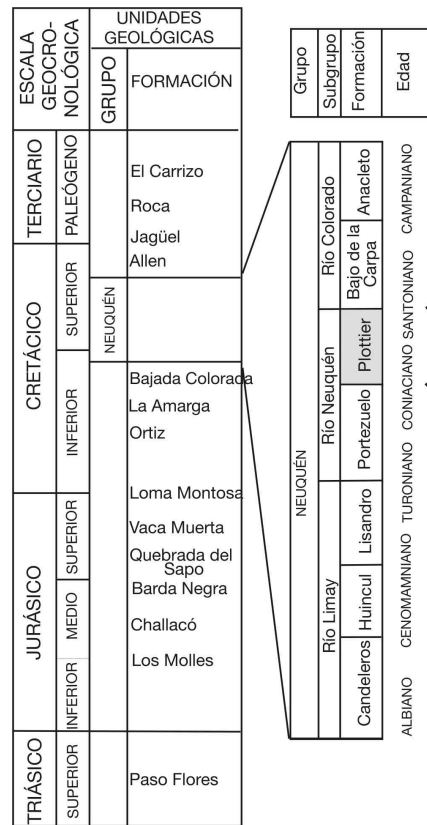


Figura 2: Cuadro estratigráfico del Grupo Neuquén según la nomenclatura de Leanza y Hugo (2001). La flecha señala el intervalo estratigráfico estudiado.

Legarreta y Gulisano 1989, Leanza y Hugo 2001, entre otros).

Al norte del lago Los Barreales la Formación Plottier yace en posición subhorizontal (Rb N150°/10°E). Ha sido considerada por Leanza y Hugo (2001) como una de las unidades del Grupo Neuquén más difíciles de distinguir, puesto que la mayor diferencia con la infrayacente Formación Portezuelo consiste en un incremento de los depósitos pelíticos. La relación entre ambas es considerada concordante por aquellos autores en tanto que Danderfer y Vera (1992) propusieron que estas unidades se encuentran interdigitadas en el lago Los Barreales.

Observaciones realizadas para este trabajo permitieron comprobar que en esta última localidad las dos formaciones muestran aparente concordancia y el contacto está definido por un fuerte contraste de color, desde la distintiva coloración pardo verdosa

y amarillenta de los términos cuspidales de la Formación Portezuelo al color rojo intenso que caracteriza a la Formación Plottier. Desde el punto de vista paleoambiental existe un cambio notable en la relación rellenos de canal/planicie de inundación y un estilo fluvial bien diferenciado entre ambos. La Formación Portezuelo está caracterizada en su tope por sistemas fluviales de alta y moderada sinuosidad, en tanto que, como se discutirá más adelante, la Formación Plottier se caracteriza por un sistema de baja sinuosidad y está dominada por la intensa agradación en las planicies de inundación.

La Formación Bajo de la Carpa, correspondiente al Subgrupo Río Colorado (Fig. 1) sobryace a la Formación Plottier en el área de estudio. La misma aparece en concordancia y su estructura regional es homoclinal.

SEDIMENTOLOGÍA

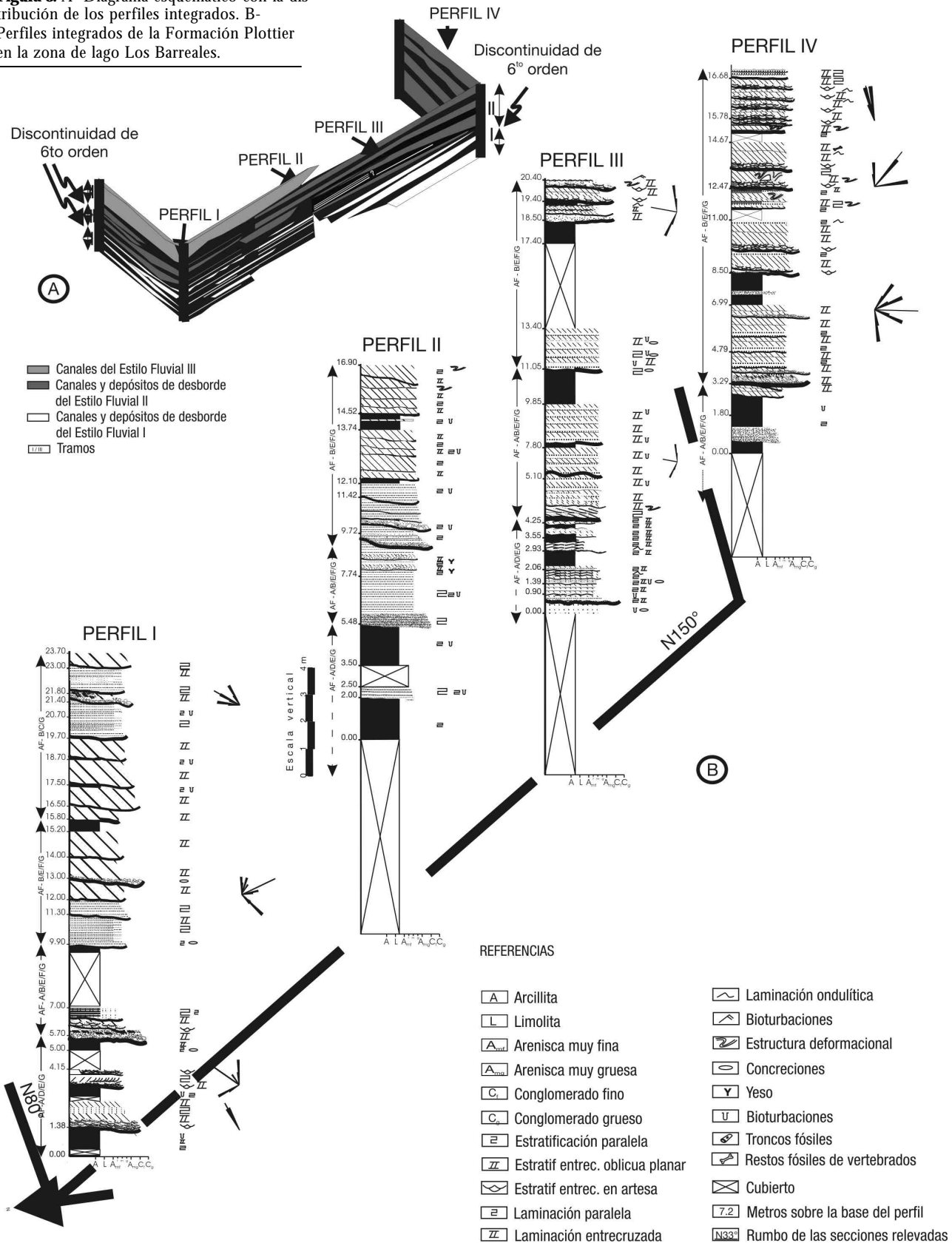
Para el estudio paleoambiental, al norte del lago Los Barreales, se seleccionó una exposición de más de 4 km de rumbo NNO (Fig. 3A), perpendicular o ligeramente oblicuas a la dirección de paleocorrientes.

Las exposiciones fueron enteramente fotografiadas y en ellas se seleccionaron 15 sectores para relevar perfiles sedimentológicos de detalle. La calidad y continuidad de los afloramientos permitió identificar las discontinuidades mayores presentes dentro de la sucesión y elaborar cuatro perfiles integrados (Fig. 3B).

Para el análisis litofacial se aplicó la nomenclatura de Miall (1985, 1987, 1996). El mismo permitió identificar un total de once litofacies, las que se describen en los párrafos subsiguientes.

Litofacies Gm: Es un conglomerado masivo, clasto soportado, localmente matriz soportado, con selección pobre y clastos subangulares a subredondeados con TMC (tamaño máximo de clasto) de 6 cm. La matriz es tamaño arena-sábulo y tiene selección regular. La gradación está ausente. Presenta base erosiva de alto relieve, conforma cuerpos irregulares de hasta 0,20 m de espesor y de escasa continuidad lateral (Fig. 4a).

Figura 3 A- Diagrama esquemático con la distribución de los perfiles integrados. B- Perfiles integrados de la Formación Plattier en la zona de lago Los Barreales.



Interpretación: La fábrica desorganizada, presencia de bases erosivas marcadas, su discontinuidad lateral y reducida potencia permiten asignar a estos depósitos a un origen en relleno de fondo de canal (lags). Es probable que la estructura de corte corresponda al pico de un evento de inundación y el depósito conglomerádico sea el resultado de la depositación poco selectiva relacionada a fluctuaciones en el flujo durante la continuidad del evento.

Litofacies Gh: Son conglomerados clasto-soportados o sabulitas regularmente seleccionados. Los clastos son subangulares a subredondeados, oblados y prolados, TMC de 4 cm y están imbricados. La matriz es de granulometría arena a sábulo y presenta selección pobre. Tienen gradación normal y estratificación paralela. Las unidades individuales son fácilmente identificables, en ocasiones se reconocen niveles acuñados de areniscas con laminación horizontal (Sh) y estratificación entrecruzada (Sp). Esta litofacies puede extenderse lateralmente por decenas de metros constituyendo cuerpos tabulares con contacto basal neto erosivo o planar a ligeramente irregular.

Interpretación: La depositación de estas litofacies en forma de mantos de grava estratificadas horizontalmente sugiere el transporte tractivo de carga de lecho durante la fase principal de alta descarga de agua y sedimentos en canales.

