



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Armas, Paula; Sánchez, María Lidia

Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde
nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina

Andean Geology, vol. 38, núm. 1, enero, 2011, pp. 119-155

Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918795007>

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

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina

Paula Armas¹, María Lidia Sánchez²

¹ CONICET - Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto (Córdoba-Argentina).
parmas@exa.unrc.edu.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta 8 Km 603, 5800 Río Cuarto, Córdoba, Argentina.
msanchez@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN. En las provincias de Neuquén y Río Negro a partir de un estudio sedimentológico de detalle se realizó un análisis estratigráfico secuencial de los depósitos del Cretácico Superior de la Formación Anacleto y miembro inferior de la Formación Allen para el borde nororiental de Cuenca Neuquina. La asociación de las litofacies permitió interpretar elementos arquitecturales de origen fluvial y elementos con influencia de mareas. Tres sistemas fluviales (sistema entrelazado, sistema anastomosado y sistema meándrico), un sistema estuárico proximal y uno medio fueron identificados para La Formación Anacleto. Para el miembro basal de la Formación Allen, se definió un sistema estuárico distal o boca de estuario. En el análisis de estratigrafía secuencial se identificó una secuencia constituida por: un cortejo de baja acomodación, en ambiente continental limitado por una superficie de inundación fluvial (discontinuidad I) y la discontinuidad II; y un cortejo de alta acomodación y su equivalente cortejo transgresivo en ambiente marino, incluyendo este último las discontinuidades III, IV y V.

Palabras clave: Cretácico Superior, Formación Anacleto, Formación Allen, Estratigrafía secuencial, Sistemas estuáricos, Sistemas fluviales, Cuenca Neuquina.

ABSTRACT. Sequential stratigraphic analysis of the Anacleto and Allen formations (Late Cretaceous) in the northeastern margin of the Neuquina Basin, Argentina. Based on a detailed sedimentological study we carried out a sequential stratigraphic analysis of the Upper Cretaceous deposits of the Anacleto Formation and lower member of the Allen Formation in the north-eastern border of the Neuquina Basin. The lithofacies association allowed interpreting architectural elements of fluvial origin and tide influenced elements. Three fluvial systems (a braided system, an anastomosed one, and a high sinuosity one), a proximal and a middle estuarine system were recognized for the Anacleto Formation. A distal estuarine system or estuary outlet was defined for the basal member of the Allen Formation. In the sequential stratigraphy analysis the following systems were identified: a low accommodation system tract in a continental environment limited by a flooding fluvial surface (discontinuity I) and discontinuity II; and a high accommodation system tract and its equivalent transgressive system tract in a marine environment, with discontinuities III, IV and V.

Keywords: Upper Cretaceous, Anacleto Formation, Allen Formation, Sequential Stratigraphy, Estuarine Systems, Fluvial Systems, Neuquina Basin.

1. Introducción

El desarrollo de la Cuenca Neuquina con un estilo flexural hacia fines del Mesozoico ha sido el resultado de un cambio en la dinámica del margen continental en el borde occidental de Sudamérica. Esta dinámica involucró la transición desde un ambiente de retroarco extensional a un margen tipo Andino (Fig. 1) con el desarrollo de una cuenca de antepaís (Ramos y Folguera, 2005; Veiga *et al.*, 2005). Una faja plegada y corrida se desarrolló como resultado de la fase de antepaís y su posición controló la distribución de los depocentros y la migración de los mismos hacia el este. La actividad del arco, que se inició en el Jurásico Medio, sufrió una expansión hacia el antepaís durante el Cretácico Tardío.

En las últimas décadas se ha desarrollado un intenso debate sobre la iniciación de la fase de antepaís de la cuenca. Desde el Cretácico Tardío, con los movimientos intersenonianos (Polansky, 1964), el relleno fue típico de una cuenca de antepaís en la cual se depositaron los Grupos Rayoso y Neuquén (Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005) hasta el Grupo Malargüe del Cretácico Tardío-Paleógeno (Uliana y Dellapé, 1981; Legarreta y Uliana, 1999).

Otro aspecto en discusión, es el inicio del registro de la Transgresión Atlántica del Maastrichtiano, para algunos restringidos al Grupo Malargüe (Andreis *et al.*, 1974; Uliana y Dellapé, 1981) sin mayores precisiones en la definición de los paleoambientes sedimentarios y con un apoyo del contenido de grandes vertebrados que confirman las propuestas respecto al paleoambiente de sedimentación.

La precisión de estos dos aspectos, que involucran el lapso depositacional del Grupo Neuquén durante el Cretácico-Paleógeno es de difícil resolución, tanto por la falta de dataciones geocronológicas como por la escasa precisión temporal que puede deducirse del contenido fosilífero, centrado fundamentalmente en grandes vertebrados, para la definición de los límites cronoestratigráficos. Otro de los mayores inconvenientes es la ausencia de estudios de detalle de las sucesiones sedimentarias que aportan a la reconstrucción paleogeográfica y definiciones paleoambientales.

El empleo de los conceptos básicos de la estratigrafía secuencial, basados en el análisis de facies, el uso del concepto de elementos arquitecturales a meso y macroescala (Miall, 1996) y la correlación a nivel regional de las discontinuidades estratigráficamente significativas (Martinsen *et al.*, 1999), permite esta-

blecer aproximaciones sobre los factores alocíclicos que controlaron la evolución paleoambiental. Además, el conocimiento de tales factores favorece definir con mayor precisión eventos específicos (impacto de la variabilidad climática, subsidencia y cambios eustáticos), en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, para la Formación Anacleto (Subgrupo Río Colorado-Grupo Neuquén) y miembro inferior de la Formación Allen (Grupo Malargüe) en el borde nororiental de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Tardío.

El área de estudio (Figs. 2a y b) se ubica en el sector limítrofe entre las Provincias de Neuquén (Departamento Confluencia) y Río Negro (Departamento Roca). Las secciones que se relevaron se localizan en la ciudad de Neuquén (provincia de Neuquén), al norte de la localidad mencionada, sobre la Ruta Provincial N° 234 y en las proximidades de la localidad de Cinco Saltos (Provincia de Río Negro) frente al margen izquierdo del río Neuquén.

2. Estratigrafía del área

El Subgrupo Río Colorado, parte superior del Grupo Neuquén (Fig. 1), es considerado el resultado de procesos de reactivación o rejuvenecimiento de ciclos fluviales, que culminan con condiciones de madurez y el dominio de depósitos pelíticos (Cazau y Uliana, 1973; Leanza y Hugo, 1997). La potencia máxima aproximada de este subgrupo es de 200 m y se le asigna una edad santonian-campaniana temprana (Rodríguez *et al.*, 2007). El tope de esta unidad litoestratigráfica es la Formación Anacleto (Figs. 2b y 3a, b y c), definida por Herrero Duclox (1939), la cual presenta una potencia que varía entre 60 y 90 m y fue interpretada como el producto de la depositación a partir de sistemas fluviales de tipo anastomosado (Andreis *et al.*, 1974). En cuanto al contenido fosilífero de la Formación Anacleto, en las proximidades de Cinco Saltos se halló *Gasparinisaura cincosaltensis* (Coria y Salgado, 1996) y los niveles pelíticos han brindado numerosos ejemplares de dinosaurios ornitiquios en distinto grado de preservación (Heredia y Salgado, 1999). Resulta significativa la mención de ostrácodos con características que se asocian con ambientes marinos, en su tramo cuspidal (Musacchio, 1973; Uliana y Dellapé, 1981).

La Formación Allen (Fig. 2b) definida por Uliana (1979) constituye la base del Grupo Malargüe y yace en discordancia erosiva sobre la Formación Anacleto (Fig. 3c). La potencia máxima aproximada es de

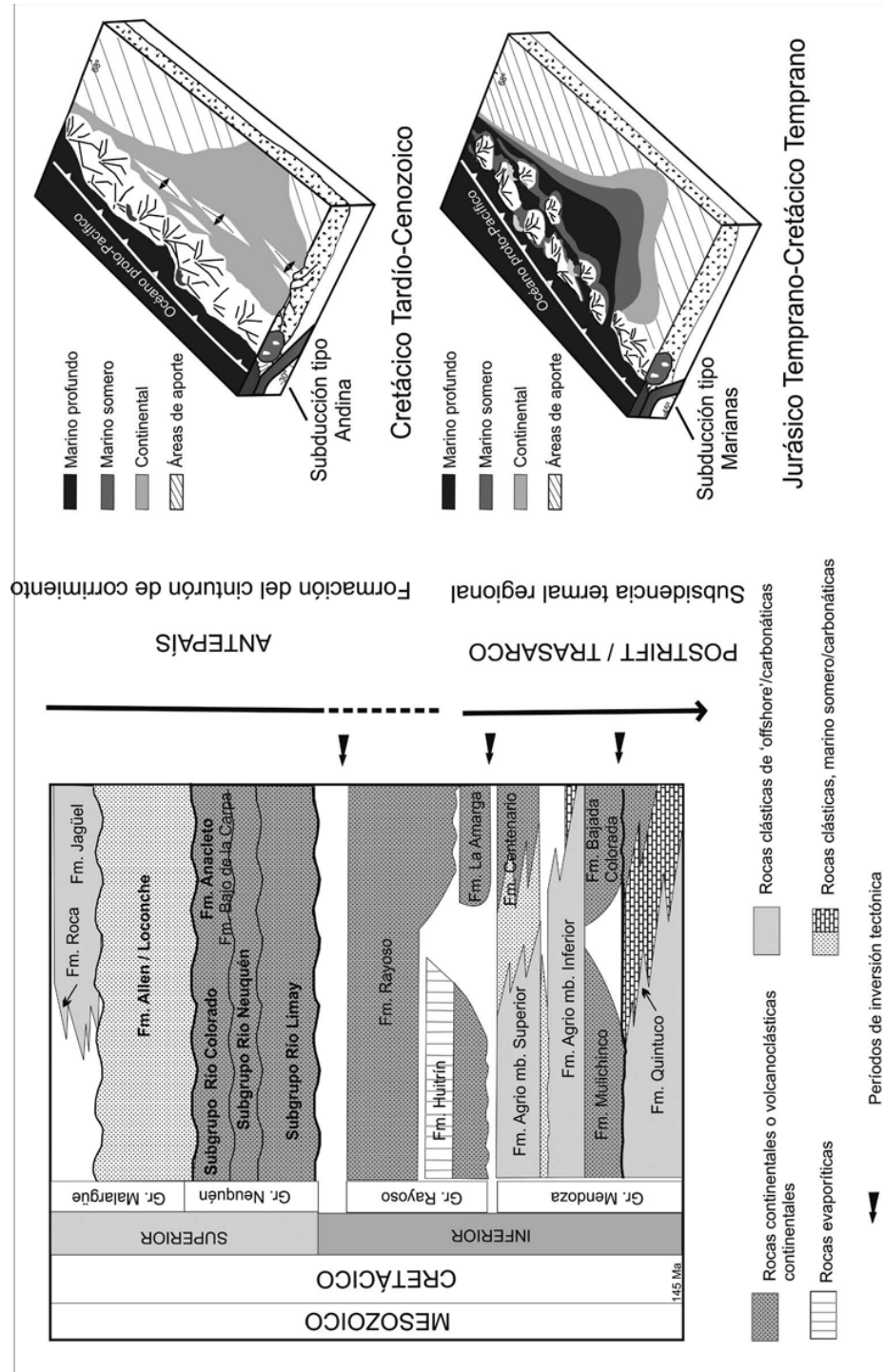


FIG. 1. Estratigrafía de Cuenca Neuquina durante el Cretácico y esquemas representando las etapas de la Cuenca, tomado de Howell *et al.* (2005). Durante el Jurásico temprano-Cretácico Tardío la cuenca presenta una sedimentación continental y marina proveniente del Océano proto-Pacífico. En el Cretácico Tardío se produce un régimen compresional, se forma completamente el arco magmático y la cuenca se desconecta del océano proto-Pacífico, produciéndose sedimentación netamente continental (Grupo Neuquén), la cual después es afectada por la ingresión atlántica (Grupo Malargüe).

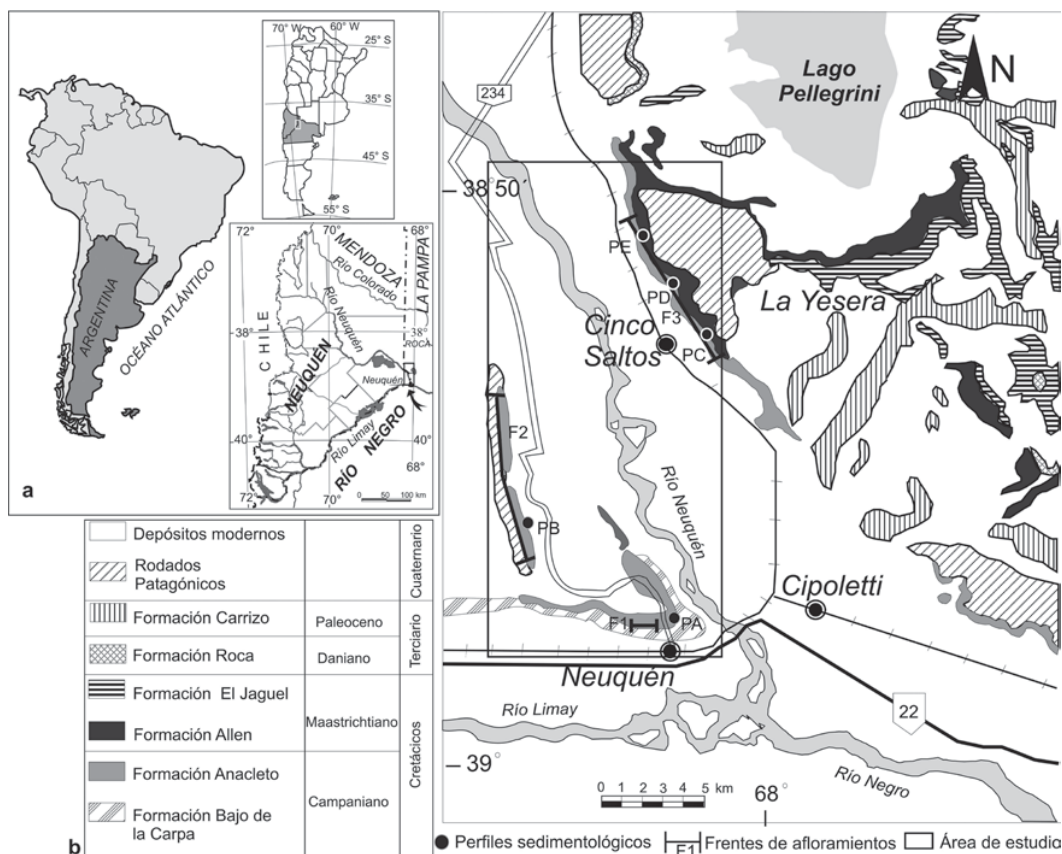


FIG. 2 a. Mapa de Sudamérica, Argentina y las Provincias de Neuquén y Río Negro, con la ubicación del área de estudio; b. Mapa geológico del área (tomado de Uliana y Dellapé, 1981), con la ubicación de los perfiles y los frentes relevados.

52 m y se le asigna edad maastrichtiana temprana (Uliana y Dellapé, 1981). El contenido fosilífero de esta formación corresponde a restos de terópodos Coelurosauria (Salgado *et al.*, 2009), Titanosaurios, dinosaurio ornitíscuo, plesiosaurio (Andreis *et al.*, 1974), aves, gastrópodo, restos de plantas, troncos, placas de tortugas, cocodrilos y dientes de peces pulmonados, además de impresiones de vegetales indeterminados, ostrácodos y pecicípodos de agua dulce y salada (Wichmann, 1927; Uliana y Dellapé, 1981; Hugo y Leanza, 2001). La Formación Allen ha sido interpretada hasta el momento como el resultado de la deposición durante un proceso transgresivo acompañado de un gradual hundimiento de la cuenca con desarrollo de una planicie costera intracontinental de escaso gradiente o una playa de barrera (Andreis *et al.*, 1974).

3. Metodología

La realización de este trabajo se llevó a cabo mediante el levantamiento de secciones estratigráficas de detalle (Fig. 4), registro de datos de paleocorrientes y la identificación de discontinuidades de diferente rango estratigráfico. Mediante el análisis de las litofacies se identificaron y describieron elementos arquitecturales conjuntamente con la jerarquización de las discontinuidades. Además, se analizaron los factores (eustasia y tectónica) que controlaron la acomodación para realizar el análisis secuencial. Los resultados permitieron la definición de los paleoambientes sedimentarios y establecer la evolución y distribución paleogeográfica de los mismos y obtener un modelo depositacional.

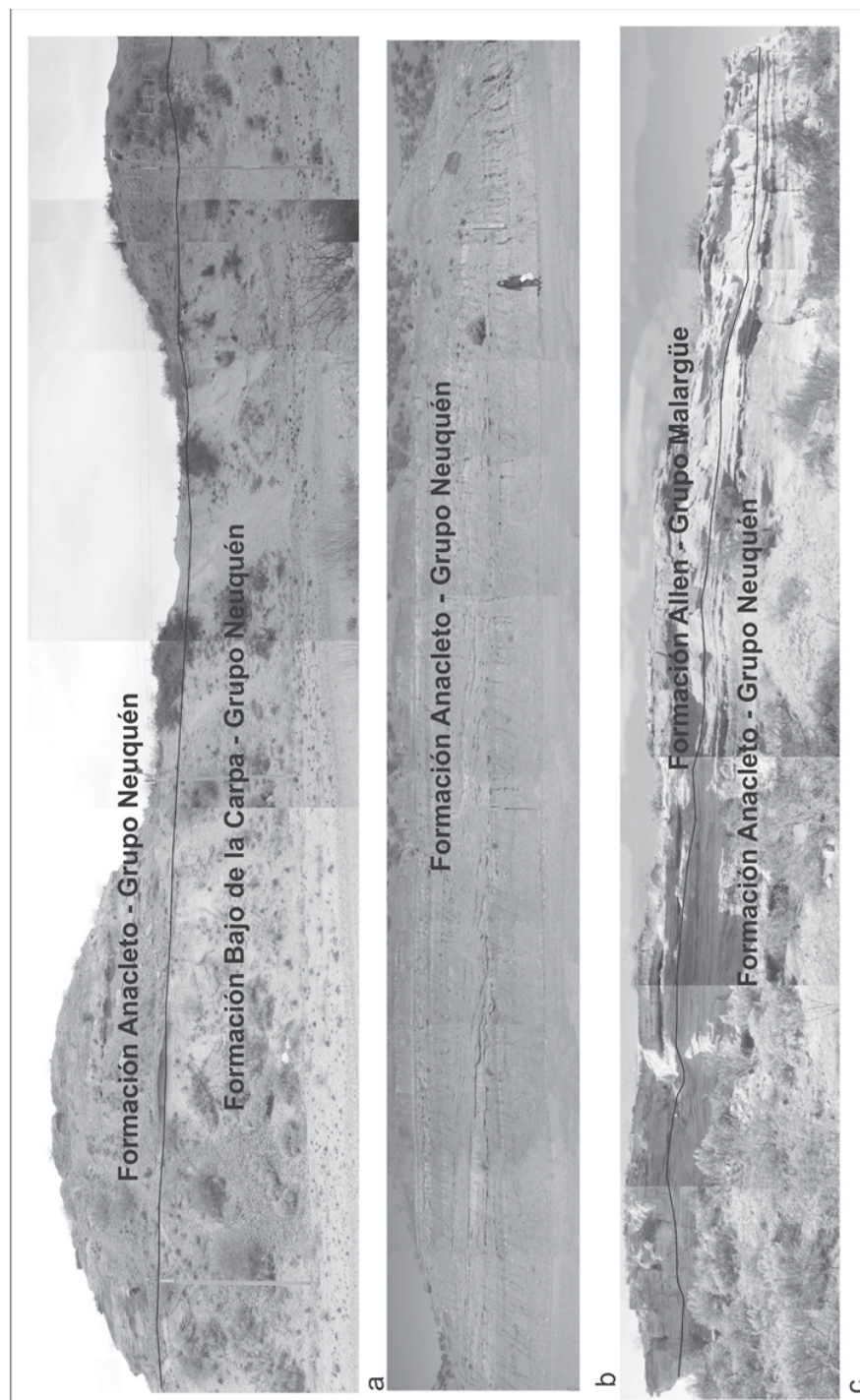


FIG. 3. **a.** Fotos de afloramientos del contacto de las formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto en la localidad de Neuquén; **b.** Afloramiento de la Formación Anacleto sobre la ruta provincial No. 234, al norte de la ciudad de Neuquén, provincia de Neuquén; **c.** Fotos de afloramientos del contacto de las formaciones Anacleto y Allen al norte de la localidad de Cinco Saltos, provincia de Río Negro, sobre el margen izquierdo del río Neuquén.

