

Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina

Luis A. SPALLETTI

Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata
E-mail: spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN. Los depósitos triásicos de Barreal e Hilario (Precordillera occidental sanjuanina), correspondientes al margen pasivo de un hemigraben, se componen de diversas facies sedimentarias clásticas que se agrupan en diversos sistemas deposicionales: abánico y cono aluvial, fluvial entrelazado, fluvial efímero, fluvial meandroso de carga mixta, planicies con sedimentación piroclástica, lacustres hidrológicamente abiertos (holomícticos y meromícticos) y deltaicos de influencia fluvial. Las secuencias resultantes están ligadas al espacio de acomodación y los aportes sedimentarios. El aporte estuvo condicionado por las pendientes tectónicas, el clima y los procesos de volcanismo explosivo. Las variaciones de acomodación se relacionan con cambios en el ritmo de subsidencia. En sentido vertical se definen alternancias entre sistemas fluviales y lacustres. Los sistemas fluviales responden a situaciones de escasa acomodación, incremento en el perfil de equilibrio e intensificación del aporte de materiales extracuenales de textura gruesa. Los lacustres están vinculados con un mayor espacio de acomodación (ascenso en el nivel de base, aumento de subsidencia tectónica, disminución en la pendiente del perfil de equilibrio y reducción del suministro de detritos gruesos). Los contactos entre las asociaciones fluviales y lacustres constituyen importantes superficies estratigráficas. El pasaje desde depósitos fluviales a lacustres refleja el ascenso relativo en el nivel de base asociado al incremento en la tasa de subsidencia. En el tránsito de los sistemas lacustres a los fluviales aparece una importante discontinuidad debida a reactivación tectónica (aumento significativo en las pendientes regionales y reducción del ritmo de subsidencia en el depocentro). Se han establecido tres secuencias deposicionales, cuyos límites no siempre coinciden con los de las unidades litoestratigráficas. La SD 1 se inicia con un sistema fluvial entrelazado, con un episodio lacustre, y son frecuentes los depósitos de flujo y caída piroclásticos. En el tope de SD1 hay sistemas lacustres con eventos autocíclicos de progradación deltaica. La SD 2 aparece sobre una importante discontinuidad estratigráfica que marca un singular cambio paleogeográfico, y está representada por un sistema entrelazado, asociado a planicies con facies piroclásticas. La SD 3 se caracteriza por capas rojas fluviales (conos aluviales, sistemas efímeros) y de barreal, producto de la reactivación tectónica de la región y de un cambio climático con tendencia a condiciones de mayor desecación. A diferencia de lo que suele acontecer en los flancos activos de los hemigrabenes, en el flanco pasivo o rampa del hemigraben triásico no es posible definir una clara tendencia a la megaciclicidad. Este comportamiento se atribuye a la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias.

Palabras clave: *Facies fluviales, Facies lacustres, Triásico, Argentina*

ABSTRACT. A model for fluvial and lacustrine sedimentation on the passive margin of a half-graben: the Triassic of the western Precordillera of San Juan, Argentine Republic. Siliciclastic facies and depositional systems were studied in the Triassic outcrops located along the western margin of the Precordillera (San Juan Province). In the Hilario region, the Triassic section begins with pyroclastic flow- and fall-deposits associated with fluvial (volcaniclastic) deposits. The middle and upper sections of the El Alcázar Formation are dominated by lacustrine sediments. In the Barreal region, the record begins with braided deposits (lower to middle Barreal Formation) and is followed by a lacustrine system (upper Barreal and lower Cortaderita formations). A significant palaeogeographical change resulted in the substitution of the lacustrine system by a sandy-braided system and a tuffaceous plain (upper Cortaderita Formation). The Triassic record ends with the alluvial and ephemeral fluvial red beds of the Cepeda Formation. The studied deposits represent the infill of the passive flank or ramp of a Triassic half-graben. Three depositional sequences were defined. DS 1 starts with braided river deposits associated with pyroclastic flow- and fall-deposits, and ends with holomictic and meromictic lacustrine systems showing several episodes of deltaic progradation. DS 2 developed on a marked regional unconformity and is composed of sandy-braided deposits followed by tuffaceous facies (aeolian and high-sinuosity fluvial deposits). Proximal fluvial deposits (alluvial and ephemeral systems), resulting from a regional tectonic reactivation and a climatic change towards more arid conditions, are the main constructional units of DS 3. Tractional fluvial facies represent degradational systems tracts, mixed-load fluvial facies associations are the main depositional units of transitional systems tracts, and lacustrine deposits are the record of aggradational systems tracts. These deposits do not show a clear megasequence stacking because of the interaction of multiple allocyclic controls, such as local tectonism, base level oscillations, variations in base profile, variations in coarse-grained contribution, and coeval explosive volcanism. Definition of depositional sequences bounded by regional unconformities resulted in an important tool for stratigraphic correlation. However, gravelly and sandy sediment-bodies intercalated within lacustrine successions must be avoided for correlation since they represent autocyclic progradations of deltaic lobes.

Key words: *Fluvial systems, Lacustrine systems, Triassic, Argentina*

Introducción

En este trabajo se efectúa un análisis de la interacción entre sistemas fluviales y lacustres en la cuenca triásica de Barreal, ubicada sobre el flanco oeste de la Precordillera sanjuanina (Fig. 1). Se describen afloramientos de muy buena calidad en los que han sido relevados cuatro perfiles de detalle que permiten definir muy diversas facies sedimentarias y asociaciones de facies, así como establecer la arquitectura bidimensional de los litosomas. Se propone un modelo conceptual dinámico de los ambientes fluviales, de planicies con sedimentación piroclástica, lacustres y de transición (litoral lacustre y deltaico), se analiza la evolución temporal de los sistemas depositacionales y se evalúan los controles sobre el relleno sedimentario de la cuenca.

Marco geológico

El conocimiento estratigráfico del Triásico de la Precordillera occidental, en la región de Calingasta-Barreal, provincia de San Juan (Fig. 1) surge de las investigaciones de Stappenbeck (1910), Du Toit (1927), Groeber y Stipanovic (1953), Mésigos (1953), Stipanovic (1957, 1972, 1979, 1983), Rolleri y Criado Roqué (1968), Stipanovic y Bonetti (1969), Yrigoyen y Stover (1970), Quartino *et al.* (1971), Damborenea (1974), Baraldo y Guersstein (1984), López Gamundí y Astini (1992) y López Gamundí (1994).

