

Paleoambientes de sedimentación del tramo superior de la Formación Portezuelo, Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Los Barreales, provincia del Neuquén

Maria Lidia SÁNCHEZ¹, Jorge O. CALVO² y Susana HEREDIA³

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto-Ruta 8 Km 603 – Río Cuarto. E-mail: msanchez@exa.unrc.edu.ar

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

E-mail: sheredia@uncoma.edu.ar

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

E-mail: jocalvo40@yahoo.com.ar

RESUMEN. Al norte del lago Los Barreales aflora el tramo superior de la Formación Portezuelo, unidad basal del Subgrupo Río Neuquén (Grupo Neuquén) del Turoniano superior-Coniaciano. En ese sector se realizaron estudios sedimentológicos para determinar los paleoambientes sedimentarios, su evolución y determinar los factores de control más relevantes. Se determinaron 12 litofacias que fueron incluidas en 6 asociaciones de facies. La naturaleza y organización de las asociaciones, permiten el desarrollo de canales fluviales entrelazados gravosos y de carga mixta de baja y alta sinuosidad. Las paleocorrientes son, en general, hacia NE y NO. Los sistemas fluviales estuvieron sujetos a cambios abruptos en el régimen de descarga correlacionables con variables climáticas de corto término. Las variaciones en el tamaño de grano dominante de la carga de lecho, espesores de los cuerpos de canal y proporciones relativas de elementos de canal/llanura de inundación, responden a fluctuaciones de largo término en los niveles de descarga. También se interpreta que las modificaciones en el nivel de base controlaron la arquitectura fluvial a gran escala. El apilamiento de las unidades de canal, se relaciona con una tasa de suministro que no pudo ser, en general, compensada por la tasa de subsidencia. Un ligero incremento de ésta última hacia el tope de la unidad, dio como resultado el desarrollo de áreas anegadas dentro de la llanura de inundación y cuerpos de agua más o menos estables que fueron luego ocupadas por un sistema fluvial de carga mixta de alta sinuosidad.

Palabras clave: *Cretácico, Sistemas Fluviales, Grupo Neuquén, Formación Portezuelo, Sedimentología.*

ABSTRACT. *Sedimentary paleoenvironments of the upper section of Portezuelo Formation, Neuquen Group (Upper Cretaceous), Los Barreales, Neuquen Province.* The upper part of the Portezuelo Formation (upper Turonian-Coniacian; Río Neuquen Subgroup of the Neuquen Group) crops out to the north of the Los Barreales lake. Sedimentological studies in order to determine paleoenvironments, their evolution, and the more relevant controls on deposition were carried out in this area. Twelve lithofacies were defined and included in six facies associations. The nature and arrangement of facies associations suggest the development of gravely braided fluvial systems, as well as mixed-load, low and high sinuosity fluvial systems. The paleocurrents are, in general, toward NE and NW. The fluvial systems were subject to abrupt changes in discharge regime, that we interpret to be related to short term climatic variability. The variations of dominant grain size of the bed load, thickness of channel bodies, and relative proportions of channel/ flood plain elements, respond to long term fluctuations of discharge levels. We also interpret that the modifications in base-level controlled the large-scale fluvial architecture. The stacking of channel units, is related with a rate of sediment supply that, in general, was not compensated by the subsidence rate. In the top of the unit, a slight increase of subsidence rate resulted in the development of flooded areas within the flood plain, and more or less stable water bodies that were then occupied by a high sinuosity, mixed-load fluvial system.

Key words: *Cretaceous, Fluvial Systems, Neuquén Group, Portezuelo Formation, Sedimentology.*

Introducción

El Grupo Neuquén –Cretácico superior- (Digregorio 1972, Cazau y Uliana 1973) o Formación Diamante (Yrigoyen 1972, 1979), comprende depósitos continentales desarrollados en un ambiente restringido, compuestos por sucesiones alternantes de areniscas y fangolitas, conglomerados y areniscas conglomerádicas (Legarreta y Gulisano 1989, Cruz 1993). Está integrado por los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado (Leanza y Hugo 2001).

En líneas generales el conocimiento geológico de este conjunto de unidades formales llamado Grupo Neuquén, en el departamento Confluencia (borde oriental de Cuenca Neuquina) ha sido básico y elemental. Sin embargo dentro de la disciplina paleontológica se han hecho avances espectaculares como el hallazgo de nuevos grupos y especies de dinosaurios saurópodos y terópodos, siendo las principales áreas de estudio las cercanas a las localidades de El Chocón, Rincón de Los Sauces, Lago Pellegrini-Cinco Saltos, ciudad de Neuquén y Lago Los Barreales.

Entre los dinosaurios, los saurópodos fueron los más importantes ya que ellos proveyeron la información acerca de la filogenia del grupo. Nuevos materiales y revisiones de viejos taxones permitieron entender el origen de los Titanosauridae y otros grupos relacionados. *Andesaurus delgadoi* (Calvo y Bonaparte 1991), un primitivo titanosaurido y el saurópodo *Rebbachisaurus tessonei* con vértebras en las caudales medias de tipo anfipláticas (Salgado y Calvo 1995) permitieron el establecimiento de las relaciones filogenéticas dentro y fuera de los Titanosauridae (Salgado *et al.* 1997, Salgado y Calvo 1997). *Rebbachisaurus tessonei* (Calvo y Salgado 1995) es un primitivo diplodócido que ha permitido el entendimiento de las relaciones basales de este grupo. *Nemegtosaurus* y *Quaesitosaurus* de Mongolia reconocidos como diplodócidos (McIntosh 1990, Yu 1993) son miembros de los *Titanosauridae* (Calvo 1994, Calvo 1995); *Pleurocoelus* y *Brachiosaurus* son el grupo hermano de los *Titanosauria* (Salgado *et al.* 1995 1997). De esta manera, los nuevos saurópodos de Neuquén han clarificado una parte de la filogenia del grupo de los Saurópoda. Todos los nuevos hallazgos no sólo han incrementado el conocimiento de la fauna local sino que han permitido un reordenamiento de la fauna de algunos grupos de dinosaurios y las relaciones filogenéticas entre ellas a nivel mundial (Calvo y Salgado 1995, Salgado *et al.* 1997). Los estudios locales de la fauna de vertebrados producen cambios y mejoran los conocimientos que se tienen del grupo tanto a nivel nacional como internacional.

El conocimiento de las faunas fósiles tienen como prioridad darles una correcta ubicación paleoambiental, para determinar la relación del organismo con el ambiente. El conocimiento de la evolución de las secuencias estudiadas permite además comprender la historia geológica de los sectores de la cuenca estudiados.

En lo que hace a las sedimentitas se desconocen áreas concretas de proveniencia, discordancias menores, distribución de facies y paleoambientes. Otra falencia es la falta de integración de los numerosos datos obtenidos en años recientes en la detección, extracción y estudio de la importante fauna de dinosaurios con las unidades portadoras, de hecho la gran mayoría de los aportes carecen de datos geológicos. En el caso particular de la Formación Portezuelo, se suma el haber descubierto recientemente los primeros restos de paleoflora del Grupo Neuquén, lo que permitirá datar ajustadamente esta unidad y acotar temporalmente al grupo en su conjunto.

Sobre esta premisa se ha incorporado el estudio sedimentológico de detalle y algunos aspectos estratigráficos de las diferentes unidades portadoras de los restos fósiles en el departamento Confluencia, en el borde oriental de cuenca neuquina con el objeto de optimizar la información de campo y definir con precisión la paleogeografía y la paleobiogeografía.

El presente estudio está orientado analizar tanto los paleoambientes sedimentarios y para las rocas aflorantes al norte del lago Los Barreales que han sido asignados a la Formación Portezuelo (Digregorio 1972, Cazau y Uliana 1973, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1999, Leanza y Hugo 2001, entre otros). Se propone también un modelo de evolución paleoambiental y se analizan los factores de control más relevantes.

Ubicación y relaciones estratigráficas

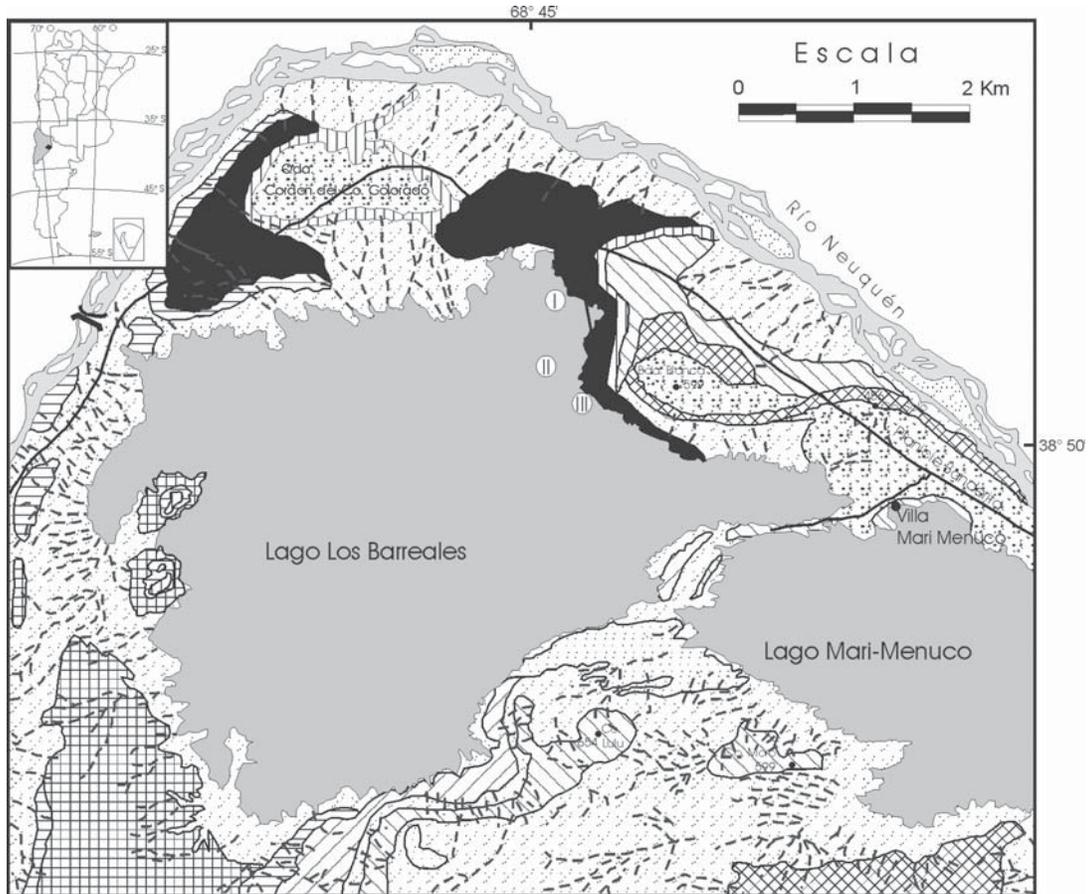
La zona de estudio se encuentra ubicada a los 38°27' de latitud sur y 68°43' de longitud oeste, al norte del lago Los Barreales en el departamento Confluencia, provincia de Neuquén (Fig. 1). En el sector afloran principalmente las unidades incluidas en los Subgrupos Río Neuquén y Río Colorado del Grupo Neuquén.