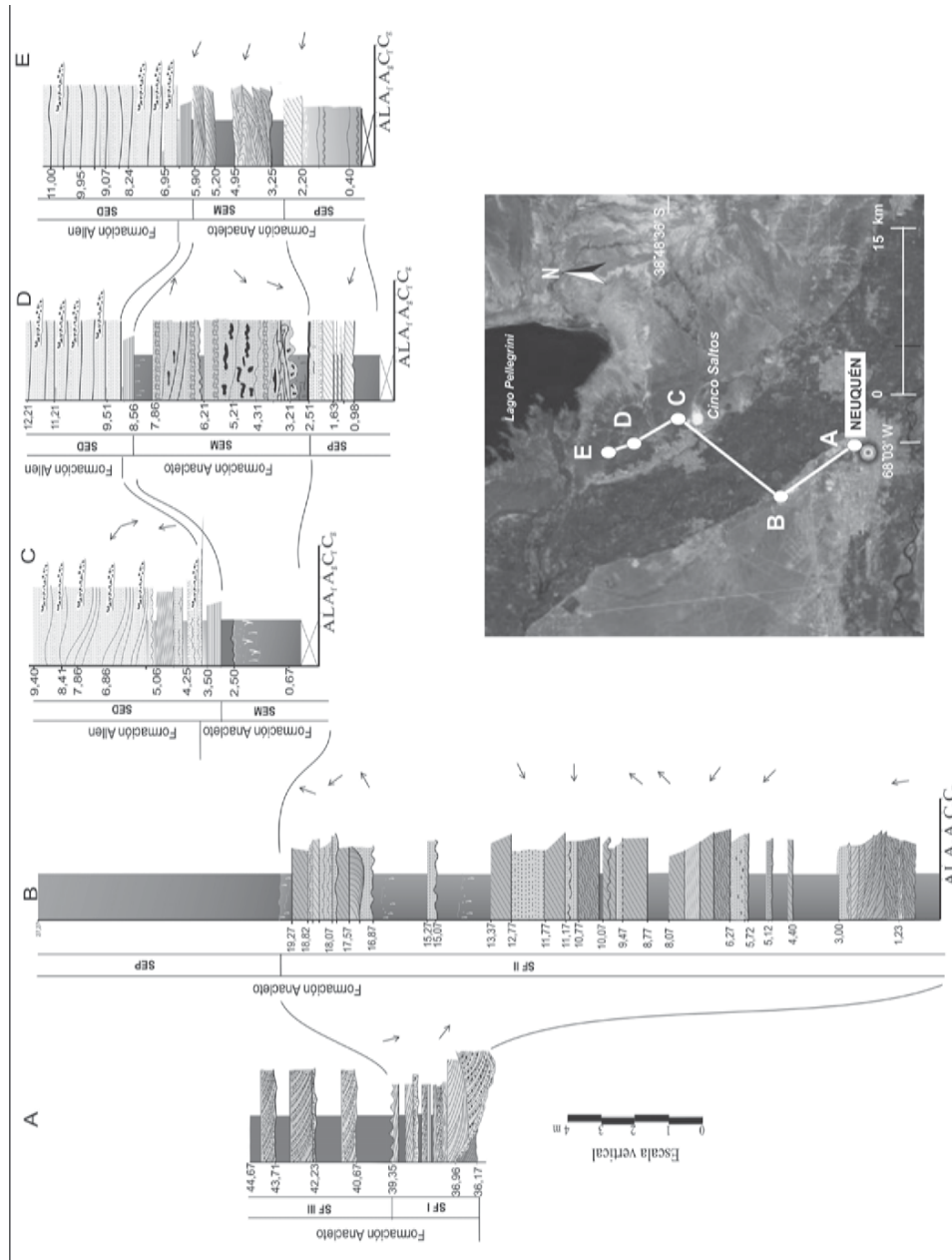


FIG. 4. Perfiles sedimentológicos de detalle y ubicación de los mismos en el área de estudio. El perfil A (PA) se ubica en la localidad de Neuquén, el perfil B (PB) se encuentra al norte de esta ciudad sobre la ruta provincial No. 234. Los perfiles C, D y E (PC, PD y PE) se localizan sobre el margen izquierdo del río Neuquén al norte de la localidad de Cinco Saltos. En el perfil A se observa la dirección de paleocorriente del sistema fluvial I (SF I) hacia el SW y SSW, mientras que el perfil B muestra la predominancia de las direcciones de paleocorrientes hacia el NNW, NNE y NE, presentando una gran variabilidad debido a que el sistema fluvial II (SF II) es de alta sinuosidad. En los perfiles C, D y E las direcciones de paleocorrientes varían (NNW, SE, E, SW y W) evidenciando la bipolaridad de las mismas. SEP: Sistema estuárico proximal; SEM: Sistema estuárico medio; SED: Sistema estuárico distal. A: arcillitas; L: limolitas; Af: areniscas finas; Ag: areniscas gruesas; Cf: conglomerado fino; Cg: conglomerado grueso.

4. Litofacies Sedimentarias

4.1. Litofacies Fluviales

4.1.1. Litofacies F1 (LF1)

Son conglomerados medio a finos (Fig. 5a), clasto a matriz soportado y con selección regular. Presentan intraclastos pelíticos rojizos y verdosos, redondeados a subredondeados, con un tamaño máximo de clasto (TMC) de 4 cm. La matriz tiene tamaño de grano arena media a gruesa. Internamente es maciza, la gradación está ausente o es normal, presenta nidos de clastos y es común que estén imbricados, a (t) b (i). Integran cuerpos lenticulares con contacto basal erosivo de alto relieve, de hasta 0,37 m de potencia.

Interpretación: la imbricación que presentan los clastos sugieren un transporte de carga tractiva bajo condiciones de alta descarga en canales fluviales. Esta característica asociada con la superficie de erosión basal y la reducida potencia de los cuerpos permiten interpretar a esta litofacies como depósitos de fondo de canal que incluyen materiales erosionados de los bancos de canal y planicies adyacentes (Miall, 1996).

4.1.2. Litofacies F2 (LF2)

Constituida por un conglomerado fino, clasto a matriz soportado y con selección regular (Fig. 5b). Incluye intraclastos pelíticos verdes redondeados con un tamaño máximo de clasto (TMC) de 2,5 cm. La matriz es de color blanquecino o rojizo con tamaño de grano arena media y selección regular. Los conglomerados presentan estratificación en artesas y conforman cuerpos lenticulares granodecrecientes de gran continuidad lateral, con base erosiva y un espesor máximo de 0,40 m.

Interpretación: la geometría de los cuerpos, su gran continuidad lateral y su pequeño espesor, así como también su característica base erosiva sugieren que estos conglomerados finos representan el relleno inicial de pequeños canales fluviales producidos por flujos de alta energía (Massari, 1983), que afectan tramos de la planicie de inundación como evidencian la presencia de intraclastos pelíticos. La estratificación entrecruzada en artesas representa la migración de formas de lecho tridimensionales (Miall, 1996).

4.1.3. Litofacies F3 (LF3)

Integrada por conglomerados finos, matriz soportados y con selección moderada (Fig. 5c), alternando

con areniscas y limolitas. Presenta intraclastos de concreciones y niveles de caliche, subredondeados a subangulosos (TMC) de 0,7 cm. La matriz es de color blanquecino y tiene un tamaño de grano arena media. Exhibe lotes de estratificación entrecruzada planar de escasa potencia (2 m). Esta litofacies integra cuerpos lenticulares con contacto basal erosivo marcado de hasta 0,11 m de potencia.

Interpretación: la presencia de estratificación entrecruzada planar en gravas permite interpretar esta litofacies como la migración de formas de lecho de crestas rectas en canales fluviales (López Gómez y Arche, 1993; Miall, 1996). Los intraclastos de concreciones y niveles de caliche sugieren el retrabajo de depósitos de llanura de inundación sometida a procesos de pedogénesis.

4.1.4. Litofacies F4 (LF4)

Representada por areniscas sabulíticas que gradan a areniscas con tamaño de grano medio, con selección moderada y estratificación entrecruzada en artesas o asintótica a la base (Fig. 5d). Integra cuerpos lenticulares con base erosiva de hasta 0,70 m de espesor.

Interpretación: representa la migración de formas de lecho tridimensionales en las secciones más profundas de canales fluviales que pueden asimilarse a dunas de crestas sinuosas y/o linguoides (Miall, 1996). La migración de estas macroformas se produce por procesos deposicionales dominados por acreción vertical corriente abajo durante períodos de alto régimen de flujo (López Gómez y Arche, 1993).

4.1.5. Litofacies F5 (LF5)

Incluye areniscas sabulíticas que gradan a areniscas con tamaño de grano medio y con selección moderada (Fig. 5e). Presenta estratificación entrecruzada planar con caras frontales gradadas y lotes de hasta 1,5 cm de espesor. Conforman cuerpos lenticulares con base erosiva y un espesor máximo de 0,70 m.

Interpretación: es el producto de la migración de dunas de crestas rectas (Miall, 1996), asociadas con barras transversales u oblicuas que se desarrollan en canales fluviales (Cant y Walker, 1978). La arena es transportada por tracción por la cara de trepada y depositada en la cresta hasta un punto en el cual se alcanza la pendiente crítica y se genera la avalancha de granos (Miall, 1996). Este mecanismo de migración produce la amalgamación de lotes, generando la estratificación entrecruzada planar (Best *et al.*, 2003).

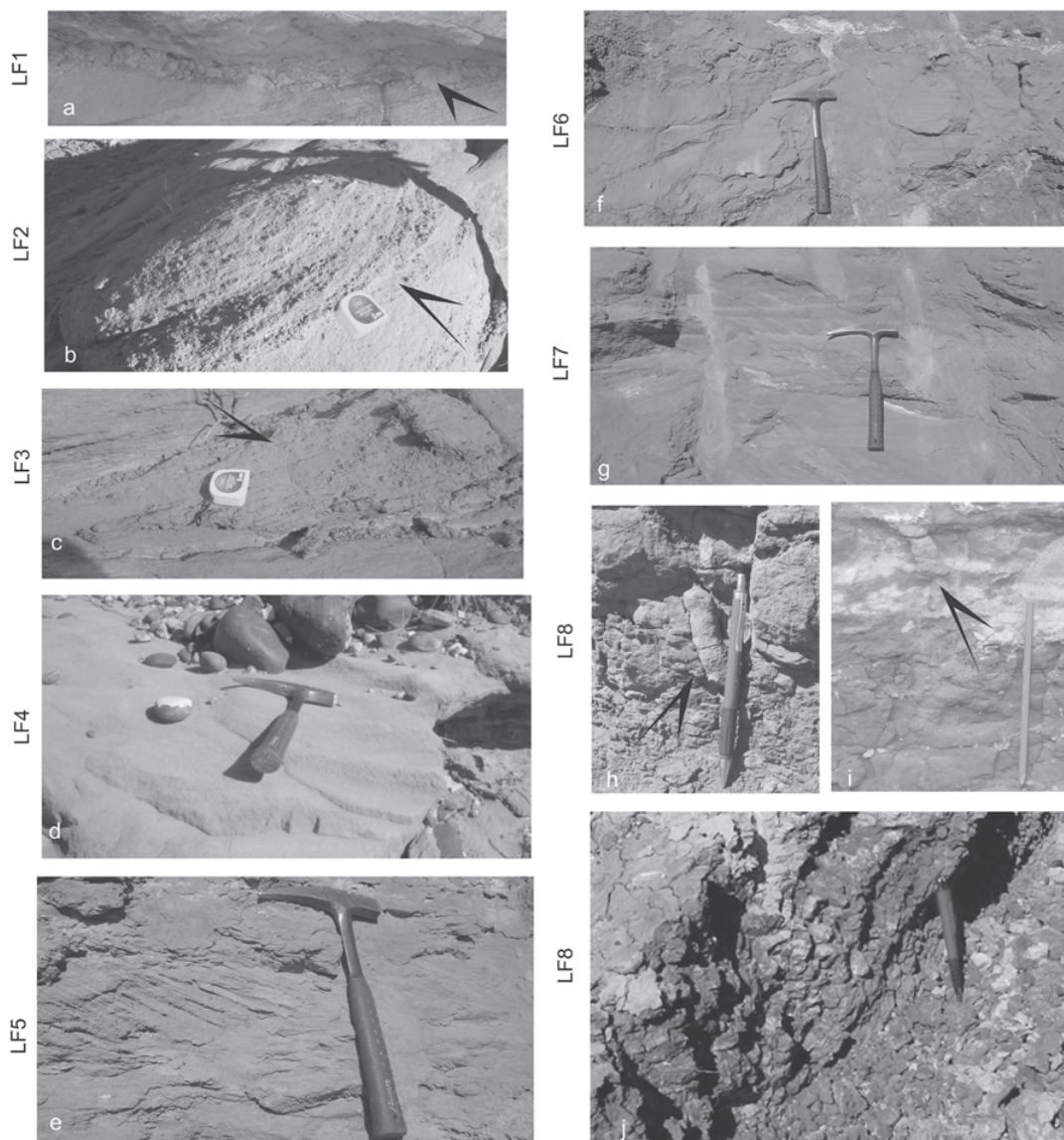


FIG. 5. Litofacies fluviales. **a.** LF1, conglomerado medio a fino, clasto a matriz soportado; **b.** LF2, conglomerado fino, clasto a matriz soportado con estratificación en artesa; **c.** LF3, conglomerado fino, matriz soportado con estratificación entrecruzada planar; **d.** LF4, areniscas sabulíticas con estratificación entrecruzada en artesa; **e.** LF5, arenisca sabulítica con estratificación entrecruzada planar; **f.** LF6, arenisca fina a media con estratificación paralela; **g.** LF7, arenisca muy fina con laminación paralela, óndulas asimétricas y escalantes; **h.** **i.** LF8, limolita y arcillita con bioturbaciones; **j.** estructuras en bloques, superficies de 'slickenside' y 'moteados'.

4.1.6. Litofacies F6 (LF6)

Son areniscas con tamaño de grano fino a medio (Fig. 5f). Presenta estratificación paralela con lotes de 1 cm de espesor e internamente laminación paralela

o entrecruzada planar de bajo ángulo. La selección es moderada e incluye intraclastos de pelitas verdes aislados. Conforma cuerpos tabulares y lobulares con potencias que alcanzan hasta 0,80 m.

Interpretación: la estratificación paralela o entrecruzada de bajo ángulo resulta de la depositación a partir de flujos de alto régimen, de lecho plano o en la transición antiduna a lecho plano durante episodios de alta descarga (Paola *et al.*, 1989; Bridge y Best, 1997; Marshall, 2000); también ha sido asociada con la transición del flujo subcrítico al supercrítico, presentando estabilidad bajo condiciones de velocidad de alrededor de 1 m/seg y profundidades de entre 0,25 a 0,5 m cuando las areniscas son de grano medio (Miall, 1996). Los intraclastos pelíticos son el producto de la remoción por flujos turbulentos de los depósitos de la llanura de inundación (Alexander *et al.*, 2001; Fielding, 2006).

4.1.7. *Litofacies F7 (LF7)*

Constituida por areniscas con tamaño de grano muy fino y pelitas (Fig. 5g). Presenta laminación paralela, óndulas asimétricas o escalantes. Integra cuerpos tabulares o lenticulares con espesores que alcanzan hasta 1,25 m y puede incluir intercalaciones de pelitas verdes macizas.

Interpretación: resulta de la depositación a partir de flujos de baja energía. La laminación entrecruzada se asocia con pequeñas formas de lecho que responden a condiciones de escaso suministro de sedimentos y reducida velocidad de flujo (<1 m/seg), la estructura es el resultado de la migración de óndulas que se erosionan mutuamente (Miall, 1996). Las óndulas escalantes son producto de procesos de tracción-decantación. Las capas de pelitas macizas identificadas son depósitos de decantación pura, producidos durante el estadio final de decaimiento en la velocidad del flujo. La litofacies se relaciona con los estadios finales de relleno de canal o agradación de la llanura de inundación.

4.1.8. *Litofacies F8 (LF8)*

Integrada por limolitas y arcillitas con laminación paralela fina, con desarrollo de costras calcáreas de hasta 10 cm de potencia, localmente bioturbaciones (Figs. 5h, i), 'slikensides', estructuras en bloques y moteados ocres (Fig. 5j). Se presenta en cuerpos tabulares de hasta 2,5 m de potencias con base neta planar o constituyendo un componente menor de unidades con base erosiva.

Interpretación: esta litofacies sugiere condiciones de bajo régimen de flujo, favoreciendo la sedimentación de la carga en suspensión en planicies de inundación. Los moteados (Fig. 5j) resultan de

variaciones en condiciones oxidantes y reductoras debido a las fluctuaciones del nivel freático. La presencia de bioturbaciones sugiere procesos de pedogénesis, así como también las estructuras en bloques y los 'slinkenslide' son diagnósticos de horizontes de iluviación de arcillas (Bt). Este tipo de horizonte es característico de paleosuelos con un importante contenido de arcilla, las cuales se fracturan por procesos de expansión/contracción, asociado a alternancia de períodos de humedecimiento y secado (Retallack, 1990; Therrien, 2005) generando los 'slinkenslide'. La presencia de horizontes Bt evidencia un buen desarrollo de estos paleosuelos e implica largos períodos de inactividad de los sistemas depositacionales en ese sector.

4.2. Litofacies mareales

4.2.1. *Litofacies M1 (LM1)*

Está conformada por conglomerados finos, matriz soportados y clastos soportados, con selección regular. Presenta intraclastos pelíticos, subredondeados, con un (TMC) de 1,8 cm. La matriz es de color blanca y tiene un tamaño de grano arena media. Presenta estratificación entrecruzada tangencial a la base (Fig. 6a), con ángulos de buzamiento que varían entre 11° y 22°. Las láminas frontales constituidas por conglomerados matriz soportado son de menor potencia (0,005 m), mientras que las láminas frontales compuestas de conglomerados clastos soportado alcanzan 0,02 m de potencia. Los lotes varían entre 0,06 y 0,08 m de espesor, están limitados por superficies de reactivación de bajo ángulo y en el tope se les pueden identificar niveles de óndulas aplanadas. Esta litofacies integra cuerpos de geometría tabular y acuñados de hasta 3,5 m de potencia limitados por superficies netas planares, onduladas o erosivas.

Interpretación: litofacies similares han sido observadas en ambientes costeros asociadas con acción de olas, corrientes litorales y procesos de redistribución relacionadas con la dinámica de las mareas. Tanto en planicies arenosas mareales como en canales de mareas los conglomerados flanquean la pendiente más suave de dunas y ondas de arenas ('sandwaves') durante los eventos de 'reflujo' debido a los efectos de las corrientes de fondo (Klein, 1970). Estas gravas marginales son de fábrica abierta y durante las etapas finales de la marea baja pueden incorporar el relleno intersticial de material de granulometría más fina que constituye la matriz

o cubren el tope de las unidades conglomerádicas. Durante la marea baja, al disminuir la profundidad del agua, un incremento progresivo en la velocidad de flujo produce ondulas aplanadas en fase de lecho plano, sobrepuestos a la macroforma. Se interpreta entonces que la litofacies corresponde a formas de lecho tridimensionales depositados bajo la influencia de corrientes mareales (Klein, 1970).