Este conjunto sedimentario triásico ha sido considerado como parte del relleno de la Cuenca Cuyana (Rolleri y Criado Roqué 1968; Yrigoyen y Stover 1970; Stipanovic 1979). Más recientemente, se ha interpretado como el registro de un hemigraben con marcada asimetría (López Gamundí 1994; Barredo y Ramos 1997) con su flanco en rampa hacia el oeste y un área con fuerte subsidencia hacia el sector sureste (Fig. 1). Las diferencias en las características de las facies que constituyen uno y otro sector de este hemigraben ya habían sido puestas de manifiesto por Stipanovic (1979) al comparar la constitución del Grupo Sorocayense (Mésigos 1953; registro occidental) del Grupo Rincón Blanco (Borrello y Cuerda 1965; registro oriental).

En lo que se refiere al sector pasivo del hemigraben triásico (área de Calingasta-Barreal) el conjunto triásico se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas carboníferas y eopérmicas del Grupo Pitui. La primera propuesta estratigráfica fue formulada por Stipanovic (1957; complementariamente cf. Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic 1979), autor que para la región de Barreal (quebrada de la Cortaderita) reconoce -de base a techo- las Formaciones Barreal (216 m), Cortaderita (216 m) y Cepeda (más de 240 m). Más tarde, Stipanovic (1979) introduce un esquema estratigráfico complementario para zonas de afloramiento ubicadas algo más al norte (Hilario), con las Formaciones Agua de los Pajaritos (230 m), El Alcázar (350 m) e Hilario (más de 300 m). Según este autor, y como se muestra en el Cuadro 1, estos conjuntos de unidades estratigráficas no son exactamente equivalentes entre sí. Por su parte, Baraldo y Guersstein (1984) proponen un esquema estratigráfico diferente para el área de Hilario, en el que reconocen una sucesión estratigráfica compuesta, de base a techo, por las Formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar (Cuadro 1).

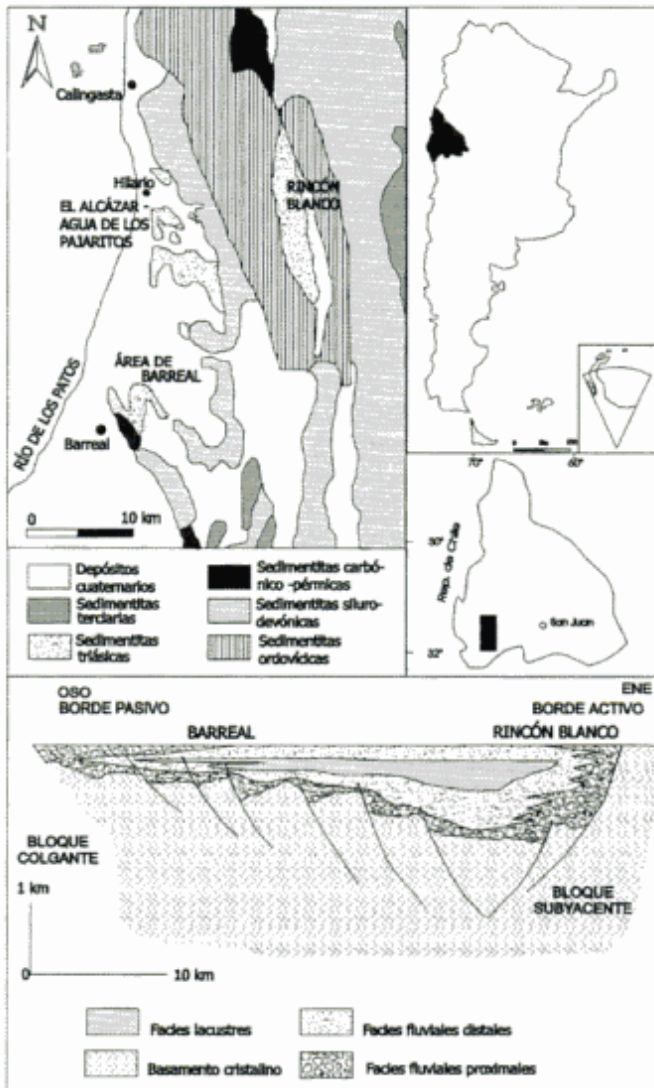


Figura 1: Mapas de ubicación, esquema geológico de la región y sección esquemática del rift triásico de la Precordillera occidental, San Juan.

Metodología

En este trabajo se ha aplicado una metodología similar a la de contribuciones previas (Spalletti *et al.* 1988, 1995; Spalletti y Morel 1992; Spalletti 1994,

Cuadro 1: Carta estratigráfica del Triásico (Grupo Sorocayense) para la región entre Barreal y Calingasta (Precordillera occidental, San Juan).

Stipanovic (1979)		Baraldo y Guerstein (1984)	
Sorocayense - Barreal	Hilario		
Formación Cepeda (> 240 m)	Formación Hilario (> 300 m)	Formación El Alcázar (400 m)	TR TV TB Ch
Formación Cortaderita (216 m)	Formación El Alcázar (350 m)	Formación Hilario (400 m)	
Formación Barreal (216 m)	Formación Agua de los Pajaritos (230 m)	Formación Monina (310 m)	
		Formación Agua de los Pajaritos (> 150 m)	

En gris: unidades estudiadas.

1997; Spalletti y Barrio 1998). La misma consiste en el relevamiento a escala de detalle (1:100) de las sucesiones sedimentarias y su representación en secciones columnares, a los fines de definir facies sedimentarias, asociaciones de facies y secuencias. Particularmente, se hace un análisis cuantitativo de la participación de las facies a fin de caracterizar a las diversas asociaciones de facies. Los perfiles relevados (véase Fig. 1) se ubican en la quebrada de los Pajaritos (Hilario), quebradas de la Tinta y de la Cortaderita (al este de Barreal) y cerrito Colorado del Cementerio (al norte de Barreal), con observaciones y relevamientos complementarios en localidades vecinas. Siguiendo las denominaciones formales propuestas por Stipanovic (1957, 1979) y Stipanovic y Bonetti (1969), en la región de Hilario nuestros perfiles comprenden a las Formaciones Agua de los Pajaritos, El Alcázar y porción basal de la Formación Hilario; al este de Barreal incluyen a las Formaciones Barreal, Cortaderita y Cepeda, mientras que en el cerrito Colorado se han analizado términos correspondientes a la Formación Cepeda.

En el estudio facial se ha seguido un criterio observacional (Reading 1986), con énfasis en la caracterización litológica de los estratos (textura y composición), en las estructuras primarias (tipos, dimensiones y orientación en caso de tener carácter direccional) y en la definición de la arquitectura bidimensional de los litosomas. Para la denominación de las facies se ha seguido el código de Miall (1978), con algunas modificaciones (Fig. 2). Cada litofacies ha sido interpretada en términos de procesos de transporte y depositación elementales, y ha sido asignada a uno o más medios de acumulación. En este trabajo, ha resultado importante la determinación de las proporciones con que las distintas facies sedimentarias participan en la conformación de cada asociación de facies; la figura 3 permite apreciar cómo estas proporciones ayudan a la caracterización de cada uno de los sistemas depositacionales.