La Formación Portezuelo, conjuntamente con la Formación Plottier, integra el Subgrupo Río Neuquén, representa la sección basal del Subgrupo Río Neuquén (Digregorio 1972; Cazau y Uliana 1973; Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta *et al.* 1993; Legarreta y Uliana 1999; Leanza y Hugo 2001); está constituida por areniscas grises amarillentas de grano mediano a grueso hasta conglomerádicas e intercalaciones de fangolitas rojas a verdosas y yeso.

Tiene una potencia que varía entre 95 y 130 m de espesor según las localidades y contiene restos de huesos de reptiles, como *Peirosaurus torminne* Price (Gasparini 1982) y *Lomasuchus palpebrosus* (Gasparini *et al.* 1999); restos de troncos y ramas de coníferas (Garate Zubiriaga 1990); bivalvos de agua dulce (Cazau y Uliana 1973) y también restos de aves clasificadas como *Patagonykus puertai* Novas y *Unenlagia comahuensis* Novas y Puerta. La edad asignada para esta Formación es Turoniano superior-Coniaciano inferior (Leanza y Hugo 2001). Al norte del lago Los Barreales la Formación Portezuelo yace en posición subhorizontal (N60°/12°E), y es cubierta por la Formación Plottier (N330°/12 a 14°E).

Leanza y Hugo (2001) consideraron que entre ellas existe relación de concordancia aún cuando que el pasaje es difícil de precisar puesto que solamente puede observarse un incremento notable en los depósitos de llanura de inundación entre ambas. Por su parte, Dandefter y Vera (1992) proponen que ambas unidades en el lago Los Barreales están interdigitadas. Se ha podido comprobar que las formaciones muestran un cierto contraste. Desde el punto de vista paleoambiental existe un cambio notable en la proporción de rellenos de canal/planicie de inundación y un estilo fluvial bien diferenciado. La Formación Plottier se caracteriza por un sistema de baja sinuosidad y está dominada por una intensa agradación en la planicie de inundación y la Formación Portezuelo, como podrá verse más adelante, está caracterizada en su tope por sistemas fluviales de carga mixta con baja y alta sinuosidad. Concomitantemente, la distintiva coloración pardo verdosa y amarillenta de los términos cuspidales de la Formación Portezuelo contrasta fuertemente con el color rojo intenso que caracteriza a Formación Plottier.

De acuerdo con los estudios petrográficos las areniscas provenientes de la Formación Portezuelo son subarcosas y *wackes* feldespáticas y arenitas líticas y arcosas subordinadas. Los componentes mayoritarios son cuarzo mono y policristalino, plagioclasas, en sus variedades sanidina y oligoclasa, con variedades zonadas o con maclas de albita y Carlsbad; feldespatos potásicos, ortoclasa y en forma subordinada de microclino; vidrio volcánico, y fragmentos líticos, tanto volcánicos como de origen metamórfico. Entre los componentes de la fracción mineralógica pesados dominan las micas (frecuentemente muscovita) y en porcentaje decreciente



REFERENCIAS

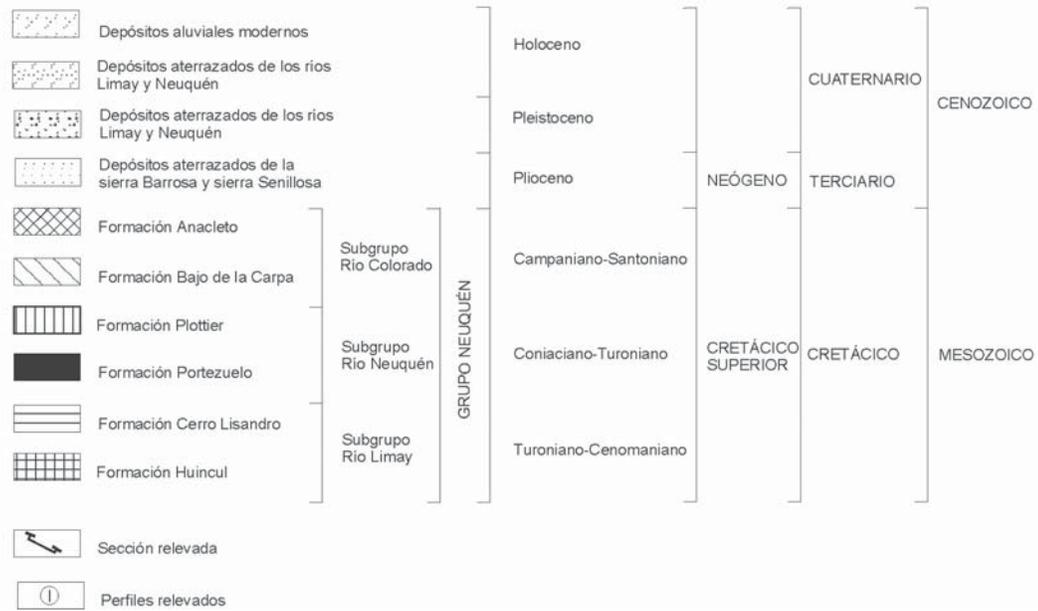


Figura 1: Mapa geológico que incluye la ubicación geográfica y en el que se señala la sección sobre la cual fueron relevados los perfiles (modificado de Dandefér y Vera 1992).

granate, anfíboles (variedad hornblenda), clinopiroxenos), minerales opacos y se identifican en escasas muestras apatita y circón. La composición de los clastos de conglomerados contempla rocas volcánicas, tobas cristalinas e ignimbritas, y rocas sedimentarias, de manera subordinada se han reconocido en la fracción clástica fragmentos procedentes de basamento.

Sedimentología

En el estudio sedimentológico del tramo superior de la Formación Portezuelo se relevaron perfiles sedimentológicos de detalle a lo largo de 1,5 km de exposición continua en sentido NNO-SSE, con escasos tramos cubiertos. En las figuras 2, 3 y 4 se presentan perfiles representativos integrados, los perfiles I y III corresponden a los sectores de Barda Verde y la denominada Locación Abandonada, ubicados en los extremos de la sección indicada en el mapa geológico de la figura 1. La continuidad y calidad de los afloramientos permite establecer correlaciones e identificar la continuidad de las superficies de discontinuidad mayores en gran parte del área de trabajo.

Para el análisis sedimentológico se aplican los conceptos de Miall (1996) y sobre esta base se describen diez litofacies.

Litofacies Gm: es un conglomerado clasto soportado, localmente matriz soportado, con regular selección y clastos subangulosos a subredondeados con TMC de 15 cm y predominio de prolados. La matriz es de tamaño de grano arena-sábulo y tiene, también, regular selección. La gradación está ausente o es normal y son comunes los clastos imbricados, a(t) b (i). Conforman cuerpos irregulares, de 7 a 20 cm de espesor, y de escasa continuidad lateral, con base erosiva de alto relieve.

En muchos casos los conglomerados son intraformacionales y muestran un pasaje a conglomerados con estratificación entrecruzada o están asociados con litofacies Sh o Sm (Fig. 5).

Interpretación: la estrecha asociación de la litofacies con fuertes bases erosivas y la imbricación de clastos sugiere un transporte de carga tractiva bajo condiciones de alta descarga en canales. La localización en depresiones de conglomerados con fábrica abierta, desorganizados sugiere el entrapamiento de los clastos más gruesos por fluctuaciones en la velocidad del flujo durante o después del proceso de incisión del fondo del canal y segregación de finos por corrientes turbulentas. Eventualmente, son de reducida potencia, tapizan las irregularidades del lecho y esto permite asignar el origen de la litofacies a lag de canales.

Litofacies Gh: son conglomerados clasto-soportados o sabulitas regularmente seleccionados de hasta 1 m de potencia. Los clastos son subangulosos a subredondeados, oblados y prolados y TMC de 4 cm. Tienen gradación normal y fábrica con orientación preferencial. La matriz es de tamaño de grano arena a sábulo y presenta selección regular. Las unidades individuales son fácilmente identificables por la presencia de niveles acuñados de areniscas (Sh, Sp y Sr). El contacto basal es neto erosivo planar o ligeramente irregular y se

extiende lateralmente por decenas de metros (Fig. 6).

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

Durante la fase de flujo más estable la depositación por procesos tractivos o de avalancha da lugar al depósito de conglomerados con estratificación entrecruzada oblicua planar (Rhee y Chough 1993). Depósitos similares, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo se forman a partir de barras longitudinales de bajo relieve (Rust 1978, Cavazza 1989, DeCelles *et al.* 1991, Smith y Edwards 1991, Miall 1996).

La presencia de areniscas con laminación paralela o estratificación entrecruzada en el techo de esta litofacies sugiere procesos de agradación simples y la migración de pequeñas formas de lecho en el techo de las barras durante periodos en el que el flujo sólo es capaz de movilizar menores tamaños de grano.

Litofacies Gp: son conglomerados y sabulitas regularmente seleccionados de hasta 0,75 m de espesor. Los clastos son subangulosos a subredondeados con TMC de 3 cm, ecuanes y prolados. Esta facies con estratificación entrecruzada oblicua planar tiene capas frontales con gradación normal y conforman *cosets* de hasta 80 cm de espesor limitados en base y techo por litofacies Gh o Gm (Figs. 5 y 7). Presenta contactos basales netos, ligeramente erosivos y se extiende lateralmente por más 90 m configurando cuerpos con tendencia tabular.

Interpretación: la estratificación oblicua planar bien desarrollada en gravas ha sido interpretada por varios autores (Hein y Walker 1977, Kraus 1984, Masari 1983, Middleton y Trujillo 1984) a la migración de barras transversales en canales de baja sinuosidad. Este tipo de barras requiere profundidades de agua mayor que el espesor de las capas 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.