4.2.2. *Litofacies M2 (LM2)*

Integrada por areniscas de tamaño de grano fino a medio, con buena selección en que intercalan capas de pelitas, conformando una estratificación heterolítica (Fig. 6b). Presentan estratificación entrecruzada planar, tangencial a la base y/o sigmoidal de mediana a gran escala (Figs. 6b y c). Las láminas frontales de la estratificación entrecruzada varían entre 0,05 y 0,70 m de espesor para los paquetes de areniscas, y 0,04 y 0,10 m de potencia para las capas pelíticas. Los ángulos de buzamiento de éstos son variados: 8° para los lotes de mayor potencia y 19° y 37° en los menos potentes. Los lotes varían entre 0,1 y 1,5 m de espesor y están limitados por superficies de reactivación de muy bajo ángulo. Esta litofacies se caracteriza por la bipolaridad en las direcciones de paleocorrientes e integra cuerpos tabulares o acuña-dos, con una potencia máxima de 3,5 m, limitados por superficies netas planares o erosivas.

Interpretación: la presencia de estratificación entrecruzada planar, tangencial a la base y/o sigmoidal, de mediana y gran escala, asociada con estratificación heterolítica puede ser asignada a una variedad de regímenes hidrodinámicos. Los caracteres generales coinciden con aquellos descritos como el producto de la migración de ondas de arenas de crestas rectas y sinuosas bajo condiciones de corrientes bidireccionales, con la presencia de un flujo dominante y uno subordinado (Mowbray y Visser, 1984; Richards, 1994; Mellere y Steel, 1995). Los lotes sigmoidales, en particular, se generan por vórtices en la zona de separación de flujo relacionados con la aceleración y posterior desaceleración del flujo de la marea. La estratificación de bajo ángulo es el resultado del lavado de las ondas de arenas por acciones de retrabajo de las corrientes subordinadas (Plink-Björklund, 2005). En ambientes dominados por mareas la alternancia de láminas de areniscas y pelitas refleja los ciclos de 'flujo' y 'reflujo' (Plink-Björklund, 2005). Los lotes arenosos se depositan durante el fuerte flujo

de la corriente dominante, mientras que las capas pelíticas corresponden al período de agua calma en donde la velocidad del flujo disminuye y permite la deposición de materiales en suspensión (Mowbray y Visser, 1984; Mellere y Steel, 1995).

4.2.3. *Litofacies M3 (LM3)*

Constituida por intercalaciones de areniscas de tamaño de grano fino y limolitas. Presentan lineación 'parting' (Fig. 6d), estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo (5°), estratificación paralela a cuasiplanar con lotes de 0,7 cm de espesor (Fig. 6e), estratificación entrecruzada 'hummocky' (HCS) de pequeña escala (Fig. 6f) de hasta 10 cm de longitud de onda y estructuras de 'humpback' (Fig. 6g). Estas últimas se caracterizan por el bajo ángulo de las láminas frontales, cuyas láminas horizontales 'topsets' corriente abajo definen una laminación paralela. Integra cuerpos de geometría tabular cuya máxima potencia alcanza 1 m, con base y techo suavemente ondulados. Algunas unidades presentan en el tope bioturbaciones con rellenos con un tamaño de grano inferior al del sedimento que las aloja.

Interpretación: las estructuras sedimentarias que presenta esta litofacies corresponden al alto régimen de flujo, desde la transición de duna a capa plana. Los factores que determinan las variadas formas de lecho son complejos y el campo de estabilidad de estas estructuras está en función de los cambios en la velocidad y el tamaño de grano para una profundidad de agua y temperatura constantes (Fielding, 2006).

El origen de las estructuras 'humpback' se ubica entre la fase de duna y lecho plano superior donde el aumento en el régimen de flujo produce que los lotes entrecruzados de la duna modifiquen su geometría convirtiéndolos en cóncavos hacia arriba o sigmoidales con elementos de 'topsets', láminas frontales y láminas de base, discretas. La laminación planar preservada en los 'topsets' implica la deposición durante el aumento del régimen de flujo; por el contrario, su identificación en las láminas de base sugiere la disminución del mismo (Fielding, 2006). La presencia de estratificación paralela y cuasiplanar asociada a lineación 'parting' caracterizan la fase de lecho plano superior (Richard, 1994; Fielding, 2006). La estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo corresponde a dunas simétricas de gran longitud de onda (10 m) generadas en un estadio entre la fase de lecho plano superior y antiduna (Fielding, 2006). La estratificación entrecruzada 'hummocky' (HCS) se

origina a partir de la acción de olas durante los picos de tormenta y corrientes de mareas en condiciones extremas de flujo durante la marea viva y el refluo de la marea muerta (Kleinhans *et al.*, 2004). En ambientes marinos influenciados por mareas, litofacies similares han sido interpretadas como el resultado de la depositación en condiciones de alto régimen de flujo durante el pico de velocidad de las corrientes mareales (Richards, 1994; Plink-Björklund, 2005; Fielding, 2006).

4.2.4. Litofacies M4 (LM4)

Constituida por areniscas de tamaño de grano fino y muy fino intercaladas con pelitas. Conforman estratificación 'flaser' de pequeña escala y 'ondulosa' (Fig. 6h). Las capas arenosas con óndulas simétricas (con valores medios de $\lambda=8,5$ cm y $H=1,7$ cm), alcanzan hasta 3,5 cm de espesor, las 'películas' de pelitas oscilan entre 3 a 0,5 cm de potencia. Esta litofacies integra cuerpos de geometría tabular y en cuña, con potencias máximas de 0,7 m.

Interpretación: las estructuras sedimentarias primarias constituyen el rasgo más conspicuo para la definición de su origen y posible ambiente de depositación. En la estratificación 'flaser' los lotes se forman a partir de flujos con carga mixta, la depositación de la carga tractiva da lugar a los niveles de óndulas arenosas en condiciones del más alto nivel del bajo régimen de flujo, mientras que los niveles pelíticos resultan de la decantación de la carga en suspensión. La generación de esta estructura necesita un alto suministro de arenas y pelitas, como así también mecanismos que permitan la depositación de la sucesión heterolítica; se requieren períodos alternantes de alta y baja velocidades de corrientes que transporten y depositen arena y pelitas respectivamente, de manera intermitente. La formación de estratificación 'flaser' y 'ondulosa' está vinculada a la actividad de las mareas, asociadas a planicies intermareales superiores y a ambientes submareales profundos (Allen, 1983). Sin embargo, las condiciones establecidas para su génesis no permiten descartar la posibilidad de que este tipo de estratificación tenga su origen relacionado con eventos de tormenta, dado el alto suministro de arenas y pelitas que requiere (McCave, 1970, 1971).

4.2.5. Litofacies M5 (LM5)

Esta litofacies incluye areniscas de tamaño de grano fino y pelitas (Fig. 6i). Presenta laminación de

óndulas escalantes que varían gradualmente entre el tipo I al III (Allen, 1983), de acuerdo a los cambios en el ángulo de trepada de las óndulas con respecto al de la pendiente de la cara erosiva ('stoss'). Los lotes de óndulas alcanzan un espesor promedio de 0,15 m y se reconocen niveles con predominio de pelitas sobre las areniscas, separando los 'cosets' con laminación paralela. LM5 integra cuerpos lenticulares y tabulares de hasta 0,70 m de potencia.

Interpretación: en esta litofacies constituyen un rasgo distintivo las variaciones en el tipo de óndulas escalantes, puesto que las mismas están relacionadas con un incremento en la relación tasa de agradación/migración corriente abajo de las formas de lecho (Jopling y Walker, 1968; Allen, 1983). El suministro de carga en suspensión se incrementa a medida que decrece la velocidad de la corriente (Ashley *et al.*, 1982), así, las óndulas de tipo I y tipo II, con un ángulo de trepada menor que el de la pendiente erosiva ('stoss'), se asocian con flujos 'subcríticos tabulares' mientras que las óndulas de tipo III con relaciones angulares inversas corresponden a flujos supercríticos (Allen, 1983). Esta litofacies es característica de depósitos de canales menores dentro de una planicie de marea de un estuario o desbordes ('crevasse splay') de un 'lagoon' influenciado por mareas (Yokokawa *et al.*, 1995).

4.2.6. Litofacies M6 (LM6)

Dominada por una alternancia en escala milimétrica de areniscas de tamaño de grano fino y pelitas (Fig. 6j), cuya proporción relativa se incrementa hacia el tope de los cuerpos. Presenta laminación paralela, en la cual los lotes de láminas tienen una potencia que varía entre 1 a 5 cm para la arenisca y de 3 a 5 cm para la pelita. Esta litofacies integra cuerpos de hasta 0,40 m de espesor.

Interpretación: esta litofacies presenta similitud con aquellas descritas por Eriksson *et al.* (2006), quien la interpreta como el resultado de la depositación bajo la influencia de la acción de mareas. La estratificación mixta, areniscas y pelitas, es generada por flujos modificados por efecto de 'varios batidos' de marea. La lámina individual de arenisca se deposita durante el pico del flujo, mientras que la acumulación de las capas de pelitas, se produce durante el período de agua 'calma' en cada ciclo mareal diario. El espesor de los paquetes laminados de areniscas y pelitas refleja la variación semimensual de la marea. Los lotes con laminación fina registran los períodos

de 'marea muerta', mientras que el agrupamiento de las láminas gruesas, los períodos de 'marea viva'. Se interpreta que esta litofacies representa procesos de agradación en un ambiente de planicie intermareal superior o supramareal (Eriksson *et al.*, 2006).

4.2.7. Litofacies M7 (LM7)

Constituida por areniscas y pelitas con laminación heterolítica. Exhibe intensas bioturbaciones cilíndricas verticales rectilíneas (Figs. 6k y l), perpendiculares u oblicuas a la superficie estratal, asociadas a la actividad de cangrejos, costras ferruginosas, rizoconcreciones ferruginosas y grietas poligonales con márgenes curvados (Eriksson *et al.*, 2006). En ellas se observan relaciones discordantes de capas laminadas y moldes de clastos esferoidales (Bottjer y Hagadorn, 2007). Estos últimos son impresiones circulares de clastos de areniscas cubiertos por matas. La litofacies M7 integra cuerpos tabulares de hasta 0,70 m de potencia, limitados por superficies erosivas.

Interpretación: Esta litofacies exhibe tanto rasgos depositacionales primarios como posdepositacionales producto de la modificación por acción de procesos físicos, biológicos y geoquímicos. El rasgo primario más significativo es la estratificación heterolítica preservada que sugiere la acción de flujos con alta variabilidad en las velocidades que permiten el transporte y deposición de arenas y pelitas de modo recurrente (Leckie y Singh, 1991).

La alteración del depósito por efecto de pedogénesis está evidenciada por la presencia de rizoconcreciones ferruginosas. Estas se forman por la oxidación y precipitación del hierro relacionadas con el desarrollo de raíces, procesos que exigen la movilización del Fe en medios reductores y ácidos.

La generación de costras ferruginosas se vincula directamente con la presencia de plantas, las cuales afectan las condiciones fisicoquímicas de los suelos por la liberación de solutos y gases en la rizosfera. La dinámica del Fe y el S, la cual es sensible a cambios en las condiciones redox, es alterada por la actividad biológica, puesto que provoca el incremento o disminución en la concentración de estos elementos en el agua de los poros y en otras fases sólidas del suelo. El Fe⁺⁺ así producido migra a la superficie donde predominan condiciones oxidantes que favorecen la precipitación de óxidos y oxihidróxidos de hierro. En zonas vegetadas, las altas temperaturas en verano causan un incremento en la actividad de las plantas y en los rangos de evapotranspiración, lo cual lleva a

un aumento en la difusión del oxígeno favoreciendo estos precipitados que generan costras ferrosas.

La bioturbación es el producto de organismos excavadores y también contribuye a la movilización del Fe⁺⁺, acompañando a la acción de las plantas en la rizosfera, confirmando la existencia de procesos de pedogénesis en los sedimentos (Retallack, 1990). Otros organismos también son responsables de la alteración de los caracteres sedimentarios primarios mediante la búsqueda de alimento, actividades reproductivas y la construcción de canales, como los cangrejos, puesto que retrabajan y permiten la oxigenación del sustrato.

Estructuras asociadas a moldes de clastos esferoidales como así también grietas poligonales con márgenes curvados, registradas en esta litofacies, son el producto de la actividad de bacterias. Las comunidades microbianas superficiales interactúan con los agentes físicos de erosión, sedimentación y deformación (Gerdes *et al.*, 2000; Noffkel *et al.*, 2001; Schieber, 2004; Eriksson *et al.*, 2007). Los moldes de clastos esferoidales son impresiones de clastos de arenas cubiertos por láminas de matas, asociados a procesos microbianos que actúan en la superficie del estrato en medios ácuos someros de alta energía. La cohesión adicional que le otorga la actividad microbiana permite que estos conserven cierta flexibilidad, puedan ser deformados durante su movilización y adquieran formas esferoidales durante el transporte y retrabajo por acción de olas y corrientes. Estos clastos pueden deformar los estratos suprasubyacentes y, eventualmente, son preservados como impresiones circulares dentro de los estratos de areniscas (Bottjer y Hagadorn, 2007). La generación de grietas con márgenes curvados está relacionada con la cohesión que otorgan a los sedimentos clásticos la actividad bacteriana, puesto que son el resultado de procesos de desecación y contracción de los niveles superficiales durante los períodos de exposición subaérea (Schieber *et al.*, 2007). La combinación y alternancia de las estructuras físicas y biogénicas han sido adscritas a ambientes marginales someros de alta energía y/o pueden estar sujetas a exposición subaérea periódica en planicies supramareales (Leckie y Singh, 1991; Gerdes *et al.*, 2000; Eriksson *et al.*, 2006; Bottjer y Hagadorn, 2007).

4.2.8. Litofacies M8 (LM8)

Está constituida por areniscas con tamaño de grano muy fino y pelitas compactas con niveles

muy cementados (Fig. 6 ll) y nódulos de carbonatos e intenso moteado. Presentan laminación paralela, y óndulas simétricas y asimétricas. Se disponen en cuerpos tabulares de hasta 1,50 m de espesor con techo plano y base neta ondulada.

Interpretación: la laminación paralela y óndulas evidencian ambientes de baja energía. El abundante moteado e intercalaciones de niveles de carbonatos es característico de un ambiente de planicie dominado por mareas y, conjuntamente con los demás caracteres, se la interpreta como depósito de la zona intermareal inferior o submareal (Reading, 1996).

4.2.9. Litofacies M9 (LM9)

Son arcillitas y limolitas macizas con intercalaciones de capas delgadas de yeso. Presenta laminación paralela, niveles de concentración de carbonatos, bioturbaciones cilíndricas (Figs. 6 m, n) con geometrías en forma de 'X', 'V', 'Y' y 'J' de 1 a 1,5 cm de diámetro y hasta 30 cm de longitud, y estructuras dómicas de reducido tamaño en el tope de los estratos. Integran cuerpos tabulares de hasta 1,5 m de potencia, con base neta planar a irregular.

Interpretación: en esta litofacies la alternancia de arcillitas y limolitas sugiere la depositación de sedimentos en un medio de muy baja energía. Exhibe bioturbaciones asignadas al icnogénero '*Psilonichmus*', estructuras de habitación producidas por cangrejos, que caracterizan ambientes marinos de moderada a baja energía como planicies supramareales (Buatois *et al.*, 2002). Las estructuras dómicas, descritas en detalles en la litofacies M7, corroboran el ambiente depositacional inferido, puesto que se vinculan a superficies con exposición subaérea periódica en ambientes dominados por mareas. El conjunto de caracteres de esta litofacies permite asignarla a un ambiente supramareal (Reading, 1996) o zona intermareal superior (Galloway y Hobday, 1996).

4.3. Elementos arquitecturales fluviales

4.3.1. Elemento de Canal (CH I)

La geometría de este elemento, a gran escala, es de base cóncava hacia arriba y techo plano (Fig. 7a). Los cuerpos incluyen varias unidades granodecrecientes limitadas por superficies erosivas onduladas, presentando potencias variables entre 0,70 a 1,20 m y alcanzando más de 25 m de longitud. El relleno de los canales se inicia con depósitos de fondo (LF1), y continúa con conglomerados finos con estratifi-

cación en artesas de pequeña escala y entrecruzada planar (LF2 y LF3) que grada a areniscas sabulíticas a medias, incluyendo estratificación entrecruzada en artesas (LF4) y oblicua planar (LF5). La sucesión termina con niveles de hasta 30 cm de potencia de óndulas (LF7) intercaladas con pelitas.

Interpretación: CH I representa el relleno de canales fluviales. Los depósitos del relleno de fondo del canal, los cuales yacen por encima de la superficie de erosión basal, se depositaron a partir de las corrientes más energéticas que transportan los materiales más gruesos. En algunos casos, esta fase de relleno inicial sufrió procesos de rápida agradación, lo que favoreció la preservación de espesores de hasta 0,50 m.

Las areniscas y conglomerados con estratificación en artesas y entrecruzada planar (LF2, LF3, LF4 y LF5) son dominantes en los rellenos de canal y representan la migración de dunas subácuas que cubren el piso de canal activo (Allen, 1983; Galloway y Hobday, 1996). Estas mesoformas presentan en el techo niveles de óndulas (LF7) que indican la disminución del régimen de flujo (López Gómez y Arche, 1993). Su asociación con elementos LA (ver más abajo) y los caracteres generales del relleno sugieren que los mismos representan fenómenos de desbastes dentro de las unidades mayores de canal.

El apilamiento de las unidades limitadas por superficies erosivas, representan la superposición de varios eventos dando lugar a rellenos de canales multiepisódicos (Galloway y Hobday, 1996).

4.3.2. Elemento de canal (CH II)

Este elemento arquitectural presenta geometría tabular (Fig. 7b), con 1,25 m de potencia y hasta 20 m de extensión lateral. Está compuesto por varias unidades estratodecrecientes, en las cuales son comunes las superficies de reactivación, integrada por las litofacies F5, F6 y F7.

