

MODELO DE SEDIMENTACION ARENOSA Y FANGOSA EN CANALES FLUVIALES: GRUPO NEUQUEN INFERIOR, CRETACICO, ARGENTINA OCCIDENTAL

CESAR E. GAZZERA
LUIS A. SPALLETTI

Universidad Nacional del Comahue - CIMAR - Neuquén y CONICET
Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo y CONICET, Argentina

RESUMEN

Las capas rojas albianas(?) -campanianas de la Cuenca Neuquina constituyen una sucesión de más de 1.000 m de potencia. En el sector central de la cuenca, la sección inferior está representada por un conjunto de 35-40 m de areniscas de grano fino y pelitas con extra e intraconglomerados subordinados. Se han reconocido y descrito, detalladamente, varias facies y cuerpos sedimentarios con el objeto de intentar su interpretación dinámica y ambiental. Los cuerpos más típicos son: **a.** areniscas entrecruzadas y ondulíticas, formadas por migración de ondas de arena, dunas y ondulas; **b.** secciones tabulares de intraconglomerados y fangolitas macizas y ondulíticas, y **c.** niveles ricos en material pelítico, con estratificación inclinada (IHS) de gran escala, compuestos por paquetes sigmoidales sucesivos, de 15 m de longitud, y originados, principalmente, por acreción lateral. Los cuerpos tabulares, multiepisódicos y amalgamados de areniscas entrecruzadas, que aparecen en la parte basal, sugieren un sistema depositacional fluvial traccional y de baja sinuosidad. Les sigue una asociación de sedimentos pelíticos eólicos y de fangolitas e intraconglomerados de 'albardón-crevasse splay'. Por último, se encuentra el modelo más conspicuo e interesante de la sucesión, representado por los cuerpos pelíticos con IHS, que poseen rasgos muy similares a los depósitos de barras en espolón influenciadas por mareas. No obstante, se asignan aquí a un sistema meandroso de alta sinuosidad, con recodos muy amplios, desarrollado en una planicie de bajo gradiente, con pobre cubierta vegetal y fuera de toda influencia marina.

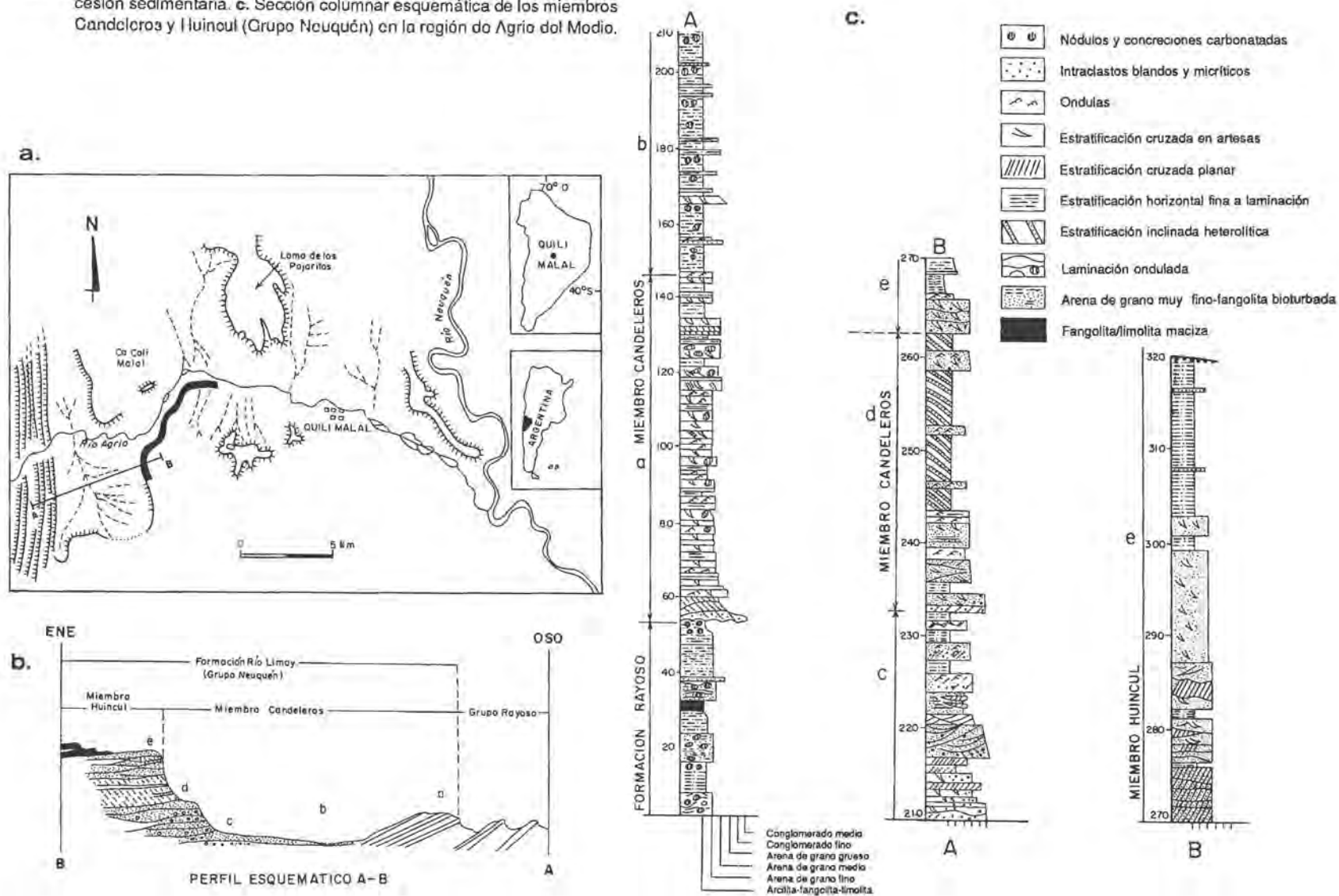
Palabras claves: Sedimentología, Facies fluviales, Estructuras primarias, Barras fangosas, Argentina.

ABSTRACT

The lowermost section of a thick Albian(?) -Campanian redbed sequence in the central part of the Neuquén Basin is composed of fine sandstones and pelites with subordinated extra and intraformational conglomerates. Several facies and sedimentary bodies have been recognized and described in the 35-40 m thick studied sequence. The most typical sediment bodies are: **a.** cross-bedded and ripple-bedded sandstones formed by sandwave, dune and current-ripple migration; **b.** tabular sections of intraconglomerates, massive and rippled mudstones; and **c.** large scale IHS pelite rich sets characterized by successive 15 m long sigmoidal bundles; paleocurrent trends suggest that these IHS sets were built by lateral accretion processes. The tabular, multistorey and amalgamated cross-bedded sandstone bodies of the lower section suggest a low sinuosity and bed-load fluvial depositional system. This system is followed by an association of aeolian and poorly channelized fluvial sediments represented by loess-type muddy deposits and levee-crevasse splay intraconglomerates and rippled mudstones. The third and most interesting model, identified towards the top of the sequence, is a suspended-load dominated fluvial system, mainly represented by the IHS pelite rich sets. This model resembles the deposits of tidally influenced point bars, but is assigned here to a high sinuosity meandering system with very wide bends, developed in a low gradient-poorly vegetated continental flood plain.

Key words: Sedimentology, Fluvial facies, Primary structures, Muddy-bars, Argentina.

FIG. 1. a. Mapa de ubicación de la región estudiada. b. Perfil general de la sucesión sedimentaria. c. Sección columnar esquemática de los miembros Candeleros y Huincul (Grupo Neuquén) en la región de Agrio del Medio.



INTRODUCCION

La Cuenca Neuquina es una de las cubetas sedimentarias mesozoicas argentinas de mayor importancia por su producción de hidrocarburos. Se ubica inmediatamente al este de la Cordillera de los Andes, entre las latitudes 40° y 36°S. Hacia el norte, las sedimentitas mesozoicas continúan en el ámbito de la Cordillera Principal. La cuenca está limitada al noreste y sureste por áreas cratónicas (Sistema de Sierra Pintada y Macizo Norpatagónico, respectivamente), y hacia el oeste por el arco volcánico meso-cenozoico de la cordillera. La depresión posee dos sectores estructurales bien diferenciados: un área andina, fuertemente deformada hacia el oeste y norte, y otra región, hacia el sureste, muy ligada a la estructuración del basamento, que se conoce como Engolfamiento Neuquino.