La presencia de areniscas con laminación paralela o estratificación entrecruzada en el techo de esta litofacies sugiere procesos de agradación y la migración de pequeñas formas de lecho en el techo de las macroformas gravosas.

Litofacies Gt: son conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa, clasto-soportados o sabulitas moderadamente seleccionados. Los clastos son subangulares a subredondeados, oblados y prolados y el TMC es de 3 cm. La matriz es de tamaño arena y presenta regular selección. Los depósitos individuales de esta litofacies poseen hasta 0,35 m de espesor, exhiben contacto basal erosivo (Fig. 4b) y pueden extenderse lateralmente por varios metros, constituyendo conspicuos cuerpos lenticulares, en ocasiones transicionalmente cubiertos por areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp).

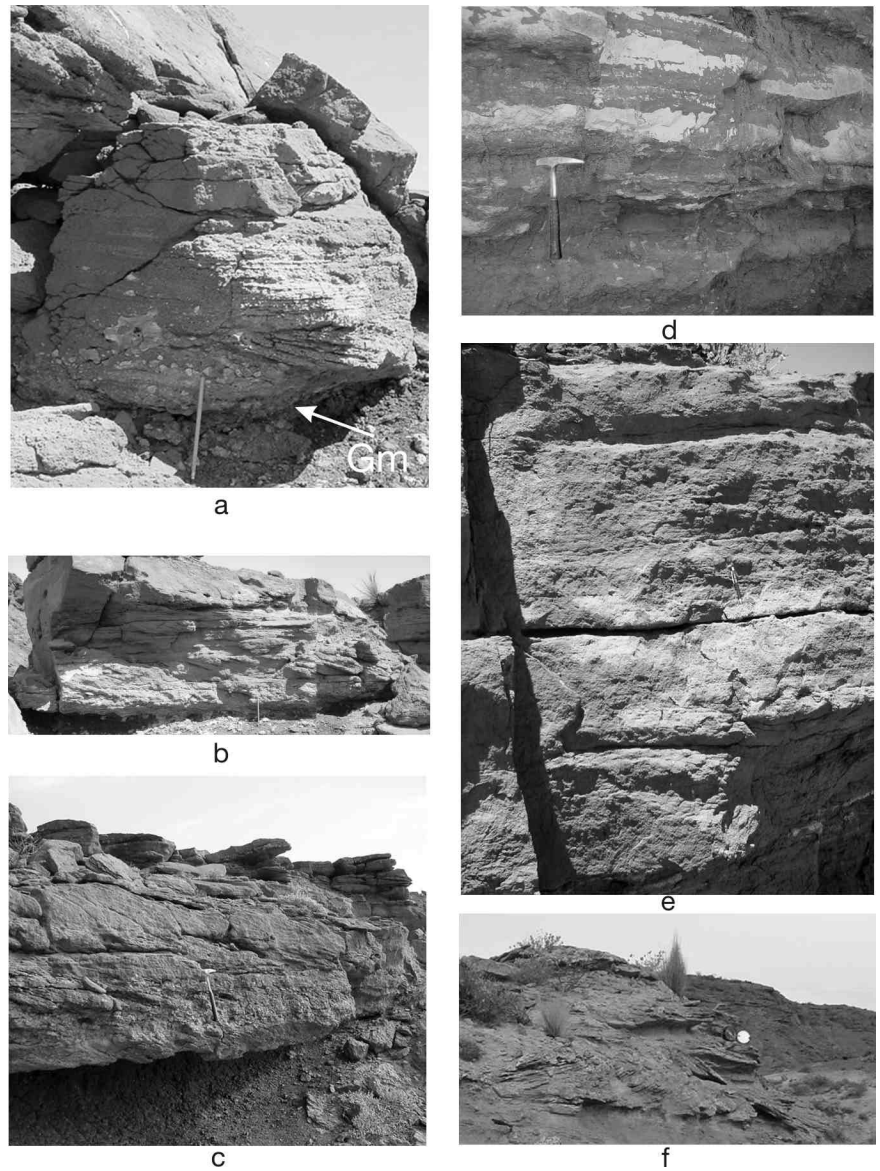


Figura 4 a) Afloramiento de la Formación Plottier en el lago Los Barreales. En la foto se observa la litofacies Gm en la base de un relleno de canal. b) Litofacies Gt en la base de un relleno de canal. c) Desarrollo marcado de la estratificación entrecruzada planar (Gp) en cuerpos tabulares. Se identifican varias unidades limitadas por superficies de erosión mayores que incluyen la migración de barras complejas y dunas de cresta sinuosa. d) Litofacies Sm. Se observan varias unidades amalgamadas. e) Varios cuerpos apilados de la litofacies Sh. Nótese que algunas unidades están localmente amalgamadas. f) Estratificación entrecruzada en artesas (St) en un relleno de canal.

Interpretación: Los depósitos asignados a Gt se interpretan como el resultado de la acreción de formas de lecho, dunas de bajo relieve y crestas sinuosas desarrolladas en los canales fluviales.

Litofacies Gp: Son conglomerados que presentan una marcada estratificación entrecruzada planar (Fig. 4c). Generalmente presentan gradación normal desde un con-

glomerado fino de matriz tamaño arena gruesa a un conglomerado muy fino clasto sostenido con mayor proporción de matriz hacia el tope. Los niveles no gradados verticalmente, presentan generalmente cambios granulométricos laterales, desde un conglomerado medio con TMC de 6 cm a un conglomerado muy fino con clastos muy subordinados de tamaño máximo 3 centímetros.

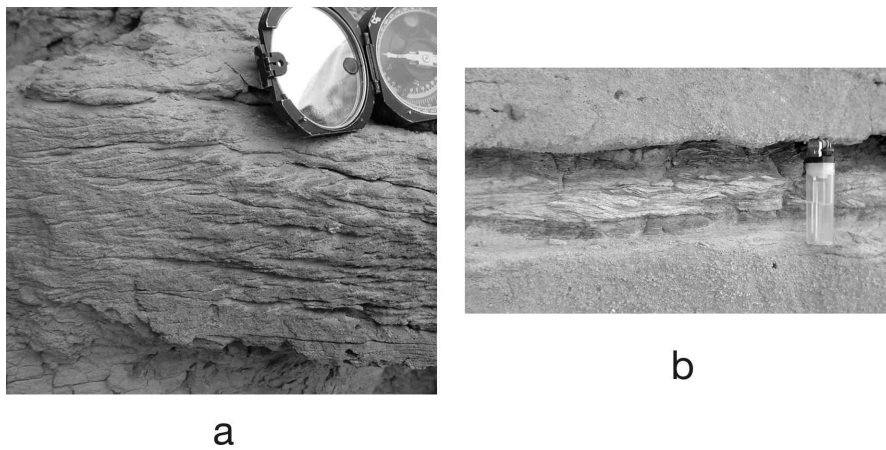


Figura 5: a) Areniscas con laminación ondulítica y óndulas escalantes (Sr). b) Pelitas con laminación paralela y ondulítica en depósitos de llanura de inundación.

La litofacies Gp desarrolla cuerpos tabulares con una potencia máxima de hasta 1,50 m; el contacto inferior es invariablemente neto e irregular. Gp está generalmente asociada a areniscas con estratificación entrecruzada planar o laminación entrecruzada (Sp, Sl).

Interpretación: Esta litofacies corresponde a la acreción lateral y frontal en barras fluviales. El desarrollo de estas barras requiere profundidades de agua mayor que el espesor de las caras frontales y un flujo persistente en el tiempo. La estratificación entrecruzada por acreción frontal durante la migración de la barra, generalmente se debe a fenómenos de avalancha del material que procede del techo de la barra. La alternancia de caras frontales de diferentes tamaño de grano puede deberse al pasaje de depósitos del pie de la barra a una nueva cara frontal originada por avalancha a partir de la cabeza de la barra.

Litofacies Sm: Son areniscas moderadamente seleccionadas con tamaño de grano fino a medio con clastos mayores dispersos e, incluso, intraclastos pelíticos en la base. Son masivas, ligeramente granodecipientes y, en algunos casos, muestran una estratificación plano paralela mal definida (Fig. 4d). Esta litofacies integra cuerpos de geometría tabular o acuñada con base erosiva, su espesor varía entre 7 y 50 cm, generalmente se identifican varias unidades apiladas, frecuentemente amalgamadas y su extensión lateral puede superar los 150 m. Eventualmente Sm presenta un pasaje gra-

dacional desde la litofacies Gm. Algunas unidades exhiben un delgado nivel pelítico en el tope.

Interpretación: Los caracteres generales de la litofacies Sm indican un proceso de rápida depositación durante periodos de alta descarga de agua y sedimentos. Durante el transporte la flotabilidad pudo ser un mecanismo de soporte eficiente y la sedimentación se habría producido rápidamente, pudiéndose estimar para Sm un origen en flujos hiperconcentrados arenosos (Smith 1986). Esta litofacies puede asociarse con estadios de flujo anormalmente alto relacionado con eventos de inundación. Las delgadas láminas de pelitas se habrían depositado por decantación pura durante la fase final del flujo, la discontinuidad de estos niveles, en algunos casos, es debida a remoción por parte de los flujos subsiguientes.