Interpretación: Los caracteres generales de este elemento permiten interpretar que la sedimentación tuvo lugar bajo condiciones de alta descarga, producto de eventos de inundación. Durante el pico de descarga, el flujo se extendió como una lámina poco profunda sobre un área amplia y en condiciones de capa plana de alto régimen (Alexander *et al.*, 2001) se depositaron las areniscas con laminación paralela (LF6). El debilitamiento de la inundación permitió la depositación de sedimentos finos con laminación entrecruzada planar, óndulas y laminación paralela en

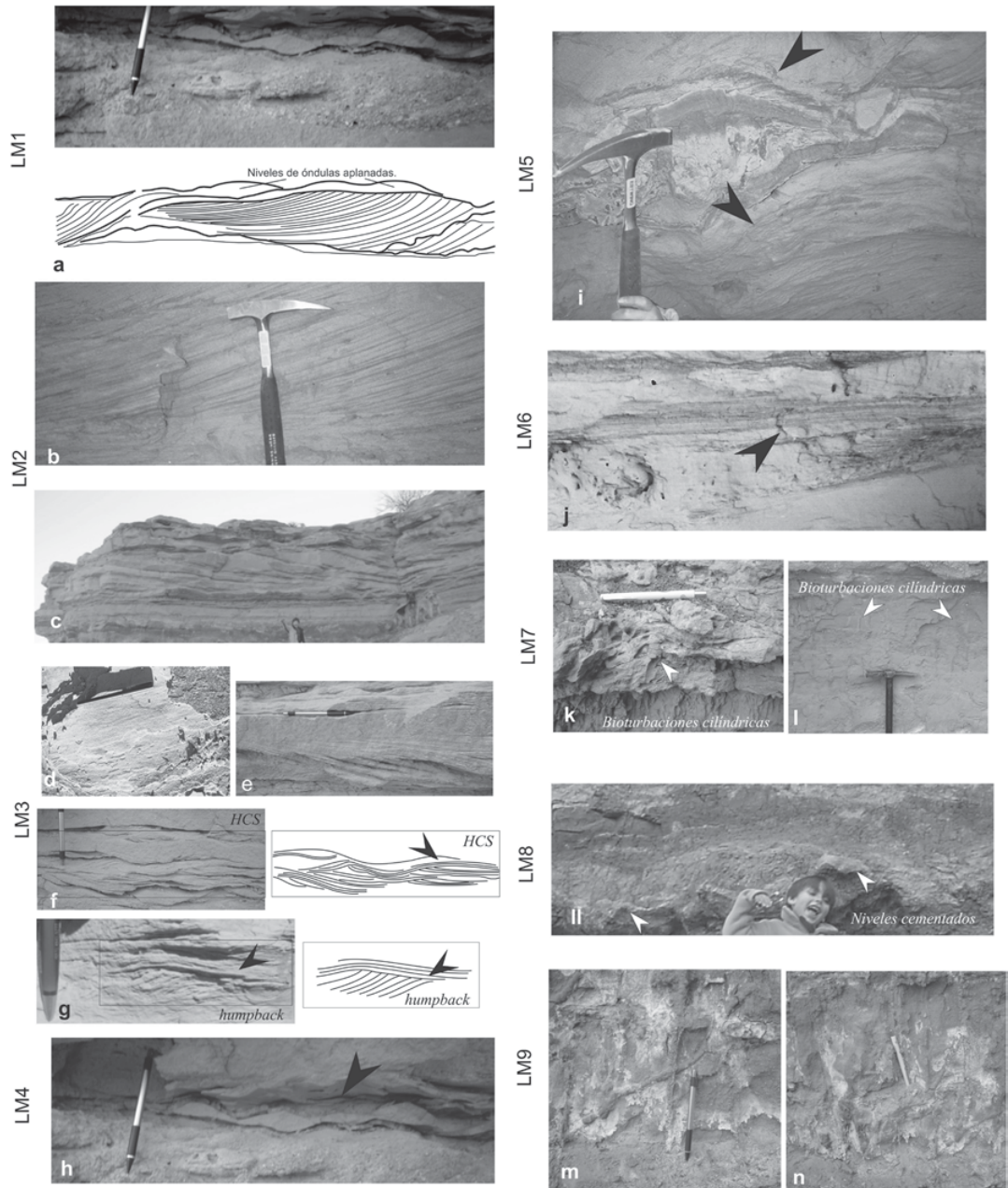


FIG. 6. Litofacies mareales. **a.** LM1, conglomerados finos, matriz soportados y clastosoportados, estratificación entrecruzada tangencial en la base y óndulas aplanadas en el tope; **b.** LM2, areniscas finas a medias, con intercalación de capas de pelitas con estratificación entrecruzada tangencial en la base de mediana escala; **c.** LM2, con estratificación entrecruzada tangencial en la base y/o sigmoidal de gran escala; **d.** LM3, areniscas finas con lineación 'parting'; **e.** LM3, estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo; **f.** LM3, estratificación entrecruzada 'hummocky' (HCS) de pequeña escala; **g.** LM3, estructuras de 'hummocky'; **h.** LM4, areniscas finas y muy finas intercaladas con pelitas con estratificación 'ondulosa'; **i.** LM5, areniscas finas y pelitas con laminación de óndulas escalantes; **j.** LM6, alternancias de areniscas finas y pelitas con laminación paralela; **k.** y **l.** LM7, areniscas y pelitas con bioturbaciones cilíndricas verticales rectilíneas; **ll.** LM8, areniscas muy finas y pelitas compactas con niveles muy cementados; **m.** y **n.** LM9, arcillitas y limolitas macizas con bioturbaciones.

condiciones de bajo régimen de flujo (Miall, 1996). Este elemento arquitectural representa rellenos de canales someros multiepisódicos, cuyo apilamiento genera una geometría tabular a mayor escala.

4.3.3. Elementos de Acreción lateral (LA)

Este elemento consiste de unidades con estratificación tipo ϵ limitadas por superficies de bajo ángulo (entre 14° y 9°) de hasta 120 m de longitud, con bases erosivas netas e irregulares (Fig. 7c). Está integrado por una sucesión grano y estratodecreciente, con potencias que varían entre 0,40 m y 0,70 m, que se caracteriza por areniscas sabulíticas a medianas (LF4 y LF5) que pasan a areniscas finas con escasas bioturbaciones (LF7). A gran escala presenta geometría tabular con un espesor de hasta 2,5 m de potencia.

Interpretación: Este elemento se caracteriza por el desarrollo de superficies de acreción lateral de bajo ángulo que permiten asignarlo a un sistema fluvial de alta sinuosidad (Díaz Molina, 1993). El relleno de canal preserva rasgos que sugieren la migración de dunas de crestas sinuosas y rectas, con pequeñas formas de lecho en el tope. Las exposiciones muestran las secuencias completas de depósitos de cintas de meandros (Cuevas Gonzalo y Martinus, 1993; Davies *et al.*, 1993), y sus espesores sugieren que los canales fueron de escasa profundidad (Miall, 1996). El decrecimiento vertical en el tamaño de grano y la presencia de óndulas y estratificación tabular planar que caracteriza la parte superior de las barras en espolón se deben a que los sedimentos se mueven hacia arriba y hacia afuera del canal sobre las barras donde la profundidad del agua es somera y la velocidad del flujo es baja. Los niveles bioturbados sugieren exposición durante períodos más o menos prolongados, puesto que por lo general las barras en espolón son comúnmente vegetadas y cubiertas por sedimentos de grano fino de planicies de inundación.

4.3.4. Elemento de migración de dunas (DA I):

Este elemento conforma cuerpos con una geometría tabular o acunada, integrados por facies arenosas y conglomerádicas (LF2, LF4, LF5 y LF6). Usualmente la base es neta erosiva y es común la preservación de 'topsets' y la presencia de óndulas que migran sobre la macroforma (Fig. 7d).

Interpretación: El elemento representa grandes dunas tridimensionales que migran en el piso del canal y pueden ser reemplazadas corriente abajo por el

elemento DA II. Son macroformas complejas (Allen, 1983) que acrecionan corriente abajo y verticalmente, integradas por dunas tridimensionales con formas menores sobrepuestas acompañadas y reemplazadas corriente abajo por barras transversales arregladas en un simple 'set' de estratificación entrecruzada oblicua planar. La geometría final de los cuerpos mayores resulta del apilamiento de varias unidades integradas por barras complejas.

4.3.5. Elemento de barras de centro de canal (DA II)

Este elemento conforma cuerpos con una geometría general tabular (Fig. 7e), integrados predominantemente por areniscas y conglomerados (LF3, LF5 y LF6).

Las unidades son granodecrecientes y exhiben bases erosivas ligeramente irregulares o neta planar. En ocasiones, es posible observar la migración de pequeñas formas de lecho (LF7) en el tope de las caras de avalancha. Unidades de acreción lateral y procesos de avalancha en el frente de las barras generan un patrón complejo de canal. La identificación de superficies de erosión múltiples permite suponer que las unidades superpuestas representan varios eventos depositacionales en el relleno de canal.

Interpretación: La gradación que presentan las unidades sugiere eventos de alta energía con migración de mantos de grava conformando barras de centro de canal, en las que domina la acreción corriente abajo y la agradación vertical, cuyos techos pueden mostrar profusa actividad de raíces. Esto evidencia largos períodos de estabilidad y emergencia de las barras durante los cuales el canal estuvo confinado a los espacios entre las formas de lecho (Davies *et al.*, 1993). La geometría tabular de los cuerpos mayores resulta del apilamiento de varias unidades integradas por barras.

4.3.6. Elementos de desbordes (CS I)

Son cuerpos de geometría lenticular que alcanzan hasta 50 cm de potencia y una gran continuidad lateral (Fig. 7f). Las unidades incluyen cuerpos constituidos internamente por lentes apiladas granodecrecientes limitadas por superficies erosivas y compuestos por las litofacies F2, F3 y F6.

Interpretación: La geometría lenticular de estos cuerpos de areniscas, su potencia reducida y su gran continuidad lateral, así como también el patrón granodecreciente que lo caracteriza, las bases erosivas y la estratificación en artesas, permiten interpretar

estas unidades como flujos canalizados dentro de los abanicos de desborde ('crevasse splay') o canales de drenaje dentro de la planicie de inundación. El apilamiento de lentes granodecrecientes con litofacies conglomerádicas con intraclastos pelíticos limitados por bases erosivas, indican sucesivos episodios de inundación con alto régimen de flujo durante eventos de alta descarga, provocando la removilización de los depósitos pelíticos de la planicie de inundación y su transporte como carga tractiva. Estos indicios de flujos canalizados de alta energía permiten interpretar que estos depósitos corresponden a los sectores más proximales del canal principal (Rajchl y Ulicný, 2005).

4.3.7. Elementos de desbordes menores (CS II)

Este elemento está conformado por cuerpos con geometrías lobulares (Fig. 7g), con una continuidad lateral que supera los 100 m, y tabulares con espesores que varían entre 0,5 y 0,15 cm. Están compuestos por litofacies de areniscas con estratificación paralela con laminación planar (LF6).

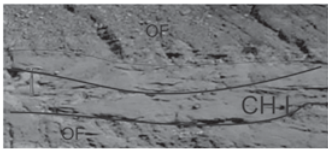
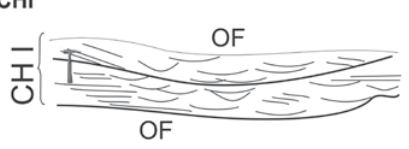
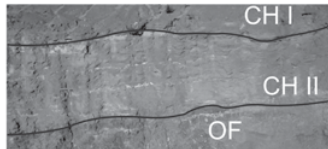

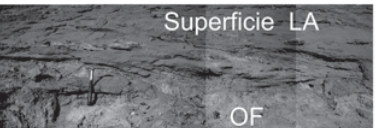

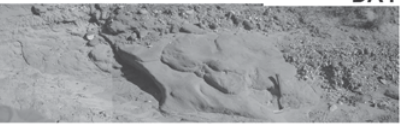



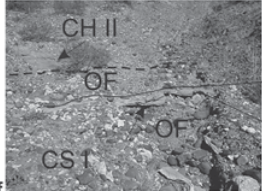
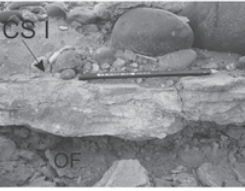
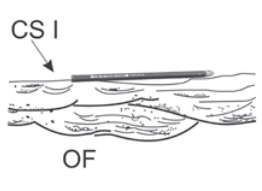
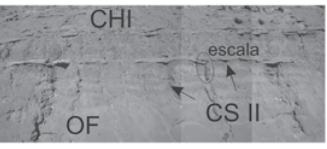
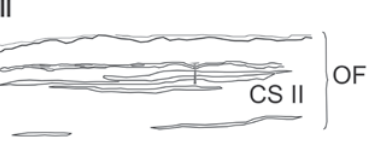
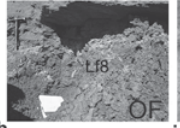
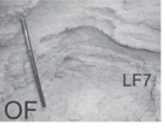


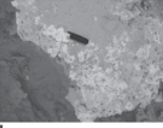
Interpretación: Estos depósitos son producidos por flujos de alto régimen durante picos de alta descarga (Fielding, 2006). Sus características sumadas a su ocurrencia dentro de la llanura de inundación (OF) permiten interpretarlos como depósitos de desbordes provocados por flujos en manto ('sheet flood') en sectores distales al canal principal. La geometría tabular, la ausencia de bases erosivas, la abundancia de partición pelítica, estratificación paralela y ciclicidad vertical de pequeña escala, indican condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo en un ambiente de aguas someras sin confinar. La canalización del flujo puede causar erosión y profundización de los canales de desborde, y sus tramos terminales desarrollar flujos en manto, caracterizados por profundidades muy someras que perduran escaso tiempo, conformando amplios abanicos de desborde en la planicie de inundación (Galloway y Hobday, 1996).

4.3.8. Planicie de inundación (OF)

Este elemento está conformado por cuerpos tabulares que alcanzan hasta 5 m de potencia y una continuidad lateral que superan los 3 km. El mismo presenta base neta plana y está integrado por arcillitas (Fig. 7h) y limolitas de tonalidades rojizas y verdosas. Las unidades están integradas por las litofacies F7 (Figs. 7i, j) y F8, y presentan estructuras en bloques subangulares con destacados moteados verdosos, 'slickenslides', nódulos de carbonatos cuya coalescencia conforma niveles continuos de calcretes (Figs. 7k, l) e intensa bioturbación.

Interpretación: Las características de los depósitos corresponden a una llanura de inundación y están integrados por litofacies depositadas por decantación. La presencia de estructuras macizas en bloques, bioturbación, moteados verdosos, 'slickenslides', nódulos y niveles continuos de carbonatos, son rasgos característicos de paleosuelos, los cuales indican pausas en la sedimentación, y dado su color rojizo representan ambientes bien drenados (Therrien, 2005). Las estructuras en bloques son producto de agregados que se producen por esfuerzos de expansión y contracción de las arcillas durante condiciones alternantes de humedecimiento y secado, y sus morfologías subangulares se relacionan con la ruptura de estos bloques por medio de fisuras o 'slickenslides'. Cabe destacar que la presencia de los mismos señala estacionalidad en el régimen de precipitaciones, que a su vez provocan fluctuaciones del nivel freático y generan alternancia de condiciones oxidantes y reductoras, evidenciadas por el intenso moteado (Retallack, 1990; Therrien, 2005). Los nódulos calcáreos se forman por la traslocación de los carbonatos como consecuencia de la percolación del agua de lluvia que se evapora antes de alcanzar el nivel freático y causa la precipitación de los carbonatos. Estos inicialmente precipitan como filamentos y con posterioridad se conforman nódulos cuya coalescencia da lugar a niveles continuos de calcretes.

FIG. 7. Elementos arquitecturales fluviales. **a.** Elementos de Canal, CH I, con geometría de base cóncava hacia arriba y techo plano; **b.** Elemento de canal, CH II, con geometría tabular, compuesto por varias unidades y rellenos multiepisódico; **c.** Elementos de Acreción lateral, LA, unidades limitadas por superficies de bajo ángulo; **d.** Elemento de migración de dunas, DA I, predomina la estratificación en artesas; **e.** Elementos de barras de centro de canal, DA II, con geometría tabular; **f.** Elementos de desbordes, CS I, con geometría lenticular; **g.** Elementos de desbordes menores, CS II, con geometrías lobulares; **h.** Planicie de inundación, OF, compuesta de arcillitas. **i y j.** laminación en óndulas en depósitos de la planicie de inundación. **k y l.** niveles continuos de calcretes.

ELEMENTOS ARQUITECTURALES FLUVIALES	
<p>Elemento de Canal I</p> <p>LF1, LF2 LF3, LF4 LF5 y LF7</p>	<p>CHI</p>   <p>a</p>
<p>Elemento de Canal II</p> <p>F5, F6 y F7.</p>	<p>CH II</p>   <p>b</p>
<p>Elementos de Acreción lateral</p> <p>LF4, LF5 y LF7</p>	<p>LA</p> <p>Superficie LA</p>   <p>c</p>
<p>Elemento de migración de dunas</p> <p>LF2, LF4, LF5 y LF6</p>	<p>DA I</p>   <p>d</p>
<p>Elemento de barras de centro de canal</p> <p>LF3, LF5, LF6 y LF7</p>	<p>DA II</p>   <p>e</p>
<p>Elementos de desbordes</p> <p>LF2, LF3 y LF6</p>	<p>CH II</p> <p>CS I</p>    <p>f</p>
<p>Elementos de desbordes menores</p> <p>F6</p>	<p>CHI</p> <p>CS II</p> <p>escala</p>   <p>g</p>
<p>Planicie de inundación</p> <p>LF7 y LF8</p>	     <p>h i j k l</p>

4.4. Elementos arquitecturales mareales

4.4.1. Canal fluvial influenciado por mareas (CFM)

Este elemento arquitectural incluye las litofacies F4 y F5, cuyo apilamiento conforma cuerpos de entre 0,50 y 1,30 m de potencia (Fig. 8a). Las bases de las unidades que lo integran están caracterizadas por superficies basales onduladas con 'películas' de pelitas. El patrón de relleno es granodecreciente desde arena media a limolitas, registra bipolaridad en la dirección de paleocorrientes (310°/11° y 155°/05°), bioturbaciones cilíndricas asociadas con organismos perforantes rellenas de limoarcillitas verdes, en el tope y moteados verdosos y ocre. Su geometría a gran escala es tabular, con base y techo ondulado y cubren una gran extensión areal con una longitud de más de 5 km.

Interpretación: Este elemento, caracterizado por el apilamiento de unidades de canal fluvial, con presencia de películas de pelitas continuas en las superficies que limitan los cuerpos y la bipolaridad de las paleocorrientes que reflejan el retrabajo por la acción de mareas (Dalrymple y Zaitlin, 1992; Plink-Björklund, 2005), sumada a su gran extensión areal, permite interpretarlo como canales de baja sinuosidad dominados por agradación vertical (Ghosh *et al.*, 2006). La presencia de bioturbaciones en el techo de las unidades de organismos excavadores sugiere un ambiente con buena oxigenación, representa pausas en el funcionamiento del sistema y el desarrollo de pedogénesis con desarrollo de horizontes gleyzados. Estos últimos se caracterizan por presentar moteados verdosos y ocre, ya que se originan por efecto de las variaciones redox (Williams *et al.*, 1996). Este tipo de canal, con relleno multiepisódico, y geometría cuasitabular a gran escala, ha sido descrito en ambientes estuáricos proximales, donde canales fluviales con influencia de mareas gradan tierra adentro a sistemas fluviales sin influencia de las mareas (Plink-Björklund, 2005).

4.4.2. Canales de mareas I (CM I)

Este elemento está constituido por las litofacies M2 y M3 que integran cuerpos lenticulares con espesores máximos que varían entre 0,60 y 1 m, limitados por superficies suavemente onduladas de muy bajo ángulo (Figs. 8b y c), sobre las que se observan delgadas películas de pelitas o intraclastos de arenisca imbricados de 4 a 5 cm de espesor. Otro

rasgo relevante en este elemento es la presencia de una gran variedad de estructuras deformacionales de pequeña y gran escala (entre 0,10 a 11 m de longitud y desde 0,05 hasta 3 m de potencia). Algunas de ellas son fracturas, capas con estructuras 'pinch-and-swell', pseudonódulos, estructuras de bolas y cojines ('ball and pillow') y de carga ('load cast') con laminación convoluta interna. El apilamiento de los cuerpos que integran este elemento arquitectural define unidades a gran escala que exceden los 300 m de longitud y 3,60 m de potencia, con límite basal erosivo.

Interpretación: Las superficies de bajo ángulo que limitan los cuerpos que integran este elemento arquitectural son interpretadas como superficies de acreción lateral que se asocian con canales de alta sinuosidad (Ramos y Galloway, 1990; Plink-Björklund, 2005). Las estructuras sedimentarias que presentan estos cuerpos evidencian altas velocidades de corrientes con regímenes de flujo que alcanzan la fase de lecho plano, corroboradas por la identificación de fragmentos de areniscas, incorporados como intraclastos, en la base de los rellenos de canal.