A partir de las asociaciones verticales y laterales de litofacies y de la arquitectura de los principales

**Figura 2:** Principales facies sedimentarias reconocidas en el Triásico de la región de Hilario y Barreal, y referencias de las figuras 4 a 10.

cuerpos de roca se elaboró el modelo paleoambiental y se definieron los principales sistemas depositacionales. Para establecer las asociaciones de facies se tuvieron en cuenta las vinculaciones espaciales entre sedimentitas que se encontraban física y genéticamente relacionadas, así como la ciclicidad o repetitividad vertical entre las sucesivas unidades de sedimentación. En este último sentido, ha sido esencial el reconocimiento de secuencias sedimentarias, definidas por la superposición de cuerpos en los que se aprecian tendencias a la gradual variación vertical en granulometría (arreglos granodecrecientes o granocrecientes).

Finalmente, a partir del análisis integral de las unidades en estudio, de la ponderación de las principales discontinuidades y de los sucesivos cambios producidos en el ordenamiento de facies y asociaciones de facies, se efectúa un análisis secuencial y se sugieren los principales factores que ejercieron control en el desenvolvimiento del registro sedimentario.

Facies sedimentarias

Las sucesiones sedimentarias triásicas del oeste argentino están esencialmente constituidas por depósitos clásticos de diversa granulometría, desde psefítica muy gruesa (aglomerados) hasta fangolitas, arcilítas y chonitas, todos ellos con una fuerte afinidad volcánica. Las principales facies sedimentarias se presentan en la figura 2, sus proporciones en cada asociación de facies en la figura 3 y su distribución en los perfiles relevados en las figuras 4 a 10.

Entre las rocas psefíticas, compuestas por fenoclastos de riolitas, ignimbritas y dacitas hasta andesitas, se reconocen depósitos de paraconglomerados o diamictitas (Gms, Gmsi) y de ortoconglomerados masivos (Gm), imbricados (Gi), y con estratificación plana a poco inclinada (Gh, Gl). En sentido granulométrico decreciente, aparecen facies de areniscas medianas a muy gruesas, conglomerádicas (con guijas y guijarros dispersos) en capas masivas (SGm) y con estratificación entrecruzada en artesa (SGt). Las areniscas son predominantemente gruesas a medianas, volcánicas, y se presentan en estratos aislados o agrupados de escala fina (5-10cm) hasta mediana (25 cm); son las sedimentitas que muestran la mayor variedad de facies, ya que se presentan como estratos entrecruzados planares, en artesa y con estructuras monticulares (Sp, St, Shcs), con óndulas y laminación ondulítica de corrientes (Sr) y con óndulas de oscilación (Sro), en capas laminares y de bajo ángulo de inclinación (Sh, Sl) y masivas (Sm). También se identifican niveles de tobas reelaboradas o tufitas a las que se denomina facies TS y que se caracterizan por su aspecto de *wackes* epiclásticas masivas, pero con alta participación de vitroclastos

en la matriz. En varias secciones se han identificado facies heterolíticas (H) constituidas por la interestratificación rítmica en niveles delgados de areniscas (masivas hasta ondulíticas) y fangolitas (masivas y/o laminadas). Las pelitas, predominantemente fangolitas, pueden presentarse tanto como secciones espesas o como intercalaciones entre sedimentitas más gruesas. Entre ellas predominan los depósitos masivos (F), aunque también se encuentran niveles laminares producidos por decantación a partir de suspensiones ácuas (Fh) o con óndulas de corrientes y de flujos oscilatorios (Fr, Fro).

En las sucesiones triásicas estudiadas aparecen facies (T) de tobas áfricas (vitreas) a porfíricas (vitrocrystalinas) y de chonitas (Ch) en estratos delgados, centimétricos, en general de menos de 1 m, con geometría tabular y apreciable continuidad lateral. Estas piroclásticas constituyen niveles macizos, sin gradación textural apreciable; por sus caracteres granulométricos y de yacencia se interpretan como depósitos de caída subaérea a partir de plumas piroclásticas. Además, en forma mucho más localizada, se han identificado depósitos ignimbriticos (Facies I) con moderado grado de soldamiento, masivos, de granulometría variable, lapillítica a tobácea, y con líticos de volcanitas ácidas y formas angulosas a subredondeadas.

Sistemas depositacionales

Los sistemas depositacionales se proponen a partir de las asociaciones de litofacies, la arquitectura depositacional (morfología y dimensiones) de cuerpos de roca, la secuencialidad y la naturaleza de los contactos con litosomas adyacentes. En el Grupo Sorocayense se reconocen diversos depósitos fluviales (asociaciones de abanico aluvial, de cursos meandrosos, sistemas efímeros y entrelazados gravosos y arenosos), de planicies con sedimentación piroclástica, lacustres y deltaicos. La distribución vertical de los diferentes sistemas depositacionales se ilustra en las figuras 4 a 10.

Sistema de abanico aluvial

Los depósitos de abanico aluvial están constituidos por sucesiones espesas (más de 20 m) en las que predominan facies conglomerádicas elasto-sostén con estructura imbricada o masiva (Fig. 3). Se identifican cuerpos de aglomerados y ortoconglomerados de textura gruesa a fina (Gi, Gm) y areniscas conglomerádicas caracterizadas por niveles ricos en trenes de fenoclastos (SGm), todos ellos en unidades individuales potentes (métricas) con geometrías lenticulares y tabulares, que se interpretan como el