La Cuenca Neuquina ha sido caracterizada como una cubeta de trasarco-retroarco, aunque todavía se discute su significado tectónico. Con todo, en ella se han reconocido varias etapas de desarrollo: 1. **Etapas inicial** (Triásico alto-Sinemuriano) de régimen extensional, probablemente como medio graben; 2. **Etapas principal** (Sinemuriano tardío-Cenomaniano), con marcada ampliación del área de acumulación y desarrollo de un mar marginal, cuya extensión ha estado ligada a movimientos eustáticos globales y cambios climáticos; 3. **Etapas de trasarco póstuma** (Cenomaniano-Campaniano?), durante la que el arco volcánico alcanzó pleno desarrollo y controló la distribución de facies predominantemente continentales hasta marinas someras; 4. **Etapas de retroarco** (Cretácico alto-Terciario) o de cuenca 'foreland', controlada por la fase compresional del tectonismo andino y caracterizada por depósitos marinos de plataforma somera y continentales.

Una síntesis de la estratigrafía mesozoica de la cuenca Neuquina se presenta en la tabla 1.

El Grupo Neuquén es una de las entidades con mayor distribución regional, en la Cuenca Neuquina.

Estas características capas rojas, continentales, del Cretácico, tan ricas en vertebrados fósiles, son conocidas desde largo tiempo atrás (Doering, 1882), y han sido motivo de diversos estudios geológicos regionales, estratigráficos y paleontológicos. Marchese (1971), Di Paola (1973), Cazau y Uliana (1973), Cruz *et al.* (1989), Spalletti y Gazzera (1989) elaboraron trabajos destinados a establecer ambientes de sedimentación y condiciones paleoclimáticas. La subdivisión estratigráfica del Grupo Neuquén se muestra en la tabla 2.

En esta contribución se describe e interpreta una interesante sección, que aflora en el paraje conocido como Agrio del Medio, sobre la margen derecha del río Agrio, unos 20 km al este de la localidad de Bajada del Agrio, en la provincia del Neuquén (Fig. 1). En este sitio, la exposición de las sedimentitas de la sección inferior del Grupo Neuquén (Miembro Candeleros, Formación Río Limay, *cf.* tabla 2) es muy buena; consiste en un afloramiento de notable continuidad lateral, que corresponde al ala de un sinclinal con muy suave buzamiento hacia el este (Fig. 1). Estos caracteres han permitido levantar una serie de secciones verticales uniformemente espaciadas, así como efectuar el análisis de la continuidad lateral de los cuerpos de roca, lo que permitió alcanzar una buena definición de sus respectivas geometrías.

El estudio realizado se refiere, en especial, a la presencia de un conjunto de niveles pelíticos y heterolíticos, caracterizados por el desarrollo de estructuras entrecruzadas de diversa magnitud. Estos rasgos no habían sido descritos previamente en la literatura sedimentológica argentina y habían recibido, también, escasa atención por parte de otros investigadores. Sin embargo, se cree que permiten elaborar un interesante modelo de sedimentación fluvial, que puede identificarse con frecuencia, en la medida que se analicen, con mayor detenimiento, los términos de grano fino en las sucesiones continentales.

CARACTERES GENERALES DE LA SUCESION DE AGRIO DEL MEDIO

Por su posición en secuencia y por sus atributos litológicos, la sucesión estudiada corresponde al Miembro Candeleros de la Formación Río Limay (Tabla 2). Si bien en la región no se han dado a conocer hallazgos paleontológicos (excepto dientes de reptiles carnívoros y trozos de huesos indeterminables,

recolectados por uno de los autores, C.G.), la similitud entre la sección estudiada y las que aparecen en distintas localidades, a lo largo de la Cuenca Neuquina (El Chocón, Cerro Mangrullo, Balsa Huitrín, Aguada del Tuco, entre las más significativas), ha permitido sugerir una edad cenomaniana-campaniana (*cf.* Ca-

TABLA 1. CUADRO ESTRATIGRAFICO GENERAL DE LA CUENCA NEUQUINA

Edades	Formaciones	Grupos
PALEOCENO	Pircala, Coihueco y Carrizo	Malargüe
Maastrichtiano C Campaniano R Santoniano E Coniaciano T Turoniano Cenomaniano A Albiano C Aptiano Barremiano I Hauteriviano C Valanginiano O Berriasiano	Jagüel y Roca Loncoche y Allen	
	Río Colorado	
	Río Neuquén	Neuquén
	Río Limay	
	Rayoso	Rayoso
	Huitrín	
	Agrio	Mendoza
	Mulichinco y Chacao	
	Quintuco y Picún Leufú	
	Vaca Muerta	
	Tordillo y Quebrada del Sapo	Lotena
	Auquileo La Manga Lotena	
	Tábanos Challaco Lajas	Cuyo
	Los Molles, Piedra Pintada	
	Nestares	
TRIASICO	Lapa y Paso Flores	Choiyoi

(Tomado de Legarreta y Gulisano, 1989, modificado)

TABLA 2. ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO NEUQUEN

Grupos	Formaciones	Miembros
Malargüe	Allen y Loncoche	
Neuquén	Río Colorado	Anacleto Bajo de la Carpa
	Río Neuquén	Plottier Portezuelo
	Río Limay	Lisandro Huincul Candeleros
Rayoso	Rayoso	

(Según Uliana, 1974)

zau y Uliana, 1973; Legarreta y Gulisano, 1989; Cruz *et al.*, 1989; Calvo y Gazzera, 1989).

A este respecto, es de destacar que, tradicionalmente, la correlación regional del Grupo Neuquén se efectuó sobre bases litológicas. Sin embargo, este criterio es riesgoso y no puede ser considerado para indicar la existencia de eventos sedimentarios uniformes y sincrónicos a nivel de cuenca; por el contrario, el Grupo Neuquén constituye un conjunto de capas rojas con diacronismo de facies. Es posible inferir así, que los términos más bajos de la Formación Río Limay poseen diferente edad, según los distintos sectores de la cuenca donde se encuentren, siendo más antiguos hacia el sureste, dado el hallazgo de excelentes pisadas de dinosaurios Iguanodontes en la zona de El Chocón (Calvo y Gazzera, 1989; Calvo, 1990).

La secuencia sedimentaria estudiada se apoya sobre la Formación Rayoso (*cf.* Tabla 1) y se compone, esencialmente, de psamitas de grano fino y pelitas, con participación subordinada de conglomerados intra y extraformacionales. Dentro del Miembro Candeleros se reconocen cuatro términos principales (Fig. 1) que, desde abajo hacia arriba, son:

a. 95 m de areniscas de grano medio y fino, moradas, con estratificación tabular y presencia de niveles conglomerádicos en la parte inferior. Son frecuentes los paleocanales amalgamados, lateralmente extensos y de poco espesor, con abundancia de intraclastos micríticos y pelíticos. Existen escasas intercalaciones de pelitas lenticulares. El conjunto muestra tendencia granodecreciente y se caracteriza por la fuerte cementación carbonatada. Comprendería lo que Uliana *et al.*

(1975) denominaron 'areniscas violáceas' (Av).

- b. 60 m de fangolitas, limolitas y areniscas de grano fino a medio de coloración rojiza. Las pelitas son dominantes y tienen aspecto macizo. Las areniscas se hallan como cuerpos aislados de hasta 1 m de espesor y desarrollo lateral del orden de los 80-100 m. La base de los niveles arenosos es erosional y suele mostrar sectores con intraconglomerados. Dentro de las pelitas hay horizontes con abundante concentración de nódulos carbonatados, que podrían representar paleosuelos.
- c. 23 m de areniscas y conglomerados extraformacionales con tendencia general granodecreciente. Las areniscas están entrecruzadas en cuerpos lenticulares con capas internas cóncavas y tangenciales (artesan). Aparecen, también, niveles de areniscas de grano fino a muy fino con laminación horizontal y microlaminación entrecruzada; en ellos son conspicuos los rasgos paleoedáficos. Los conglomerados poseen clastos redondeados, textura grano-sostén, imbricación parcial y entrecruzamiento en artesan. Los cuerpos son lenticulares, de 2-3 m de espesor, con abruptos pasajes laterales y verticales entre ambas litologías.
- d. 35-40 m de fangolitas de areniscas de grano medio a fino de geometría tabular. Este término es el que se estudia en detalle en la presente contribución.
- Arriba. Miembro Huincul (parcial): 50 m de areniscas de grano medio a fino, de característico color amarillento, con estratificación entrecruzada de cuerpos de geometría tabular-lenticular muy extendida, con frecuentes lentes delgadas y extensas de fangolitas verdosas y laminadas. El contacto con el infrayacente Miembro Candeleros es concordante; no obstante, el cambio litológico marcado entre ambos miembros sugiere la presencia de un límite de secuencia sedimentaria.