Las superficies de acreción lateral con 'películas' de pelitas, la bipolaridad de las paleocorrientes, el tipo de relleno y la abundancia de estructuras deformacionales que sugieren un estado tixotrópico del mismo, permiten interpretar este elemento como canal de mareas de alta sinuosidad, dominado por corrientes de alta energía (Nio *et al.*, 1980; Weimer *et al.*, 1981; Ramos y Galloway, 1990). Los caracteres originales del cinturón de canal han sido parcialmente alterados por sismicidad contemporánea con la sedimentación (Armas y Sánchez, 2008). Esta afirmación está fundamentada en la restricción de la deformación a un intervalo estratigráfico específico, cuya extensión supera los 6 km dentro de la cual se identifica al elemento arquitectural.

4.4.3. Canales de mareas de II (CM II)

Este elemento arquitectural está conformado por las litofacies M2, M5 y M6. En las dunas (LM2) de este elemento, las láminas frontales tangenciales son más comunes que los sigmoidales y presentan variaciones de potencia y caracteres; así, los más finos exhiben continuidad en las películas de pelitas y los más gruesos discontinuidad o fragmentación ('chips') de los mismos. La bipolaridad de las paleocorrientes presenta un patrón dominante hacia el NNW (326°/06°; 355°/08°) y uno subordinado hacia el SE. Las superficies de reactivación son de

muy bajo ángulo (Fig. 8d). La litofacies de óndulas escalantes (M5) caracteriza el pie de la estratificación entrecruzada tangencial y sigmoidal (M2) y está afectada por deformación sinsedimentaria o ligeramente postdeposicional, que abarca niveles que oscilan entre 0,05 y 0,80 m. Entre las estructuras de deformación deben mencionarse la estratificación convoluta de gran escala, estructuras de 'pinch-and-swell' y estructuras de carga (Neuwerth *et al.*, 2006; Collinson, 1994) entre las que se identifican estructuras 'flamígeras' de gran escala (Bowman *et al.*, 2004). También se identifican pseudonódulos elongados en sentido paralelo a los planos de estratificación y con laminación interna fuertemente deformada. Este elemento arquitectural es el resultado del apilamiento de cuerpos con techo ondulado, base cóncava y potencias máximas que varían entre 1 y 0,15 m, que culminan con la litofacies LM6 en el tope, alcanzando 3,5 m de espesor total y hasta 550 m de extensión lateral.

Interpretación: La estratificación bipolar con una dirección predominante refleja la dirección de una corriente dominante y una subordinada (Plink-Björklund, 2005). La primera puede asociarse a los eventos del 'flujo', seguidos por períodos de agua calma que permite la depositación de la carga en suspensión concordante en la superficie de las láminas frontales y las películas de pelitas (Mowbray y Visser, 1984; Ghosh *et al.*, 2004). Durante el reflujo la corriente subordinada tendría un poder erosivo medio, dado que sólo es erosionado el tope de las particiones de pelitas. Las variaciones de los ángulos de buzamiento que registran las láminas frontales se asocian a cambios en el transporte de la carga de lecho durante lapsos cortos, vinculados con las variaciones semidiurnas/diurnas.

En los depósitos estudiados se han identificado superficies de reactivación que evidencian variaciones en la velocidad y dirección de las corrientes de mareas (Harris y Eriksson, 1990). Las variaciones en el espaciamiento de estas superficies reflejan cambios de largo plazo en el transporte de la carga de lecho, asociados con los períodos de marea viva y marea muerta (Terwindt y Brouwer, 1986). Por otro lado, las variaciones en el espaciamiento lateral de las superficies de reactivación indican cambios significativos en el rango de migración de formas de lecho durante sucesivos períodos de mareas. Esto refleja cambios periódicos en la aceleración de los flujos de mareas, un control ejercido por el tamaño de la forma de lecho sobre los rangos de migración

y la existencia de un flujo dominante y uno subordinado (Dalrymple *et al.*, 1990).

Las estructuras deformacionales asociadas con este elemento arquitectural se vinculan con eventos sísmicos como en el elemento arquitectural anterior considerando, además, que integran un mismo nivel estratigráfico.

La geometría de este elemento, la bipolaridad de las paleocorrientes, las películas de pelitas, la presencia de estructuras deformacionales y la estratificación heterolítica permiten interpretar este elemento como canales de mareas de baja sinuosidad con relleno multiepisódico por la migración de dunas de mediana escala donde la litofacies M6 representa el evento final de colmatación (Reading, 1996; Neuwerth *et al.*, 2006).

4.4.4. Canales de mareas III (CHM III)

Este elemento arquitectural incluye las litofacies M2 y M3. Conforman unidades canalizadas que incluyen estratificación planar de alto régimen (LM3) y dunas de pequeña escala (LM2) con escasa bipolaridad y tope aplanado (Fig. 8e). Además, los cuerpos presentan estructuras deformacionales de carga de tipo 'pseudonódulos' de pequeña escala. Este elemento está limitado en la base por superficies fuertemente erosivas, presenta geometría lenticular, su longitud alcanza hasta 16 m y, puesto que incluye varias unidades limitadas por contacto neto, la potencia total alcanza 0,70 m.

Interpretación: Los rasgos que caracterizan a este elemento corresponden a canales rellenos por migración de dunas de origen mareal. La escasa bipolaridad en la dirección de paleocorrientes y el aplanamiento de las formas de lecho, sugiere que la depositación de las mismas estuvo controlada, de acuerdo a la dirección de paleocorrientes obtenida, por la corriente de flujo dominante, mientras que la corriente de reflujo subordinada solo retrabajó el tope de las mismas (Nio *et al.*, 1980). La coexistencia de dunas y estratificación cuasiplanar sugiere diferentes estadios de relleno del canal: mientras que las primeras se apilan limitadas por superficies de reactivación indicando condiciones de relleno multiepisódico, la última puede sugerir que durante los períodos de marea viva, cuando las corrientes de flujo alcanzaron su máxima velocidad, los canales estuvieron sujetos a condiciones de alto régimen de flujo (Weimer *et al.*, 1981). Las estructuras deformacionales que afectan el relleno se asocian con procesos similares a los

descritos para los elementos arquitecturales anteriores. Las características de relleno que presenta este elemento permiten interpretar esta arquitectura como canales de mareas de baja sinuosidad, de pequeña envergadura (Nio *et al.*, 1980).

4.4.5. Elemento de albardón ('levée') de canales de mareas (LVM)

Este elemento arquitectural incluye las litofacies M5, M6 y M9. Los cuerpos que conforman esta arquitectura presentan un relleno en el que alternan litofacies heterolíticas (Fig. 8e) con porcentajes variados en la participación de areniscas y pelitas (LM5 y LM6), cubiertas o reemplazadas lateralmente por pelitas (LM9). Además, incluyen estructuras deformacionales de carga de geometría elipsoidal que afectan a LM5, con dimensiones que alcanzan los 0,9 m de longitud en su eje mayor. Está integrado por unidades de hasta 0,40 m de espesor, caracterizadas por una geometría lobular asimétrica, con un borde de pendiente suave (5° valor promedio) y otro abrupto hacia un borde de canal, y alcanza una potencia total de 1,80 m y 12 m de longitud.

Interpretación: La geometría del elemento y la asociación de litofacies que exhibe se atribuyen a episodios de depositación en forma selectiva vinculados con las variaciones en las velocidades de las corrientes mareales y guarda alta similitud con los caracteres de albardones de canales de marea (Nio *et al.*, 1980). Este tipo de depósito es una acumulación lineal de sedimentos a lo largo de las márgenes del canal que se elevan por encima de la planicie circundante y se asocian con el ascenso de la marea por encima de los bordes de canal de marea. Las corrientes de flujo generalmente alcanzan el ambiente de planicie durante el estadio tardío del ingreso de la marea y el régimen de la corriente no es suficiente para generar grandes formas de lecho. Esto causa que la agradación en el borde del canal registre litofacies de baja energía. La geometría, los caracteres del depósito y la relación que presenta con los rellenos de los canales de mareas sugieren interpretar este elemento arquitectural como elementos de albardón ('levee'), ubicado en los márgenes externos de los canales de mareas.

4.4.6. Planicie Supramareal fangosa (PSf)

Este elemento incluye las litofacies M9 y M7, e integra unidades tabulares o lenticulares con un espesor que varía entre 0,30 y 1,20 m. Las primeras

están constituidas casi exclusivamente por limoarcillitas (LM9) que exhiben una intensa bioturbación, con rizoconcreciones (Fig. 8f) y trazas cilíndricas (Figs. 8g, h, i, j) en forma de 'Y', 'V' y 'J' (*Psilunichnus*) geometría tabular y topes cubiertos por costras ferruginosas.

Los componentes lenticulares en ocasiones conforman cuerpos tabulares por su amalgamación o apilamiento. El contenido de óxidos de Fe aumenta hacia el tope de las lentes, generando niveles fuertemente encostrados en el techo. En algunos sectores, son comunes las grietas de desecación, los moteados grises y ocre, nódulos y costras de carbonatos, areniscas macizas con alta concentración de carbonatos y estructuras en bloque, e intercalación de niveles evaporíticos. También se identifican diapiros de fango y 'estructuras flamígeras' (Fig. 8k), que alcanzan hasta 20 cm de largo, dentro de cuerpos de areniscas finas que suprayacen a estratos arcillosos. Además, se presentan otras estructuras deformacionales de pequeña escala de tipo 'moldes de carga', cuyo eje mayor es de 20 cm y 'pseudonódulos' de hasta 5 cm. Este elemento arquitectural presenta una gran continuidad lateral, y alcanza una potencia máxima de 1,70 m.

Interpretación: El tamaño fino de estos depósitos evidencia ambientes de baja energía asociada con laminación heterolítica, con estructuras producidas por acción microbiana y el origen de las bioturbaciones vinculadas con organismos costeros (incluido en LM9) permiten interpretar esta asociación como una planicie fangosa de marea. La presencia de rizoconcreciones, moteados ocre, niveles de costras de Fe, capas de yeso y el color rojizo de la asociación, sugiriendo buena oxigenación, indican exposición subaérea, permitiendo ubicar esta planicie en un ambiente supramareal a intermareal proximal (Dalrymple *et al.*, 1990). La influencia de las 'alfombras' microbianas en la fábrica depositacional es a través de procesos biológicos y físico-químicos. Una de las acciones más efectivas es la bioestabilización que incluye el tramado, entrapamiento y preservación de los sedimentos clásticos. Este elemento arquitectural, se diferencia como un subambiente de la zona de marismas. La identificación del mismo es debido al reconocimiento de sedimentos pelíticos limosos ricos en materia orgánica, con menor cantidad de areniscas y en estratos macizos, con niveles de costras calcáreas y evaporitas, y grietas de desecación

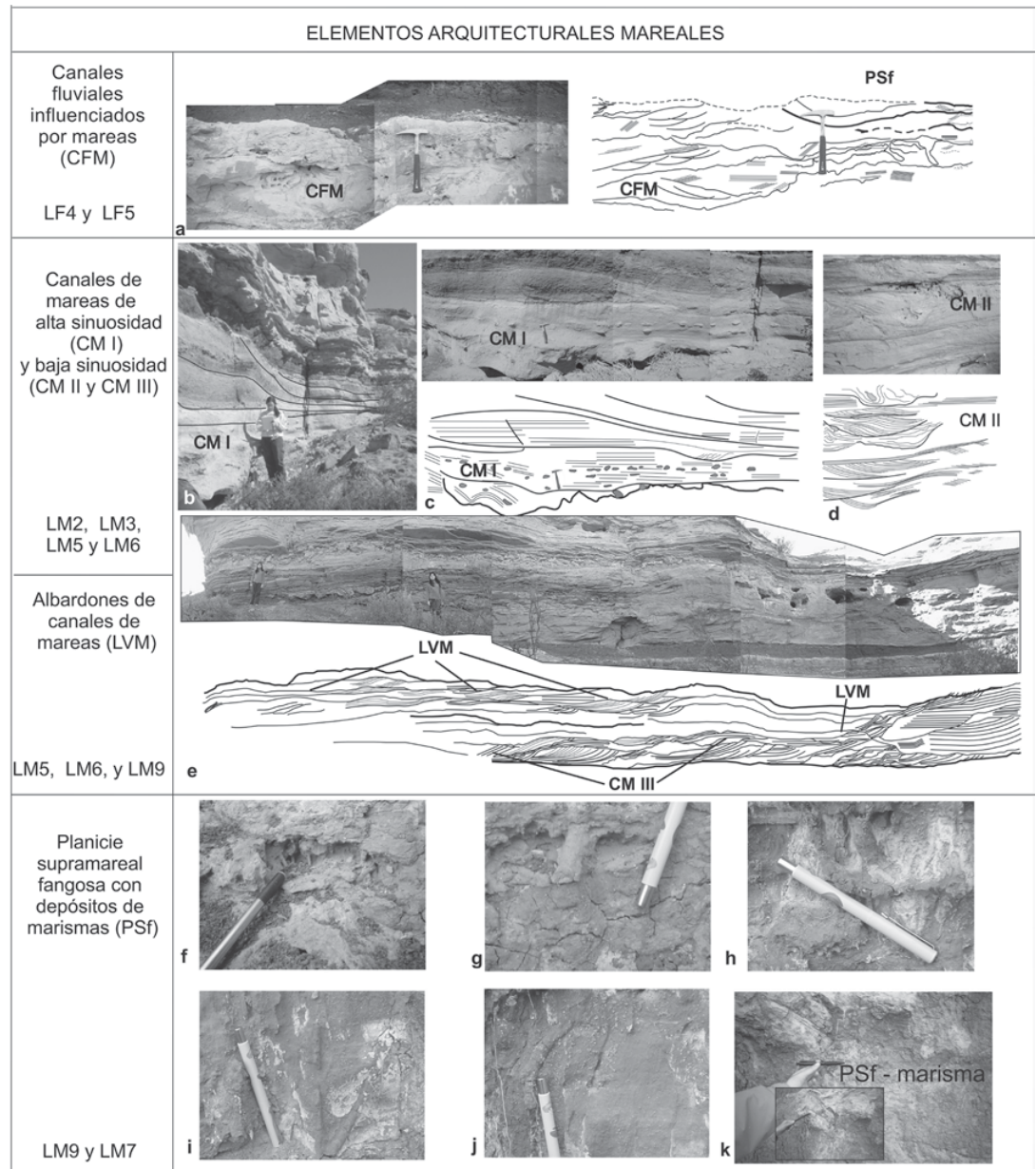


FIG. 8. Elementos arquitecturales mareales. **a.** Canales fluviales influenciados por marea, CFM, con geometría tabular, base y techo ondulado; **b** y **c.** Canales de mareas I, CM I, unidades lenticulares limitadas por superficies suavemente onduladas de muy bajo ángulo; **d.** Canales de mareas II, CM II, conformados por dunas limitadas por superficies de reactivación de muy bajo ángulo; **e.** Afloramientos de Canales de mareas III, CHM III y Elemento de albardón ('levée') de canales de mareas, LVM.; **f.** Rizoconcreciones dentro de la Planicie Supramareal fangosa; **g, h, i, j.** Trazas cilíndricas dentro de la Planicie Supramareal fangosa; **k.** Depósitos de marismas dentro de la Planicie Supramareal fangosa con estructuras flamígeras.

y abundantes moldes de raíces. Estos caracteres son diagnósticos del subambiente (Lander *et al.*, 1990), puesto que las marismas se restringen a áreas confinadas por encima de la altura media de agua (Dalrymple *et al.*, 1990). El pobre drenaje en estas zonas elevadas dentro de la planicie supramareal favorece la preservación de la materia orgánica (Aslan y Autin, 1998). Como son ambientes reductores, con el nivel freático generalmente alto, las marismas son propicias para el desarrollo de suelos con horizontes gleyzados (Bg), motivo por el cual son comunes y abundantes los moteados. Este tipo de horizonte se genera en ambientes reductores donde el Fe^{+2} presenta alta movilidad; sin embargo, en condiciones de mal drenaje, no se elimina totalmente y precipita como compuestos ferrosos, generando tales horizontes (Bg). Otras evidencias que presenta este elemento arquitectural, característico de las marismas, son las estructuras deformacionales de tipo 'flamígeras' y 'moldes de carga' (Phillips, 2003) asociadas con diferencia de viscosidad entre las capas (Neuwerth *et al.*, 2006) y que además son comunes en estos subambientes por las litologías que lo componen.

4.4.7. Planicie Intermareal fangoarenosa (PIfa)

Este elemento arquitectural incluye las litofacies M6 y M8. Las areniscas y pelitas presentan escasas bioturbaciones, con niveles cementados de nódulos de carbonatos y colores morados (LM8). En el tope de los cuerpos, predomina la alternancia de areniscas y pelitas (LM6), que normalmente se disponen en él de manera discontinua. La PIfa conforma cuerpos tabulares (Fig. 9a) con potencias que varían entre 0,30 y 1 m con base neta ondulada a irregular, producto de estructuras deformacionales de carga, nódulos cementados y pseudonódulos. Se identifican, además, otras estructuras deformacionales en este elemento como 'pinch-and-swell' y laminación convoluta. Hacia el tope de este elemento, la litofacies M6 muestra un incremento en el desarrollo de costras calcáreas y rizoconcreciones.

Interpretación: Los caracteres descritos son similares a los de las planicies intermareales mixtas (Reading, 1996). El incremento relativo de la proporción en la participación de areniscas en este elemento con respecto a la PSf, conjuntamente con la abundancia de estructuras de baja energía, permite interpretar que corresponde a los tramos proximales de la planicie intermareal, puesto que en estos

ambientes la granulometría y la energía disminuyen hacia tierra. La identificación de varias unidades apiladas es el resultado de la acreción vertical que la caracteriza, excepto donde es afectada por la migración lateral de los canales de marea. La baja densidad de bioturbaciones puede deberse a factores vinculados con el retrabajo por la migración de los canales de marea, a la textura del sedimento, a las condiciones de salinidad y a la baja disponibilidad de nutrientes (Weimer *et al.*, 1981). El característico incremento en el contenido de carbonatos y las rizoconcreciones carbonáticas hacia el tope de este elemento arquitectural permiten interpretar condiciones de ambiente de marismas colmatadas, similares a las descritas anteriormente asociadas a la planicie supramareal (PSf). Las estructuras deformacionales identificadas en este elemento constituyen el mismo horizonte estratigráfico mencionado anteriormente y se interpreta como el resultado de la actividad sísmica contemporánea.

4.4.8. Planicie Submareal arenosa (PSa)

Este elemento arquitectural incluye las litofacies M3 y M4. En la base dominan las areniscas con laminación paralela (Fig. 9b), cuasiplanar y lineación tipo parting y hacia el tope presentan estratificación 'hummocky' (LM3) y se observa un incremento en material pelítico y capas de yeso de hasta 1 cm de espesor, acompañados del desarrollo de estratificación 'flaser' y ondulosa (LM4). La geometría de este elemento es tabular con base plana, alcanza 0,70 m de potencia y presentan una extensión areal de más de 6 km.

Interpretación: Las estructuras tractivas de alto régimen de flujo en las unidades inferiores de este elemento permiten definir una planicie arenosa de mareas bajo condiciones de alto régimen (Plink Björklund, 2005). Este régimen de flujo superior (Daily *et al.*, 1980) en estas planicies es considerado diagnóstico de ambientes estuáricos macromareales o planicies de mareas (Dalrymple *et al.*, 1990; Dalrymple y Zaitlin, 1992).