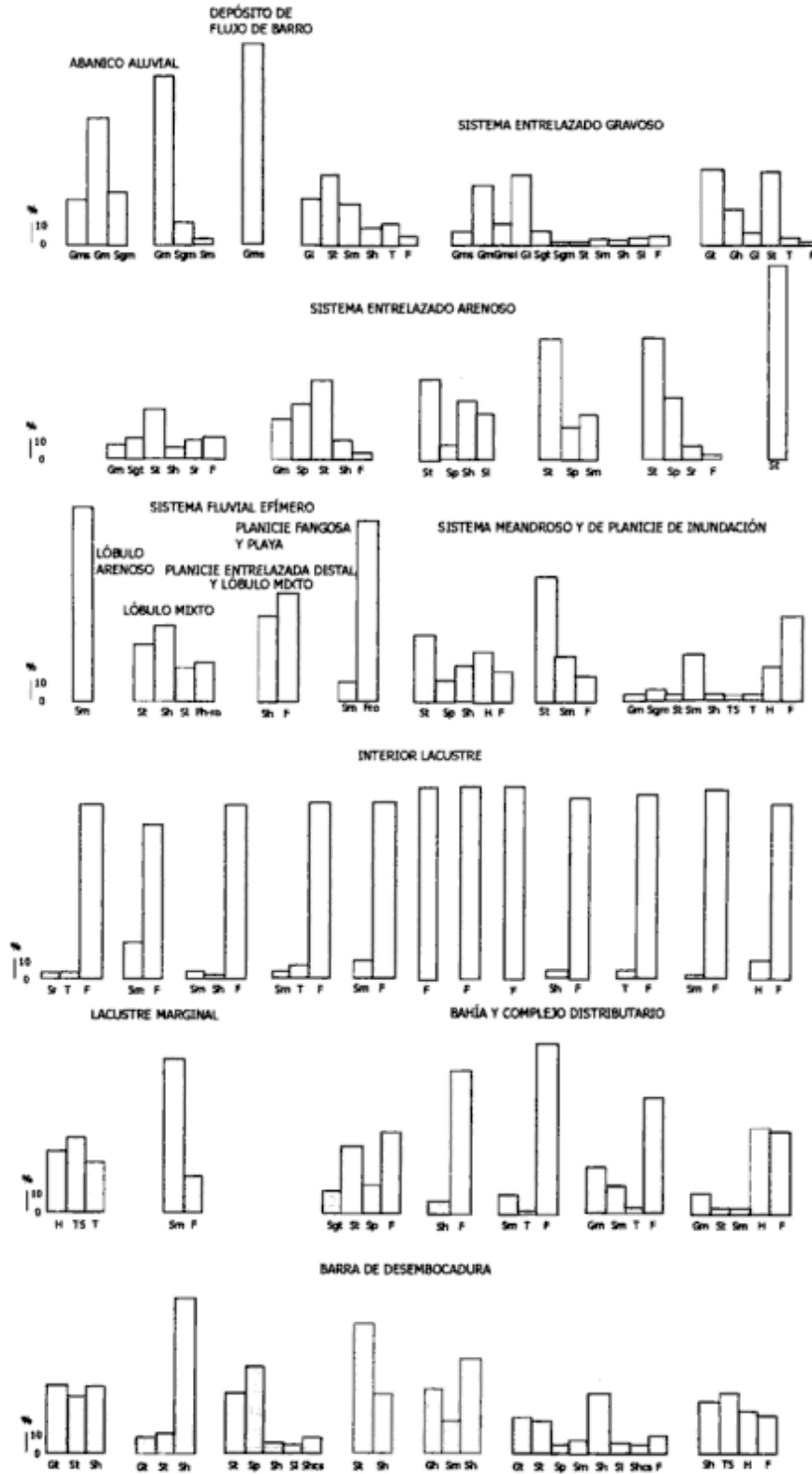


Figura 3: Histogramas que muestran el contenido porcentual de facies sedimentarias en las principales asociaciones de facies y sistemas depositacionales triásicos del área Hilario-Barreal.

producto de crecidas proximales canalizadas y no canalizadas (Spalletti 1980; Wells y Harvey 1987; Blair y McPherson 1992) que reflejan variaciones marcadas en la descarga (Mather 1993), inestabilidad de las pendientes en el área de aporte y posible destrucción de la cubierta vegetal por caídas de tefra (Evans 1991). Aparecen también depósitos mucho más caóticos y con soporte de matriz fango-arenosa (brechas y diamictitas de textura gruesa a mediana, Gms) en unidades individuales de hasta más de 3 m atribuidas a la acción de flujos gravitacionales de barro o de detritos (Spalletti 1980; Wells y Harvey 1987; Blair y McPherson 1992).

Sistema fluvial efímero

En íntima asociación con el sistema de abanico aluvial, aparece otro que se asigna a ambiente fluvial efímero, con asociaciones de facies que responden muy ampliamente a los modelos de McKee *et al.* (1967), Tunbridge (1981, 1984) y Olsen (1987, 1989), con depósitos atribuibles a lóbulos arenosos y a planicie fangosa (Fig. 3).

Los primeros se caracterizan por cuerpos de areniscas con geometría tabular, sin canalizaciones y con evidencias de sedimentación traccional con alto ritmo de acreción vertical. Las facies arenosas son de régimen variable; se ordenan verticalmente desde niveles de alta energía en la base (Sh, Sl) asociados con capas masivas (Sm), hasta de baja energía (Sl) en el tope de los litosomas. Las areniscas también pueden encontrarse amalgamadas o interestratificadas con depósitos finos en los que son muy frecuentes las óndulas de olas (Fro), estructuras de decantación suspensiva (Fh) y masivas (F), con evidencias de exposición subaérea. En nuestra opinión, estas asociaciones de facies representan la acción de crecidas laminares en ambiente de *wadi* intermedio con agradación de lóbulos de desbordamiento.

Por su parte, los depósitos más distales, correspondientes a la planicie fangosa, muestran el predominio de facies finas (Fig. 3) con agradación de estructuras traccionales (de corrientes y retrabajo de olas) y suspensivas (Fr, Fro, Fh), acompañados por ocasionales cuerpos de arenas masivas que representarían episódicas crecidas laminares de mayor envergadura.

Sistemas entrelazados

Los sistemas entrelazados gravosos se caracterizan por acumulaciones traccionales de conglomerados y areniscas conglomerádicas en litosomas con geometría lenticular, a los que se asocian cuerpos de areniscas también lenticulares y muy escasos niveles de

tobas y fangolitas (Fig. 3). Las características esenciales son las amalgamaciones tanto verticales como laterales de materiales gruesos en sucesiones espesas, de decenas de metros, y gran continuidad lateral (Miall 1978, 1981; Ramos y Sopeña 1983; Ramos *et al.* 1986) en las que se identifican depósitos del núcleo de barras gravosas (Gm, Gi, Gl, Gh, SGm) junto a macroformas tridimensionales gravosas y arenosas de acreción frontal (Gt, SGt, St).

Por su parte, los sistemas entrelazados arenosos poseen también geometrías lateralmente continuas y clara tendencia a la amalgamación vertical de litosomas generados por acumulación de carga traccional (Miall 1978, 1981; Rust y Gibling 1990; Eberth y Miall 1991). Sin embargo en ellos predominan los cuerpos arenosos producidos por migración de macroformas tridimensionales (St), de barras bidimensionales (Sp) y muy frecuentes carpetas de alto régimen de flujo (Sh, Sl) (véase Fig. 3). En forma subordinada se encuentran algunas acumulaciones de núcleos gravosos (Gm), y capas de bajo régimen (Sr, F) correspondientes a agradación y abandono de barras y canales de las redes entrelazadas.