Litofacies Gt: son conglomerados clasto-soportados o sabulitas regularmente seleccionados. Los clastos son subangulosos a subredondeados, oblados y prolados y el TMC es de 3 cm. Tienen gradación normal, la matriz es de tamaño arena y presenta selección regular. Las unidades individuales oscilan entre los 0,2 y 0,3 m de espesor y pueden extenderse lateralmente por varios metros constituyendo cuerpos lenticulares con contacto basal erosivo, pueden ser transicionalmente cubiertas por areniscas con estratificación entrecruzada oblicua planar (Fig. 8).

Interpretación: los cuerpos lenticulares son el resultado de la acreción de formas de lecho, dunas de bajo relieve y crestas sinuosas, desarrolladas en canales. Constituyen depósitos de fondo de canal en condiciones de alto régimen de flujo (Masari 1983, Smith y Edwards 1991).

Litofacies Sm: son areniscas moderadamente seleccionadas con tamaño de grano mediano o grueso con clastos dispersos tamaño guija y guijarro. Son masivas y en algunos casos muestran una estratificación plano paralela o mal definida.

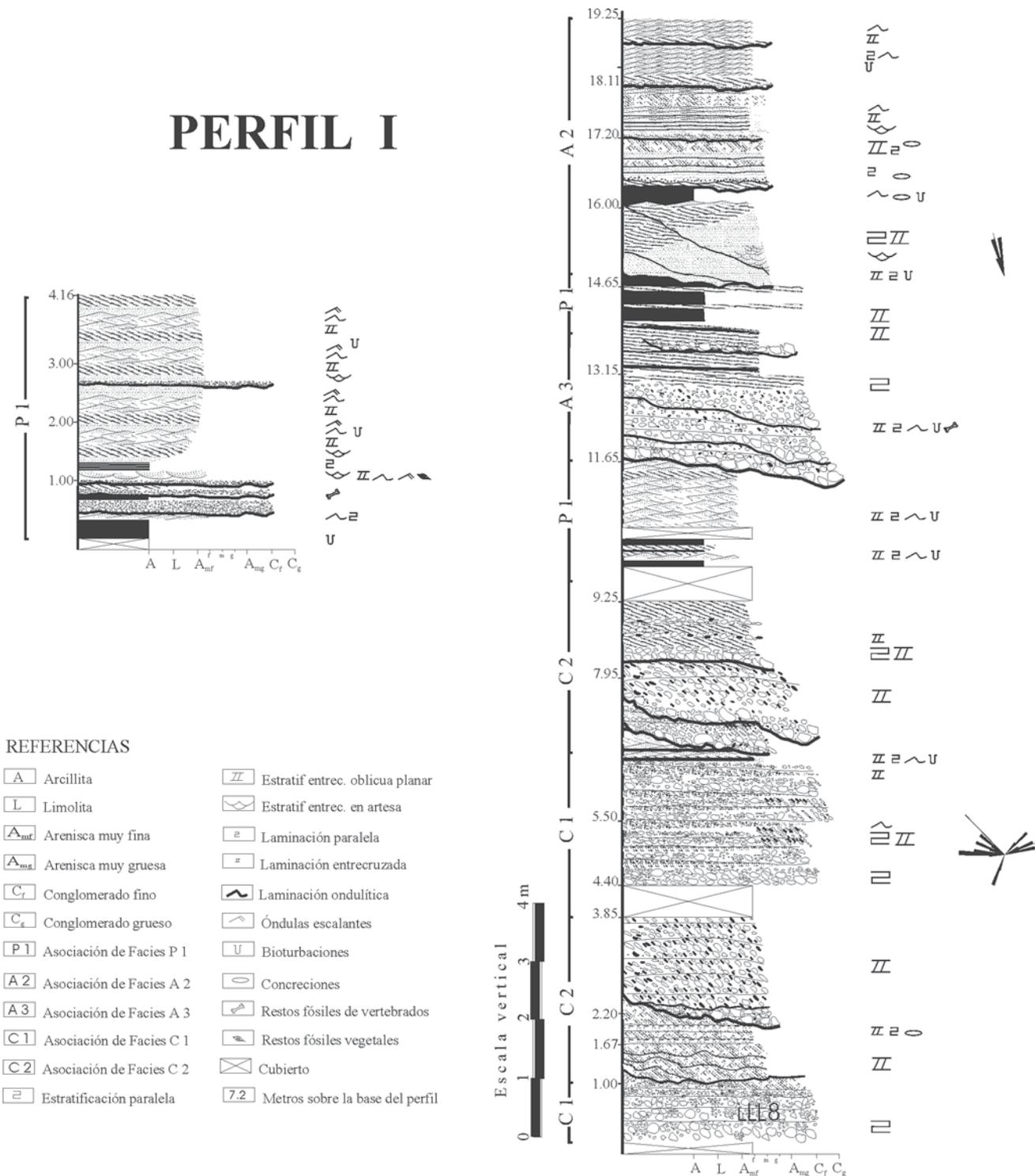


Figura 2: Perfiles de Barda Verde (Perfil I, mapa Fig. 1) borde norte del lago Los Barreales. Es representativo del tramo medio superior de la sucesión estudiada.

Esta litofacies integra cuerpos acuñados y con una extensión lateral de aproximadamente 20 m. Normalmente está intercalada o suprayaciendo a la litofacies Gh.

Interpretación: los caracteres generales parecen corresponder a diferentes estadios en la evolución de barras entre canales entrelazados, cuando la movilidad de la carga tractiva,

condicionada por la profundidad de flujo, queda restringida a los tamaños de grano más finos.

Litofacies Sh: son areniscas moderadamente seleccionadas de grano fino a mediano con estratificación paralela delgada e, internamente, laminación paralela y gradación normal. Pre-

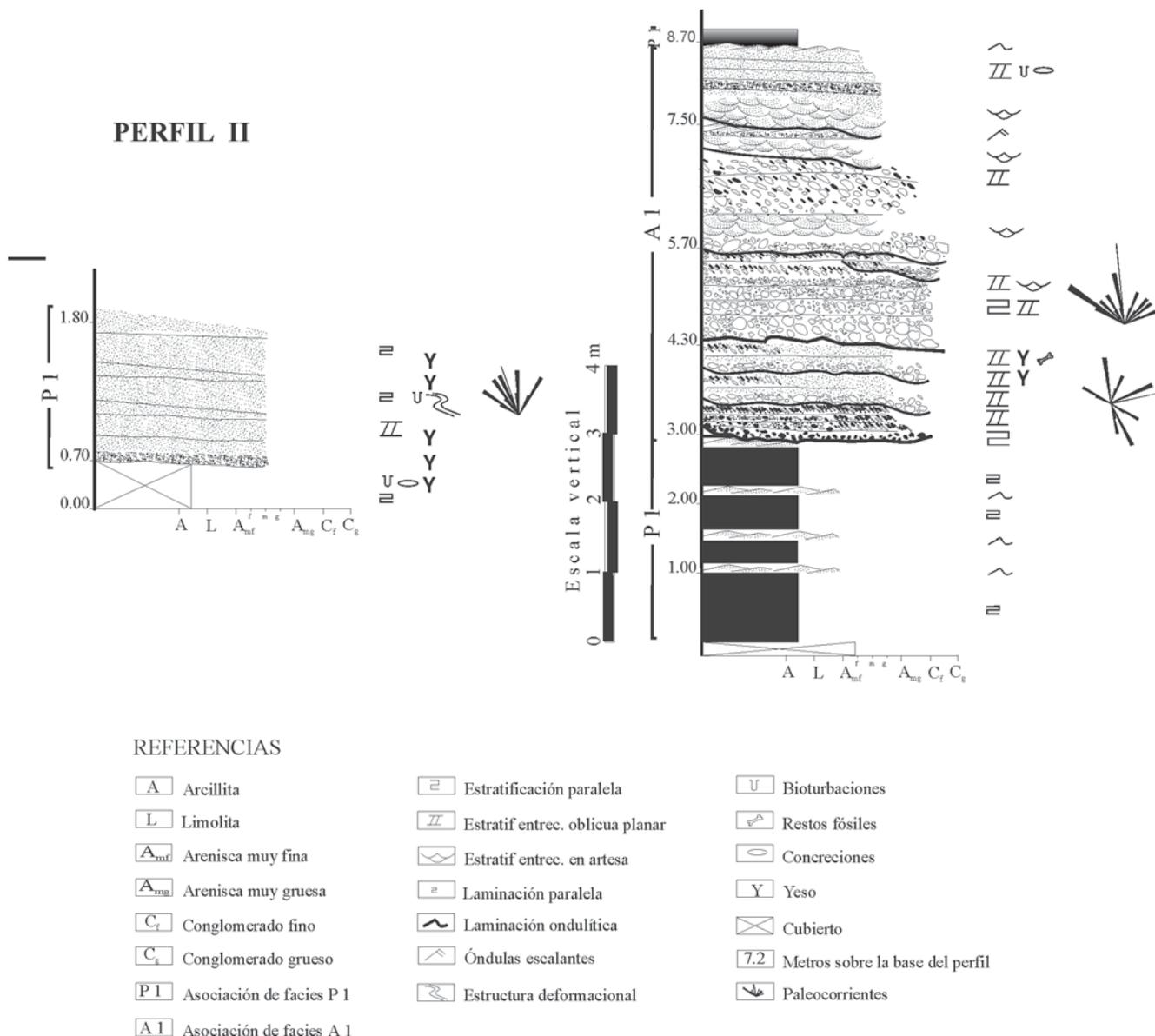


Figura 3: Perfil II ubicado a 700 m aproximadamente del perfil I, entre Barda Verde y Locación Abandonada. Su ubicación puede verse en la figura 1. Corresponde al tramo inferior de la sucesión estudiada. AF: Asociación de facies.

sentan base neta planar o erosiva. Están comúnmente asociadas con las litofacies Sp, Sr y Fl. Eventualmente integran cuñas asociadas con las litofacies Gh o Gm (Fig. 5). En algunas secciones la bioturbación es un rasgo conspicuo en esta litofacies, al enmascarar las estructuras sedimentarias primarias y generar un típico moteado.

Interpretación: la presencia de bases erosivas y la tendencia granodreciente indica una depositación en canales. Sin embargo, la variabilidad en las litofacies asociadas sugiere que pueden tener origen bajo variadas condiciones.