La laminación paralela que caracteriza a este elemento pudo generarse por la migración de ondas de baja amplitud sobre superficies planas (Fielding, 2006) cuando las corrientes alcanzaron velocidades de 2 m/seg y profundidades menores a 2-3 m (Dalrymple *et al.*, 1990), o pudieron formarse como consecuencia de la combinación de eventos de tormentas y acción de las corrientes de mareas. La presencia de

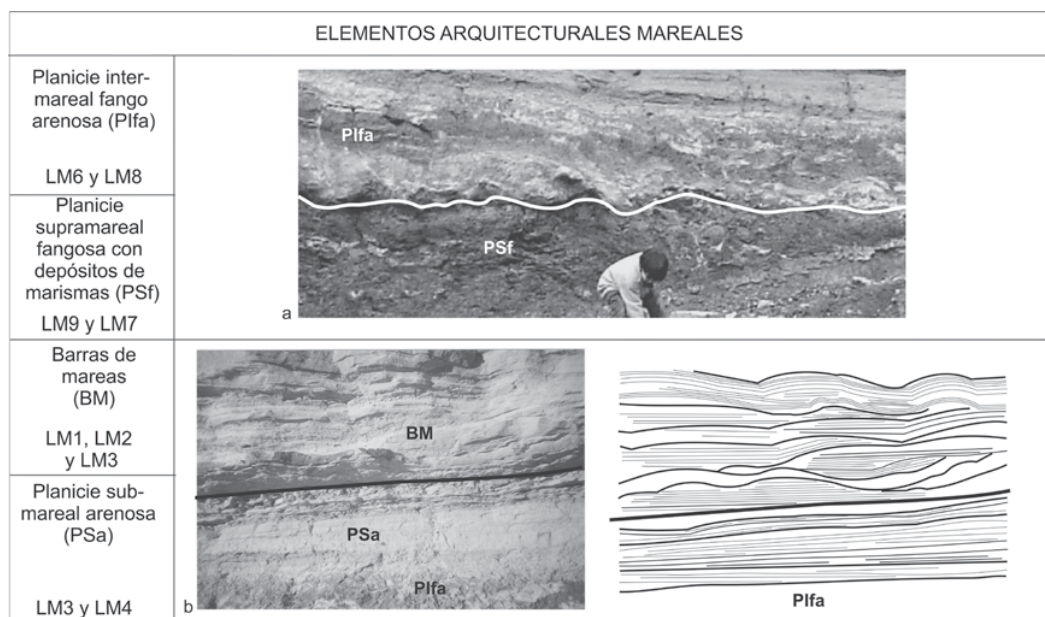


FIG. 9. Elementos arquitecturales mareales. **a.** Afloramientos de Planicie Intermareal fango-arenosa y Planicie Supramareal fangosa; **b.** Barras de mareas, BM, con cuerpos lenticulares y tabulares con un bajo ángulo de inclinación y estratificación paralela. Planicie Submareal arenosa, PSa, con predominio de areniscas con laminación paralela en la base y estratificación 'flaser' hacia el techo.

estratificación 'flaser' y 'ondulosa' hacia el tope de este elemento evidencia la acción de mareas y, considerando que para la generación de estratificación 'flaser' es necesario un alto suministro de material en suspensión, su origen también se adjudica a la acción de tormentas, ya que son las únicas capaces de producir un incremento considerable del material pelítico en suspensión (McCave, 1970, 1971). El origen de este elemento arquitectural se interpreta como una planicie arenosa de mareas, influenciada por eventos de tormentas (Kleinhans *et al.*, 2004).

4.4.9. Barras de mareas (BM)

Este elemento está conformado por las litofacies M1, M2 y M3 que se disponen en cuerpos lenticulares y tabulares con bases planas que presentan a gran escala un bajo ángulo de inclinación (Fig. 9b). Los principales rasgos que presenta este elemento arquitectural son depósitos de migración de dunas conglomerádicas de mediana escala (LM1), sobre los cuales se disponen dunas de marea caracterizadas por una estratificación entrecruzada tangencial en la base de gran escala, con intenso retrabajo por acción de olas en la base asintótica ('toeset') (LM2), y potentes cuerpos con estratificación paralela (LM3),

con formas de lecho sobrepuestas. En este elemento se observan películas de pelitas aisladas, con espesores reducidos. El apilamiento de los cuerpos, con potencias que oscilan entre 0,20 m a 1,20 m, alcanza los 3,50 m y se identifican numerosas superficies de reactivación de bajo y alto ángulo, asintóticas en la base y con espaciado variado.

Interpretación: Este elemento se interpreta como complejos de dunas de gran escala de gravas y arenas formadas en planicies submareales o estuario distal o bocas estuarinas donde la energía de las mareas alcanza un valor máximo (Dalrymple y Zaitlin, 1992; Plink-Björklund, 2005). En estos ambientes el régimen de la corriente subordinada puede ser suficientemente fuerte como para erosionar las láminas frontales sobre la cresta de las dunas durante una fase del ciclo de marea y así crear superficies de reactivación planas o convexas hacia arriba, las que separan las distintas dunas (Rubin y Hunter, 1982). La identificación de estas superficies resulta clave, puesto que cuando presentan un espaciado grande se infiere que las mismas son el producto de altas velocidades de corrientes de mareas que provocan una migración neta de la forma de lecho que hasta puede exceder la longitud de onda de

ésta. En aquellos casos donde las superficies de reactivación están menos espaciadas, se interpreta que las velocidades de las corrientes son menores y el rango de migración es más pequeño (Dalrymple *et al.*, 1990). A partir de estas consideraciones se puede afirmar que en los componentes individuales del elemento arquitectural, en la parte inferior, la agradación supera a la migración, mientras que, hacia el tope, se verifica una relación inversa. Las películas de pelitas son depositadas durante pausas en la migración de estas dunas (Harris y Eriksson, 1990). Las características de las estructuras de óndulas aplanadas del tope de los niveles conglomerádicos en las unidades inferiores de este elemento y la dirección oblicua que presentan las óndulas con respecto a la cresta de las dunas evidencian que la corriente dominante y la subordinada (en este caso el refluo), tenían orientaciones diferentes. Esta última tuvo un rango de velocidades relativamente bajas puesto que, si bien generó aplanamiento del tope de la duna, fue incapaz de producir caras de avalancha que evidencien migración de la forma de lecho bajo su influencia. La corriente de flujo generó, en cambio, migración y rápida agradación del tren de dunas, según se infiere a partir de la persistencia de los niveles de óndulas aplanadas (Dalrymple *et al.*, 1990; Carling *et al.*, 2006). Considerando la superficie de geometría planar en la base de este elemento y su extensión y continuidad a escala regional, junto con la persistencia a lo largo de más de 15 km de estos complejos de dunas de gran escala de gravas y arenas, se interpreta el desarrollo de BM correspondientes a bocas de estuarios dominados por mareas.

5. Análisis arquitectural a gran escala

5.1. Sistema fluvial entrelazado de alta agradación (SF I)

Este sistema (Fig. 10a) está caracterizado por la presencia de canales conglomerádico-arenosos (CH I), unidades de desborde (CS I y CS II) y limitado registro de depósitos de planicie de inundación (OF). Se interpreta como un sistema fluvial de baja sinuosidad con desarrollo de dunas tridimensionales y barras transversales. El efecto erosivo de corrientes enérgicas que quedaron registradas por abundantes niveles de intraclastos pelíticos en el relleno basal de los canales, da como resultado una fuerte incisión vertical en las unidades subyacentes, canibalización

de los depósitos de planicie de inundación y apilamiento vertical de los canales (Davies *et al.*, 1993). Estos procesos son comunes en sistemas fluviales rápidamente agradantes, afectados por condiciones de alta descarga. Además, las modificaciones en el gradiente del piso del canal generan abundantes desbordes que interrumpen la sedimentación en la planicie de inundación, y con frecuencia los canales de alimentación son ocupados luego por la red troncal del sistema (Kraus y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Sólo en algunos sectores los depósitos de planicie de inundación son potentes y registran niveles de paleosuelos, sugiriendo que la faja fluvial se mantuvo estable sin episodios relevantes de avulsión ni períodos de estabilidad del canal principal con ausencia de episodios de inundación de gran magnitud.

Características tales como fuerte apilamiento de cinturones de canales de baja sinuosidad altamente agradantes, con elevada concentración de carga de lecho arenosa y reducido registro de depósitos de planicie de inundación, indican estabilidad de la faja fluvial y canibalización de los depósitos preexistentes como resultado de intensas fluctuaciones en el régimen de descarga. Estos rasgos son consistentes con el desarrollo de sistemas fluviales entrelazados (Miall, 1996; Bordy y Catuneanu, 2002; Lorenz y Nadon, 2002; Lukie *et al.*, 2002; Twidale, 2004). A gran escala el sistema presenta una relación canal/planicie de inundación alta.

5.2. Sistema Fluvial meandriforme (SF II)

El sistema fluvial está integrado por elementos de intracanal (Figs. 10b y 11a), canales con relleno multiepisódico (CHI y CHII), elementos de acreción lateral (LA), barras transversales (DA I), derrames de llanura en flujos canalizados (CS I) y en flujos en manto (CS II) y planicie de inundación (OF). Este sistema muestra la apertura de canales que cortaron los meandros por flujos que sufrieron desviaciones. Esto se debe a la distribución asimétrica del flujo, a la velocidad y turbulencia dentro de un cinturón de canal que sufre un incremento progresivo de la sinuosidad, afectando el desarrollo de la planicie de inundación (Miall, 1996). Durante condiciones de flujo normal migraron barras que acrecieron lateralmente y corriente abajo, rellenando el canal. Los cinturones de canal muestran localmente apilamiento y están separados por escasos depósitos de

llanura de inundación, los cuales exhiben frecuentes intercalaciones de niveles de desborde, canalizados o en manto, relacionados con abruptas fluctuaciones en la descarga, que sugieren marcada estacionalidad climática (Galloway y Hobday, 1996; Miall, 1996). Esto último es corroborado por la preservación de secuencias completas de meandros que se correlacionan con condiciones de alto suministro y rápida agradación. La planicie muestra un desarrollo variable en el que se identifican numerosos eventos de desborde. Estos se asocian a flujos con gran cantidad de material en suspensión que superan los márgenes del canal y se extienden como flujo canalizado, en el cual la pérdida abrupta de velocidad permite que se extienda como en manto a través de grandes áreas en los sectores más distales de los bancos marginales, en el ambiente adyacente (Galloway y Hobday, 1996).

Estos procesos contribuyeron a la rápida agradación de la planicie de inundación (Miall, 1996).

5.3. Sistema Fluvial Anastomosados (SF-III)

Está caracterizado (Fig. 10c) por el desarrollo de una sucesión compuesta por canales (CH II), depósitos de desbordes (CS I y CS II) y de planicie de inundación (OF).

Este conjunto define un sistema fluvial con canales interconectados múltiples, de baja sinuosidad y con escasa participación de depósitos de acreción lateral. Los canales muestran relaciones multilaterales o localmente aparecen aislados dentro de los depósitos de llanura de inundación. Los depósitos de desbordes son frecuentes y desarrollan potentes lóbulos en los sectores distales. Estas acumulaciones

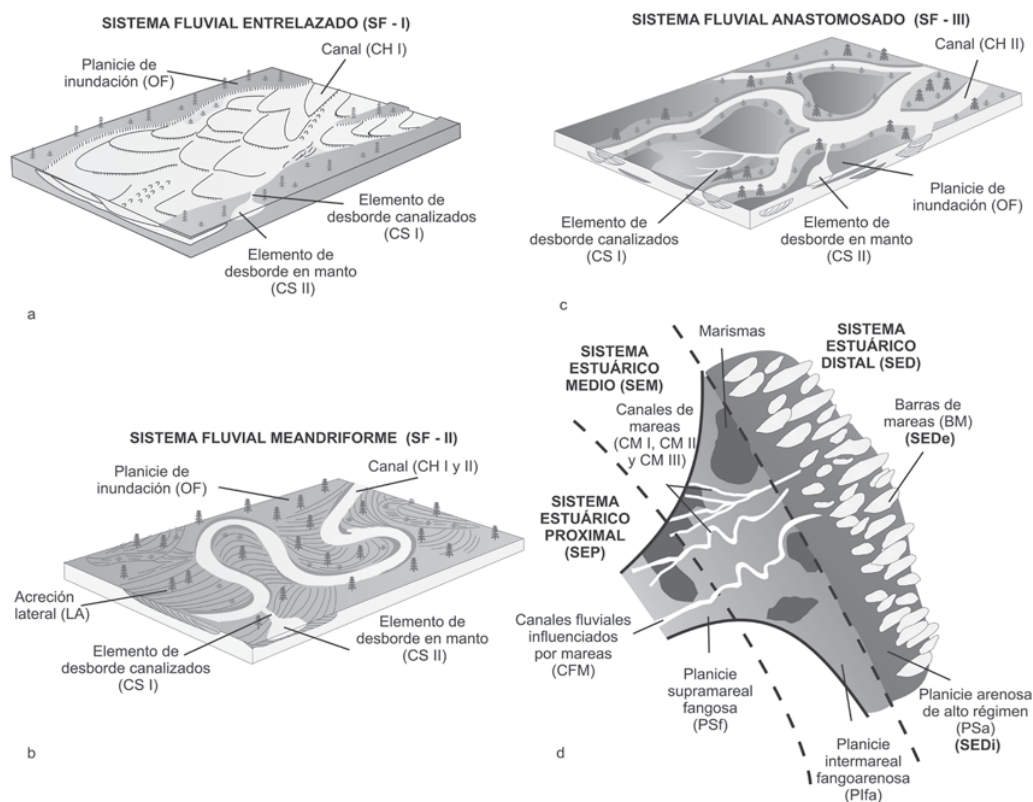


FIG. 10. Esquemas representativos de los distintos paleoambientes sedimentarios interpretados en este trabajo. **a.** Sistema fluvial entrelazado (tomado de Miall, 1996); **b.** Sistema fluvial meandriforme (tomado de Miall, 1996); **c.** Sistema fluvial anastomosado (tomado de Miall, 1996); **d.** Sistemas estuáricos proximal, medio y distal.

fluviales son comunes en zonas de bajo gradiente, con sistemas agradantes que provocan episodios de desbordamiento y avulsión. La arquitectura a gran escala es homologable a sistemas anastomosados y representa bajas condiciones energéticas cerca del nivel de base (Makaske, 2001). La densidad de canales es baja, dando como resultado a gran escala un dominio general de depósitos de planicie de inundación y desbordes.

5.4. Sistema estuárico proximal (SEP)

La presencia de canales fluviales con influencia de mareas (CFM), asociados a la planicie fangosa supramareal (Figs. 10d y 11b) con depósitos de marismas (PSf), permite interpretar el sistema estuárico proximal definido a partir de la zonación tripartita de facies de relleno de estuarios (Galloway y Hobday, 1996), teniendo en cuenta la convergencia de los procesos fluviales y mareales.

Las dimensiones y el arreglo espacial de los elementos arquitecturales incluidos en este sistema presentan variaciones en las distintas zonas estudiadas. En la localidad de Cinco Saltos (Perfil C-Fig. 4) predominan los depósitos de planicie fango arenosa supramareal con alta densidad de bioturbaciones, escasa interferencia de la acción de canales y poco desarrollo del subambiente de marismas. Esta zona representa el área más distal del estuario proximal en una posición próxima al borde del sistema. Hacia el norte alcanzan su máxima expresión los canales fluviales con influencia de marea (Perfil D-Fig. 4), interdigitados localmente con la planicie. Este arreglo espacial permite interpretar como el lugar de emplazamiento original de la red troncal del sistema fluvial en la cabecera del estuario. Los depósitos de marismas de mayor potencia se observan en el área del (Perfil E - Fig. 4), donde además dominan los canales fluviales con influencia de mareas entre los cuales localmente se preservan depósitos supramareales. Este sector se interpreta como una porción del estuario entre la cabecera y su sección proximal donde se registra el ingreso de un sistema fluvial alimentador secundario, sujeto a una influencia relativamente mayor de la acción de las mareas. La periodicidad en la exposición relacionada con las mismas está registrada en la profusa bioturbación de los canales y el amplio desarrollo de marismas, característico de los sectores aledaños a la red troncal.

5.5. Sistema estuárico intermedio (SEM)

El sistema estuárico intermedio (Figs. 10d, 11b, c) está integrado por los canales de mareas de alta y baja sinuosidad (CM I, CM II y CM III), albardones (LVM), planicie supramareal fangosa con depósitos de marismas (PSf) y planicie intermareal fangoarenosa (PIfa).

Los canales de marea sinuosos (CM I) se presentan interdigitados con los depósitos de la planicie supramareal fangosa (PSf) en las secciones relevadas al norte de la localidad de Cinco Saltos (Perfil D-Fig. 4), mientras que en el área del Perfil E se observa el apilamiento de importantes fajas de los canales de mareas (CM II), de baja sinuosidad. Estos últimos presentan en sus márgenes externos albardones, que se elevan sobre la planicie fangosa supramareal, donde además se identifican áreas representativas de marismas colmatadas. En estas zonas las planicies de mareas y marismas, adyacente a los canales, poseen reducida preservación dada la migración de los canales en ella. En cambio, en la zona del perfil C (Fig. 4), los canales de mareas están ausentes y los depósitos de planicie del ambiente supramareal fangoso adquieren su máximo desarrollo además de estar cubiertos por sedimentos acumulados en la planicie intermareal fangoarenosa. Estos tipos de elementos arquitecturales caracterizan los sectores medios de los estuarios dominados por mareas y en cuanto a los canales de marea, de acuerdo al tipo de estos, se ubican a los de hábito meandriformes en su zona interna y los de curso recto hacia la zona externa. El grado de sinuosidad de los canales de mareas es sumamente variable, ya que los meandros son una respuesta del sistema a la descarga y dependen, entre otras cosas, de la pendiente del terreno. Esto hace que dentro de una misma planicie puedan coexistir canales rectos, sinuosos y meandriformes y que un mismo canal pueda variar significativamente a lo largo de su curso.

5.6. Sistema estuárico distal (SED)

5.6.1. Sistema estuárico distal interno (SEDi)

La base del sistema estuárico distal está conformada por la planicie submareal arenosa (PSa) que es característica de los sectores internos de estos sistemas estuáricos distales (Figs. 10d, 11b y c). Estas planicies de mareas de alto régimen se desarrollan

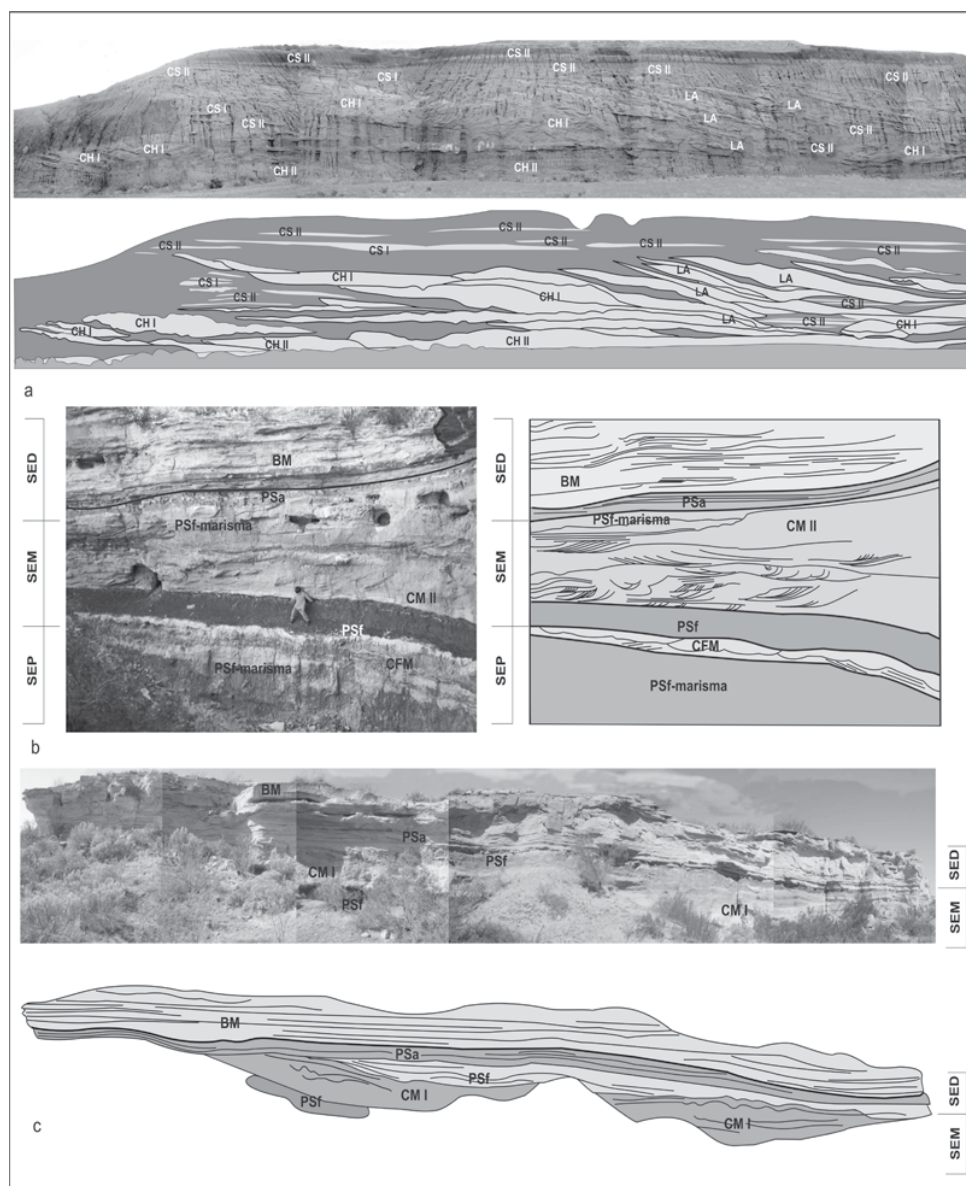


FIG. 11. Frentes de afloramientos con los distintos elementos arquitecturales asociados. **a.** Sistema fluvial meándrico; **b.** y **c.** Sistemas estuáricos proximal, medio y distal.

generalmente en los sectores de máxima energía de las mareas. En los sistemas estuáricos distales, la entrante del flujo de marea es progresivamente convergida dentro de áreas transversales debido a la geometría de embudo que tiene el estuario y las velocidades de las corrientes de inundación se incrementan dentro del estuario; este comporta-

miento de la marea es denominado hipsincrónico (Dalrymple *et al.*, 1990). Sin embargo, en las zonas intermedias y distales de los estuarios la disipación friccional excede a la amplificación causada por la convergencia y la energía de las mareas decrece hasta alcanzar cero en la zona límite de influencia de marea, dentro del estuario distal.