Litofacies Sh: La integran areniscas moderadamente seleccionadas de grano fino a medio con estratificación paralela delgada e internamente laminación paralela y gradación normal. Integran cuerpos de hasta 1 m con base erosiva (Fig. 4e) y están ocasionalmente asociadas con las litofacies Sp, Sr y Fl.

Interpretación: Los caracteres sedimentarios primarios sugieren para esta litofacies un mecanismo de depositación a partir de flujos de alta energía con carga de lecho arenosa.

Litofacies St: Son areniscas de grano medio moderadamente seleccionadas, con estratificación entrecruzada en aristas que componen estratos de base erosiva suavemente irregular (Fig. 4f). Están asociadas

con las litofacies Sh, Sp y Sr. Integran cuerpos que pueden extenderse lateralmente por decenas de metros. Su espesor oscila entre unos pocos centímetros y 0,50 metros.

Interpretación: Los depósitos de la litofacies St corresponden a la migración de formas de lecho tridimensionales en la base de un relleno de canal.

Litofacies Sp: Son areniscas de grano medio a grueso regularmente seleccionadas, conformando estratos de base y techo plano que internamente poseen laminación entrecruzada planar. En general tienen gradación normal e integran cuerpos mayores con base cóncava erosiva que pueden extenderse lateralmente por decenas de metros.

Interpretación: Los depósitos de la litofacies Sp representan la migración de formas de lecho en canales que pueden asociarse con barras en condiciones de bajo régimen de flujo. Cuando están asociadas con la litofacies Gh pueden ser interpretados como resultado de la migración de mesoformas en el techo de las barras gravosas durante los estadios de flujo de corriente más bajo.

Litofacies Sr: Son areniscas de grano fino moderadamente seleccionadas con laminación ondulítica y normalmente suprayacen a la litofacies Sh o están intercaladas con Fl. Las unidades alcanzan hasta 0,50 m de potencia (Fig. 5a).

Interpretación: Esta litofacies es el resultado de la migración de pequeñas formas de lecho (óndulas) en canales o llanura de inundación en condiciones de bajo régimen de flujo.

Litofacies Fl: Son arcilitas y limolitas finamente laminadas que presentan bases netas planares o gradacionales y conforman unidades tabulares, que pueden incluir también a las litofacies Sp, Sh y Sr (Fig. 5b), integrando cuerpos de hasta 2 m de espesor promedio.

Interpretación: El arreglo de litologías y estructuras sedimentarias primarias de esta litofacies sugieren condiciones de bajo régimen de flujo. Un rasgo característico en esta litofacies es la presencia de intensa bioturbación y de abundantes concreciones carbonáticas que pueden obliterar las estructuras sedimentarias.

Litofacies Fm: Son arcilitas y limolitas masivas, bioturbadas, de hasta 5 mm de

espesor. Presentan bases netas planares e integran unidades tabulares conjuntamente con las litofacies Sh, Sr y Fl.

Interpretación: Los caracteres generales de la litofacies Fm y su frecuente asociación con litofacies generadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo (Sh, Sr y Fl), sumado a la abundante bioturbación, indicarían que su depositación tuvo lugar en un ambiente de baja energía, generalmente asociados con desbordamientos de canales.

ASOCIACIONES DE LITOFACIES

Las litofacies identificadas integran siete asociaciones (Fig. 6), denominadas AF-A, B, C, D, E, F y G.

Asociación A (AF-A): Son cuerpos lenticulares de areniscas y conglomerados que superan los 200 m de longitud y tienen un espesor de hasta 2,50 m. Las litofacies conglomerádicas están en una proporción 1:3 con respecto a las de areniscas (Fig. 6). Dominan las litofacies Gt y Sp. Usualmente la base es erosiva, ligeramente irregular y está cubierta por un delgado nivel de litofacies Gm. En la base de la asociación también pueden identificarse a la litofacies Gt y/o St - Fig. 4b) y, luego, Gp y/o Sp.

Interpretación: La asociación de litofacies A representa rellenos de canales integrados por varias unidades depositacionales limitadas por superficies erosivas de menor orden. La presencia de dichas superficies internas sugiere la ocurrencia de múltiples eventos de relleno. El relleno de piso de canal registra la migración de dunas tridimensionales (Gt a St) y luego normalmente se observa barras transversales arregladas en simples sets de estratificación entrecruzada planar que representan el estadio siguiente. Hacia el tope exhiben acreción de barras complejas, con la preservación local de los topsets (Fig. 4c). En cada canal se identifican varias unidades apiladas integradas por barras simples y complejas (Allen 1983), las unidades de acreción lateral y procesos de avalancha en el frente de las barras generan un patrón complejo de relleno (Fig. 6).

Asociación B (AF-B): Son cuerpos tabulares de arena de hasta 300 m de longitud y un espesor superior a 1,50 m, que resultan

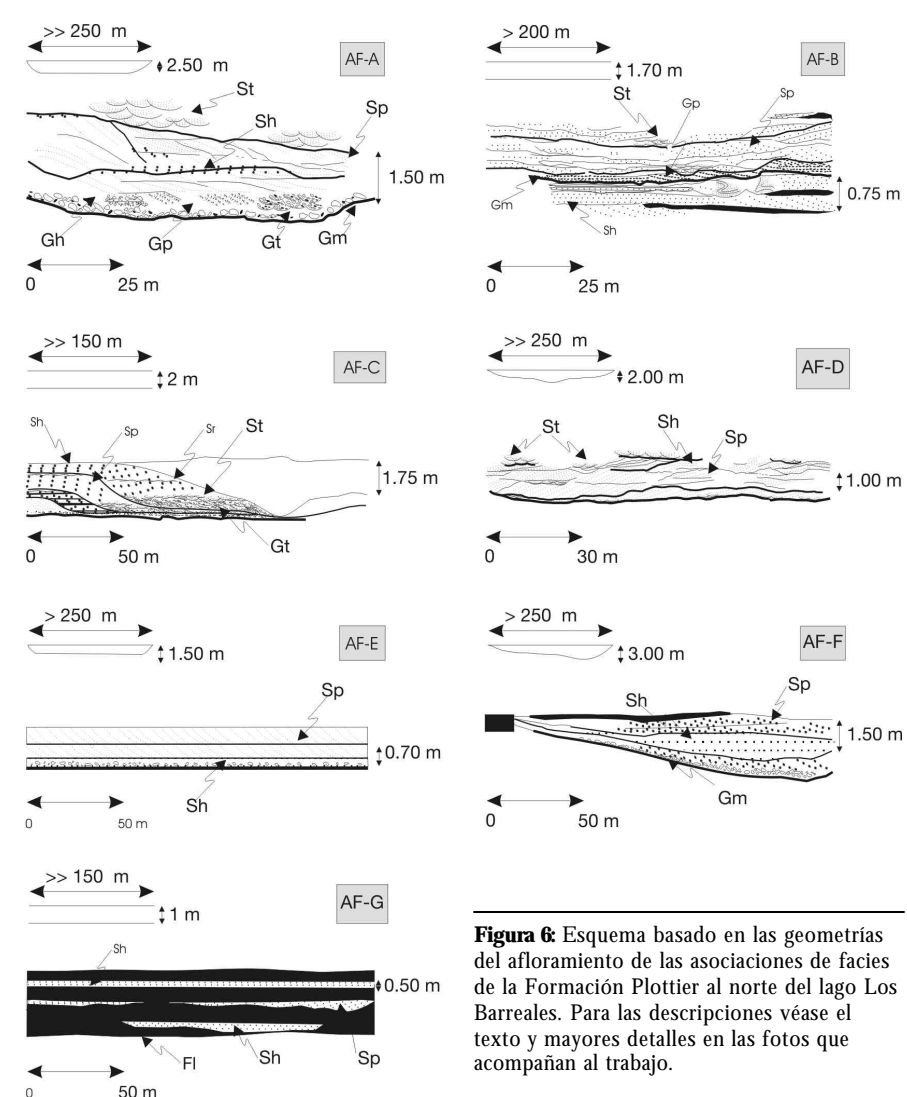


Figura 6: Esquema basado en las geometrías del afloramiento de las asociaciones de facies de la Formación Plattier al norte del lago Los Barreales. Para las descripciones véase el texto y mayores detalles en las fotos que acompañan al trabajo.

del apilamiento de numerosos cuerpos de canal que se erosionan y se solapan lateralmente comportándose como canales con relleno complejo multiépisódico. Las areniscas constituyen el 95% del elemento (Fig.6) y las litofacies dominantes son Sp y Sh con proporciones subordinadas de Gm, Gp, St y Fl. Los conglomerados generalmente son intraformacionales y alcanzan espesores de hasta 0,70 metros. La litofacies Gm tapiza la superficie erosiva de fondo de canal, los clastos preservan la fina laminación de las pelitas de la llanura de inundación (Fig. 7a). La intensa bioturbación que afecta a los topes o incluso a la totalidad de los cuerpos arenosos sugiere la ocurrencia de extensos lapsos de no depositación (Fig. 7b). Un rasgo frecuente es la intensa deformación es la presencia de sets individuales

hasta intervalos completos intensamente deformados (Fig. 7c y d), algunas veces limitados por cuerpos sedimentarios sin deformar.

Interpretación: Los cuerpos tabulares están integrados por múltiples rellenos de canal dominados por procesos de acreción y caracterizados por el desarrollo de barras transversales simples y compuestas subordinadas.