Sistemas fluviales meandrosos

Están representados por típicas secuencias positivas de rellenos de paleocauces con pasaje a planicie de inundación. La participación de variados tipos de facies sedimentarias (Fig. 3), la geometría de los litosomas, su arreglo interno de facies y la existencia de amplios tramos dominados por materiales finos de planicie de inundación y depósitos de crecidas, son evidencia de sistemas fluviales de carga mixta o sistemas meandrosos de alta sinuosidad (Collinson 1986, 1996; Hastings 1990; Werren *et al.* 1990), con ejemplos en los que predomina la agradación (*channel fills* en el sentido de Cuevas Gonzalo y Martinius 1993) y otros en los que lo hace la migración lateral de recodos por presencia de flujos helicoidales y acreción de barras en espolón.

Los rellenos de paleocanales están constituidos principalmente por facies de areniscas y areniscas conglomerádicas en unidades amalgamadas vertical y lateralmente, con tendencia granodecreciente al tope. Se trata de litosomas tabulares hasta lenticulares con significativa continuidad areal (geometría en faja, según Friend 1983 y Miall 1988). Se hallan limitados en su base por una superficie de erosión (a veces de corte) sobre la que se disponen niveles residuales gravosos o areno gravosos (Gm, SGm) y luego un intervalo mantiforme con apilamiento de macroformas (dunas) bi a tridimensionales de acreción frontal (Sp, St). Estos *sets*, de 0,3 a más de 1 m de espesor, se asocian vertical y lateralmente con estratos masivos (Sm) o de capa plana (Sh). Algunos

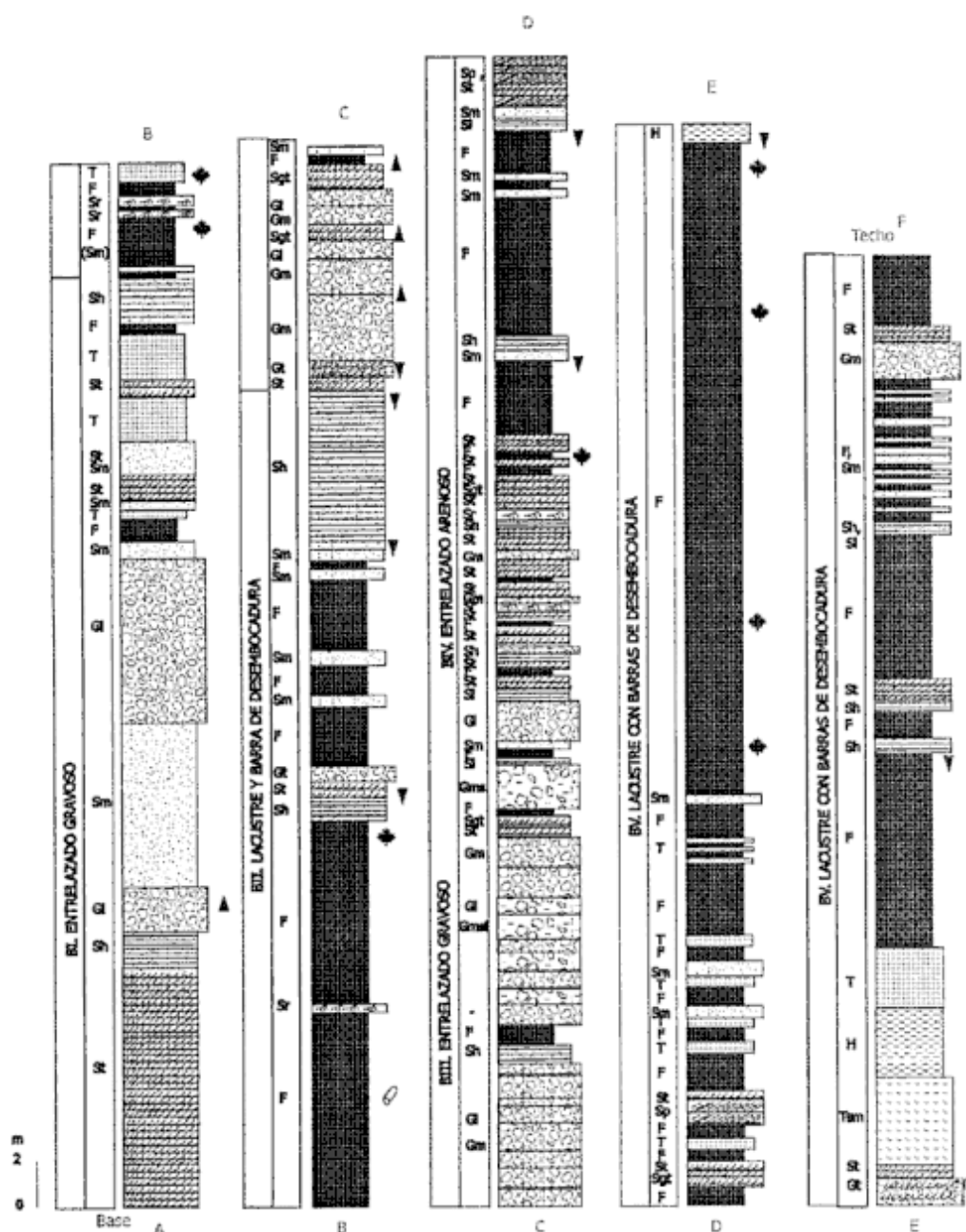


Figura 4: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Barreal, área de Barreal.

rellenos de canal muestran también elementos de acreción lateral con macroformas espesas (hasta 1.8 m) caracterizadas por entrecruzadas épsilon (Se). Estas macroformas representan acumulaciones de barras de punta y/o diagonales y se ubican por lo común hacia la base de los litosomas, aunque a veces se intercalan entre niveles de megaóndulas de acreción frontal. La parte alta de los litosomas posee un arreglo granodecreciente progresivo con facies heterolíticas en las que se intercalan camadas de arenas masivas y ondulíticas (Sm, Sr) con finos de decantación suspensiva (F). Estos depósitos son atribuibles a ambiente de albardón y transitan vertical-

mente a pelitas (F) y también piroclastitas primarias y reelaboradas (T, TS) de cuenca de inundación.