FACIES RECONOCIDAS EN EL TOPE DEL MIEMBRO CANDELEROS (SECTOR d)

Si se estudia en detalle el término o sección que, en el punto anterior se describiera como d (Lám. 1a), es posible reconocer seis facies sedimentarias, sobre la base de la definición objetiva de diferentes productos sedimentarios (Reading, 1986). En la tabla 3 se sintetizan las características más conspicuas de estas facies sedimentarias, mientras que su ordenamiento vertical se muestra en la figura 2.

La facies 1, denominada de **conglomerados y areniscas conglomerádicas entrecruzadas**, está formada por un nivel tabular único, de 5,50 m (Fig. 2), en el que se amalgaman capas más o menos tabulares, aunque con canalizaciones esporádicas (Lám. 1b). Las entrecruzadas se orientan al noreste, per-

ose dan componentes al sureste (Fig. 3). A modo de intercalaciones aparecen lentes fangolíticas de hasta 2 m de potencia (Lám. 1b).

La facies 2, de **areniscas medianas, lenticulares entrecruzadas**, constituye un nivel lateralmente continuo, de base plana irregular y de hasta 4 m de espesor, compuesto por estratos (conjuntos) lenticulares extendidos con internas planares y tangenciales, orientadas al norte y noreste (Fig. 3). Las intercalaciones de lentes delgadas de fangolitas macizas son escasas (Tabla 3).

La facies 3, de **areniscas de grano medio a fino, tabulares, con entrecruzadas de poca magnitud**, se presenta en cuerpos tabulares de hasta 1 m de

PERFIL SECCION D- LOCALIZACION DESFILADERO

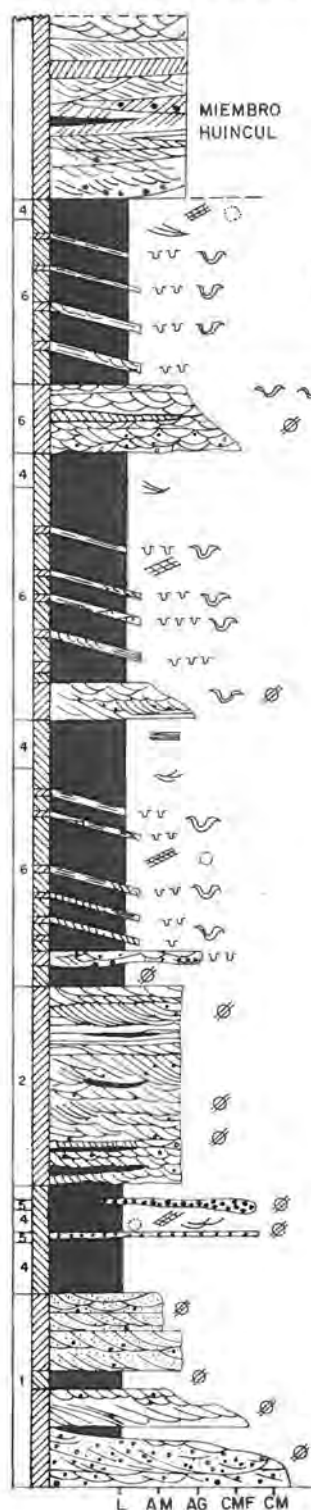
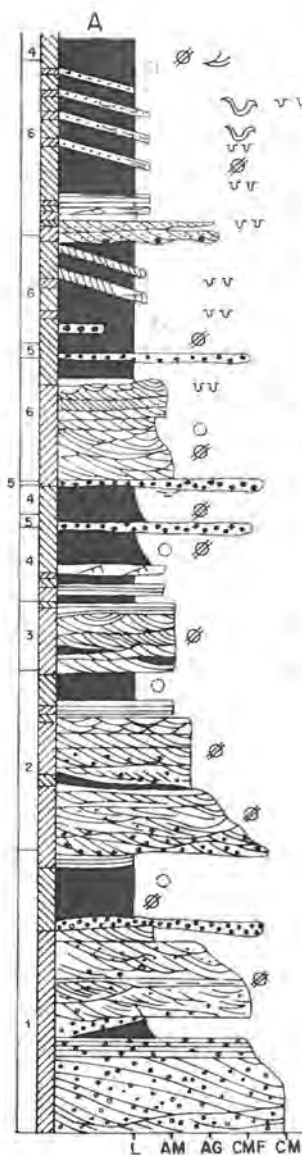


FIG. 2. Secciones columnares esquemáticas correspondientes al tramo del Miembro Candeleros (Fig. 1) en Agrío del Medio.

PERFIL SECCION D- LOCALIZACION PUNTA BURGOS



- Concreciones micríticas diagenéticas
- Núcleos de decoloración
- Pistas de organismos cavadores
- Deformaciones por carga y por flujo
- Ondulas de corriente
- Ondulas de ola
- Estratificación cruzada en artesas asimétricas
- Estratificación planar
- Estratificación tangencial
- Cuerpos lenticulares
- Estratificación horizontal
- Laminación horizontal
- Extraclastos de cuarzo, volcánitas claras y oscuras
- Paraclastos psamíticos, pelíticos y micríticos
- Rojo oscuro hasta violeta oscuro
- Amarillento-marrón, amarillento-blanquecino-verdoso
- Ondulas escalonadas
- Lentes de fangolita/limolita

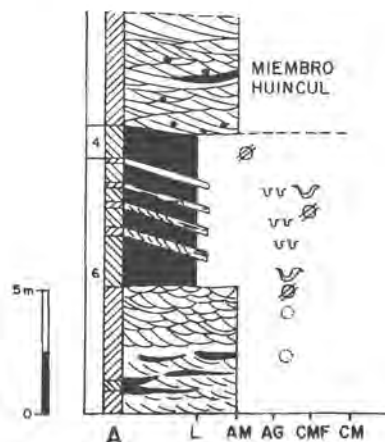


TABLA 3. CARACTERES GENERALES DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

Facies	Litología	Geometría Externa	Escala (m)	Estratificación y Estructuras Primarias	Paleocorrientes	Otros Rasgos
1	• Conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas de grano grueso-medio	Tabular extendida, base irregular	5,5	Estratos tabulares, canalización esporádica. Entrecruzada tangencial y planar agrupada	Noreste, con componentes al SSE	Fenoclastos de volcanitas y cuarzo, más intraclastos sedimentarios
	• Fangolitas	Como intercalación lenticular	< 2 m	Macizas		
2	• Areniscas de grano medio	Tabular, continua lateralmente	4 m	Estratos amalgamados, lenticulares, con internas planares y tangenciales	Norte y noreste	Intraclastos pelíticos y micríticos, abundantes en la base de los estratos
	• Fangolitas	Intercalaciones lenticulares (hasta 15 m)	0,2 - 0,3 m	Macizas		
3	• Areniscas de grano medio a fino	Tabular, continua lateralmente	1 m	Artesas pequeñas, agrupadas. Niveles con estratificación plana y monticular		Conglomerados intralformacionales en la base de los estratos. Deformación sinsedimentaria por carga y flujo
	• Fangolitas	Intercalaciones	< 0,10 m			
4	• Limolitas y fangolitas	Tabular	3 - 4 m	Sector basal: entrecruzadas planares y en artesas; rara monticular. Sector superior: macizo o laminado, con óndulas de corrientes escalonadas y microláminas entrecruzadas	Contrapuestas al sureste (predominante) y noroeste	Fuerte bioturbación en los sectores cuspidales de los cuerpos fangolíticos
5	• Conglomerados intralformacionales	Lenticular	0,3 m	Macizos		Siempre asociados con niveles pelíticos infrastantes. Gránulos y guijas de pelita y matriz fango-arenosa
6	• Constituidas por dos subfacies (6a y 6b)	Cuerpos continuos lateralmente (más de 300 m)	< 5 m			Cuerpos repetidos tres veces en la sucesión
	6a: Conglomerados finos hasta areniscas de grano muy fino, y marcada gradación normal	Nivel tabular sobre marcada discontinuidad erosional no acanalada	0,5 - 0,6 m	Conjuntos entrecruzados agrupados tangenciales (0,2 m de espesor cada uno)	Este	
	6b: Fangolitas y limolitas-areniscas de grano muy fino	Tabular extendida	4 - 4,5 m	Estratificación inclinada tangencial grandes (un conjunto por cuerpo). Internamente paquetes sigmoidales o 'bundles' limitados por superficies de erosión inclinadas	Grandes estructuras al norte. Laminaciones ondulíticas al norte, sur y este	Ver más detalles en el texto