Las estructuras deformacionales han sido interpretadas como el resultado de la licuefacción de sedimentos saturados por esfuerzos relacionados con carga, esfuerzos de cizalla laterales o slumps. La identificación de estructuras de deformación similares en registros sedimentarios antiguos ha sido considerada el producto del movimiento de grandes formas de lecho sobre un sus-

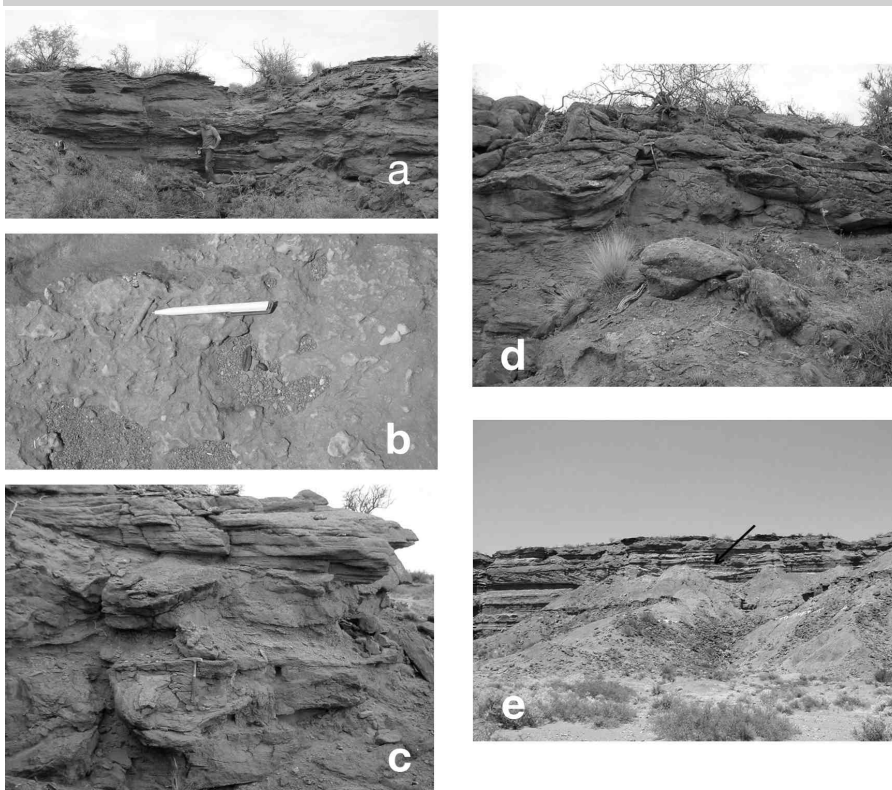


Figura 7: a) Vista en afloramiento de la asociación AF-B. b) Intensa bioturbación en los depósitos que integran la asociación AF-B. c) En la foto se puede apreciar la intensa deformación de las unidades en la AF-B. d) Fuerte plegamiento en la asociación AF-B. e) Unidades de acreción lateral (A 2) en un afloramiento de 24 m de espesor aproximadamente de la Formación Plottier. Se señala el relleno de un canal abandonado.

trato poco consolidado, de fuertes velocidades de flujo asociadas con corrientes con alta concentración de sedimentos relacionadas con regímenes de descarga variable, aunque no necesariamente efímeros (Sønderholm y Tirsgaard 1998) e incluso con fenómenos sísmicos (Rossetti y Goés 2000). La relación de superposición lateral y vertical de los canales sugiere la implantación repetida de las unidades de canal activo dentro de la misma faja aluvial durante prolongados períodos.

Asociación C (AF-C): Esta asociación reúne unidades tipo épsilon de bajo ángulo (Fig. 7d), normalmente constituidas por las litofacies Gt, St, Sp y Sr y unidades alternantes de Sh, Sr y Fl. En conjunto estas unidades constituyen cuerpos tabulares que pueden alcanzar hasta 250 m de continuidad lateral (Fig. 6).

Interpretación: Estos depósitos constituyen unidades de acreción lateral asignables a canales meandriformes. La geometría de los

cuerpos sedimentarios puede ser simple, con un arreglo típico que representa la migración del canal en una sucesión de barras en espolón (Sh, Sr y Fl). Unidades más complejas son interpretadas como canales con relleno multiepisódico, aunque siempre manteniendo una marcada componente de migración lateral.

La geometría y dimensiones observadas en el afloramiento permiten estimar que los canales fueron poco profundos (relación ancho/profundidad.

(A/P) ~ 65:1). La superposición lateral y vertical de los paleocanales representa repetidos procesos de erosión y acreción lateral en una planicie de inundación.

Asociación D (AF-D): Esta asociación reúne cuerpos lenticulares de areniscas con fuertes bases erosivas, con una continuidad lateral de más de 250 m y hasta 2 m de potencia. Internamente, dichos cuerpos arenosos registran varias unidades limitadas por superficies erosivas de orden menor

(Fig. 6), las cuales se encuentran dominadas por la litofacies Sp.

Interpretación: Esta asociación se interpreta como el relleno de canal multiepisódicos. Usualmente la base es erosiva ligeramente irregular, el relleno de piso de canal registra la migración de dunas tridimensionales (St) y luego normalmente se observan barras transversales arregladas en un simple set de estratificación entrecruzada planar. Las unidades superiores muestran procesos de acreción en barras complejas, con la preservación local de los topsets. Los cuerpos mayores, que resultan del apilamiento de varias unidades integradas por barras complejas, poseen geometría es tabular (Fig. 8a).

Asociación E (AF-E): Esta asociación está constituida por areniscas con arreglo tabular que se extienden lateralmente hasta 500 m con un espesor promedio de 0,70 m (Fig. 6). Las litofacies dominantes son Sh y Sm, con proporciones subordinadas de Gm, Sr y Fl, algunas unidades constituyen simples sets de Sp. Estos cuerpos son granodecrecientes y están integrados por más de una unidad amalgamada, identificables por la presencia de niveles de Fl discontinuos.

Interpretación: Esta asociación representa rellenos de canales simples. La variación vertical rápida en el tamaño de grano y estructuras sedimentarias, incluso en cuerpos con espesores inferiores a 0,30 m promedio, indica que el flujo fue extremadamente variable desarrollando una rápida agradación. Las bases erosivas cubiertas por Gm o Sm con intraclastos sugieren flujos turbulentos y posterior relleno de las superficies de erosión mayores. Las unidades individuales granodecrecientes indican variaciones extremas en el régimen de flujo. Las areniscas con laminación paralela pueden representar depósitos producidos durante flujos de alto régimen en los picos de crecida e interpretarse como depósitos de flujos de inundación en manto (sheet flood) producidos por la migración y el lavado de antidunas durante eventos episódicos de alta descarga. Las escasas areniscas con laminación entrecruzada y niveles pelíticos corresponden a los estadios finales de abatimiento del flujo (Parkash *et al.* 1983, Sneh 1983, Tunbridge 1984, Dreyer 1993, Miall 1996, Marshall 2000). La falta de evidencia de bordes de canal sugiere que los