Los sistemas de planicie de inundación o intercanales (Hastings 1990) están caracterizados por dos asociaciones de facies, una en la que prevalecen los depósitos finos de decantación y otra en la que se identifican materiales más gruesos producidos por acumulaciones de carga traccional. El miembro fino se compone de secciones de fangolitas y chonitas masivas (F, Ch) entre las que se intercalan tobas masivas africas. Aparecen también niveles de paleosuelos con marcada continuidad lateral y desarrollo de estructuras prismáticas en columnas irregulares y

bioturbaciones por raíces. Los intervalos gruesos se componen de cuerpos arenosos y gravosos de pocos centímetros hasta 1,5 m de potencia. En su mayoría son litosomas de areniscas (Sm, Sh, Sp, St, Sl, TS), lenticulares con discreta continuidad lateral, desarrollados sobre una superficie de erosión, por lo que se interpretan como rellenos de canales de desbordamiento (*crevasses*; Smith *et al.* 1989; Diemer y Belt 1991). En su tope, pueden mostrar pasajes abruptos a sedimentos pelíticos como tendencia grandeciente progresiva. A veces el pasaje desde los finos de decantación suspensiva a estos cuerpos más gruesos está definido por un delgado apilamiento granocreciente de tobas reelaboradas y arenas masivas o con capa plana (ST, Sm, Sh), lo que se interpreta como el depósito de lóbulos de desbordamiento (*crevasse splay*) sobre los que finalmente prograda el canal *crevasse* (cf. Clemente y Pérez Arlucea 1993).

Sobre la base de la geometría lentiforme del miembro grueso y tabular con considerable extensión areal para el fino, se considera que estos sistemas meandrosos se desarrollaron por fenómenos combinados de agradación con acreción lateral durante la evolución de la faja de canales y barras de punta. Los cursos de agua habrían tenido alta sinuosidad y baja movilidad, mientras que el proceso de abandono de los canales se habría producido por avulsión a partir de los canales de descarga y lóbulos de explayamiento, hipótesis que queda avalada por la notable frecuencia de depósitos de dichos ambientes en el registro sedimentario de planicie de inundación.

Sistemas de planicies con sedimentación piroclástica

Depósitos de piropsamitas y piropelitas aparecen a veces como delgadas intercalaciones entre otras asociaciones de facies. Sin embargo, en el Grupo Sorocayense se encuentran también espesas secciones dominadas enteramente por este tipo de sedimentitas, hecho que pone en evidencia períodos en los que se produjo una marcada reactivación del volcanismo explosivo en regiones aledañas a la cuenca. Sobre la base de las características de las facies piroclásticas (capas delgadas masivas, con estructuras de bioturbación y pedogenéticas, textura tobácea a chonítica bastante homogénea), se infiere que los depósitos piroclásticos son producto de decantación subaérea por transporte eólico de cenizas y polvos, por lo que siguiendo a Spalletti y Mazzoni (1977), Pye (1987), Johnson (1989), Spalletti (1992), Spalletti *et al.* (1995) y Chan (1999) se pueden interpretar como acumulaciones loésicas producidas en planicies o praderas de bajo gradiente. Algunos cuerpos de areniscas tobáceas con base erosional y con estructuras de corrientes, así como delgadas intercalaciones de

intraconglomerados, sugieren procesos de retrabajamiento por cursos de agua (canales de desbordamiento, lóbulos de explayamiento) y/o crecidas laminares de poco desarrollo (cf. Spalletti 1994; Spalletti *et al.* 1995).

Sistemas lacustres

Se caracterizan por espesas sucesiones clásticas en las que prevalecen depósitos pelíticos (Fig. 3), a los que se asocian intervalos de textura más gruesa en los que se amalgaman cuerpos de areniscas gruesas hasta sabulitas y conglomerados finos generados por flujos traccionales, mientras que resulta muy escasa a nula la generación de sedimentos químicos y biogénicos. Estos caracteres permiten interpretar a estas asociaciones de facies como el registro de lagos hidrológicamente abiertos (Allen y Collinson 1986; Talbot y Allen 1996), con predominio de acumulaciones lacustres-fluviales (Carroll y Bohacs 1999).

En el Triásico de Barrcal-Calingasta se reconocen asociaciones de facies de *offshore* y lacustres someras (Fig. 3). La asociación de facies de *offshore* es la que constituye las porciones más profundas o depocentrales. Se caracteriza por el predominio de sedimentitas pelíticas, físilas, laminadas y/o masivas (F, Fh, Ch) producidas por decantación a partir de plumas suspensivas (*overflows* e *interflows*). A estos depósitos, se asocian delgadas intercalaciones de areniscas muy finas a medianas, masivas y con contacto basal neto a irregular (Sm) que corresponden a corrientes gravitacionales muy diluidas, y pueden vincularse con flujos friccionales muy distales producidos por ingreso de aguas fluviales (*underflows*) así como con el desarrollo de flujos de fondo derivados del oleaje.

La asociación de facies de *offshore* es clave para definir la naturaleza de las aguas y -sobre todo- el diseño de circulación, ya que las sucesiones constituidas por fangolitas y lutitas negras, ricas en materia orgánica, corresponden a un ambiente lacustre de tipo meromítico (Allen y Collinson 1986; Spalletti 1997), es decir un cuerpo permanente caracterizado por estratificación de la columna de agua, con persistencia de un nivel superficial (epilimnion) normalmente oxigenado y otro nivel inferior (hipolimnion) estanco y sin renovación. Esta estratificación puede atribuirse a diferencias en la densidad de las aguas causadas por variaciones en la temperatura y/o en la concentración de sólidos.

Por otra parte, cuando los depósitos de *offshore* están enteramente caracterizados por sucesiones de fangolitas y chonitas de tonalidades más claras (blanquecinas, amarillentas, ocráceas, verdosas, rosadas) reflejan su acumulación en una interfase sedimentaria