Esporádicamente se identifican unidades con Sh/Sp/Sr/Fl sugiriendo una progresiva disminución en el régimen de flujo donde los niveles de pelitas pueden ocasionalmente ser discontinuos o estar ausentes debido a su remoción por parte de los flujos subsiguientes. En este caso el apilamiento de

unidades integradas por Sh representa la depositación a partir flujos someros, de capa plana de alto régimen (Paola *et al.* 1989, Bridge y Best 1997, Alexander *et al.* 2001).

Otras veces la asociación de Sh con Gm (Fig. 5) sugiere relleno de canales durante episodios de alta descarga por flujos de alta energía (Blair 1987, Blair y McPherson 1994).

Eventualmente, la superficie de corte de canal presenta un reducido espesor de "lag" y está cubierta por Sh y Sp sugiriendo 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 transversales en el canal (DeCelles *et al.* 1991).

Las unidades menores, acuñadas entre facies Gh, se interpretan como simples depósitos de techos de barras gravosas en corrientes entrelazadas (Ramos y Sopena 1983).

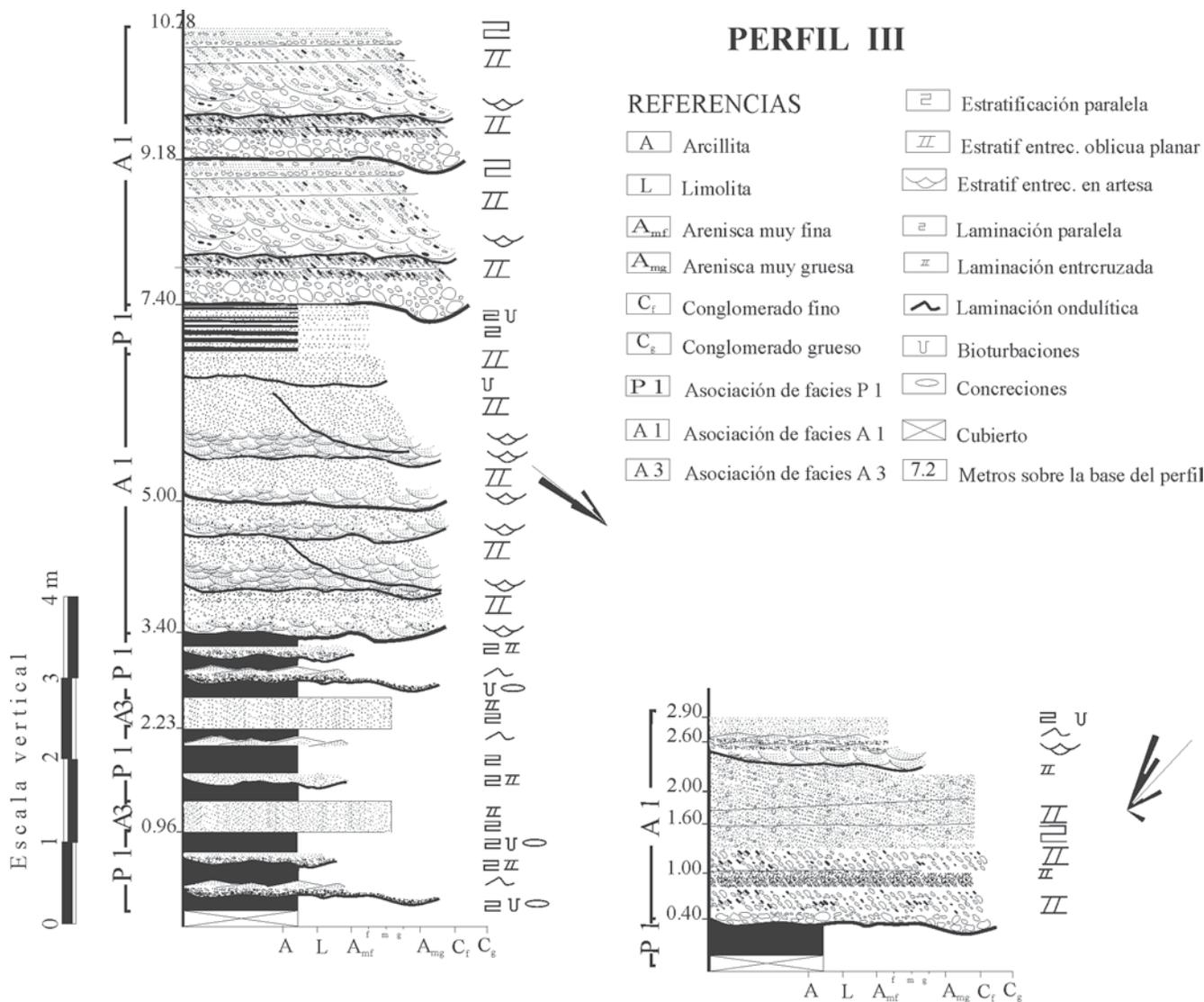


Figura 4: Perfil de la Locación Abandonada (Perfil III-Fig. 1) a 1,5 Km del Perfil II (Barda Verde) en la figura 2. Corresponde al tramo superior de la sucesión estudiada. Referencia. (AF) Asociación de facies.

La intensa bioturbación y moteado de la litofacies sugiere un funcionamiento episódico del sistema de canal.

Litofacies Sp: son areniscas de grano mediano a grueso regularmente seleccionadas, que en forma ocasional incluyen gránulos en las capas frontales y topes de algunos “cosets”. Estos últimos también pueden mostrar óndulas preservadas. Sólo localmente pueden identificarse intercalaciones pelíticas. La litofacies conforma cuerpos con gradación normal y de base erosiva o constituye cuerpos acunados menores entre las litofacies Gh. Es común la presencia de varios “sets” de estratificación entrecruzada con una tendencia tabular y superficies de reactivación (Fig. 9).

Interpretación: representan la migración de formas de lecho en canales que pueden relacionarse con barras transversales. 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 más bajos de flujo de corriente.

Litofacies St: son areniscas de grano mediano, moderadamente seleccionadas que integran cuerpos tabulares o lenticulares con tendencia general granodecreciente y base erosiva (Fig. 10). Comúnmente están asociadas con las litofacies Sh, Sp y Sr.

Corresponde a la migración de formas de lecho en la base de un relleno de canal.

Litofacies Sr: son areniscas de grano fino a muy fino, eventualmente con alto contenido de limo, con moderada selección, que presentan laminación entrecruzada oblicua planar y en artesa, óndulas escalantes y de oscilación (Figs. 11a y b). Normalmente se hallan en sucesiones que pueden alcanzar hasta 4 m de espesor.

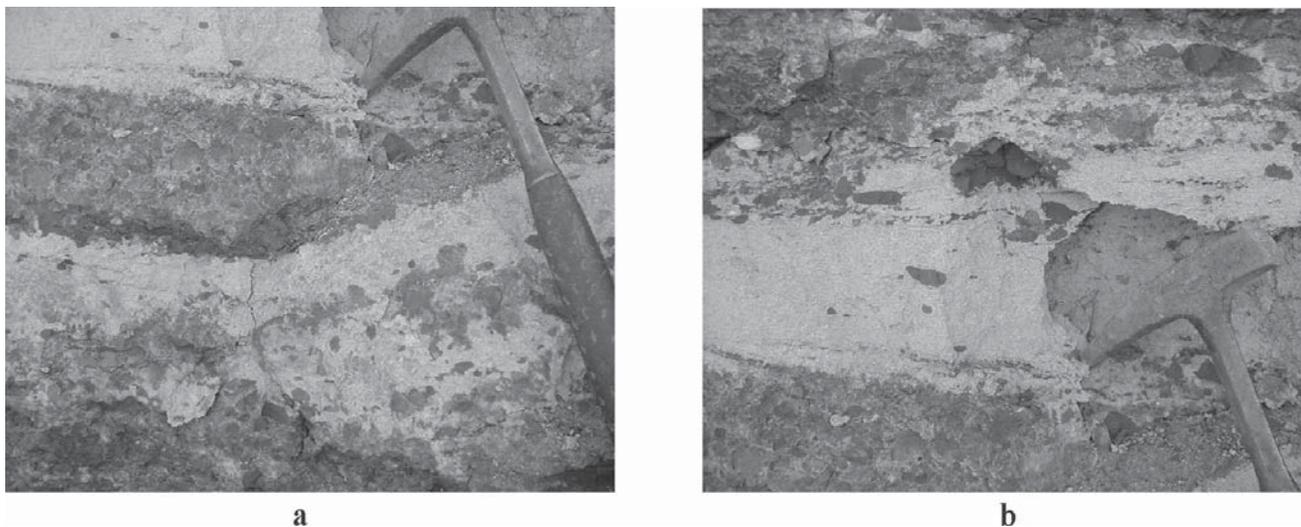


Figura 5: a) En la parte inferior se observa de Gm a Sh. b) detalle de la parte superior de la figura anterior. Obsérvese el conglomerado intraformacional masivo en la base y con estratificación entrecruzada en el tope.

Interpretación: son el resultado de la migración de pequeñas formas de lecho en canales o llanura de inundación.

Litofacies Fl: son arcilitas y limolitas finamente laminadas en cuerpos de hasta 4 m de potencia. Presentan bases netas planares y conforman unidades tabulares, que pueden incluir a las litofacies Sh, Sr y Fm. Un rasgo característico es la intensa bioturbación que oblitera las estructuras sedimentarias primarias o produce intensa mezcla de materiales.

Interpretación: en general representan procesos de deposición en condiciones de bajo régimen de flujo. En algunos casos las sucesiones y estructuras sedimentarias primarias

sugieren flujos con rápida pérdida de la competencia. Los caracteres internos, alternancia de arenisca-pelita, se atribuyen a episodios de deposición en forma selectiva directamente a partir de la suspensión y de la migración de pequeñas formas de lecho.

Litofacies Fr: son arcilitas y limolitas con laminación ondulosa y óndulas de oscilación. Conforman unidades tabulares que incluyen además litofacies Sh, Sr y Fm. Éstas presentan bases netas planares o gradacionales y hasta 1 m de espesor.



Figura 6: Litofacies Gh que incluye algunos niveles de Sh acuñados.

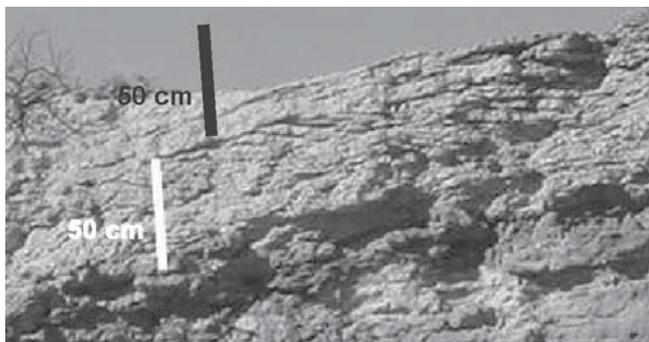


Figura 7: Litofacies Gh que incluye algunos niveles de Sh acuñados.