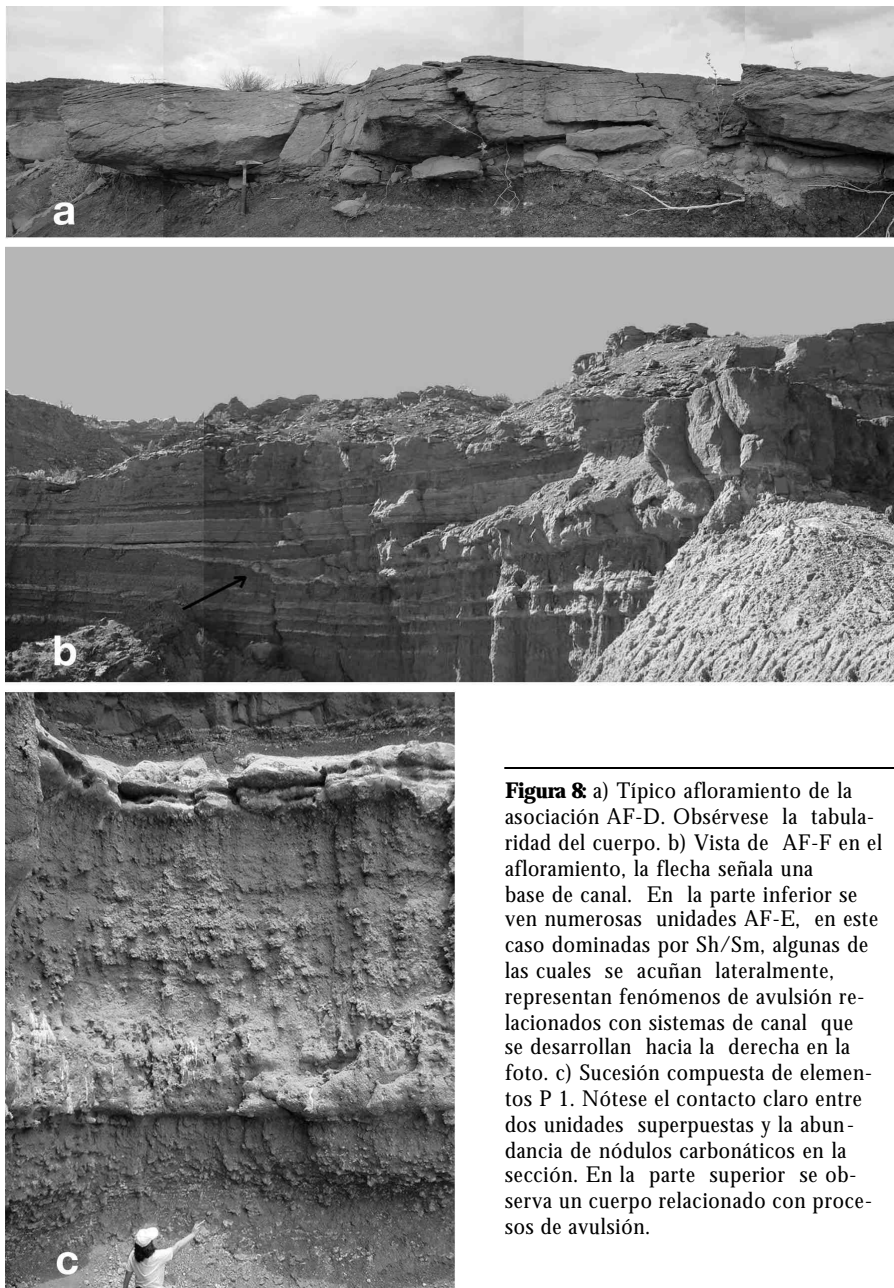


Figura 8 a) Típico afloramiento de la asociación AF-D. Obsérvese la tabularidad del cuerpo. b) Vista de AF-F en el afloramiento, la flecha señala una base de canal. En la parte inferior se ven numerosas unidades AF-E, en este caso dominadas por Sh/Sm, algunas de las cuales se acuñan lateralmente, representan fenómenos de avulsión relacionados con sistemas de canal que se desarrollan hacia la derecha en la foto. c) Sucesión compuesta de elementos P 1. Nótese el contacto claro entre dos unidades superpuestas y la abundancia de nódulos carbonáticos en la sección. En la parte superior se observa un cuerpo relacionado con procesos de avulsión.

flujos que dieran origen a AF-E no estaban confinados.

Las unidades más potentes, en algunos casos, exhiben en el tope a la litofacies Sp, las mismas constituyen el registro de flujos más estables, con desarrollo de pequeñas barras transversales que migraron luego del pico de inundación (Marshall 2000).

Asociación F (AF-F): Esta asociación está integrada por cuerpos arenosos lenticulares

de más de 250 m de longitud y hasta 3 m de potencia, constituidos esencialmente por la litofacies Sh con Sm y Gm muy subordinadas (Fig. 6). Normalmente incluyen varias unidades granodecrecientes limitadas por superficies erosivas.

Interpretación: La asociación se interpreta como rellenos de canales multiepisódicos. La geometría externa resulta de la superposición de dos o tres eventos de relleno de

canal. Por lo tanto exhiben una marcada base erosiva y el relleno de una sucesión multiepisódica donde cada uno de los eventos incide fuertemente en el precedente (Fig. 8b). La relación lateral con unidades mayores de canal y los caracteres generales del relleno permiten asignar al elemento un origen en procesos de desborde (Kraus y Wells 1999, Aslan y Blum 1999).

Asociación G (AF-G): La presente asociación está integrada por las litofacies Fl, Fm y Sh subordinada, depositadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo. La asociación incluyen intercalaciones, de algunos pocos centímetros, de niveles de intraclastos seguidos rápidamente de Sl y Sr. Los cuerpos varían desde unidades del orden de más de dos kilómetros de extensión lateral y espesores de algunos metros, en la base de la Formación Plottier, hasta 0,25 m o menos mostrando una escasa preservación entre sucesiones múltiples de canal en el techo de la misma. También se han identificado en esta asociación secciones de más de 4 m de potencia con abundantes concreciones carbonáticas irregulares de hasta 20 cm de diámetro, rizoconcreciones e intenso moteado (Fig. 8c).

Interpretación: Esta asociación de litofacies representa depósitos de planicie de inundación que incluyen numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud. Comúnmente éstos están relacionados a flujos con alta carga de sedimentos con velocidades y capacidad de transporte que disminuyen drásticamente en un corto lapso y son característicos 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.

Las concreciones carbonáticas, acompañadas de rizoconcreciones y moteado, en algunos tramos de la asociación, son rasgos que son indicadores de pedogénesis (Williams *et al.* 1996, Williams y Krause 1998). En los paleosuelos la liberación de calcio por hidrólisis de minerales primarios unida a la insuficiente humedad para su movilización, inducen la precipitación de

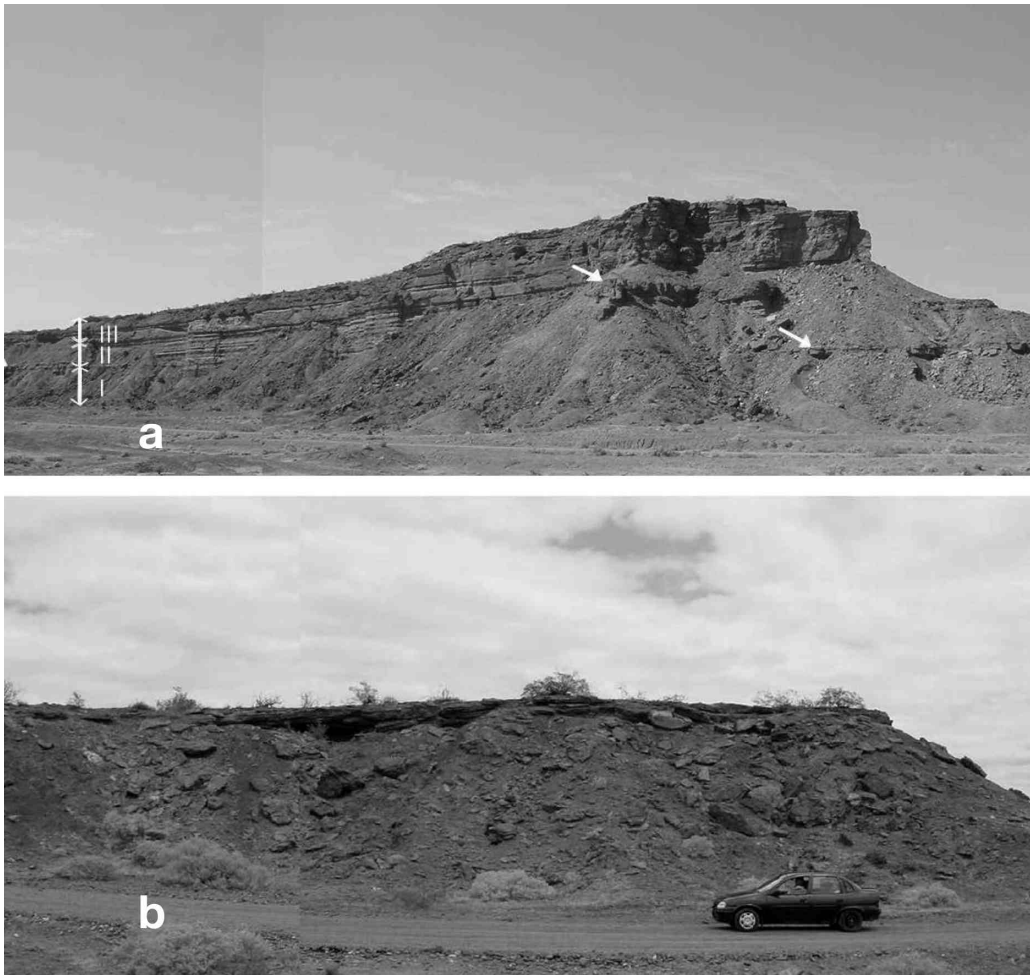


Figura 9: a) En la sección de aproximadamente 24 m se señalan 3 tramos: I) Dominan los depósitos de planicie de inundación y los cuerpos arenosos que representan episodios de avulsión, los canales son de baja sinuosidad, están aislados en la base y localmente muestran apilamiento hacia el techo (asociaciones AF-C; AF-D y AF-G). II) Corresponde a canales de alto gradiente donde se identifican las asociaciones AF-A, AF-B, AF-D, AF-E, AF-F y AF-G, las flechas señalan los canales principales (AF-D y AF-A hacia el tope). III) Incluye canales sinuosos de bajo gradiente (AF-C y AF-G).

b) La base del afloramiento está constituida íntegramente por depósitos de llanura de inundación. En el tope de la sucesión puede observarse una unidad de canal lenticular AF-A con una discontinuidad de 5to orden en su base.

carbonato de calcio (o calcita baja en magnesio) constituyendo un horizonte subsuperficial cálcico (Bk) (Retallack 1990). Los moteados son comunes en la zona de fluctuación del nivel freático, donde las concreciones de calcita y horizontes Bk reflejan variaciones en las condiciones redox relacionadas a fluctuaciones del nivel freático (Retallack 1990, Williams *et al.* 1996). Algunas concreciones presentan bordes oxidados, indicando variaciones en la oxigenación del suelo, por lo tanto se interpreta que su formación tuvo lugar en la zona de fluctuación del nivel freático bajo condiciones alternantes de reducción y oxidación y, puesto que las mismas se forman en condiciones alcalinas durante la estación seca y luego sus bordes se alteran durante la estación húmeda, son indicadoras de estacionalidad climática (Retallack 1990).

DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN DEL SISTEMA FLUVIAL DE LA FORMACIÓN PLOTTIER

La distribución y el arreglo arquitectural de las secciones estudiadas de base a techo muestran el desarrollo de un sistema fluvial donde se reconocen dos subambientes bien diferenciados: los canales con un diseño variado según el estadio de evolución del sistema y una extensa planicie de inundación, sujeta a episodios de agradación con contribución mayor de eventos de inundación que transportaron predominantemente arenas muy finas y limos, y canales con un diseño variado según el estadio de evolución del sistema. La tendencia general granocreciente de la sección está asociada con una progresión en los subambientes fluviales desde escasos canales arenosos

lenticulares, aislados en potentes depósitos de llanura de inundación con abundantes depósitos de flujo en manto (sheet flood) hasta espesos canales con reducidos fenómenos de desborde asociados hacia el tope que culminan con la instalación de espesos cinturones de canales sinuosos. Las direcciones de paleocorrientes en general son del NNE y NNO al SSO y SSE, las variaciones en las mismas están relacionadas con la migración de los cinturones de canal. Los distintos estilos identificado se indican como I, II y III en la figura 9a y el esquema de la figura 3. Un aspecto que debe mencionarse, puesto que se empleó como base la definición para la correlación y delimitación de los diferentes tramos identificados, es la categorización de las superficies limitantes según Miall (1996). Los tramos que comprenden los estilos II y III están limitados en la base por superficies de sexto orden,

puesto que por encima de ellas se verifica un notorio cambio en el estilo fluvial acompañado de modificaciones en las direcciones promedio de paleocorrientes (Fig. 3). Numerosos autores (Shuster y Steidtmann 1987, Brakenridge 1988, DeCelles *et al.* 1991, Schumm 1993, Dreyer 1993, Leckie y Reinson 1993, Legarreta *et al.* 1993, Sønderholm y Tirsgaard 1998, Martinsen *et al.* 1999, Marshall 2000) analizaron las variaciones en el diseño fluvial y establecen relaciones con factores de control auto y alocíclicos. En los sistemas fluviales distantes del mar o en cuencas cerradas, los mayores controles en el diseño y evolución de los mismos son el clima y la actividad tectónica regional. Las variaciones acomodación/suministro (A/S) controlan la arquitectura a gran escala y reflejan la influencia de los factores mencionados de manera precedente. Martinsen *et al.* (1999) establecieron que modificaciones rápidas en el estilo fluvial y superficies estratigráficas significativas sugieren cambios del nivel de base estratigráfico. Así, teniendo como base la aplicación de estos conceptos, el análisis de la evolución paleoambiental y las modificaciones en la arquitectura y la geometría de los sistemas fluviales de la Formación Plottier permiten determinar la influencia de las variaciones climáticas como de los cambios en la relación espacio de acomodación/suministro en la configuración de la columna sedimentaria en el área de estudio.

En la base de la Formación Plottier se identifica al estilo fluvial I (Fig. 9a), caracterizado por las asociaciones de litofacies AF-G, que representa depósitos de planicie de inundación y constituye hasta el 50% del total de los depósitos, AF-D y AF-A, interpretadas como canales complejos arenosos y conglomerádicos respectivamente (Fig. 9b), y AF-E, que corresponde a rellenos de canales simples (AF-E).

La arquitectura a gran escala es de canales lenticulares extensos, limitados en la base por superficies de 5to orden y aislados en los depósitos de llanura de inundación. En este último subambiente los procesos de inundación repetidos en el tiempo contribuyeron a una rápida agradación en la planicie de inundación. La abundancia de AF-E, donde predominan de las litofacies Sm y Sh/Sr con un reducido espesor (0,3 m pro-

medio), sugieren alta frecuencia de flujos de alta energía, con variaciones extremas en el régimen que se vinculan con eventos de desborde.

Un elemento significativo en este tramo de la Formación Plottier es la identificación de depósitos de llanura de inundación de hasta más de 4 m de espesor afectados por edafogénesis. Al menos se han reconocido tres paleosuelos, separados por superficies limitantes planas o ligeramente irregulares, que pueden asociarse con una etapa de desarrollo la faja fluvial en posiciones más o menos estables con sectores de interfluvios que sufrieron pedogénesis.

La implantación del estilo fluvial II se relaciona con la identificación de cinturones de canales más extensos, de diseño entrelazado en un sector de la columna donde la frecuencia de la asociación AF-E aumenta progresivamente hacia arriba. Estos depósitos están conectados a canales más potentes y lateralmente más extensos que en la base de la columna. Probablemente, una alta tasa de sedimentación en el canal haya controlado el desarrollo periódico de las unidades AF-E que integraron verdaderas fajas de avulsión en la planicie (Kraus y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001). Un rasgo característico, tanto de los cuerpos asignados a fenómenos de avulsión como a canales, es la intensa bioturbación y, localmente, rasgos sedimentarios que indican deformación.

Este tramo de la sucesión se interpreta como un sistema dominado por cursos de baja sinuosidad con régimen efímero (estilo fluvial I), probablemente controlado por la cohesividad de los bordes a nivel local, que gradualmente evoluciona hacia un sistema entrelazado (estilo fluvial II) con descarga de agua y sedimentos más permanente. Las condiciones de alta tasa de aprovisionamiento generaron procesos de avulsión agradacional (Davies-Vollum y Kraus 2001), posiblemente relacionados con condiciones climáticas más húmedas y cambios estacionales marcados en el régimen de precipitaciones que provocaron fuertes variaciones en la descarga de agua y sedimentos en el sistema fluvial.

Un cambio gradual en la columna sedimentaria se manifiesta por modificaciones paulatinas en la dinámica del estilo fluvial II. El mismo, incrementa de manera notoria la

relación canales/planicie de inundación, desarrolla cuerpos más continuos y potentes de canal con una relación multilateral y, también en algunos casos, de apilamiento. Este tramo de la sucesión está representado por las asociaciones de litofacies AF-G, que comprende depósitos de llanura de inundación, AF-A y AF-B, que corresponden a rellenos de canal complejos y multiepisódicos, respectivamente, y, por último, AF-E y AF-F (Fig. 8b), que representan fenómenos de avulsión del canal principal. La continuidad y tabularidad de las unidades AF-E indican que las mismas integran secciones transversales al flujo principal en sectores distales, sin confinamiento en tanto que, los canales descritos en la asociación AF-F tienen conexión con el sistema principal de canales y su geometría en el afloramiento sugiere que funcionaron como canal alimentador de abanicos de desborde. Estos depósitos, con abundantes niveles de yeso y concreciones, se asocian con depósitos de albardón (Fig. 10a). Estos últimos presentan un color verdoso, moteado amarillento intenso, relacionado con niveles enriquecidos en óxidos de Fe hidratados y abundantes biotrazas (Fig. 10b), rasgos que señalan la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes en la zona de fluctuación del nivel freático y se asocian con el desarrollo de horizontes gleyzados -Bg- (Retallack 1990). Los perfiles de suelo poco evolucionados han sido descritos por numerosos autores en ambientes de albardón y se consideran el resultado de procesos autigénicos, es decir tasa de erosión insignificante y sedimentación es rápida e inestable (Morrison 1978, Bown y Kraus 1981, Kraus 1999). Los canales en la faja fluvial activa corresponden a rellenos de canal complejo conglomerádicos (AF-A) y canales con relleno complejo multiepisódico (AF-B), con condiciones de flujo estable en un cinturón de canales entrelazados. La superposición lateral y vertical de unidades de canal con relleno complejo da como resultado cuerpos de geometría ligeramente tabular y de gran extensión en el afloramiento.

Los canales conglomerádicos incluyen restos de troncos arrastrados por la corriente y se asocian lateralmente con prominentes albardones en el tramo medio superior de la Formación Plottier. Comúnmente están