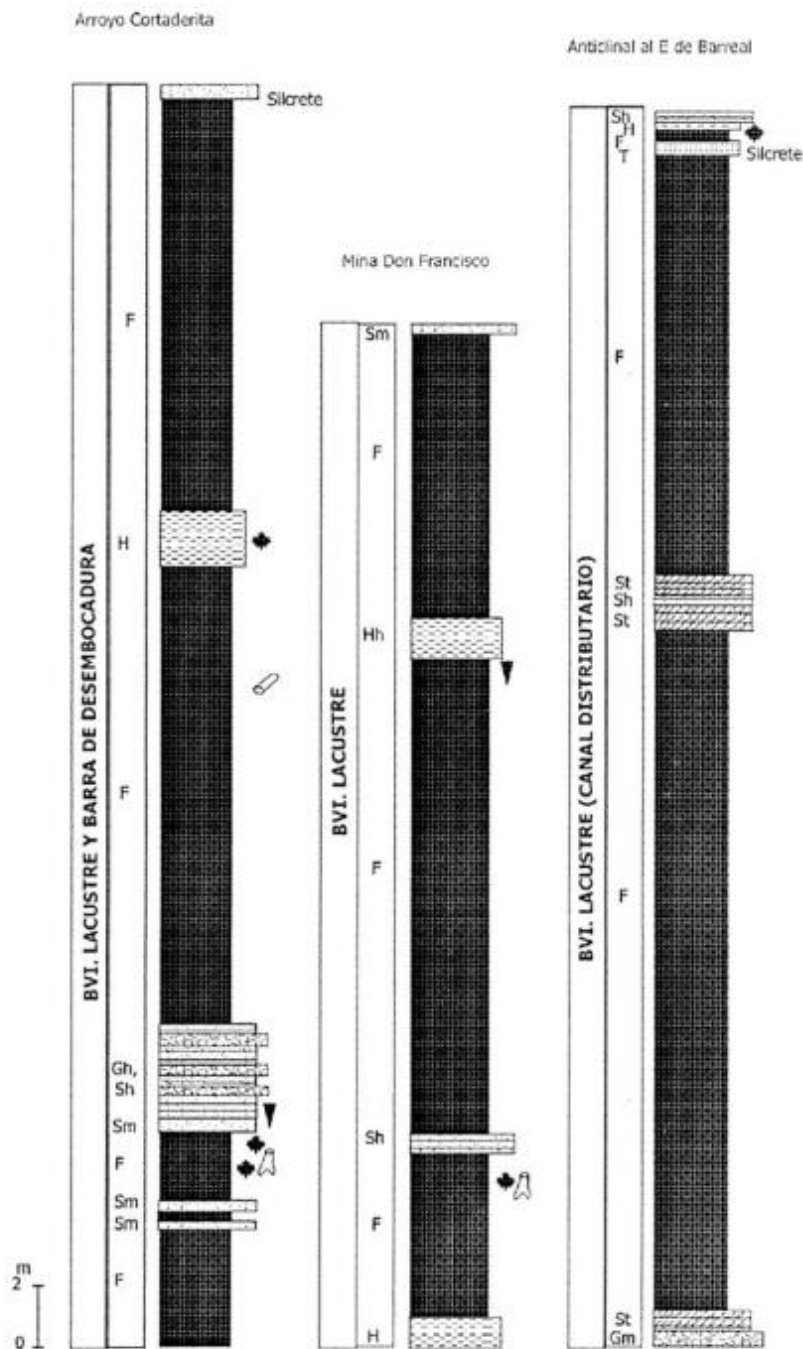


Figura 5: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Cortaderita (sección inferior), área de Barreal.

mucho más oxigenada. Por lo tanto, se atribuyen a sistemas lacustres holométicos (Allen y Collinson 1986; Talbot y Allen 1996) con libre circulación vertical y carentes de estratificación por densidad de las aguas, al menos en forma permanente.

La asociación de facies lacustre somera (epilimnica) está compuesta por un conjunto de sedimentitas algo más gruesas que las de *offshore* (Fig. 3). Son depósitos con escaso a nulo contenido de materia orgánica formados sobre una interfase oxigenada o de libre circulación. Están constituidos por facies he-

terolíticas arenoso-pelíticas (H) en las que se registran sucesivas interposiciones de depósitos de decantación suspensiva con niveles onduláticos originados por olas oscilatorias. Aparecen también cuerpos de areniscas finas masivas bioturbadas (Sm), así como estratos psamíticos con óndulas de flujo oscilatorio o combinado (Sro), con laminación horizontal (Sh) y con estructuras monticulares producidas por ondas orbitales de tormenta (Shes), todos ellos depósitos típicos de la faja lacustre periférica o somera bajo dominio del oleaje (Chan y Dott 1986).

Los sistemas lacustres triásicos del Grupo Soroca-yense se pueden caracterizar como cuerpos de agua de regiones templadas y húmedas. Se destacan por la naturaleza enteramente silicoclástica de los materiales sedimentarios, por la existencia de una flora abundante en las áreas marginales y por la presencia de niveles piroclásticos de caída (*sublacustrine pyroclastic fallout layers*, Valero Garcés 1993).

La formación de los sistemas lacustres hidrológicamente abiertos en el margen pasivo del hemigraben triásico ha estado favorecida por el desarrollo de cuerpos de agua dulce de significativa extensión y una alta persistencia en las condiciones de nivel de base alto, con escasas variaciones en el posicionamiento de las líneas de costa. Los lagos holomícticos han sido, probablemente, cubetas de discreta profundidad en las que cambios climáticos estacionales (en especial el enfriamiento de aguas superficiales en el período invernal) favorecieron el desarrollo de sistemas con circulación vertical de las aguas y consecuente oxigenación de la interfase sedimentaria. En cambio, los lagos meromícticos, con zona hipolimnionica persistentemente anóxica, pueden haber tenido una mayor profundidad de sus aguas (Galloway y Hobday 1996), así como elevada disponibilidad orgánica por producción de fitoplancton (Olsen 1990) y/o aportes de detritos vegetales desde las áreas perilacustres (Spalletti 1997), condiciones que bien pudieron favorecer la rápida consumición del oxígeno disuelto en el agua. No se puede descartar, asimismo, que el desarrollo de sistemas lacustres meromícticos se haya visto favorecido por condiciones climáticas algo más cálidas en comparación con las que prevalecieron durante la formación de lagos holomícticos (cf. Allen y Collinson 1986).

Sistemas deltaicos

Se definen por el desarrollo de depósitos traccionales, arenosos y gravosos, con espesores que van desde 5 m a algo más de 25 m dispuestos progracionalmente sobre sedimentitas finas de sistemas lacustres. En esta asociación se reconocen asociaciones de facies correspondientes al frente y la planicie deltaica (Fig. 3). Los depósitos del frente deltaico están caracterizados por acumulaciones pertenecientes a barras de desembocadura (Elliott 1986; Orton y Reading 1993), definidas por su geometría en cuña a tabular, con buen desarrollo de secuencialidad grano y estrato creciente compuesta por sucesiones de facies $H \rightarrow Sh \rightarrow Sm_{(b)} \rightarrow St$. Los depósitos de barras de desembocadura pueden aparecer en forma aislada o constituyendo varios litosomas apilados. Vale agregar que secuencias granocrecientes de menor espesor en comparación con las atribuidas a barras de desembocadura son interpretadas como sub-

deltas producidos por la progradación de lóbulos y canales de desbordamiento sobre depósitos lacustres marginales de bahía interdistributaria (cf. Gagliano y van Beek 1970; Elliott 1974, 1986).