Interpretación: constituyen unidades depositadas en condiciones de bajo régimen de flujo generalmente asociadas con la llanura de inundación o abandono de canales.

Litofacies Fm: son arcilitas y limolitas masivas en niveles de hasta 0, 25 m de espesor. Integran conjuntamente con las litofacies Sh, Sr y Fl, unidades tabulares, las cuales presentan bases netas planares. Es común un alto grado de bioturbación.

Interpretación: los caracteres generales de las litofacies y su asociación con otras generadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo y la abundante bioturbación indican que su depositación tuvo lugar en un ambiente de baja energía.

Descripción de las asociaciones de facies

Las litofacies identificadas integran seis asociaciones (Fig. 12), dos de ellas conglomerádicas (C 1, C 2), otras tres de areniscas (A 1, A 2 y A3), y la restante con dominio de depósitos pelíticos (P 1).

Asociación C 1 (AFC 1): constituye cuerpos tabulares conglomerádicos, con bases erosivas ligeramente irregulares y más de 150 m de extensión lateral. Está integrada principalmente por las litofacies Gh y Gm y, en forma subordinada, Sh y Sp (Fig. 13). Se identifican superficies de erosión internas y



Figura 9: Litofacies Sp, obsérvese la presencia de gránulos en las capas frontales y las superficies horizontales separan cosets de estratificación entrecruzada.



Figura 8: Litofacies Gt cubiertas por Gp.

por lo tanto la geometría final representa el apilamiento de varias unidades.

Interpretación: se interpretan como rellenos de canal de baja sinusidad donde la depositación tuvo lugar mayormente en forma de mantos de grava. Bajo condiciones de alta descarga los mantos sufrieron agradación vertical y probablemente durante periodos de descarga normal y corriente abajo se desarrollaron barras longitudinales. Considerando la identificación de superficies de erosión múltiples puede suponerse que las unidades superpuestas que representan un simple evento depositacional en el relleno de canal. Los delgados niveles de areniscas intercalados probablemente están relacionados con estadios en los que el flujo solo movilizaba como carga tractiva los detritos de granulometría arena en el techo de las unidades.

Los caracteres generales de la asociación revelan cambios multipisódicos en la energía del flujo y en la tasa de descarga de agua y sedimentos.

Asociación C 2 (AFC 2): comprende cuerpos tabulares integrados principalmente por las litofacies Gm o Gt, Gp y Gh y en forma subordinada Sh y Sp agrupadas en unidades menores limitadas por superficies de erosión. Tienen bases erosivas ligeramente irregulares. Conjuntamente con AFC 1



Figura 10: La flecha señala un conspicuo nivel con estratificación entrecruzada en artesas en un relleno de canal arenoso.

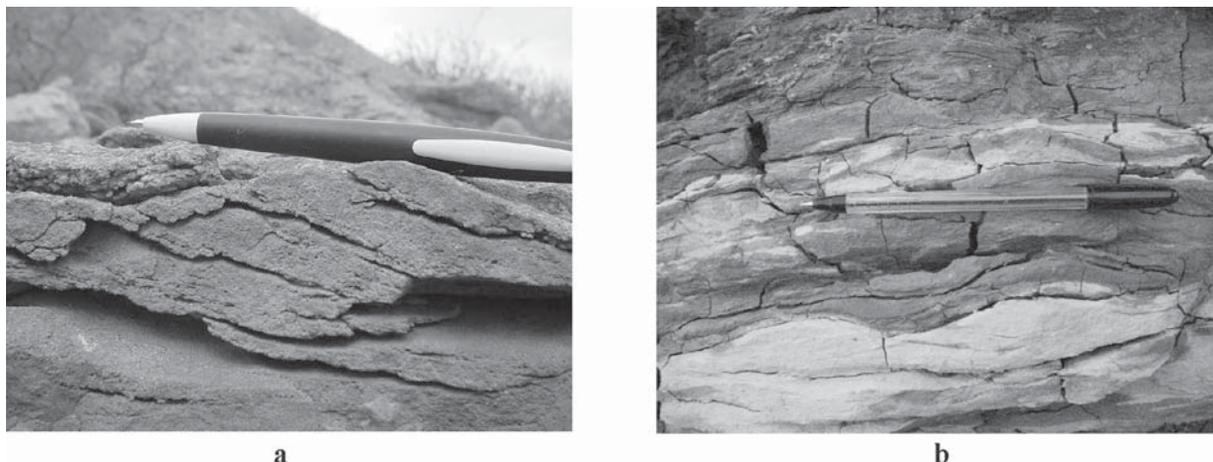


Figura 11: a) Nivel de óndulas escalantes en el techo de un estrato con estratificación oblicua planar. b) Nivel de óndulas de oscilación en depósitos de llanura de inundación.

constituyen más 20 % de la sección estudiada.

Interpretación: se interpreta como el relleno de canales de baja sinuosidad. Las sucesiones incluyen la migración de formas tridimensionales en las partes más profundas del canal y relacionadas con la fase inicial del relleno. Luego, AFC 2 registra la migración de barras simples representadas por *sets* de estratificación entrecruzada planar (Gp), mostrando procesos de acreción comunes de la macroforma gravosa. Internamente registran numerosas superficies de erosión.

El desarrollo de barras transversales (litofacies Gp en AFC 2 – Fig. 14) sugiere la presencia de canales con flujo más estable que en AFC 1 y la conformación de cuerpos más potentes sugiere profundidad mayor en el canal.

Asociación A 1 (AFA 1): son cuerpos lenticulares o con ligera tendencia tabular integrados por areniscas. Predomina la litofacies Sp, aunque incluyen también St, Sh y Sr, subordinadas (Fig. 15). En algunos casos las litofacies Sp y Sh forman parte del mismo *set* puesto que no se identifican contactos netos entre ellas. Los *sets* de Sp muestran numerosas superficies de reactivación. Cuando los conglomerados están presentes son intraformacionales (Gm, Gh y Gp) o son muy finos y constituyen menos del 10% de la asociación.

Interpretación: representa rellenos complejos de canal, los cuerpos tabulares resultan del apilamiento de numerosos cuerpos menores de canal que inciden y localmente se solapan lateralmente. Los canales individuales registran la migración de simples barras transversales y compuestas subordinadas (Allen 1983) y están dominados por procesos de agradación. Los conglomerados intraformacionales representan la fase inicial de corte y relleno de canal (Fig. 5) iniciada bajo condiciones de alto régimen de flujo y alta descarga de agua y sedimentos.

La relación de superposición vertical de los canales sugiere la implantación repetida de las unidades de canal activo dentro de la misma faja aluvial dentro de largos periodos.

Un rasgo conspicuo de la asociación es su estrecha vinculación con depósitos de albardón caracterizados por la alternancia de areniscas y pelitas (Arche y López-Gómez 1999, Ferguson y Brierly 1999). Las litofacies arenosas más frecuen-

tes son Sm, Sh, Sp y Sr y son comunes los rasgos de deformación asociados con sedimentos saturados (Fig. 16).

En algunas secciones se identifican depósitos de albardón cortados por canales de descarga (Bristow *et al.* 1999). El rasgo distintivo es la profusa bioturbación de las unidades y el desarrollo pedogénico. Localmente los depósitos muestran evidencias de retrabajo eólico (Fig. 17).

Asociación A 2 (AFA 2): constituye unidades tipo épsilon de bajo ángulo, granodecrecientes, integradas por integradas por las litofacies St, Sh, Sp y Sr. En conjunto constituyen cuerpos tabulares (Figura 18) de gran extensión lateral limitados por depósitos de llanura de inundación.

Interpretación: representa el desarrollo de unidades de acreción lateral relacionadas con canales sinuosos (Miall 1996, Arche y López-Gómez 1999). Las unidades tabulares compuestas sugieren que cada episodio de canalización fue seguido por un relleno asimétrico y migración lateral de la corriente. Aunque la exposición es arealmente restringida se estima que los canales fueron poco profundos y la superposición lateral y vertical de los paleocanales representa repetidos procesos de erosión y acreción lateral en una planicie de inundación.

Asociación A 3 (AFA 3): Consiste fundamentalmente de las litofacies Sh y, subordinadas, Gm y Sp. Conforman cuerpos tabulares o lenticulares granodecrecientes, de escasa potencia y con bases netas erosivas (Fig. 19). Las unidades individuales pueden estar limitadas por marcadas superficies de erosión, mostrar tendencia granodecreciente y presentar estratificación entrecruzada en sus techos.

Interpretación: su origen está asociado con múltiples eventos de sedimentación en ocasiones canalizados, constituyendo entonces rellenos de canal multiepisódicos. La tendencia granodecreciente refleja fluctuaciones en la descarga que, algunas veces, dieron lugar a la migración de pequeñas barras transversales. La asociación se encuentra aislada en depósitos de llanura de inundación y su estrecha relación con depósitos de canal permite asignarlos a eventos de desborde del canal principal por sobre la llanura de inundación.