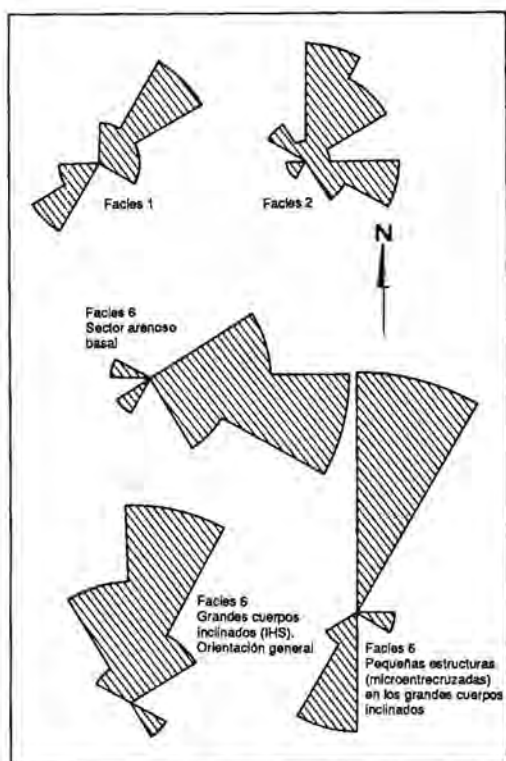


FIG. 3. Diagramas de paleocorrientes.

espesor, con intercalaciones pelíticas de unos pocos milímetros hasta 0,10 m. Las areniscas poseen artesas agrupadas, pequeñas (entre 0,03 y 0,10 m). También hay niveles con estratificación monticular (Lám. 1c), bastante continuos lateralmente. En la base de los estratos son frecuentes los conglomerados intraformacionales. Por sectores, la facies muestra deformación sinsedimentaria por carga y flujo.

La facies 4 se compone de limolitas y fangolitas en cuerpos tabulares con estratificación y laminación entrecruzada. Su geometría es lateralmente continua y de 3-4 m de espesor. Las internas son planares, en artesas y más raramente, monticulares (Lám. 1d). Los niveles entrecruzados suelen ocupar las dos terceras partes basales de cada cuerpo sedimentario, mientras que, hacia el techo, se pasa a fangolitas o limolitas, en parte macizas (o sólo con diaclasamiento cóncavo hacia arriba) y otras con laminación horizontal, óndulas de corrientes y microlaminación entrecruzada con agradación (óndulas escalonadas, véase Lám. 1e).

Estos tramos se encuentran, por sectores, intensamente bioturbados.

La facies 5, conglomerados intraformacionales (gránulos y guijas pelíticos en matriz fangosa), cons-

tituye cuerpos lenticulares macizos de hasta 0,30 m de espesor, que se asocian con sustratos pelíticos (Lám. 2a).

Finalmente, la facies 6, compuesta por fangolitas y limolitas con estratificación inclinada de gran magnitud, es la más conspicua de la sección analizada y, por constituir el núcleo principal de la contribución, será descrita con mayor detalle. Se caracteriza por cuerpos potentes (hasta 5 m) de fangolitas y limolitas, con psamitas de grano fino subordinadas, que se repiten al menos tres veces en la sucesión. Cada cuerpo posee continuidad lateral destacable (más de 300 m) y, como se indica en la denominación, su atributo sobresaliente es la estratificación inclinada, tangencial, de gran magnitud.

La facies está, en realidad, constituida por un ciclo granodecreciente en el que participan dos términos litológicos contrastantes (Tabla 3), aunque fuertemente asociados en sentido vertical. Así, en la base de cada cuerpo y sobre una bien marcada discontinuidad erosional plana (no acanalada), se presenta un nivel poco potente (hasta 0,60 m), gradado, de conglomerado fino hasta psamita, de grano muy fino (Subfacies 6a; Tabla 3), con conjuntos entrecruzados agrupados, de geometría tangencial y orientación muy consistente hacia el este (Lám. 2b; Fig. 3).

El término superior (Subfacies 6b; Tabla 3) de cada uno de estos ciclos está compuesto por los estratos inclinados, tangenciales, de gran magnitud, que se presentan como una serie de 'bundles' o paquetes sigmoidales, entre 15 y 20 m de longitud, limitados lateralmente por superficies de erosión inclinadas o de reactivación (Fig. 2, Lám. 2b).

Cada paquete sigmoidal está constituido, a su vez, por dos términos: areniscas de grano fino a limolitas, sobre la superficie de delimitación inclinada, y fangolitas, a continuación. Este par puede repetirse varias veces dentro de cada nivel de la subfacies 6b (Lám. 2b). Las areniscas de grano fino y limolitas se presentan en pequeñas capas (0,05-0,10 m) que inclinan, en su parte media, unos 12-15° y son asintóticas, hacia la base (Lám. 2c); muestran laminación paralela frecuente, óndulas de corriente y de retrabajo de olas. Estas capas inclinadas de psamitas y limolitas rara vez son continuas hasta el tope del estrato, salvo cuando éste se encuentra erosionado por el que se le superpone.

Por su parte, los términos fangolíticos son predominantes en estos grandes conjuntos inclinados (Lám. 2b, c; Fig. 2). Su espesor varía entre 0,30 y 0,50 m y se reduce, hacia el sector basal de cada

conjunto. Internamente las fangolitas pueden ser macizas o presentar estructuras de óndulas escalonadas, fuera de fase y fuertemente asimétricas.

Otro de los rasgos típicos de la subfacies 6b es la abundancia de fenómenos de deformación sinsedimentaria, que se manifiestan como contorsiones y calcos de carga, muy notorios en los niveles psamítico-limolíticos (Lám. 2d).

En lo tocante a las paleocorrientes de la facies 6

(Fig. 3), los grandes conjuntos se inclinan, en general, hacia el norte. Por su parte, las estructuras menores (laminaciones ondulíticas) de las secciones limo-arenosas y fangosas presentan inclinaciones variables, hacia el norte, sur y este. Para los casos en que estas estructuras pequeñas se orientan en forma contrapuesta a las capas inclinadas de mayor magnitud, podría inferirse su generación por flujo reverso (cf. Allen, 1980; Spalletti, 1987).

INTERPRETACION DINAMICA DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

Facies 1

La facies basal, constituida por conglomerados y areniscas conglomerádicas, entrecruzados, parece haberse formado en condiciones de alta disponibilidad de materiales relativamente gruesos, por flujos traccionales, con muy escaso grado de canalización. Los tipos de estructuras sedimentarias sugieren el desarrollo de ondas de arena y grava o megaóndulas bidimensionales (cf. Harms *et al.*, 1982; Spalletti, 1987), formadas en condiciones de bajo régimen de flujo.

Si bien estos términos de grano grueso son predominantes, debe destacarse que no han sido continuos en sentido temporal. Las intercalaciones lenticulares de fangolitas, así como la frecuente presencia de clastos de intracuenca, permiten inferir eventos importantes de estabilización de las barras y decantación de materiales finos a partir de suspensiones. El aspecto macizo de las sedimentitas pelíticas se debe a fenómenos de bioturbación, los que, a su vez, denotan un lento ritmo de agradación vertical en los eventos suspensivos.

Facies 2

La facies de areniscas de grano medio entrecruzadas muestra, también, un evento caracterizado por condiciones de energía dinámica considerable, en este caso, con desarrollo de dunas o megaóndulas tridimensionales (Harms *et al.*, 1982), en un sistema de canalización prácticamente nula, pero que ha producido efectos erosionales apreciables sobre un sustrato fangoso (presencia de intraclastos). Los episodios suspensivos de estancamiento han sido menos importantes; parecen corresponder a períodos de marcado estiaje en los que se favoreció la formación de cuerpos de agua transitorios, en el sector de barlovento de las barras antes descritas.