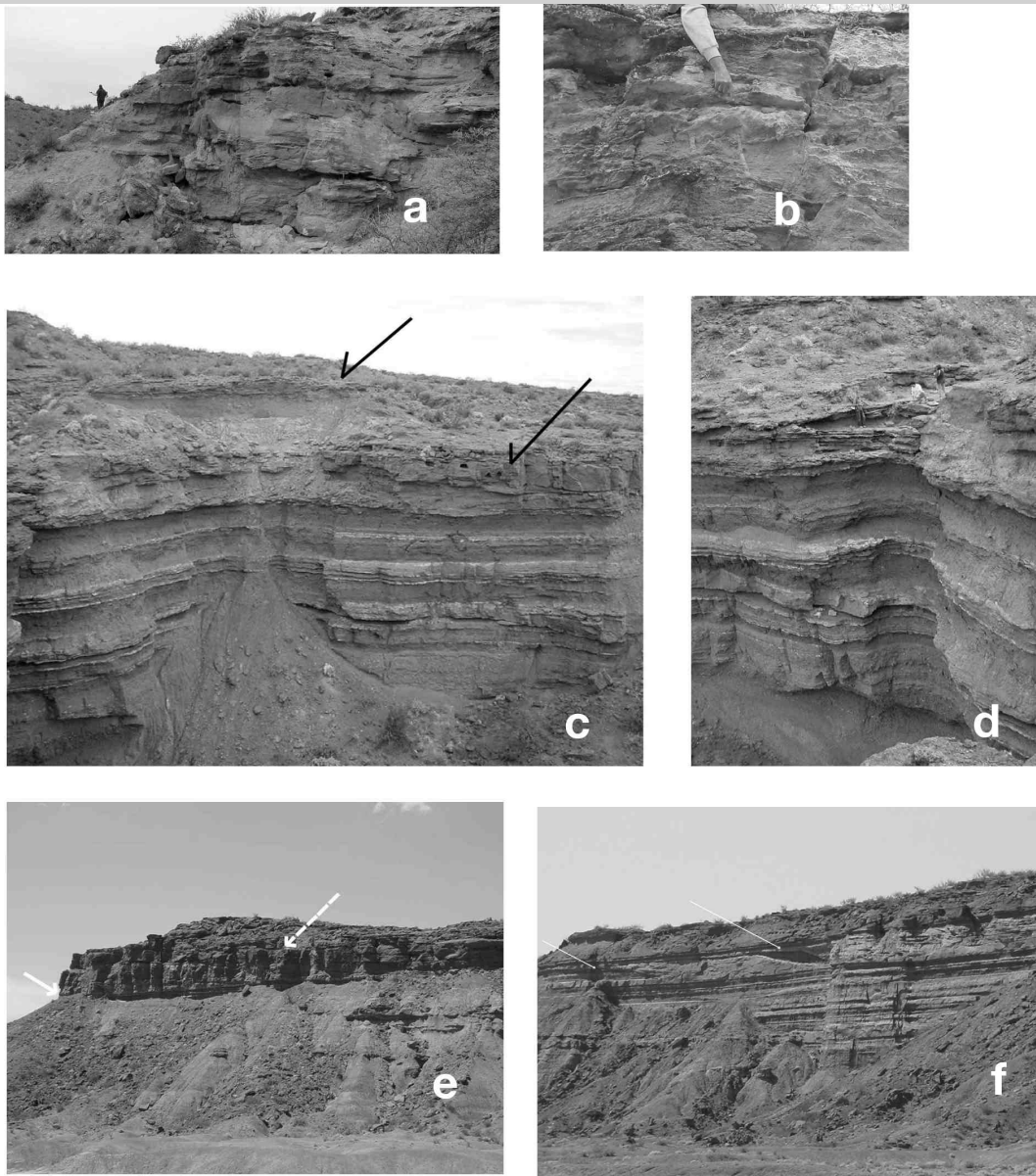


Figura 10: a) Posible secuencia de leveé con incipiente desarrollo de paleosuelos en la sucesión típicamente agradante de color verdoso, con fuertes contrastes de color por moteado amarillento y naranja.
 b) Tubos de raíces cilíndricas verticales a la superficie del estrato, la longitud alcanza los 15 cm y el diámetro entre 2 y 3 cm, con relleno pasivo de carbonatos o yeso, que principalmente, se desarrollan en el tope de los estratos. Comúnmente están acompañadas de nódulos de carbonato.
 d) Las flechas señalan los cinturones de canal entrelazados.
 e) Vista general de un cinturón de canales, en la base del primer canal señalado por la flecha se encuentra una superficie de discontinuidad de 6to orden. En la parte inferior de las fotos puede observarse el desarrollo de unidades de canal y los depósitos de avulsión relacionados que caracterizan al tope del tramo inferior de la Formación Plottier.
 e) La flecha de línea continua señala la superficie de discontinuidad mayor en la base de los depósitos con acreción lateral, las superficies de bajo ángulo se indican con flecha de línea cortada.
 f) Las flechas señalan unidades de acreción lateral de bajo ángulo separadas por tapones de arcilla.

acompañadas de nódulos de carbonato. Las características generales del relleno sugieren condiciones de flujo más o menos estable en los canales entrelazados. Sin embargo la abundancia relativa de depósitos asignables a fases importantes de desborde indicaría

que las fluctuaciones periódicas en el régimen de descarga fueron frecuentes, probablemente relacionadas con una alta tasa de suministro bajo condiciones de baja subsidencia. Las evaporitas en los depósitos de desborde pueden estar indicando sectores

donde el agua quedaba acumulada durante cierto lapso y sufría progresivos efectos de evapotranspiración. Se asocian con la secuencia intensa bioturbación y niveles de carbonatos laminares que imprimen rasgos característicos a los

depósitos y han sido relacionados con el desarrollo de matas de raíces que obtienen agua a partir de niveles superficiales y de la zona vadosa en ambientes de llanura de inundación (Alonso-Zarza 1999). Registros similares han sido considerados el resultado de eventos menores de ampliación de canal en la zona externa del cinturón propiamente dicho durante episodios de inundación (Benito *et al.* 2003).

Este tramo de la sucesión se interpreta como un sistema dominado por cursos de baja sinuosidad de curso entrelazado. Los cursos permanecieron estacionarios en su ubicación durante largos periodos desarrollando espesos depósitos de albardón y periodos infrecuentes de alta tasa de suministro agua y sedimentos afectaron el umbral de estabilidad geomórfica de los canales y generaron procesos de avulsión. Como síntesis de todo el tramo basal de la columna, puede afirmarse que las geometrías a gran escala señalan una relación A/S ~ 1 en la base de la columna, como lo sugie-

re el diseño de canales de baja sinuosidad (estilo fluvial I) aislados en depósitos de planicie de inundación, que decrece progresivamente hacia el tope, donde los canales de diseño entrelazado (estilo fluvial II) muestran relaciones multilaterales y apilamiento (Martinsen *et al.* 1999). Los niveles de paleosuelos, asociados a subambientes fluviales específicos señalan etapas de estabilidad en los sectores distales de la planicie de inundación, fuera del área de influencia de procesos de desborde o actividad de los canales principales, en otros casos, cuando están desarrollados en los albardones marcan la permanencia por largos periodos de los cinturones fluviales en posiciones más o menos fijas. El régimen climático se interpreta que varió ligeramente desde condiciones semiáridas o subhúmedas, a húmedas pero con cambios estacionales marcados en el régimen de precipitaciones, que controlaron la descarga anormalmente alta en los canales durante ciertos periodos y generaron frecuentes procesos de desborde.

Una superficie de 6to orden separa a estos depósitos del tramo caracterizado por el estilo fluvial II (Fig. 9a). Los cinturones de canal (AF-B) son potentes y se espesan progresivamente hacia el tope de la sucesión

(Fig. 10c y d), al mismo tiempo que disminuye la preservación de los depósitos de llanura de inundación (AF-G asociada con AF-F y E menor proporción).

El estilo fluvial II corresponde a un sistema de baja sinuosidad con diseño entrelazado con un régimen de descarga relativamente estable asociado con depósitos eólicos de reducida extensión en la planicie. La superficie de discontinuidad neta y planar y la arquitectura a gran escala que muestra el apilamiento de los cinturones de canal, sugieren un abrupto cambio en la relación acomodación/suministro, A/S probablemente $S \sim 0,5$ (Martinsen *et al.* 1999). La

deformación que afecta unidades de canal completas que pueden ser seguidas por más de 3 km en la dirección del paleoflujo, como aparece restringida a ciertos niveles estratigráficos, puede haber sido inducida por vibraciones sísmicas y sugiere actividad tectónica contemporánea.

Una nueva discontinuidad de sexto orden, señalada por una conspicua superficie de erosión, separa a los depósitos de canales fluviales entrelazados del estilo fluvial III que corresponde a canales sinuosos (Fig. 9a) y constituyen el tercio superior de la Formación Plottier. En los mismos dominan los depósitos de acreción lateral (AF-C -Fig. 10e y f), estos conforman unidades extensas y representan un estadio de flujo estable en amplios canales que ocuparon la totalidad de la llanura aluvial. Aunque esas unidades son a gran escala de tendencia tabular, la complejidad interna de los cuerpos es variada.

En la figura 10e se observan superficies de acreción lateral de bajo ángulo seguidas por un relleno de canal (AF-B o C) que implica numerosos eventos de corte y relleno que inciden en las superficies acrecionarias, los distintos episodios han tenido lugar en canales más bien someros, sugiriendo que la acreción lateral y la agradación fueron importantes. En la Figura 10b se observa el desarrollo de unidades de acreción de muy bajo ángulo que tuvieron lugar también en canales someros y tras el abandono de las barras en espolón, fueron colmatados por secuencias mixtas (pelitas/areniscas finas). Las unidades típicamente granodecrecientes, el patrón de acreción lateral y agrada-

ción y la geometría final tabular a gran escala (Fig.6) sugieren un patrón sinuoso en canales esencialmente someros con carga mixta, transicional entre las corrientes entrelazadas y los meandriiformes propiamente dichos. Los procesos de avulsión controlaron la migración del sistema y presentan variantes de base a techo. Inicialmente los procesos de avulsión están relacionados con la migración lateral del canal. Los relleños de canal abandonados muestran agradación vertical por pelitas y arenas finas. Probablemente este rasgo esté relacionado con procesos de rápida agradación en el canal que podrían haber afectado el umbral de estabilidad geomórfica del sistema.

En el tope de la sucesión, los nuevos cursos inciden en depósitos de canal preexistentes y desarrollan un patrón claro de relleno complejo, agradable, de menor granulometría que puede relacionarse con baja creación de espacio de acomodación y/o una descarga menor de sedimentos (Aslan y Blum 1999).