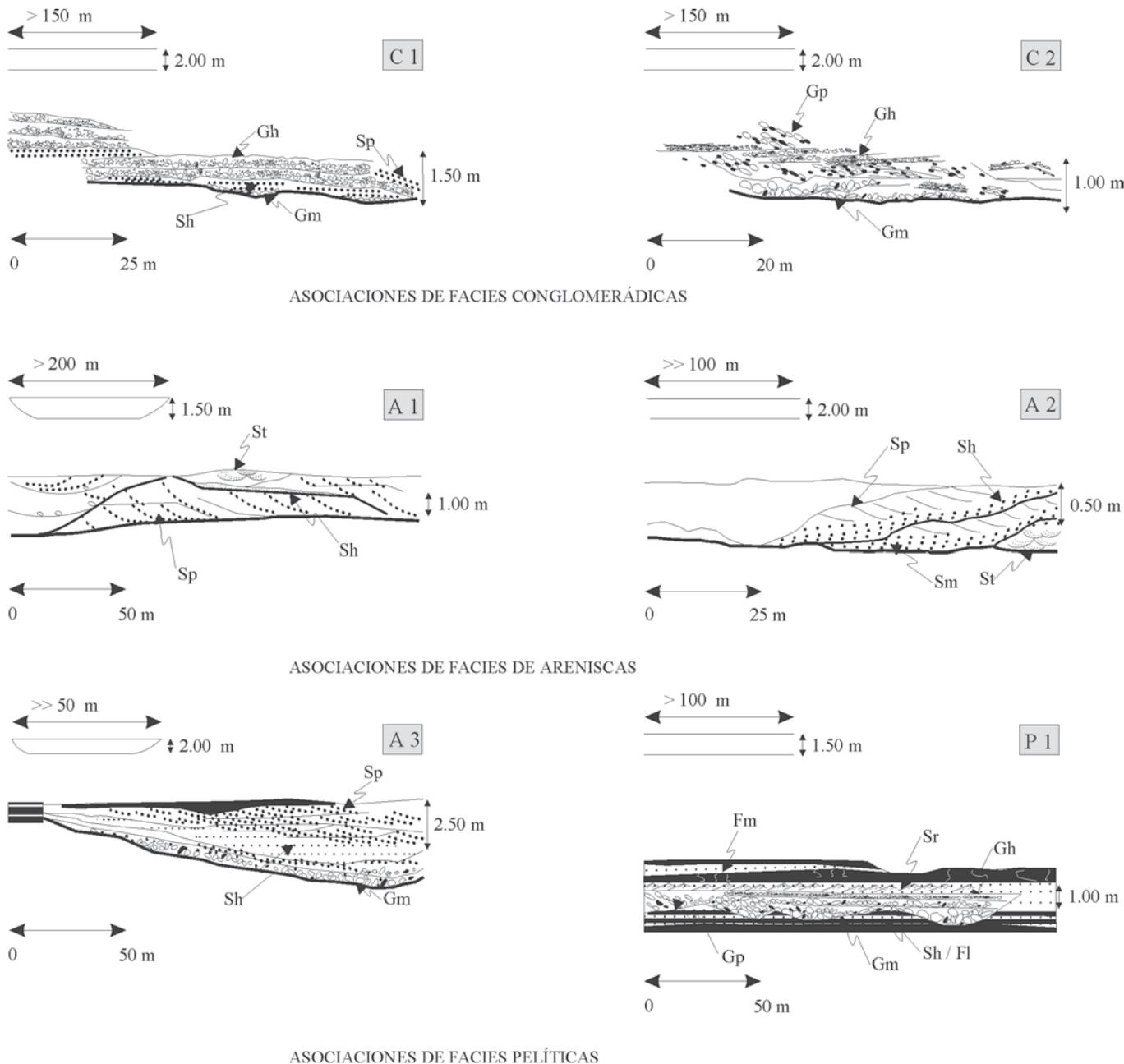


Figura 12: Cuadro de asociaciones de facies (AF) identificadas en la Formación Portezuelo en la zona del lago Los Barreales.

Asociación P 1 (AFP 1): comprende más del 40% del tercio superior de la sección estudiada. Las unidades están dominadas por limolitas, areniscas de grano fino y muy fino y arcilitas (Sh/Fl/Fm/Fr). Presentan geometría tabular o se adaptan a la topografía preexistente y, frecuentemente, la continuidad de las mismas en las secciones es interrumpida por procesos de migración del cinturón de canales entrelazados o eventos de desborde del canal principal (Fig. 19). Las litofacies arenosas más comunes son Sm, Sh, Sp y Sr y son comunes los rasgos de deformación asociados con sedimentos saturados (Fig. 16) y una intensa bioturbación.

Presentan variaciones locales en color, desde un rojo intenso a pardo amarillento y pardo verdoso. En este último caso

preservan niveles carbonosos y delicados restos vegetales (hojas de angiospermas) y troncos silicificados. También se han colectado peces, bivalvos y cocodrilos.

Interpretación: se interpretan como depósitos de agradación en la llanura de inundación. Gran parte de la sucesión que comprende a las litofacies Sh/Fl/Fm/Fr comprende a depósitos de decantación pura o procesos de tracción-decantación en un ambiente de baja.

La llanura de inundación relacionada a rellenos de canal arenosos muestra un fuerte incremento en la proporción de la granulometría arcilla con respecto a la relacionada con canales conglomerádicos.



Figura 13.- Litofacies conglomerádicas de relleno de canal. Puede observarse la base erosiva del canal y las litofacies que caracterizan a AFC 1. Puede verse el pasaje lateral de las litofacies Gh a Gp y la intercalación de Sh y Gh.

En algunos tramos de los depósitos la coloración verdosa con niveles intercalados gris oscuros, con alto contenido de materia orgánica, sugieren cuerpos de agua vinculados con sectores deprimidos dentro de la planicie donde los procesos de decantación pura fueron dominantes. Otra evidencia importante del funcionamiento de estos subambientes en la llanura de inundación es el desarrollo de niveles con óndulas de oscilación. Probablemente éstos eran alimentados temporariamente por el ascenso del nivel freático.

El suministro de carga tractiva tuvo origen en periodos de alta descarga y los consecuentes desbordes del canal principal. Registros de estos episodios son las intercalaciones de

niveles arenosos e, incluso, conglomerádicos finos entre los depósitos de decantación pura.

Diseño del sistema fluvial

La naturaleza y organización de las asociaciones de facies (Figura 12), permiten postular que el tramo superior de la Formación Portezuelo en la zona del lago Los Barreales, está caracterizado por el desarrollo de canales fluviales de carga mixta, predominantemente arenosa, cuyo diseño varía desde sistemas fluviales entrelazados a sinuosos con desarrollo de abundantes facies de desborde en la llanura de inundación y de unidades de acreción lateral.

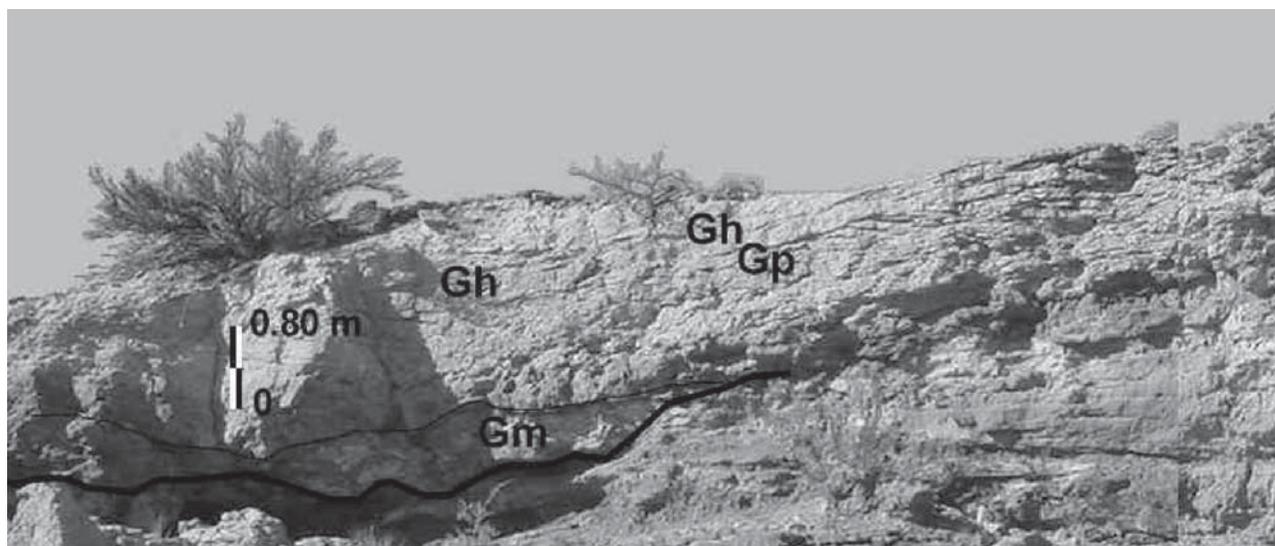


Figura 14.- Relleno conglomerádico de canal (AFC 2) integrado por las litofacies Gm, Gh y Gp. Se observan una base erosiva mayor y dos menores

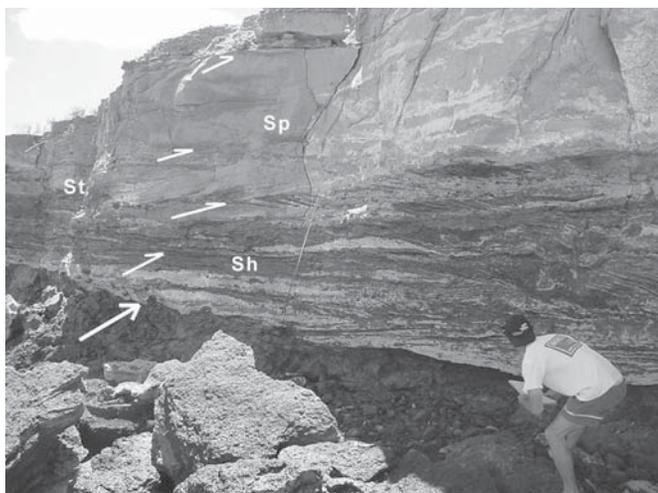


Figura 15: Elemento AFP 1. Se observan varios rellenos de canal superpuestos. La flecha gruesa indica una superficie de erosión mayor, la superficie erosión corta un potente depósito de llanura de inundación de más 3,50 m. Las flechas más delgadas señalan otras superficies menores. Nótese que las bases son erosivas y presentan sectores con intensa Deformación.

Sistema fluvial entrelazado gravoso

Está representado esencialmente por las asociaciones AFC 1 y AFC 2 (Fig. 12 y bloques diagramas II y III de la Figura 20), donde los conglomerados constituyen aproximadamente el 80% con escasa representación de AFP 1. Por analogía con sistemas fluviales entrelazados gravosos se considera que el relleno de canal ocurrió durante picos de descarga y los conglomerados acrecieron como mantos durante el alto estadio de flujo y corriente abajo mientras se producía la disminución de la descarga de agua y sedimentos.

Las unidades de areniscas pueden representar el relleno de *scours* someros en el bajo régimen de flujo durante periodos de somerización de la corriente sobre las barras acreciendo activamente. La identificación de unidades discontinuas de Sh/FI que suprayacen directamente sobre las litofacies Gh pueden ser interpretadas como el resultado de una rápida declinación en la velocidad desde el alto estadio de inundación cuando la acumulación en el área activa de sedimentación se produce por acreción vertical de sedimentos finos y se localizan sobre los laterales de las barras que acrecieron.

Los canales con relleno arenoso pueden corresponder a aquellos secundarios, activos durante periodos de baja descarga, cuando las formas de barra mayores eran inactivas. Las numerosas superficies de corte y relleno atestiguan su funcionamiento episódico.