Facies 3

Representa procesos traccionales fundamentalmente de bajo régimen de flujo, caracterizados por migración y fuerte agradación de óndulas y pequeñas dunas tridimensionales de arena, que se manifiestan como cuerpos amalgamados de artesas, de pequeña escala (cf. Allen, 1980; Harms *et al.*, 1982). Las condiciones periódicas de alta velocidad (capa plana y antiduna) están representadas por niveles aislados de estratificación horizontal y monticular (Lám. 1e), respectivamente. La facies no muestra ningún tipo de acanalamiento, pero sí la presencia de algunos episodios breves de estancamiento, con desarrollo de intervalos suspensivos de naturaleza pelítica.

Facies 4

Esta facies tiene un carácter muy peculiar, dado que la descripción de niveles con laminación entrecruzada, en secuencias pelíticas, es poco frecuente en la literatura específica, mientras que la de cuerpos entrecruzados de mayor tamaño es toda una novedad. Si se consultan los diagramas hidrodinámicos habituales, en los que se combinan las condiciones de flujo en sistemas de corrientes con la granulometría (Harms *et al.*, 1982; Allen, 1985), se advierte que, en materiales pelíticos, no es posible el desarrollo de las grandes formas de lecho, del tipo de las megaóndulas.

La aparición de los estratos entrecruzados en la facies 4 puede explicarse, entonces, si se considera que los materiales en transporte traccional fueron, en realidad, intraclastos pelíticos, los que han tenido un tamaño hidráulico compatible con los regímenes de flujo de onda de arena y duna subácuas (entrecruzamiento planar y en artesas) y antidunas (estructura en montículos) (Lám. 1d). Fenómenos postdeposicionales (bioturbación, diagénesis) enmas-

cararon, en parte, la existencia de dichos intraclastos (cf. Nanson *et al.*, 1986; Rust y Nanson, 1989), aunque los mismos no han desaparecido definitivamente, tal como lo prueba la frecuente intercalación de cuerpos de intraconglomerados descritos aquí como facies 5 (Lám. 2a).

La facies 4 comprende secuencias dinámico-decrescentes, en las que se pasa en forma progresiva, de base a techo, desde niveles entrecruzados a secciones con óndulas escalonadas (Lám. 1d) y aun laminación horizontal. En algunas de estas secuencias elementales, el sector cuspidal está constituido por pelitas (limolitas arenosas) macizas, muy bioturbadas, de considerable extensión lateral. Estas sedimentitas tienen muchas de las características de los materiales eólicos distales, formados por saltación modificada y suspensión (Pye, 1987), por lo que se los interpreta como depósitos loésicos producidos por tormentas de polvo, que aventaron materiales clásticos superficiales de la propia cuenca sedimentaria. Spalletti y Gazzera (1989) han descrito eolianitas arenosas en otras áreas del mismo intervalo estratigráfico, las que son atribuidas a vientos orientados desde el Pacífico.

Facies 5

Los conglomerados intraformacionales de la facies 5, constituidos casi exclusivamente por gránulos y guijas de material pelítico, se presentan como cuerpos canalizados de escasas dimensiones, que se encuentran localizados entre mantos de fangolita. Los conglomerados intraformacionales, en secuencias pelíticas fluviales, han sido adjudicados a fenómenos de deslizamiento subacuáticos por colapso de las márgenes de los canales (Jackson, 1981; Flint, 1986; Thomas *et al.*, 1987) y posterior retrabajamiento por las corrientes canalizadas.

Estas psefitas son características en ambientes de planicies con predominio de sedimentación pelítica, donde alternan los fenómenos eólicos (mantos de loes), con los de retransporte hídrico (crecientes, parcialmente canalizadas a no canalizadas), tal como ha sido mostrado por Teruggi *et al.* (1975) y Spalletti y Mazzoni (1977, 1979). Se considera que esta interpretación cabe para el ejemplo estudiado, en virtud de la estrecha asociación entre los niveles intraformacionales mencionados y las pelitas de la facies 4, que se interpretaron como cuerpos de material loésico.

Facies 6

Existen muy pocos ejemplos en ambientes conti-

nentes actuales y en depósitos antiguos donde se describa la dinámica de sistemas clásticos finos, como los que caracterizan a la facies 6. En todos los modelos conocidos, la arena constituye el cuerpo principal del depósito. La fangolita representa a eventos más breves de decantación (Jackson, 1981; Harms *et al.*, 1982; Allen, 1983; Stewart, 1983; Thomas *et al.*, 1987; entre otros) o, por lo menos, de una escorrentía muy lenta con carga de tipo suspensiva (Woodyer *et al.*, 1979; Stewart, 1983). En cambio, el caso aquí descrito constituye un ejemplo totalmente novedoso, en el que se presentan entrecruzamientos de gran tamaño con neto predominio de los materiales pelíticos sobre los arenosos (Lám. 2b, c).

La facies 6 constituye, por cada cuerpo identificado, un ciclo de dos términos, en la base arenas (hasta gravas finas) profusamente entrecruzadas, y arriba los 'bundles' sigmoides o paquetes, predominantemente pelíticos, de estratificación inclinada tangencial.

El término basal se supone formado por corrientes traccionales en condiciones de discreta disponibilidad de arena y gravilla. Se aprecian regímenes de flujo de dunas de poca altura y fuertemente tridimensionales, con escaso ritmo de acreción vertical a juzgar por las múltiples discontinuidades entre conjuntos entrecruzados.

El sector superior de cada ciclo también se asigna a corrientes, las que, en este caso, debieron transportar altísimas concentraciones de arcilla y limo, que bien pudieron facilitar la incorporación de arena de grano fino a muy fino a la carga en suspensión. Estos cuerpos megaentrecruzados, fundamentalmente pelíticos, sin embargo, muestran segregación de arena y fango, ya que la primera se dispone sobre la superficie de reactivación o de delimitación de cada paquete o 'bundle', como capa delgada e inclinada.

Del cotejo entre las paleocorrientes del miembro gravoso-arenoso basal y las obtenidas en los 'bundles', se aprecian diseños de orientación típicamente bimodales, con máximos a 90° (Fig. 3). Es evidente que la dirección al este, en el término basal, corresponde a la orientación general de los flujos a la paleopendiente promedio. En tanto que, el diseño transversal hacia el norte de los estratos pelíticos inclinados debe ser interpretado como un fenómeno de acreción lateral al flujo, tradicionalmente descrito en asociación con canales de elevada sinuosidad. En razón de lo mencionado, estos megaestratos pueden equipararse a la estratificación inclinada heterolítica (IHS) propuesta por Thomas *et al.* (1987), para barras en espolón de sistemas acanalados con carga fan-

go-arenosa.

Tanto los niveles areno-limosos como las fangolitas presentan una serie de estructuras de tracción-decantación, que sugieren corrientes de régimen moderado (óndulas escalonadas, tridimensionales) a alto (laminación paralela), así como fenómenos de estancamiento en los que se produjeron movimientos oscilatorios (óndulas de olas). Evidentemente, este conjunto de estructuras muestra importantes variaciones dinámicas en los flujos, a medida que se producía la acreción de las megaformas. Además y como se mencionara para la facies 4, el desarrollo de estructuras traccionales en pelitas puede explicarse por fenómenos de 'pelletización' del fango a tamaño limo-arena de grano muy fino (Nanson *et al.*, 1986;

Rust y Nanson, 1989).

Las pequeñas estructuras unidireccionales mencionadas más arriba y que se desarrollan a lo largo de las capas inclinadas, tanto de limo-arena como de fango, muestran orientaciones diversas, coincidentes, contrapuestas y también transversales a las direcciones de inclinación de las capas de gran volumen. Sin duda, estas formas de lecho se deben a diversas componentes del flujo principal, en el sistema monocal de alta sinuosidad. Dicho flujo es, comúnmente, de carácter helicoidal y se manifiesta como corrientes oblicuas, paralelas y, aun, contrapuestas al sentido de progradación de la megaforma (Allen, 1966, 1973; Galloway y Hobday, 1983; Harms *et al.*, 1982; Collinson, 1986).

MODELO SEDIMENTARIO PARA LA SUCESION ESTUDIADA

Para los fines de la interpretación dinámica y con el objeto de elaborar un modelo sedimentario de la sucesión estudiada, se definieron tres conjuntos o ensambles de facies: a. Facies 1 y 2; b. Facies 3, 4 y 5; y c. Facies 6.