5.6.2. Sistema estuárico distal externo (SEDe)

Las barras de mareas (BM) características de estuario distal o bocas estuarinas (Dalrymple y Zaitlin, 1992; Plink-Björklund, 2005) integran el sistema de estuario distal externo (Figs. 10d, 11b, c). Las corrientes de mareas a lo largo de la costa son las responsables de la formación de estas barras transversales. Para modelos donde se asume escasa la acción de olas, donde se encuentran generalmente este tipo de barras, es necesario el efecto sostenido de la marea en su construcción. En estas zonas de estuario distal externo o boca estuarina la energía de las corrientes de mareas es alta, aunque menor a la del estuario distal interno dada la geometría del estuario (Dalrymple *et al.*, 1990).

El sistema estuárico distal está representado en la totalidad de las secciones que afloran sobre la margen izquierda del río Neuquén (Perfiles C, D y E-Fig. 4), observándose un suave incremento en la potencia hacia el sur, donde presenta el mayor desarrollo.

6. Secuencia estratigráfica

6.1. Cortejo de baja acomodación

La base de la secuencia que corresponde a la base de la Formación Anacleto está representada por una superficie erosiva de alto relieve, identificada en la localidad de Neuquén (Gómez, 2005), denominada en este trabajo discontinuidad I (ST-discontinuidad I-D I-Figs. 12, 13a). El tramo basal de esta unidad está integrado por el SF-I definido anteriormente, caracterizado por un diseño fluvial entrelazado de alta agradación que, a gran escala, exhibe un fuerte apilamiento de unidades de canal y escaso desarrollo de planicie de inundación. Las marcadas variaciones en el espesor de los depósitos subyacentes (Formación Bajo de La Carpa) se vinculan con la fuerte erosión fluvial inicial que afecta a distintos niveles de la Formación Bajo de La Carpa, removiendo dunas cementadas tempranamente y sistemas fluviales más antiguos. Hacia el noroeste se identifica el desarrollo del equivalente distal del anteriormente mencionado (SF I), representado por el sistema fluvial meandriforme (SF II-Fig. 13b). Este preserva escasos depósitos de planicie de inundación, pero la alta frecuencia de fenómenos de desborde sugiere un alto suministro de sedimentos, probablemente controlado por la fuerte estacionalidad climática

estimada para la latitud en la que se encontraba el área de estudio, durante el Cretácico Tardío (Sellwood y Valdés, 2006).

Las características erosivas de la superficie denominada discontinuidad I, marcando la canibalización de los depósitos eólicos subyacentes, evidencia un episodio de cambio del nivel de base. Este rasgo permite interpretarla como una superficie de inundación fluvial (Langford y Chan, 1988; Gómez, 2005) que representa, a nivel regional, la Superficie Transgresiva y señala el inicio de la Ingresión Atlántica del Maastrichtiano (Uliana y Dellapé, 1981). Como consecuencia del cambio en el nivel de base, los sistemas fluviales incidieron fuertemente en los depósitos subyacentes, durante la retrogradación hacia sus cabeceras para reestablecer el perfil de equilibrio a las nuevas condiciones. La arquitectura de los sistemas fluviales I y II con canales altamente agradantes asociados a depósitos de planicie de inundación poco potentes y con escaso desarrollo, corresponden a condiciones de baja acomodación (Martinsen *et al.*, 1999), definiendo un cortejo de baja acomodación (Gómez, 2005), que constituye el inicio de la secuencia (Figs. 12, 13a, b).

El área de estudio para el lapso estratigráfico analizado estaba ubicada en la zona distal de la cuenca de antepaís (Zona B-Posamentier y Allen, 1993), caracterizada por una baja tasa de subsidencia, y al norte de la Dorsal de Huincul, con períodos de actividad tectónica (Armas y Sánchez, 2008). El patrón de acomodación al momento de depositación de la Formación Anacleto estuvo controlado por dos factores: el eustático, representado por el inicio de la ingresión Atlántica, y por la tasa de subsidencia. Estos factores magnificaron o atenuaron los efectos de las variaciones eustáticas en diferentes etapas evolutivas del relleno de la cuenca y fueron los responsables de los cambios de nivel de base general para los cinturones de canales fluviales activos.

6.2. Cortejo de alta acomodación-cortejo transgresivo

El tope del Cortejo de Baja Acomodación está caracterizado por el desarrollo de niveles de paleosuelos en depósitos de planicie de inundación fluvial y rellenos de canal, tanto en la ciudad de Neuquén como en la sección ubicada al nornoroeste de la misma (Fig. 13b). Esta superficie tiene una continuidad lateral de más de 20 km y se denomina

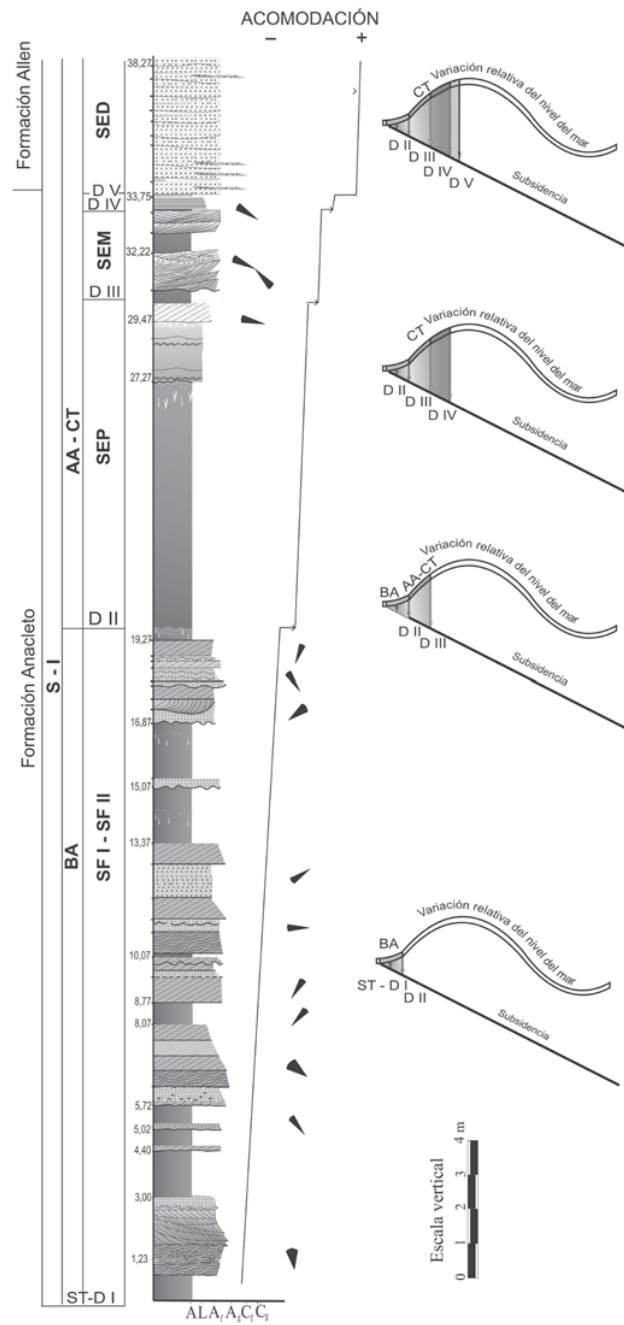


FIG. 12. Perfil estratigráfico integrado con los distintos sistemas interpretados, los cortejos definidos, las discontinuidades y la curva de acomodación asociadas a la subsidencia y las variaciones relativas del nivel del mar. **ST-DI**: superficie transgresiva-discontinuidad I; **DII, DIII, DIV y DV**: discontinuidades II, III, IV y V respectivamente; **BA**: cortejo de baja acomodación; **AA**: cortejo de alta acomodación; **CT**: cortejo transgresivo; **S-I**: secuencia I; **SF I**: sistema fluvial I; **SF II**: sistema fluvial II; **SEP**: sistema estuárico proximal; **SEM**: sistema estuárico medio; **SED**: sistema estuárico distal.

en este trabajo discontinuidad II (D II Figs. 12, 13a, b). La extensión y continuidad de esta se observa gracias a la presencia de caminos vecinales que facilitan el seguimiento de los afloramientos y principalmente al trazado de la ruta provincial N° 234. En los afloramientos en la localidad de Neuquén (Perfil A - Fig. 4), esta discontinuidad (D-II) marca un brusco cambio en el estilo fluvial hacia un sistema anastomosado (SF III) de rápida agradación que presenta una baja relación canal/planicie de inundación (Fig. 13a). La arquitectura a gran escala de SF III refleja un Cortejo de AA (Fig. 12) dada la preservación y la tendencia general granodecreciente que presentan las unidades (Martinsen *et al.*, 1999). La instalación de este sistema registra un aumento en la tasa de subsidencia acompañado de un ascenso del nivel de base bajo condiciones climáticas más húmedas. Cuencas subsidentes de antepaís, en condiciones de ascenso del nivel de base o cambios en el régimen climático, son consideradas marcos ideales para estos sistemas fluviales anastomosados (Makaske, 2001).

Al nornoroeste de la localidad de Neuquén (Perfil B - Fig. 4), la discontinuidad II (Figs. 12, 13b) pone en contacto el SF II con potentes depósitos de ambientes de planicie supramareal fangosa (PSf), asignables a la cabecera del sistema estuárico proximal (SEP). Esto constituye la evidencia de la migración de los ambientes depositacionales estuáricos hacia tierra, generando el clásico solapamiento expansivo hacia el continente que caracteriza a las sucesiones transgresivas de Cortejo de Nivel Alto (CNA). La extensa continuidad lateral de los afloramientos, más de 15 km, con rumbo N-S permiten correlacionar estas unidades con los depósitos del sistema estuárico proximal, incluyendo el subambiente de marisma, planicie supramareal fangosa y los canales influenciados por mareas, ubicados en la zona próxima a la localidad de Cinco Saltos (Perfil C-Fig. 4). El tope de este sistema está caracterizado por una superficie (discontinuidad III-D III, Figs. 12, 13c) fuertemente cementada con carbonatos, alto grado de bioturbación, fuerte desarrollo de costras y rizoconcreciones ferruginosas e intensa acción de organismos bioturbadores asociados a los ambientes marginales del estuario bajo períodos de condensación o con una tasa de deposición neta baja (Van Wagoner *et al.*, 1990; Posamentier y Allen, 1993; Lawton *et al.*, 2003; Plink-Björklund, 2005; Kitazawa, 2007).

Sobre los depósitos del estuario proximal, en la sección de las proximidades de Cinco Saltos (Perfil C, D y E-Fig. 4), se presentan extensos canales de mareas, y planicies fangoarenosa, que caracterizan al sistema estuárico medio y están limitados en la base por la discontinuidad III (D III-Fig. 13c). Este arreglo arquitectural evidencia la continuidad en el ascenso eustático que provocó la migración hacia tierra de los canales de mareas; la lenta y continua retrogradación causó el apilamiento de las sucesiones de canal, y en los sectores de máxima actividad de los mismos se reconocen escasos relictos de planicie intermareal. Las características de este tramo de la secuencia, donde el sistema fluvial es rápidamente invadido por los fangos del estuario superior, y los registros de canales mareales alcanzan un dominio total sobre los sistemas fluviales influenciados por mareas subyacentes, permiten definir la asociación del sistema estuárico a una costa meso a macromareal (Kitazawa, 2007). Los depósitos del sistema estuárico medio presentan rasgos de deformación de extraordinaria magnitud, tanto por las dimensiones de las estructuras deformacionales como por su gran extensión areal. La ubicación de la secuencia estudiada en el ámbito de Cuenca Neuquina y su localización al norte de la Dorsal de Huincul, la cual tuvo una reactivación tectogénica hace aproximadamente 80 Ma, coincidente con un período de aceleración del movimiento de placas oceánicas (Orchuela *et al.*, 1981), permite interpretar que los caracteres de este tramo de la secuencia son la respuesta a una intensa actividad tectónica.

Se infiere que un incremento brusco en la tasa de subsidencia, conjuntamente con la reactivación de la dorsal de Huincul, generó al horizonte sismogénico mencionado y es responsable de la discontinuidad IV (D-IV, Figs. 12, 13c, d y e) que separa los depósitos de estuario medio de aquellos de planicie arenosa de estuario distal interno. Esta relación marca una acentuación del ascenso eustático, permitiendo una aceleración en el avance del estuario hacia el continente. El aumento en el espacio de acomodación, generado por efectos combinados de la tectónica y la eustasia, alcanza su máxima expresión en el desarrollo de una Superficie de Ravinamiento transgresiva (Catuneanu *et al.*, 2009), siendo dentro de la secuencia la discontinuidad V (D-V, Figs. 12, 13c, d y e) y que constituye el límite entre el Grupo Neuquén y el Grupo Malargüe (Fig 3c). La preservación de la misma guarda relación directa con el desarrollo

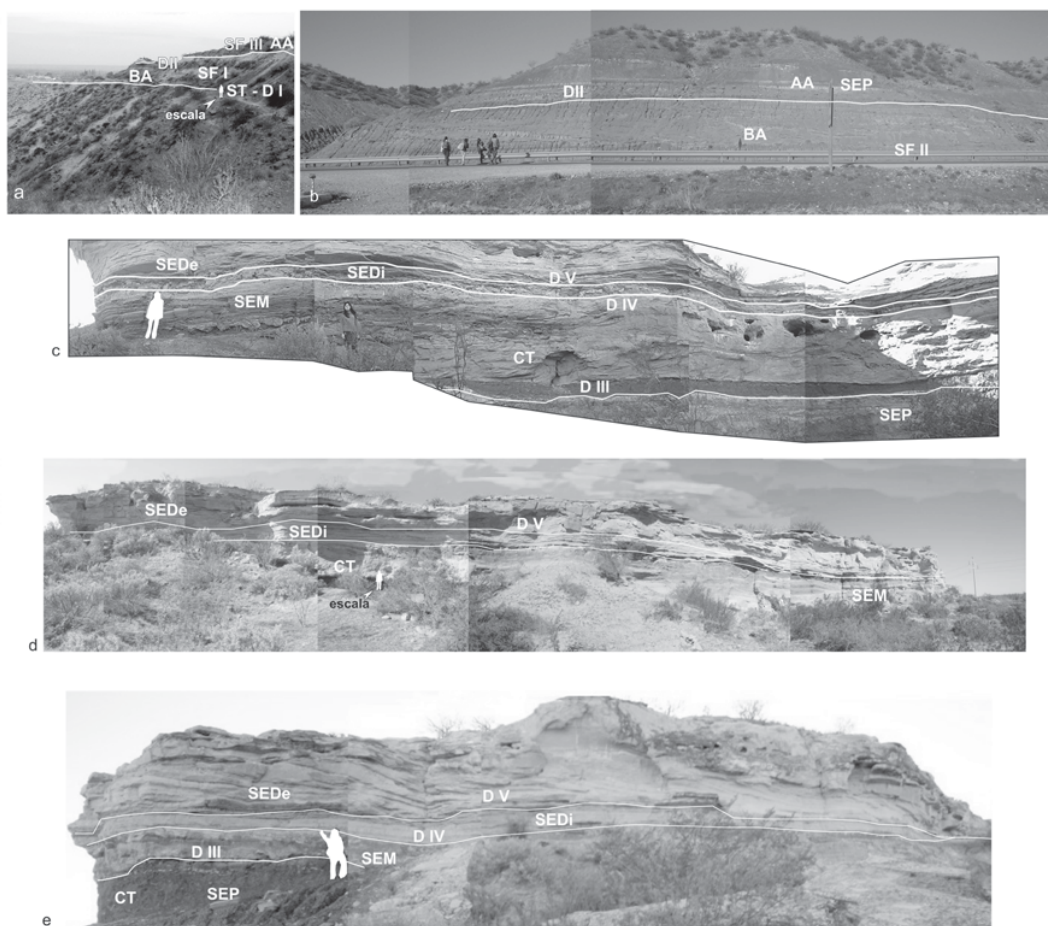


FIG. 13 a, b, c, d y e. Paneles fotográficos con las discontinuidades, cortejos y sistemas identificados. **ST-DI**: superficie transgresiva-discontinuidad I; **DII, DIII, DIV y DV**: discontinuidades II, III, IV y V respectivamente; **BA**: cortejo de baja acomodación; **AA**: cortejo de alta acomodación; **CT**: cortejo transgresivo; **SF I**: sistema fluvial I; **SF II**: sistema fluvial II; **SF III**: sistema fluvial III; **SEP**: sistema estuárico proximal; **SEM**: sistema estuárico medio; **SEDi**: sistema estuárico distal interno; **SEDe**: sistema estuárico distal externo.

de un estuario dominado por mareas, en una costa de bajo gradiente macro a mesomareal, dado que esta superficie se caracteriza por su gran extensión areal y fácil reconocimiento (Kitazawa, 2007). Un aspecto que debe remarcarse es la connotación del término Superficie de Ravinamiento en el análisis de secuencias estratigráficas como la estudiada, puesto que difiere de la acepción corriente aplicable a otros ambientes, ya que requiere la identificación de la planicie de marea de alto régimen cubierta por los complejos de barras de mareas (Plink-Björklund, 2005; Kitazawa, 2007).

Con posterioridad, la construcción de barras de mareas fue el resultado del período de transgresión tardía, cuando el nivel del mar permaneció relativamente estable. En esta etapa el sedimento del lecho marino fue erosionado, transportado y redepositado bajo la acción de las corrientes de mareas. El apilamiento de los depósitos caracteriza al período de transgresión tardía en estos sistemas, debido al alto suministro de sedimentos y el adecuado espacio de acomodación (Liu *et al.*, 2007).