La identificación de tramos con depósitos de barras transversales sugiere flujos más permanentes y profundización de los canales. Sin embargo, el reconocimiento de numerosos niveles de yeso permite inferir que las condiciones de descarga fueron igualmente fluctuantes.

Los depósitos de llanura de inundación, si están presentes, son arenosos, sugiriendo que los canales sólo afectaban a la llanura de inundación durante los picos de inundación con una provisión alta de sedimentos gruesos (Brakenridge 1988).



Figura 16: Fuerte deformación con repliegue de las unidades arenosas.

Sistema fluvial arenoso de carga mixta con baja sinuosidad

Lo caracterizan las asociaciones AFA 1, AFA 3 y AFP 1. El sistema está dominado por depósitos de intercanal. Los rellenos de canal representan 40%, o menos, en ciertos sectores de la columna, y están dominados por migración de barras transversales simples y complejas (Fig. 20: blocks diagramas I y V). La geometría tipo cordoniforme de las unidades individuales con apilamiento vertical y ocasional solapamiento lateral definen extensos cuerpos arenosos que alternan con potentes depósitos de llanura de inundación (Fig. 12).

El sistema se caracteriza inicialmente por un relleno relativamente simple de barras transversales. La identificación de unidades de albardón cortadas por canales de descarga permite suponer que la faja aluvial permaneció estable, con un fuerte control de las fluctuaciones en la descarga generando intensa agradación en el canal por modificaciones en su gradiente

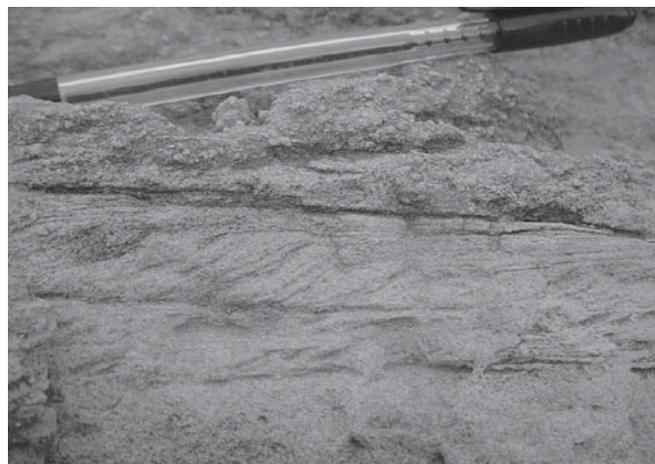


Figura 17: Niveles de retrabajo eólico en los que se observa una clara diferenciación de minerales o fragmentos livianos y pesados, una delicada laminación entrecruzada y óndulas.



Figura 18: En la parte superior, unidades de acreción lateral (A 2). Nótese el reducido espesor del cuerpo compuesto por A 2. En la parte inferior un canal de menor envergadura, de diseño rectilíneo, corta depósitos de llanura de inundación, obsérvese la multiplicidad de unidades granodecrecientes dominadas por laminación paralela (Sh).

(Schumm 1993, Kraus y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001). Estos eventos serían responsables del desarrollo de extendidos depósitos de desborde.

Las secuencias de *albardón* presentan una profusa bioturbación y abundantes niveles de yeso. Este mineral también se presenta como reemplazo de raíces (Fig. 21). Las unidades inclinan fuertemente a partir de los márgenes del canal y están cortadas por canales de desborde.

Las unidades asignables a redes de canales entrelazados en los tramos más altos de la secuencia exhiben un incremento notable de arenas en los depósitos de llanura de inundación. Los canales, en sus bases, presentan areniscas sabulíticas y niveles de conglomerados finos. El incremento en el tamaño de grano va acompañado de una mayor frecuencia y desarrollo de unidades de desborde que se alcanzan sectores distales de la planicie de inundación, donde mantienen una geometría tabular que se extiende en el orden del centenar de metros. Asociado con este sistema se han identificado sectores correspondientes a subambientes de aguas quietas, más o

menos permanentes, cuya alimentación habría provenido tanto de eventos de inundación como a partir del nivel freático.

La distribución espacial de los elementos arquitecturales permite inferir el desarrollo de tributarios menores, de diseño rectilíneo y funcionamiento efímero que cortan la sucesión de la llanura de inundación.

La baja relación depósitos de canal/llanura de inundación, la abundancia de unidades de desborde, la falta de conexión de unidades de canal mayores y el diseño tipo cordoniforme, permiten suponer el desarrollo de un sistema de carga mixta con baja sinuosidad en el que los cinturones de canal ocuparon posiciones relativamente estables durante periodos prolongados.

Sistema fluvial arenoso de alta sinuosidad

Este sistema (Fig. 20: bloque diagrama IV), está caracterizado por el desarrollo de unidades de acreción lateral AFA 2, donde dominan las litofacies Sh y St, por migración de dunas en el bajo régimen de flujo, y Sp, resultantes de la migración de pequeñas formas de barras transversas en el canal. Los rellenos de canal abandonados muestran agradación vertical por arenas finas (Sh y Sr) y pelitas (Fl). Las unidades son extensas y poco potentes, representando un estadio de flujo estable en canales amplios y someros, y están limitadas por espesos depósitos de llanura de inundación (AFP 1).

Las unidades típicamente granodecrecientes, el patrón de acreción lateral y la geometría tabular a gran escala de los cuerpos de arena, inmersos en depósitos de planicie de inundación sugieren un patrón canal sinuoso, típico de sistemas de alta sinuosidad (Miall 1996).



Figura 19: Depósitos de llanura de inundación (AFP 1) en el sector de la Locación Abandonada donde se identifican dos cuerpos arenosos. El inferior compuesto por dos cuerpos lenticulares que se solapan lateralmente, se observan la superficie de erosión neta en la base de las unidades arenosas y numerosos eventos de relleno granodecrecientes separados por superficies de corte y relleno menores. El superior es un cuerpo arenoso con geometría más tabular que se extiende lateralmente por decenas de metros.

Evolución paleoambiental

En el tramo estudiado de la Formación Portezuelo, se observan variaciones en las litofacies, geometrías y distribución espacial de las asociaciones de facies y una ligera tendencia general granodecreciente en toda la columna. El cambio en el estilo fluvial es siempre precedido por una superficie de discontinuidad mayor que se identifica en la totalidad del área estudiada.

La sucesión se inicia con potentes depósitos de planicie de inundación con alto contenido de arcilla asociada con canales

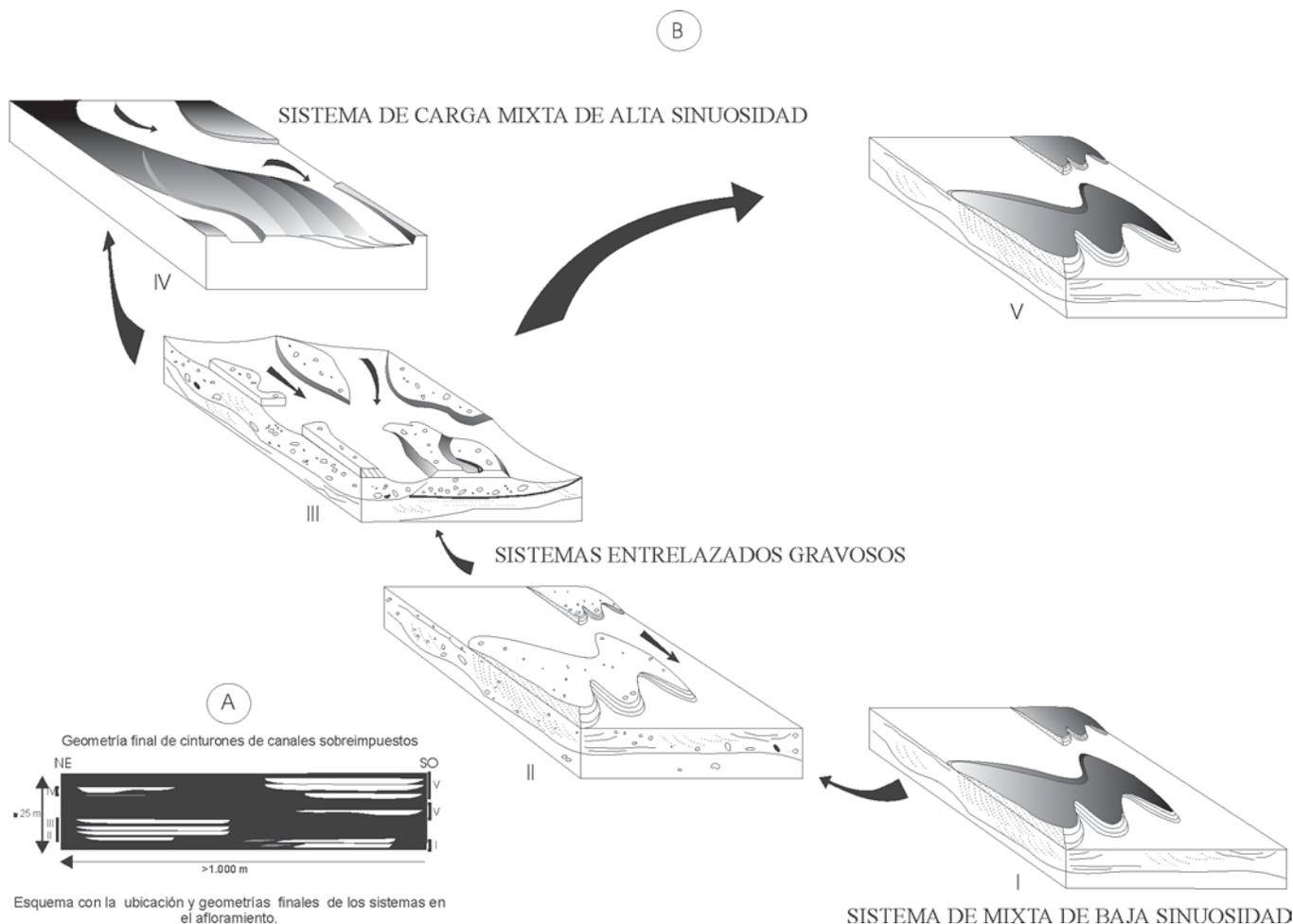


Figura 20: A) Distribución y geometría final de los diseños fluviales. B) Modelo evolutivo del sistema fluvial. Bloques II y III) entrelazado gravoso; I y V) de carga mixta de baja sinuosidad, IV) de carga mixta de alta sinuosidad.

de baja sinuosidad y con carga arenosa (Fig. 20 A y IB). La estabilidad de la faja aluvial activa permitió el desarrollo de potentes unidades de albardón. Sin embargo, las altas fluctuaciones en la descarga fueron responsables de la generación de numerosos eventos de desborde del canal (Schumm 1993, Rhee *et al.* 1993, Kraus y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001).