El conjunto de facies 1 y 2 representa a los sedimentos de carga, esencialmente traccional (Fig. 2), que corresponden a sistemas con fuerte grado de migración de las márgenes de los canales (Friend, 1983), tal como lo muestran la geometría continua en sentido areal de los depósitos y la proporción muy subordinada de material (péltico) apto para originar bancos cohesivos. Los procesos fluviales de fuerte migración lateral se manifiestan por el desarrollo de cuerpos arenosos mantiformes (Friend, 1983), y multipisódicos o amalgamados (Puigdefabregas y van Vliet, 1978).

Si bien es muy común en la literatura sedimentológica la alusión a la geometría de los canales, cuando se presentan modelos conceptuales de ambiente fluvial, debe señalarse que resulta difícil hacer apreciaciones seguras. Al respecto, se hace notar que depósitos como los de las facies 1 y 2 han sido considerados tanto el producto de sistemas de alta sinuosidad (Moody Stuart, 1966; Puigdefabregas y van Vliet, 1978; Friend, 1983), como de baja sinuosidad (Allen, 1965). Con todo, la consistencia de las paleocorrientes preservadas (Fig. 3) induce a suponer, en el caso estudiado, un grado de divagación poco marcado de los canales. Un diagrama con el modelo conceptual de sedimentación para este conjunto de facies se muestra en la figura 4a.

Por su parte, el conjunto de facies 3, 4 y 5 corresponde a depósitos de geometría tabular, con apreciable continuidad lateral, que han sido formados en condiciones eólicas y ácueas. Las eolianitas consisten en mantos loésicos, que se presentan, con frecuencia, en el tope de la facies 4. Los ácueos son niveles de psefitas intraformacionales, generadas en condiciones de alto régimen (facies 5), y de psamitas y pelitas (facies 3 y 4, respectivamente) formadas por flujos de régimen moderado a bajo.

El escaso grado de canalización de estos depósitos ácueos, así como sus frecuentes estructuras mecánicas de marcada acreción vertical y la ciclicidad interna dinámico-decreciente de las secuencias elementales, sugieren episodios de desbordamiento y, por lo tanto, ambientes de deposición de 'albardón-crevasse splay' (cf. Farrel, 1987; Shuster y Steidtmann, 1987). No obstante, por su posición en la sucesión y tipos de estructuras mecánicas, algunos niveles de la facies 4 pueden también corresponder a las partes altas de los sistemas de barras en espolón típicos (cf. Jackson, 1976).

En lo que respecta a la interpretación de la facies 6, uno de los puntos básicos para la elaboración del modelo radica en la interpretación adecuada de los extensos cuerpos con estructuras inclinadas de gran tamaño. En sistemas fluviales, han sido interpretadas a partir del clásico trabajo de Allen (1963), como producto de la acreción lateral de las barras en espolón de los meandros. La naturaleza predominantemente fangosa de los depósitos de la facies 6 (Lám. 2b), sugiere que las corrientes han transportado una

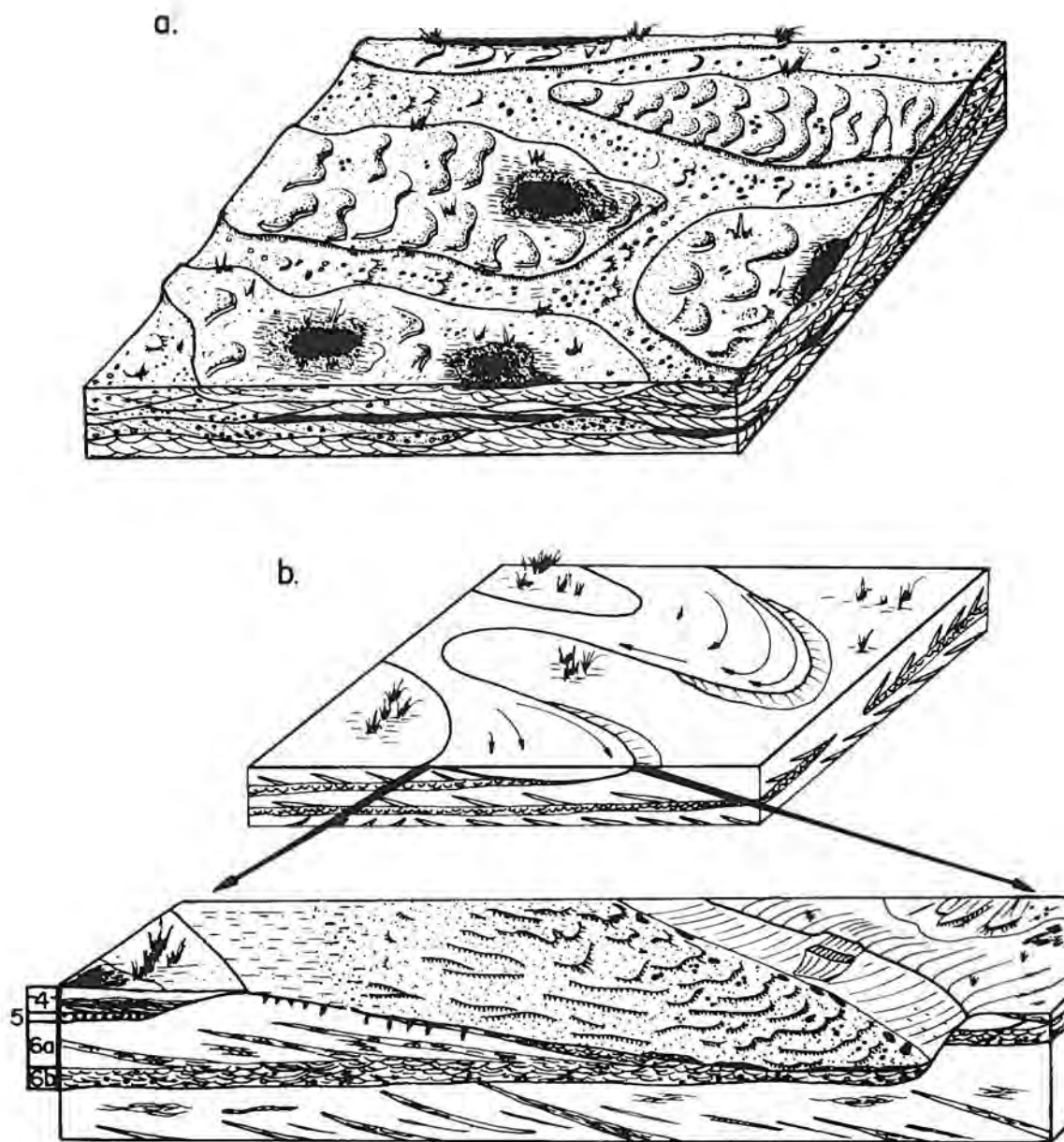


FIG. 4. Representación esquemática de los modelos propuestos. **a.** Asociación de facies 1 y 2: sistema mantiforme arenoso multiepisódico (carga traccional); **b.** Asociación de facies 3, 4 y 5: sistemas de desbordamiento fluvial y depósitos loésicos. Facies 6: sistema de meandro ampliado (carga predominantemente suspensiva). Nótese la exagerada amplitud del recodo del meandro.

carga mayoritaria en suspensión. No obstante, la presencia de arena de grano medio y conglomerados finos, en la base de los ciclos, refleja la existencia de eventos con aporte de carga de lecho extracuen-cal bajo la influencia de flujos quizás más vigorosos.

Es interesante notar que uno de los factores que ejerce mayor influencia sobre el desarrollo de los meandros y sus migraciones es la naturaleza de la carga detrítica y, particularmente, de los materiales que conforman las riberas. En este sentido, se ha sostenido que los bancos cohesivos, ricos en arcillas, tienden a mantener más estable la posición de los canales (Allen, 1980).

Sin embargo, Baker (1978) dedujo que, en ríos actuales de carga de suspensión mayoritaria, desarrollados en área de gradiente muy pequeño, existe un gran ensanchamiento del canal en el sector del recodo del meandro; el mismo se produce porque, aun cuando existen bancos cohesivos, la erosión en la orilla cóncava es más rápida que la deposición predominantemente pelítica, que ocurre al mismo tiempo sobre la barra en espolón o de punta (banco convexo). Este proceso de ensanchamiento puede verse favorecido por la existencia de una cubierta vegetal pobre, pues, en esas condiciones, se facilita el colapso de los bordes cóncavos de los canales. En caso contrario, si la vegetación hubiese sido importante, es probable que se hubiera desarrollado un sistema fluvial diferente al descrito, de tipo anastomosado o multicanal de alta sinuosidad (*cf.* Miall, 1981), caracterizado por la posición mucho más estable de los cursos de agua (Smith, 1987; Shuster y Steidtmann, 1987).