La distribución de los elementos arquitecturales dentro del estuario distal permiten inferir una

paleogeografía coincidente con la propuesta para la Formación Allen (Barrio, 1990), con la línea de costa orientada noroeste-sudeste. El estuario presentaría un eje orientado oestenoeste-estesudeste, de acuerdo a las direcciones de paleocorrientes (Fig. 4) de los canales de marea y la asociación con los sistemas fluviales. La amalgamación de los canales con escasa preservación de la planicie de marea sugieren un alto suministro fluvial (Kitazawa, 2007). El profuso retrabajo de los depósitos por la acción de mareas es el resultado de la progresiva migración hacia continente del estuario, la que caracteriza los periodos de transgresión (Dalrymple y Zaitlin, 1992; Mellere y Steel, 1996; Lukie *et al.*, 2002; Lawton *et al.*, 2003; Plink-Björklund, 2005). Considerando la terminología convencional de la estratigrafía secuencial (Catuneanu *et al.*, 2009), este tramo de la sucesión, correspondiente a ambiente estuárico, se interpreta como el Cortejo Transgresivo (CT-Figs. 12, 13c, d y e), el cual se correlaciona con el Cortejo de Alta Acomodación definido exclusivamente para los depósitos netamente continentales de la secuencia.

7. Conclusión y discusión

La reconstrucción paleoambiental sugiere para la Formación Anacleto (tope del Grupo Neuquén) dos paleoambientes sedimentarios: uno fluvial y otro estuárico (proximal e intermedio). Con respecto al miembro basal de la Formación Allen (base del Grupo Malargüe), este presenta características de ambiente estuárico distal o boca de estuario.

De acuerdo al análisis de estratigrafía secuencial se identificó una secuencia constituida por: un cortejo de Baja Acomodación (BA), en ambiente continental limitado en la base por una superficie de inundación fluvial correlacionable con la Superficie transgresiva (ST-Discontinuidad I) y en el tope por la discontinuidad II; un Cortejo de Alta Acomodación (AA) y su equivalente al Cortejo Transgresivo (CT) que incluye las discontinuidades III, IV y V, siendo esta última equivalente a una superficie de ravinamiento transgresiva.

Hasta el momento el Grupo Neuquén ha sido definido como una sucesión de capas rojas netamente continentales formadas durante un período de total desconexión con el océano Pacífico (Groeber, 1946; Digregorio, 1972; Cazau y Uliana, 1973; Uliana y Dellapé, 1981). Este trabajo permite establecer que

el tope del Grupo Neuquén en el borde nororiental de la cuenca está caracterizado por depósitos típicos de ambientes litorales marinos. Desde comienzo de siglo el contacto entre los Grupos Neuquén y Malargüe fue interpretado como el inicio de la ingresión atlántica maastrichtiana (Windhausen, 1914), tendencia que fue seguida por numerosos autores (Groeber, 1946; Digregorio, 1972; Cazau y Uliana, 1973; Andreis *et al.*, 1974), y la superficie que separa ambas unidades fue definida como una superficie de ravinamiento (Uliana y Dellapé, 1981).

Hasta ese momento la Formación Allen representaba el inicio de la ingresión atlántica para el ámbito de Cuenca Neuquina; sin embargo, a partir del estudio de detalle y de la correlación a nivel regional de los afloramientos, el presente estudio demuestra que la Formación Anacleto posee las primeras evidencias de la ingresión atlántica, modificando de esta manera los conceptos a nivel regional de la extensión y la influencia de la eustasia durante el Cretácico Tardío.

Agradecimientos

Las autoras agradecen, por su colaboración en las tareas de campo, a los Licenciados S. Morra, J. Rossi, J. Gómez y a la empresa Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Los subsidios para la elaboración de este trabajo fueron otorgados por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto (Argentina). Además, se agradecen las correcciones, sugerencias y aportes otorgados por los árbitros de esta publicación.

Referencias

- Alexander, J.; Bridge, J.; Cheel, R.; Leclair, S. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48 (1): 133-152.
- Allen, J. 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, Bars complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), welsh borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-283.
- Andreis, R.; Iñíguez-Rodríguez, A.; Lluch, J.; Sabio, D. 1974. Estudio sedimentológico de las Formaciones del Cretácico Superior del área del lago Pellegrini (Provincia de Río Negro, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (1): 85-104.
- Armas, P.; Sánchez, M.L. 2008. Horizontes sismogénicos en depósitos estuáricos de la Formación Anacleto

- (Grupo Neuquén) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Cretácico Superior. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas 3: 1326-1327. Jujuy.
- Ashley, G.; Southard, J.; Boothroyd, J. 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29: 67-79.
- Aslan, A.; Autin, W. 1998. Holocene flood-plain soil formation in the southern lower Mississippi Valley; implication for interpreting alluvial paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 110: 433-449.
- Barrio, C. 1990. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 3 (1): 31-49.
- Best, J.; Ashworth, P.; Bristow, C.; Roden, J. 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 73 (4): 516-530.
- Bordy, E.; Catuneanu, O. 2002. Sedimentology of the Beaufort-Molteno Karoo fluvial strata in the Tuli Basin, South Africa. *South African Journal of Geology* (105): 51-66.
- Bottjer, D.; Hagadorn, J. 2007. Mat growth feature. *In* Atlas of microbial mats features preserved within the clastic rocks record (Schieber, J.; Bose, P.; Eriksson, P.; Banerjee, S.; Sarkar, S.; Altermann, W.; Catuneanu, O., editores). Elsevier 53-71. Amsterdam.
- Bowman, D.; Korjenkov, A.; Porat, N. 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163: 211-228.
- Bridge, J.; Best, J. 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.
- Buatois L.; Mángano, M.; Aceñolaza, F. 2002. Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Museo Egidio Feruglio, Edición Especial 2: 382 p. Trelew.
- Cant, J.; Walker, R. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Carling, P.; Radecki-Pawlik, A.; Williams, J.J.; Rumble, B.; Meshkova, L.; Bell, P.; Breakspear, R. 2006. The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK. *Sedimentary Geology* 183: 159-179.
- Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.P.; Blum, M.D.; Dalrymple, R.W.; Eriksson, P.G.; Fielding, C.R.; Fisher W.L.; Galloway, W.E.; Gibling, M.R.; Giles, K.A.; Holbrook, J.M.; Jordan, R.; Kendall, C.; Macurda, B.; Martinsen, O.J.; Miall, A.D.; Neal, J.E.; Nummedal, D.; Pomar, L.; Posamentier, H.W.; Pratt, B.R.; Sarg, J.F.; Shanley, K.W.; Steel, R.J.; Strasser, A.; Tucker, M.E.; Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92: 1-33.
- Cazau, L.; Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas 3: 131-163. Buenos Aires.
- Collinson, J. 1994. Sedimentary deformational structures. *In* The Geological Deformation of Sediments (Maltman, A., editor). Chapman & Hall 4: 95-125. London.
- Coria, R.; Salgado, L. 1996. A basal Iguanodontian (Ornithischia-Ornithopoda) from the Late Cretaceous of South America. *Journal of Vertebrate Paleontology* 16: 445-457.
- Cuevas Gonzalo, M.; Martinius, W. 1993. Outcrop database for the geological characterization of fluvial reservoirs: an example from distal fluvial fan deposits in the Loranca Basin, Spain. *In* Characterization of fluvial and aeolian reservoirs (North, C.; Prosser, J.; editors). Geological Society Special Publication 73: 79-94.
- Daily, B.; Moore, P.; Rust, B. 1980. Terrestrial-marine transition in the Cambrian rocks of Kangaroo Island, South Australia. *Sedimentology* 27: 379-399.
- Dalrymple, R.; Knight, R.; Zaitlin, B.; Middleton, G. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37: 577-612.
- Dalrymple, R.; Zaitlin, B. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (6): 1130-1146.
- Davies, D.; Williams, B.; Vessell, R. 1993. Dimensions and quality of reservoirs originating in low and high sinuosity channel systems, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas, USA. *In* Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs (North, C.; Prosser, D.; editors). Geological Society Special Publication 73: 95-121.
- Davies-Vollum, K.; 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.
- Díaz-Molina, M. 1993. Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca basin, Spain. *In* Alluvial Sedimentation (Marzo, M.; Puigdefábregas, C.; editors). International Association of Sedimentologists Special Publication 17: 115-131.

- Digregorio, J. 1972. Neuquén. In *Geología Regional Argentina* (Leanza, A.F.; editor). Academia Nacional de Ciencias 439-505. Córdoba.
- Eriksson, P.; Schieber, J.; Bouougri, E.; Gerdes, G.; Porada, H.; Banerjee, S.; Bose, P.; Sarkar, S. 2007. Classification of structures left by microbial mats in their host sediments. In *Atlas of microbial mats features preserved within the clastic rocks record* (Schieber, J.; Bose, P.; Eriksson, P.; Banerjee, S.; Sarkar, S.; Altermann, W.; Catuneanu, O.; editors). Elsevier 39-52. Amsterdam.
- Eriksson, K.; Simpson, E.; Mueller, W. 2006. An unusual fluvial to tidal transition in the mesoarchean Moodies Group, South Africa: A response to high tidal range and active tectonics. *Sedimentary Geology* 190: 13-24.
- Fielding, C. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fill: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.
- Franzese, J.; Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Galloway, W.; Hobday, D. 1996. *Terrigenous Clastic Depositional System*. Springer: 489 p.
- Gerdes, G.; Klenke, A.; Noffke, N. 2000. Microbial signatures in peritidal siliclastic sediments: a catalogue. *Sedimentology* 47: 279-308.
- Ghosh, P.; Sarkar, S.; Maulik, P. 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology* 191: 3-36.
- Ghosh, S.; Chakraborty, C.; Chakraborty, T. 2004. Combined tide and wave influence on sedimentation of Lower Gondwana coal measures of central India: Barakar Formation (Permian), Satpura basin. *Journal of the Geological Society* 161: 117-131.
- Gómez, J. 2005. *Análisis Paleoambiental y Estratigráfico del Subgrupo Río Colorado (Grupo Neuquén-Cuenca Neuquina) en las bardas de la ciudad de Neuquén y alrededores*. Biblioteca central UNRC. Tesis de licenciatura (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto: 98 p.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Harris, C.; Eriksson, K. 1990. Allogenic controls on the evolution of storm to tidal shelf sequences in the Early Proterozoic Uncompahgre Group, southwest Colorado, USA. *Sedimentology* 37: 189-213.
- Heredia, S.; Salgado, L. 1999. Posición estratigráfica de los estratos supracretácicos portadores de dinosaurios en el lago Pellegrini, Patagonia septentrional, Argentina. *Ameghiniana* 36: 229-234. Buenos Aires.
- Herrero Duclox, A. 1939. Estratigrafía y tectónica de los Estratos de Dinosaurios del Neuquén. *Boletín Informativo Petrolero* 16 (180): 16-17.
- Howell, J.; Schwarz, E.; Spalletti, L.; Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: an overview. In *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, Special Publications 252: 1-14. London.
- Hugo, C.; Leanza, H. 2001. Hoja Geológica 3969- IV, General Roca. Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 308: 64 p. Buenos Aires.
- Jopling, A.; Walker, R. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal Sedimentary Petrology* 38: 971-984.
- Kitazawa, T. 2007. Pleistocene macrotidal tide-dominated estuary-delta succession, along the Dong Nai River, southern Vietnam. *Sedimentary Geology* 194: 115-140.
- Klein, G. 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 1095-1127.
- Kleinhans, M.; Passchier, S.; van Dijk, T. 2004. The origin of megaripples, long wave ripples and Hummocky Cross-Stratification in the North Sea in mixed flows. In *Marine Sandwave and River Dune Dynamics* (Hulscher, S.J.M.H.; Garlan, T.; Idier, D.; editors). In International Workshop, No. 2, University of Twente 142-150. The Netherlands.
- Kraus, M.; Wells, T. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. In *Fluvial Sedimentology VI* (Smith, N.; Rogers, J.; editors). International Association of Sedimentologists Special Publication 28: 251-268.
- Lander, R.; Bloch, S.; Mehta, S.; Atkinson, C. 1990. Burial diagenesis of paleosols in the Giant Yacheng gas field, People's Republic of China: bearing on Illite reaction pathways. *Journal Sedimentary Petrology* 61: 256-268.
- Langford, R.; Chan, M. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1541-1549.

- Lawton, S.; Pollock, T.; Robinson, R. 2003. Integrating sandstone petrology and nonmarine sequence stratigraphy: application to the Late Cretaceous fluvial systems of Southwestern Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 73: 389-406.
- Leanza, H.; Hugo, C. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 218: 1-135. Buenos Aires.
- Leckie, D.; Singh, C. 1991. Estuarine deposits of the Albion Paddy Member (Place River Formation) and Lowermost Shaftesbury Formation Alberta, Canada. *Journal Sedimentary Petrology* 61: 825-849.
- Legarreta, L.; Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales 29 (16): 399-432.
- Liu, Z.; Berne, S.; Saito, Y.; Yu, H.; Trentesaux, A.; Uehara, K.; Yin, P.; Liu, J.; Li, C.; Hu, G.; Wang, X. 2007. Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. *Continental Shelf Research* 27: 1820-1834.
- López Gómez, J.; Arche, A. 1993. Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstone Early Triassic, Iberian Ranges, eastern Spain. In *Alluvial Sedimentation* (Marzo, M.; Puigdefábregas, C.; editores). Blackwell Scientific Publication. Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. *International Association of Sedimentologist, Special Publication* 17: 363-381.
- Lorenz, J.; Nadon, G. 2002. Braided-river deposits in a muddy depositional setting: the Molina member of the Wasatch Formation (Paleogene), west-central Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 72 (3): 376-385.
- Lukie, T.; Ardies, G.; Dalrymple, R.; Zaitlin, B.; 2002. Alluvial architecture of the Horseshoe unit (Basal Quartz) in southern Alberta and northern Montana: influence of accommodation changes and contemporaneous faulting. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50 (1): 73-91.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196.
- Marshall, J. 2000. Sedimentology of a Devonian fault-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology* 47 (2): 325-342.
- Martinsen, O.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkindsen, G.; Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46 (2): 235-259.
- Massari, F. 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, South Alps, Italy. In *Modern and Ancient Fluvial System* (Collison, J.; Lewin, J.; editors). *International Association of Sedimentologists Special Publication* 6: 287-300.
- McCave, I. 1970. Deposition of fine-grained suspended sediments from tidal currents. *Journal of Geophysical Research* 75: 4151-4159.
- McCave, I. 1971. Mud layers and deposition from tidal currents: discussion of a paper by G. de V. Klein, Tidal origin of a Pre-Cambrian quartzite-the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *Journal Sedimentary Petrology* 41: 1147-1148.
- Mellere, R.; Steel, R. 1995. 'Facies architecture and sequentially of nearshore and shelf sandbodies; Haystack Mountains Formation, Wyoming, USA'. *Sedimentology* 42: 551-574.
- Mellere, R.; Steel, R. 1996. Tidal sedimentation in Inner Hebrides half grabens, Scotland: the Mid Jurassic Bearreraig Sandstone Formation. In *Geology of Siliciclastic Shelf Seas* (De Batist, M.; Jacobs, P.; editors). *Geological Society Publication* 117: 49-79.
- Miall, A. 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag: 575 p. Italia.
- Mowbray, T.; Visser, M. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 811-824.
- Musacchio, E. 1973. Charophytas y ostrácodos no-marinos del Grupo Neuquén (Cretácico superior) en algunos afloramientos de las provincias de Río Negro y Neuquén. República Argentina. *Revista del Museo de la Plata (nueva serie), Sección Paleontología* 8: 1-32. Buenos Aires.
- Neuwerth, R.; Suter, F.; Guzmán, C.; Gorin, G. 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology* 186: 67-88.
- Nio, S.; Berg, J.; Goesten, M.; Smulders, F. 1980. Dynamics and sequential analysis of a mesotida shoal and intershoal channel complex in the eastern Scheldt (Southwestern Netherlands). *Sedimentary Geology* 26: 263-279.

- Noffkel, N.; Gerde, G.; Klenke, T.; Krumbein, W. 2001. Microbially induced sedimentary structures-a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal Sedimentary Research* 71: 649-656.
- Orchuela, I.; Ploszkiewicz, V.; Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada 'Dorsal Neuquina'. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas 3: 281-293. San Luis.
- Paola, C.; Wiele, S.; Reinhart, M. 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology* 36: 47-59.
- Phillips, R. 2003. Depositional environments and processes in Upper Cretaceous nonmarine and marine sediments, Ocean Point dinosaur locality, North Slope, Alaska. *Cretaceous Research* 24: 499-523.
- Plink-Björklund, P. 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology* 52 (2): 391-428.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 a-b-Volcán de San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 92 p. Buenos Aires.
- Posamentier, H.; Allen, G. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology* 86: 91-109.
- Rajchl, M.; Uličný, D. 2005. Depositional record of an avulsive fluvial system controlled by peat compaction (Neogene, Most Basin, Czech Republic). *Sedimentology* 52: 601-625.
- Ramos, A.; Galloway, W. 1990. Facies and sand-body geometry of the Queen City (Eocene) tide-dominated delta margin embayment, NW Gulf of Mexico Basin. *Sedimentology* 37: 1079-1098.
- Ramos, V.; Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *In* The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, Special Publications 252: 15-35. London.
- Reading, H. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications: 688 p. Oxford.
- Retallack, G. 1990. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Harper Collins Academic, Hamersmith: p. 520.
- Richards, M. 1994. Transgression of an estuarine channel and tidal flat complex: the Lower Triassic of Barles, Alpes de Haute Provence, France. *Sedimentology* 41: 55-82.
- Rodríguez, M.; Leanza, H.; Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-II, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 370: p. 165. Buenos Aires.
- Rubin, D.; Hunter, E. 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology* 29: 121-138.
- Salgado, L.; Coria, R.; Arcucci, A.; Chiappe, L. 2009. Restos de Alvarezsauridae (Theropoda, Coelurosauria) en la Formación Allen (Campaniano-Maastrichtiano), en Salitral Ojo de Agua, Provincia de Río Negro, Argentina. *Andean Geology* 36 (1): 67-80.
- Schieber, J. 2004. Microbial mats in the siliciclastic rocks record: a summary of the diagnostic features. *In* The Precambrian earth: tempos and events. Development in Precambrian geology (Eriksson, P.; Altermann, W.; Nelson, D.; Muller, W.; Catuneanu, O.; editors). Elsevier: 663-673. Amsterdam.
- Sellwood, B.; Valdés, P. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology* 190: 269-287.
- Terwindt, J.; Brouwer, J. 1986. The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tidal cycles and the relevance for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology* 33: 1-32.
- Therrien, F. 2005. Palaeoenvironments of the latest Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218: 15-56.
- Twidale, C. 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews* 67: 159-218.
- Uliana, M. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, Provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de La Plata: 177 p.
- Uliana, M.; Dellapé, D. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). *In* Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas 3: 673-711. San Luis.
- Van Wagoner, J.; Mitchum, R.; Campion, K.; Rahmanian, V. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies.

- American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7: 55 p.
- Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E. 2005. The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, Special Publications 252: 336 p. London.
- Weimer, R.; Howard, J.; Lindsay, D. 1981. Tidal flats and associated tidal channels. *In* Sandstone Depositional Environments (Scholle, P.; Spearring, D.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoirs 31: 191-245.
- Wichmann, R. 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30: 383-405. Córdoba, Argentina.
- Williams, C.; Hills, L.; Krause, F. 1996. Preserved organics matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity. *Catena* 28: 1-19.
- Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería* 10 (1): 1-60. Buenos Aires.
- Yokokawa, M.; Kishi, M.; Masuda, F.; Yamanaka, M. 1995. Climbing ripples recording the change of tidal current condition in the middle Pleistocene Shimosa Group, Japan. *In* Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments (Flemming, B.; Baetholomä, A.; editors). International Association of Sedimentologists, Special Publication 24: 301-311.