Con posterioridad al desarrollo de dichos depósitos se infieren cambios en el gradiente general y en el suministro. Se identifica una migración abrupta de la faja aluvial acompañada de un incremento en el tamaño de la carga de lecho que tuvo su reflejo, también, en los depósitos de llanura de inundación. La pérdida de estabilidad lateral del sistema fluvial, que ocupó la mayor parte de la faja aluvial y el cambio en el tamaño de grano sugieren, inicialmente, modificaciones en el gradiente general y en las áreas de cabeceras que alimentaban al sistema (Schumm 1993, Martinsen *et al.* 1999). La estabilidad relativa posterior, acompañada de un cambio gradual en el régimen de descarga, habría permitido el desarrollo de un diseño entrelazado gravoso (II y III en la Fig. 20). El patrón general de apilamiento de canales, indica una tendencia general de alta relación suministro de sedimentos/espacio de acomodación

(Martinsen *et al.* 1999, Marriot 1999, Arche y López-Gómez 1999).

Un nuevo estadio en el desarrollo del sistema fluvial está señalado por el incremento abrupto en la proporción de los depósitos de llanura de inundación afectada por frecuentes episodios de avulsión del cinturón de canales y el desarrollo en la planicie de áreas inundables por cuerpos de agua más o menos permanentes. El estilo fluvial progresó hacia un sistema de carga mixta con baja sinuosidad (Fig. 20 - VA y B) caracterizado por el apilamiento de unidades de canal. Esto refleja el restablecimiento de condiciones similares a las de la base de la secuencia estudiada con una ligera disminución de la relación suministro de sedimentos/espacio de acomodación.

Se identifica luego una faja fluvial activa, el sistema de carga mixto de alta sinuosidad (Fig. 20 - IVA y B) cubre gradualmente los depósitos de planicie de inundación y reocupa los sectores deprimidos donde se desarrollaban cuerpos de agua de reducida expresión areal. Es posible que disminuyeran los gradientes y se desarrollaran corrientes canalizadas con diseños sinuosos. Las fluctuaciones periódicas en el régimen de descarga son evidentes, la bioturbación es intensa en el techo de las unidades de canal individuales e indican importan-



Figura 21: Bioturbación producida por la penetración de raíces en depósitos de albardón. a) Patrón red de túneles de hasta 20 cm de longitud y un diámetro de 1 a 3 cm, con relleno pasivo formando una red interconectada, que se interpreta como sucesivos estadios de colonización. Correspondería a raíces de arbustos. Están acompañados por borrows que desarrollan un patrón más complejo de no más de 5 cm de longitud y 1 cm de diámetro máximo, que rara vez tienen traza rectilínea. b) Se observa aquí el relleno de yeso. Las dimensiones de los rizolitos sugieren que su desarrollo fue favorecido durante periodos de baja tasa de sedimentación

tes pausas en el funcionamiento del sistema.

Conclusiones

El estudio de los afloramientos del tramo superior de la Formación Portezuelo permite reconstruir un sistema fluvial donde la relación canales/llanura de inundación es, en general alta, con variaciones en los diseños de canal y distribución espacial de los mismos y una tendencia ligeramente granodecreciente en la columna. La distribución de arquitecturas muestra apilamiento local del cinturón de canales y migraciones abruptas acompañadas de un incremento progresivo en la proporción de unidades de desborde del canal principal.

Independientemente del diseño de los canales, el sistema fluvial fue, en general, de baja energía con carga mixta, sujeta a cambios abruptos en el régimen de descarga correlacionables con variables climáticas de corto término. El nivel de agradación en los canales relacionado con descarga episódica de alto volumen de agua y sedimentos, podría ser el responsable de incrementos rápidos en los gradientes y generación de unidades de desborde (Schumm 1993, Rhee *et al.* 1993, Kraus y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001).

Algunos cambios, como el tamaño de grano dominante de la carga de lecho, espesores de los cuerpos de canal y proporciones relativas de elementos de canal/llanura de inundación, pueden registrar fluctuaciones de largo término en los niveles de descarga, relacionados con modificaciones en los niveles de precipitación y descarga de sedimentos (Schumm 1993).

Se interpreta, además, que las modificaciones en el nivel de base controlaron la arquitectura final de los sistemas fluviales.

El apilamiento de las unidades de canal se relaciona con un tasa de suministro que no pudo ser en general compensado por la tasa de subsidencia (Martinsen *et al.* 1999, Marriot 1999, Arche y López-Gómez 1999).

El ligero incremento en la tasa de subsidencia hacia el tope de la unidad, dio como resultado el desarrollo de áreas anegadas dentro de la llanura de inundación y cuerpos de agua más o menos estables, que fueron finalmente ocupadas por un sistema fluvial de carga mixta de alta sinuosidad.

Agradecimientos

Los autores agradecen especialmente la lectura crítica del manuscrito original al Dr. Gualter Chebli y las observaciones y comentarios realizados por los árbitros de la revista. También se agradece la financiación de este trabajo a SeCyT-UNRC y Fundación Antorchas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- 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. R., 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.
- Arche, A. y J. López-Gómez, 1999. Subsidence rates and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the southeast Iberian Range, eastern Spain. En: Smith, N. y J. Rogers (Eds.): *Fluvial Sedimentology 6°*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 283-304.
- Blair, T. y J. Mcpherson, 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages, *Journal of Sedimentary Research A*, 64: 450-489.
- Blair, T., 1987. Sedimentary processes vertical stratification sequences, and geomorphology Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 1-18.
- Brakenridge, G., 1988. River flood regime and flood-plain stratigraphy. En V. Baker, C. Kochel y P. Patton (Eds.). *Flood Geomorphology*. Wiley, 139-156, New York.
- 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.
- Bristow, C., Skelly, R., y Ethridge, F., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology*, 46 (6): 1029-1048.
- Cavazza, W., 1989. Sedimentation pattern of a rift-filling unit, Tesuque Formation (Miocene), Española Basin, Rio Grande rift, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59 (2): 287-296.
- Cazau, I. B. y Uliana, M.A., 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 3: 131-163, Buenos Aires.
- Danderfer, J. y Vera, P., 1992. Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la provincia del Neuquén. *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(3-4): 235-249.
- 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.
- Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. 439-505.
- Dreyer, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. En: M. Marzo y C. Puigdefábregas (Eds.), *Alluvial Sedimentation*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 17: 337-362.
- Ferguson, R. y G. Brierly, 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Turross River, south-eastern Australia. *Sedimentology*, 46(4): 627-648.
- Garate zubiriaga, I., 1990. Contenido Paleontológico del Dpto. Confluencia. (inédito). Dirección Provincial de Minería de Zapala, Neuquén.
- Gasparini, Z., 1982. Una nueva familia de cocodrilos Zifodontes Cretácicos de América del Sur. 5° Congreso Latinoamericano de Geología Argentina. *Actas* 4: 317-329.
- Gasparini, Z., L. Chiappe y M. Fernández, 1991. A new senoniamn Peirosaurit (cocodrylomorpha) from Argentina and Synopsis of the South American cretaceous crocodyleans. *Journal of vertebrates paleontology*, 11(3): 316-333.
- Hein, F. y R. Walker, 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal Earth Sciences*, 14: 562-570.
- Kraus, M., 1984. Sedimentology and tectonic setting of Early Tertiary quartzite conglomerates, Northwest Wyoming. In: E. H. Koster and R. J. Steel (Ed.), *Sedimentology of gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists. *Memoir* 10: 203-216.
- Kraus, M. y T. Wells, 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. En: Smith, N y J. Rogers (Eds.), *Fluvial Sediomentology 6°*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 251-268.
- Leanza, H. A. y Hugo, C. A., 2001. Cretaceous red beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7*. VII International Simposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem, 117-122.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A., 1989. Análisis estratigráfico de la cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.). Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 221-244.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 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.A., y Uliana, M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. 12° Congreso Geológico Argentino, *Relatorio* 1(9): 87-114, Mendoza
- 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 (2): 235-259.
- Marriot, S., 1999. The use of models in the interpretation of the effects of base-level change on alluvial architecture. En: Smith, N. y J. Rogers (Eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 271-282.
- Masari, F., 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, South Alps, Italy. In: Collison, J. y J. Lewin (Eds.). *Modern and Ancient Fluvial System*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 287-300.
- Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Italia. 482 p.
- Middleton, L. y Trujillo, A., 1984. Sedimentology and depositacional setting of the Upper Proterozoic Scalan Conglomerate, Central Arizona. En: Koster, E. y R. Steel. *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir* 10:189-202.
- Paola, C., Wiele, S., y Reinhart, M., 1989. Upper-regime parallel lamination us the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology*, 36: 47-59.
- Ramos, A. y Sopena, A., 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). Collison, J. y J. Lewin (Eds.). *Modern and Ancient Fluvial System*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 301-312.
- Rhee, C. y Chough, S., 1993. The Cretaceous Pyonghae sequence, southeast Korea: Terminal fan facies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105: 139-156.
- Rhee, C., Ryang, W. y Chough, S., 1993. Contrasting development patterns of crevasse channel deposits in Cretaceous alluvial successions, Korea. *Sedimentary geology*, 85: 401-403.
- Rust, B. R., 1978. Depositional Models for Braided Alluvium. En: A. D. Miall (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. *Memoir* 5: 605-625.
- Schumm, S., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*. 101: 279-294.
- Smith, S. A. y Edwards, R., 1991. Regional Sedimentological variations in Lower Triassic fluvial conglomerates (Budleigh Salterton Pebble Beds), Southwest England: some implications for palaeogeography and basin evolution. *Geological Journal*, 26: 65-83.
- Turner, B. y Eriksson, K., 1999. Meander bend reconstruction from an Upper Mississippian muddy point bar at Possum Hollow, West Virginia, USA. En: Smith, N. y J. Rogers (Eds.): *Fluvial Sedimentology 6°*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 363-380.
- Yrigoyen, M., 1972. Cordillera Principal. A. Leanza (Ed.). *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Yrigoyen, M., 1979. Cordillera Principal. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.

Recibido: 22/12/03

Aceptado: 10/06/04