De acuerdo con los atributos de la sucesión estudiada, el modelo de sistema monocal ensanchado arriba mencionado parece ser el más adecuado para interpretar las secciones constituidas por la facies 6. Este modelo conceptual, que se presenta en la figura 4b, tiene una importante diferencia con respecto a otros esquemas de deposición con mayor proporción de carga traccional, atribuidos a los sistemas meandrosos (Taylor y Woodyer, 1978; Woodyer *et al.*, 1979; Jackson, 1981; Stewart, 1983). La misma radica en la importante separación, tanto a nivel de depósitos como en sentido areal, entre los materiales del 'talweg' (carga traccional) y los de la barra en espolón (carga de suspensión dominante), tal como se ilustra en el modelo de la figura 4b.

En definitiva, entonces, se obtiene una secuencia de dos miembros: uno basal, que corresponde al área del canal y al pie de la barra en espolón, que se

conforma de un término predominantemente arenoso, grano y dinámico decreciente (Subfacies 6a). Otro de megaestratos inclinados (ECS o IHS), ricos en material pelítico, que progradan, lateralmente, sobre los depósitos anteriores (Subfacies 6b), y que se forman por procesos de tracción-decantación en el cuerpo de la barra en espolón (Fig. 2, Lám. 2b, c). Vale mencionar que, en 1956, Sundborg ilustró y describió un tipo muy similar de depósito fluvial.

Por su parte, el tope de las barras y la cuenca de inundación están representados, en este modelo, por los depósitos correspondientes a la asociación de facies 3, 4 y 5. No obstante, los componentes de dichas asociaciones son poco frecuentes como intercalaciones entre la facies 6, la que tiende a aparecer en cuerpos recurrentes, en sentido vertical. Ello puede ser interpretado en términos de la importante variabilidad lateral de los canales meandrosos ensanchados, que producen un 'canibalismo' de las áreas correspondientes a las planicies de inundación (Fig. 4b).

Además, en un sistema fluvial como el descrito, la sedimentación de carga de grano fino ocurre bastante lentamente. De tal forma, se dan procesos de intensa bioturbación en las láminas inclinadas y también en el sector terminal de la facies, así como orientaciones variadas en las pequeñas estructuras unidireccionales, que componen el par pelita-arena de los megaconjuntos, las que se deben a cambios locales en la dirección de los flujos helicoidales. La ausencia de grietas de desecación, sobre las superficies de los cuerpos inclinados, permite suponer que la actividad hídrica sobre las barras de punta fue bastante constante, aunque no se descartan variaciones en la descarga, tal como lo sugieren las importantes superficies de reactivación (Lám. 2b).

En este trabajo no surgen evidencias para sostener que los depósitos con alto contenido de material pelítico corresponden sólo a la parte terminal o de sotavento de las barras de punta, como lo sostuvieron Calverley (1984, *in* Smith, 1987) y Wood (1985, *in* Smith, 1987). Por el contrario, parecen haberse desarrollado en toda la superficie de dichas barras.

Cabe destacar, finalmente, que sistemas muy similares al representado por la facies 6 han sido identificados en áreas de muy bajo gradiente, con importante contenido de carga pelítica, y relacionados con fenómenos mareales. Smith (1987, 1988) describió megaestructuras heterolíticas inclinadas (ECS), desarrolladas en meandros estuáricos con influencia micro y mesomareal. Este autor atribuyó las porciones

pelíticas a condiciones de creciente en las mareas y las consideró más frecuentes a medida que aumenta la influencia mareal.

Sin embargo, en el caso del sector basal del Grupo Neuquén, no se han mencionado, hasta el momento, fenómenos de influencia marina y, en el presente trabajo, tampoco se han encontrado evidencias firmes de ella. Muy por el contrario, esta unidad está considerada como una típica sucesión continental.

Desde el punto de vista interpretativo, la presen-

cia de asociaciones de facies como las descritas permite, únicamente, inferir condiciones de sedimentación en sistemas de canales, con alto tenor de carga en suspensión y en áreas de gradiente muy bajo, quizás cercanas al nivel de base. Evidentemente, estos modelos dinámicos pueden generarse en diversos medios sedimentarios. Por tal razón, resulta riesgoso efectuar con ellos interpretaciones paleoambientales si no se cuenta con información paleogeográfica, sedimentológica y paleobiológica adicional.

CONCLUSIONES

1. Se han reconocido, en este trabajo, seis facies sedimentarias, desde conglomerádicas hasta pelíticas. Los ortoconglomerados y areniscas se han producido por migración de barras de grava y dunas tridimensionales. Hay niveles debidos a flujos supercríticos (laminación planar y monticular) y otros producidos por ondulas y dunas de pequeña escala. También se reconocen pelitas macizas, que se interpretan como depósitos de loess en áreas de intercanal. Los niveles de conglomerado intraformacional se atribuyen a retrabajamiento áncuo de los depósitos antes mencionados.
2. La facies más conspicua de la sucesión está formada por secciones predominantemente pelíticas, con estratificación inclinada de gran escala. En ella se reconocen: un término basal arenoso, originado por dunas subácueas de poca altura, y otro superior, compuesto por paquetes o 'bundles' laterales sucesivos, heterolíticos, aunque ricos en material pelítico y con estructura megaentrecruzada, que se produjo por acreción lateral en ambiente de canal muy sinuoso.
3. El modelo sedimentario conceptual se elaboró a partir de tres conjuntos de facies. Por una parte, se reconoce un sistema fluvial dominado por procesos traccionales y con fuerte migración lateral, en el que resultan cuerpos areno-conglomerádicos mantiformes y multiepisódicos. El segundo conjunto comprende un ambiente de planicie aluvial con alternancia de depósitos eólicos (loess) y de desbordamiento (ambientes de 'albardón y crevasse splay'). Por último, los cuerpos heterolíticos con dominio de pelitas de la facies 6 se asignan a ambiente de canal meandriforme, de muy acentuada sinuosidad o sistema fluvial monocanal ensanchado, con fuerte acreción lateral y abundancia de sedimentación fangosa, en la barra en espolón. Este parece ser el primer caso en el que se menciona este modelo de depositación en condiciones puramente fluviales, sin influencia de mareas; se infiere así un área de acumulación muy próxima al nivel de base.

REFERENCIAS

- Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units with notes of their origin. *Sedimentology*, Vol. 2, No. 2, p. 93-114.
- Allen, J.R.L. 1965. Sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Yorkshire Geological Society, Proceedings*, Vol. 35, p. 139-185.
- Allen, J.R.L. 1966. On bed forms and palaeocurrents. *Sedimentology*, Vol. 6, No. 3, p. 153-190.
- Allen, J.R.L. 1973. Features of cross-stratified units due to random and other changes in bedforms. *Sedimentology*, Vol. 20, p. 189-202.
- Allen, J.R.L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, Vol. 26, No. 4, p. 281-328.
- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, Vol. 33, No. 4, p. 237-293.
- Allen, J.R.L. 1985. Physical Sedimentology. G. Allen and Unwin Publications, 272 p. London.
- Baker, V.R. 1978. Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In *Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D.; editor), Canadian Society of Petroleum Geologists,