Las características del último tramo de la Formación Plottier sugieren una modificación abrupta en la evolución de los sistemas fluviales. Superficies erosivas planas, como las que caracterizan a la base del estilo fluvial III, seguidas por cuerpos de areniscas tabulares y espesos, en ambientes de bajo gradiente señalan el periodo de caída en el nivel de base y estadio temprano de ascenso (Martinsen *et al.* 1999).

CONCLUSIONES

Los depósitos estudiados en los afloramientos al norte del lago Los Barreales asignados a la Formación Plottier suprayacen en esta localidad a los términos superiores de la Formación Portezuelos.

En la base, una baja relación canales/llanura de inundación con una alta tasa de agradación de la planicie sugieren el desarrollo de un sistema fluvial de baja sinuosidad efímero (estilo fluvial I). La restricción de los sistemas de canal puede relacionarse con las condiciones climáticas, probablemente combinadas con subsidencia, hayan controlado temporalmente el desarrollo del sistema dominado por una fuerte agradación de finos en la planicie de inundación con periódicos eventos de flujo en manto y el desarrollo de canales someros, limitados en

su migración por la cohesividad de las orillas. Esto habría favorecido la preservación en el área de estudio, de los registros de fenómenos de avulsión relacionados con eventos de inundación de gran magnitud en la Formación Plottier. Con posterioridad, condiciones de suministro de agua y sedimentos más estables permitieron el desarrollo de canales más extensos y potentes con fenómenos de avulsión, posiblemente relacionados con cambios en la pendiente del canal principal por rápida agradación.

El pasaje gradual en los tramos medios de la unidad hacia un patrón fluvial entrelazado estuvo acompañado por condiciones de suministro de agua y sedimentos y localización de los canales en la faja aluvial más estable. Esto permitió el desarrollo de albardones y episodios de avulsión asociados con canales de desborde. A gran escala, los cinturones de canal entrelazados presentan primero un patrón multilateral. Luego, se identifica un cambio rápido, señalado por una discontinuidad mayor y un cambio en la geometría mayor de los cinturones de canal. El apilamiento del cinturón de canales y la escasa preservación de depósitos de llanura de inundación, sugiere un incremento progresivo en la relación suministro de sedimentos/espacio de acomodación hacia el tope de este tramo.

La instalación del sistema que ocupó casi la totalidad de la planicie de inundación bajo un régimen de carga mixta fue precedida por una notoria discontinuidad también de 6to orden. El cambio en el diseño fluvial acompañado de un estadio de mayor incisión, podría estar indicando modificaciones en la pendiente general. Los canales durante este lapso pudieron, sin la restricción de la cohesividad de los importantes depósitos de llanura de inundación, migrar en la faja aluvial y ocupar progresivamente la totalidad de la planicie. La identificación en el tramo basal de la sucesión de numerosos episodios de canal abandonado, que sugieren la frecuencia de la avulsión controlando la migración lateral del canal, y los procesos de agradación hacia el tope, conjuntamente con los diseños multilaterales de los cinturones de canal, permiten inferir que no existió demasiada modificación en la relación suministro de sedimentos/espacio de acomodación. Sin embargo, esto pudo ocurrir

a expensas de una menor tasa de aporte, puesto que el estilo agradacional del relleno en el tope de la sucesión y el retrabajo de las propias unidades de canal precedentes así lo indicarían.

AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer a SeCyT - UNRC y a la Fundación Antorchas por la ayuda económica brindada para el desarrollo de este trabajo y al Proyecto Dino de la Duke Energy. Se agradece especialmente al Dr. G. Chebli y al Dr. F. Colombo quienes leyeron el manuscrito original y aportaron sugerencias. También a los correctores de la revista se desea agradecer el tiempo y el esfuerzo dedicados a mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alonso-Zarza, A. 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126: 177-191.
- Allen, J. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstones sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33:237-293.
- Aslan, A. y Blum. 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. En: Smith, N. y Rogers, J. (Eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 193-210.
- Benito, G., Sánchez-Moya, M. y Sopena, A., 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology* 157: 107-132.
- Bonaparte, J. 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Fundación Miguel Lillo, Opera Lilloana* 26, 596 p.
- Bonaparte, J. y Coria, R. 1993. Un nuevo y gigantesco saurópodo Titanosaurio de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano) de la provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 30: 271-282.
- Bown, T. y Kraus, M. 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 Baker, V., Kochel, C. y Patton, P. (Eds.). *Flood Geomorphology*. Wiley. 139-156, New York.
- Calvo, J. 1989. Nuevos hallazgos de huellas de dinosaurios en el Albiano-Cenomaniano de 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 Bonaparte, J. 1991. *Andesaurus delgadoi* gen. et sp. nov. (*Saurischia-Sauropoda*), dinosaurio titanosauridae de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano), Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 28 : 303-310.
- Cazau, L. y Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163.
- Coria, J. y Salgado, L., 1995. A new giant carnivorous dinosaur from Cretaceous of Patagonia. *Nature* 377: 224-226.
- Cruz, C. 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico Superior en la zona del Río Diamante Provincia de Mendoza, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 12: 46-54.
- Chiappe, L. y Calvo, J. 1989. El primer *Eniathornithes* (aves) del Cretácico de Patagonia. 6° Jornada Argentina de Paleontología de Vertebrados:19 - 21, San Juan.
- Danderfer, J. y Vera, P. 1992. Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la provincia del Neuquén. En: *Geología y Recursos Minerales del Departamento Confluencia*, Boletín 1. Servicio Geológico Neuquino, Dirección Provincial de Minería, Ministerio de Producción. 91 p.
- Davies-Vollum, K. y Kraus, M. 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology* 140: 235-249.
- De Ferraris, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:121-144, Buenos Aires.
- Decelles, P., Gray, B., Ridgway, K., Cole, R., Pivnic, D., Pequera, N. y Srivastava, P., 1991. Control on synorogenic alluvial-fan architec-

- ture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Digregorio, J. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-505, Córdoba.
- Dreyer, T. 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basí, northern Spain. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*, Special Publication International Association of Sedimentologists 17: 337-362.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 15: 1-67, Buenos Aires.
- Garate Zubiriaga, I. 1990. Contenido Paleontológico del Dpto. Confluencia. Informe Inédito. Dirección Provincial de Minería de Zapala, Neuquén.
- Heredia, S. y Calvo, J. 1996. Sedimentos eólicos en la Formación Río Colorado (Grupo Neuquén) y su relación con la fauna del Cretácico superior. *Ameghiniana* 34:120.
- Herrero Ducloux, H. 1939. Estratigrafía y tectónica de los Estratos de Dinosaurios del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16(180): 16-17.
- Kraus, M. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70.
- Kraus, M. y Wells, T. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. En: Smith, N. y Rogers, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology* 6°, International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 251-268.
- Leanza, H. y Hugo, C. 2001. Cretaceous red beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7. 7° International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem*, 117-122.
- Leckie, D. y Reinson, G. 1993. Effects of middle to late Albian sea level fluctuations in the Cretaceous interior seaway, Western Canada. En: Caldwell, W. y Kauffman, F. (Eds.), *Evolution of the Western Interior Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 39: 151-176.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico de la cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-244.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales* 29 (16): 399-432.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(9): 87-114.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda, C. y Meconi, G. 1993. Approaches to non-marine sequence stratigraphy-theoretical models and examples from Argentine basins. *Proceedings of 7th Institut Francais du Petrole, Conference on Exploration and Production: Subsurface Reservoirs Characterisation for Surface Observations*, 1-19.
- 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: 325-342.
- Martinsen, O. Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkindsen, G. y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 235-259.
- Miall, A. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22: 261-308.
- Miall, A. 1987. Recent Development in the study of Fluvial facies models sedimentology, En: Ethridge, F., Flores, R. y Harvey, M. (Eds.) *Recent Development in Fluvial sedimentology*. SEPM Special Publication 39: 1-9.
- Miall, A. 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag 482 p.
- Morrison, R. 1978. Quaternary soil stratigraphy-concepts, methods, and problems. En: Mahaney, W. (Ed.) , *Quaternary Soils*, Geo Abstracts: 77-108, Norwich.
- Parkash, B., Awasthi, A. y Gohain, K. 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, KurukShetran district, Haryana, India. *Special Publication International Association of Sedimentologists* 6:337-344.
- Retallak, G. 1990. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Unwin Hyman, Inc., 507 p.
- Rossetti, D. y Go'Es, A. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codo' Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology* 135:137-156.
- Schumm, S. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101: 279-294.
- Shuster, M. y Steidtmann, J. 1987. Fluvial sandstone architecture and thrust-induced subsidence, Northern Green River Basin, Wyoming. *SEMP* 39: 279-285
- Smith, G. 1986. Coarsed-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and deposition process. *Geological Society of American, Bulletin* 97: 1-10.
- Sneh, A. 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 1271 -1279.
- Sønderholm, M. y Trsgaard, H. 1998. Proterozoic fluvial styles: response to changes in accommodation space (Rivieradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology* 120: 257-274.
- Tunbridge, I. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U. K.. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Williams, C. y Krause, F. 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 Krause, F. 1996. Preserved organic matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity. *Catena* 28: 1-19.
- Yrigoyen, M. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M. 1979. Cordillera Principal. En: 2° Simposio de Geología regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias I : 345-364, Córdoba.

Recibido: 9 de diciembre, 2003

Aceptado: 8 de marzo, 2005