- Memoir*, No. 5, p. 211-230.
- Calvo, J.O. (En prensa). Hallazgos de huellas de dinosaurios en el Miembro Candeleros de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano) en la localidad de Picún Leufú, Provincia del Neuquén, Patagonia Argentina. *Ameghiniana*.
- Calvo, J.; Gazzera, C. 1989. Paleocología del sector inferior del Miembro Candeleros (Formación Río Limay-Grupo Neuquén-Cretácico) en el área del lago Exequiel Ramos Mexia, Provincia del Neuquén. *In Jornadas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes*. San Juan.
- Cazau, L.; Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas*, Vol. 3, p. 131-163. Villa Carlos Paz.
- Collinson, J.D. 1986. Alluvial sediments. *In Sedimentary Environments and Facies* (Reading, H.; editor). *Blackwell Scientific Publication*, p. 20-62. Oxford.
- Cruz, C.; Condat, P.; Kozłowski, E.; Manceda, R. 1989. Análisis estratigráfico secuencias del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el valle del Río Grande, Provincia de Mendoza. *In Congreso Argentino de Hidrocarburos, No. 1, Actas*, Vol. 2, p. 689-714.
- Di Paola, E. 1973. Caracterización litoestratigráfica de la Formación Neuquén. *In Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas*, Vol. 3, p. 197-206. Villa Carlos Paz.
- Doering, A. 1882. Geología. *In Informe Oficial de la Comisión Científica Agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia)*, Parte 3. Buenos Aires.
- Farrel, K.M. 1987. Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana. *In Recent Developments in fluvial sedimentology* (Ethridge, F.; Flores, R.; Harvey, M.; editors), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, No. 39, p. 111-120.
- Friend, P. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *In Modern and Ancient Fluvial Systems* (Collinson, J.; Lewin, J.; editors), *IAS Special Publication*, No. 6, p. 345-354.
- Galloway, W.E.; Hobday, D.K. 1983. Terrigenous clastic depositional systems. *Springer Verlag*, 419 p. New York.
- Harms, J.C.; Southard, J.B.; Walker, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Lecture Notes: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, 9.
- Jackson II, R.G. 1976. Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 46, p. 579-594.
- Jackson II, R.G. 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, No. 4, p. 1169-1192.
- Lagarreta, L.; Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario inferior). *In Cuenas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, L.; editores). *Serie de Correlaciones Geológicas*, No. 6, p. 221-243.
- Marchese, H. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 26, p. 343-410.
- Miall, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series*, No. 20, 75 p.
- Moody-Stuart, M. 1966. High and low sinuosity stream deposits, with samples from the Devonian of Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 36, p. 1102-1117.
- Nanson, G.C.; Rust, B.R.; Taylor, G. 1986. Coexistent mud braids and anastomosing channels in an arid-zone river: Cooper Creek, Central Australia. *Geology*, Vol. 14, p. 175-178.
- Plint, A.G. 1986. Slump blocks, intraformational conglomerates and associated erosional structures in Pennsylvanian fluvial strata of eastern Canada. *Sedimentology*, Vol. 33, p. 387-399.
- Puigdefabregas, C.; van Vliet, A. 1978. Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. *In Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D.; editor). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, No. 5, p. 469-485.
- Pye, K. 1987. Aeolian dust and dust deposits. *Academy Press*, 334 p. London.
- Reading, H.G. 1986. Facies. *In Sedimentary Environments and Facies* (Reading, H.G.; editor). *Blackwell Scientific Publication*, p. 4-19. Oxford.
- Rust, B.R.; Nanson, G.C. 1989. Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. *Sedimentology*, Vol. 36, p. 291-306.
- Shuster, M.W.; Steidtmann, J.R. 1987. Fluvial-sandstone architecture and thrust-induced subsidence, northern Green River Basin, Wyoming. *In Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Ethridge, F.; Flores, R.; Harvey, M.; editors), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, No. 39, p. 279-285.
- Smith, D.G. 1987. Meandering river point-bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. *In Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Ethridge, F.; Flores, R.; Harvey, M.; editors), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, No. 39, p. 83-91.
- Smith, D.G. 1988. Modern point-bar deposits analogous to the Athabasca oil sands, Alberta, Canada. *In Tide-influenced sedimentary environments and facies* (de Boer, P.; van Gelder, A.; Nio, S.; editors). *Reidel Publication Co.*, p. 417-432.
- Spalletti, L. 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluidos en sustratos incoherentes. *Museo de La Plata, Revista, Nueva Serie Geológica*, No. 82, p. 19-69.

- Spalletti, L.; Mazzoni, M. 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del lago Colhué Huapí, Provincia del Chubut. *Obra Centenario, Museo de La Plata, Geología*, No. 4, p. 261-283.
- Spalletti, L.; Mazzoni, M. 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huapí, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 34, p. 271-281.
- Spalletti, L.; Gazzera, C. 1989. Eventos eólicos en capas rojas cretácicas (Formación Río Limay, Grupo Neuquén), sector sudeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Contribución al Simposio sobre el Cretácico de América Latina, Parte A, Eventos y Registros Sedimentológicos*, p. 89-100. Buenos Aires.
- Stewart, D.J. 1983. Possible suspended-load channel deposits from the Wealden Group (Lower Cretaceous) of southern England. In *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Collinson, J.; Lewin, J.; editors). *IAS Special Publication*, No. 6, p. 369-384.
- Sundborg, A. 1956. The river Klarälven: a study of fluvial processes. *Geografiska Annaler*, Vol. 38, p. 125-316. Stockholm.
- Taylor, G.; Woodyer, D. 1978. Bank deposition in suspended-load streams. In *Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D.; editor). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, No. 5, p. 257-275.
- Teruggi, M.; Andreis, R.; Mazzoni, M.; Dalla Salda, L.; Spalletti, L. 1975. Nuevo criterio para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata - Miramar. *Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas de la Provincia de Buenos Aires, Anales*, Serie 2, 268 p. 135-148.
- Thomas, R.G.; Smith, D.G.; Wood, J.; Visser, J. Calverley-Range, A.; Koster, E. 1987. Inclined heterolithic stratification; terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, Vol. 53, No. 1-2, p. 123-179.
- Uliana, M. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis de Doctorado (Inédito). *Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo*, 117 p. La Plata.
- Uliana, M.; Dellapé, D.; Pando, G. 1975. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza), República Argentina. In *Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, No. 1, *Actas*, Vol. 1, p. 177-196.
- Woodyer, K.D.; Taylor, G.; Crook, K.A.W. 1979. Depositional processes along a very low-gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales. In *Continental arid climate lithogenesis* (McKee, E.D.; editor). *Sedimentary Geology*, Vol. 22, Nos. 1-2, p. 97-120.

LAMINAS 1-2

LAMINA 1

1. Vista general del Miembro Candeleros superior (sector d, Fig. 1) en la localidad de Agrio del Medio. Nótese la tabularidad del conjunto (facies 2, 3 y 4); la facies 6 no se observa por la perspectiva de la foto. Arriba, Miembro Huincul.
2. Vista general de la facies 1 de conglomerados y areniscas conglomerádicas entrecruzadas en Agrio del Medio. Obsérvese el paleocanal asimétrico, que corta al conjunto de estratos lenticulares de areniscas, y la presencia de lentes extensas de pelitas intercaladas entre los cuerpos.
3. Facies 4: pelitas que forman grandes conjuntos con estructura 'monticular' y entrecruzada planar con ángulo variable. Arriba, limolita maciza en contacto con el sector basal de la facies 6.
4. Vista de detalle de fangolita/limolita con óndulas escalonadas desfasadas. Esta estructura particular aparece en las facies 4 y 6.
5. Arenisca con estructura entrecruzada en régimen de antiduna perteneciente a la facies 3.

LAMINA 1



1



2

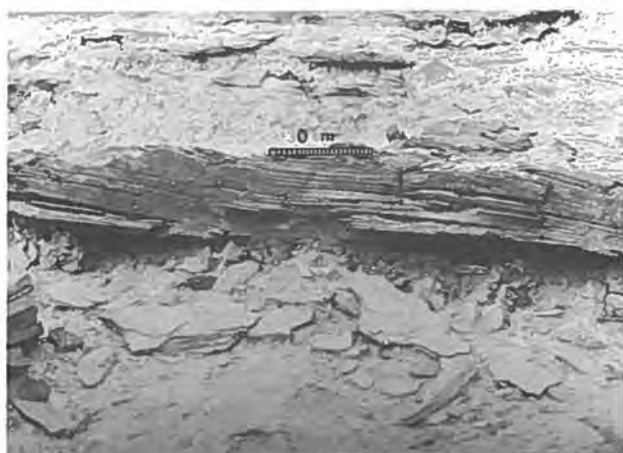
3



4



5



LAMINA 2

1. Detalle de parte de las facies 4 y facies 5. Arriba, entrecruzamiento pequeño (fase de óndula) en pelita. Abajo, intraconglomerado fino a medio de limolita/fangolita.
2. Facies 6: en la base, sección arenosa entrecruzada; luego cuerpos con estratificación inclinada compuestos por paquetes o 'bundles' heterolíticos; más arriba, limolitas macizas. Por encima aparece el Miembro Huincul.
3. Vista de detalle de la facies 6. Obsérvese la convergencia de los niveles pelíticos y psamíticos, de grano fino, de los paquetes inclinados, así como la deformación en la base. Por debajo aparece la facies 4 con entrecruzamiento en pelitas.
4. Estructuras de deformación por carga y por flujo en la facies 6.

LAMINA 2