Los depósitos de la planicie deltaica son rellenos de paleocanales distributarios (Coleman y Wright 1975; Chan y Dott 1986; Reading y Collinson 1996), con mínima participación de depósitos finos de complejo interdistributario. Poseen geometría lenticular y se desarrollan por encima de discontinuidades erosionales; están compuestos de sucesivas interdigitaciones de capas lenticulares Gm, Gt, Sm, St y Sh, más delgadas intercalaciones de pelitas. Estos paleocauces suelen disponerse en continuidad vertical sobre depósitos correspondientes a las barras de desembocadura.

Las características sedimentológicas y el apilamiento vertical de las facies permiten inferir que estos fueron cuerpos deltaicos con dominio fluvial (Reading y Collinson 1996) La marcada continuidad lateral de los depósitos de barras de desembocadura y el diseño simple de superposición de facies permite sugerir que el influjo de las aguas fluviales se produjo en condiciones hipopénicas (*buoyant model*, Wright 1977; Elliott 1977), con desembocaduras en las que prevalecieron plumas suspensivas (van Heerden y Roberts 1980). Vale destacar que -tal como fuera comentado por Spalletti (1997)- el establecimiento de condiciones hipopénicas en la zona de interacción fluvio-lacustre fue esencial en el mantenimiento de la anoxia en el hipolimnion de los sistemas lacustres meromícticos, el que no podía ser renovado por circulación en el fondo.

Ordenamiento vertical de los sistemas depositacionales

En el área ubicada al este de Barreal la sucesión triásica se inicia (base de la Formación Barreal) con una asociación de facies que se interpreta como perteneciente a un sistema entrelazado gravoso (B-I, Cuadro 2, Fig. 4). Sobre una superficie de amplio desarrollo, considerada el resultado de un brusco ascenso relativo en el nivel de base, se instala un sistema lacustre meromíctico en el que aparecen depósitos de decantación alternantes con facies de barras de desembocadura deltaicas (B-II, en Cuadro 2, Fig. 4). Este conjunto está sobrepuesto por los depósitos de sistemas entrelazados gravosos y arenosos (B-III y B-IV, respectivamente, en Cuadro 2 y Fig. 4), mientras que el tramo más alto de la Formación Barreal está constituido por un sistema lacustre holomíctico (B-V, Cuadro 2), generado a expensas de un nuevo ascenso relativo en el nivel de base, y en el que se identifican depósitos de decantación, marginales y de bahías, junto a facies progracionales deltaicas co-

Cuadro 2: Asociaciones de facies y sistemas depositacionales. Formaciones Barreal y Cortaderita, región de Barreal.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	SECCIÓN	ESPESOR	SISTEMA DEPOSITACIONAL			
Base	B I	39,5 m	ENTRELAZADO GRAVOSO			
	SUPERFICIE DE INUNDACIÓN (ASCENSO RELATIVO DE NIVEL DE BASE)					
	B II a	21,2 m	PRIMER LAGO MEROMÍCTICO			
	B II b	2,3 m	BARRA DE DESEMBOCADURA			
	B II c	9,4 m	PRIMER LAGO MEROMÍCTICO			
	B II d	6,9 m	BARRA DE DESEMBOCADURA			
				?		
	B III	31 m	ENTRELAZADO GRAVOSO			
	RETROGRADACIÓN					
	FM. BARREAL 219,2 m	B IV	11,2 m	ENTRELAZADO ARENOSO		
SUPERFICIE DE INUNDACIÓN (ASCENSO RELATIVO DE NIVEL DE BASE)						
B Va		12,8 m	2° LAGO HOLOMÍCTICO Y BARRAS PEQUEÑAS			
B Vb		3,2 m	BARRA DE DESEMBOCADURA			
B Vc		5 m	BAHÍA Y PEQUEÑOS CANALES			
B Vd		41,3 m	SEGUNDO LAGO HOLO-MEROMÍCTICO			
B Ve		1,9 m	CANAL DISTRIBUTARIO (BARRA DIGITAL)			
B Vf		9,1 m	SEGUNDO LAGO, FACIES MARGINAL			
B Vg		8 m	BAHÍA, SEGUNDO LAGO, PEQUEÑAS BARRAS			
B Vh		1,6 m	BARRA DE DESEMBOCADURA			
B Vi		14,8 m	2° LAGO HOLOMÍCTICO Y BARRA DE DESEMB.			
SUPERFICIE DE INUNDACIÓN (ASCENSO RELATIVO DE NIVEL DE BASE)						
Base		SECCIÓN PRINCIPAL		MINA DON FRANCISCO	ANTICLINAL	
	B VI a	7 m	5,5 m	22,4 m	TERCER LAGO MEROMÍCTICO	
	B VI b	3,5 m	0,7 m	1,8 m	NIVEL BAJO (BARRA BOCA, LITORAL, FLUVIAL)	
	B VI c	30,5 m	26,3 m	15 m	TERCER LAGO MEROMÍCTICO	
				DISCORDANCIA REGIONAL		
	B VII			20,2 m	DOS BARRAS DE BOCA Y CANAL GRAVOSO	
	B VIII			16 m	ENTRELAZADO GRAVOSO	
				RETROGRADACIÓN		
	FM. CORTADERITA 174,2 m (30 m no expuestos)	B IX			9 m	ENTRELAZADO ARENOSO, CANALES AVULSIVOS
					RETROGRADACIÓN	
B X				20 m	PLANICIE TOBÁCEA Y CANALES AVULSIVOS	
			REACTIVACIÓN (ASCENSO TECTÓNICO)			
B XI				20 m	ENTRELAZADO ARENOSO	
Tope				RETROGRADACIÓN		
	B XII			18 m	MEANDROSO Y BARRA EN ESPOLÓN	
			REACTIVACIÓN (ASCENSO TECTÓNICO Y CAMBIO CLIMÁTICO)			

respondientes a barras de desembocadura, lóbulos de explayamiento y canales distributarios (Fig. 4).

El contacto entre las Formaciones Barreal y Cortaderita está marcado una superficie que limita dos distintos sistemas lacustres, ya que el de la última unidad muestra las características de un cuerpo de agua meromíctico (B-VI, en Cuadro 2 y Fig. 5) en el que también se identifican lóbulos deltaicos y depósitos de zonas lacustres marginales. Este sistema depositacional está limitado en su techo por una importante discontinuidad (intra-Formación Cortaderita) evidenciada por abruptos cambios de facies y por una significativa reorganización paleogeográfica en la cuenca, reflejada por las paleocorrientes que cambian desde una orientación hacia el sur en las Formaciones Barreal y tramo inferior de Cortaderita a otra dirigida al ESE en la sección superior de la Formación Cortaderita. Se identifica aquí un nuevo sistema fluvial entrelazado gravoso (B-VII y B-VIII, en Cuadro 2 y Fig. 6), que da luego lugar a otro entrelazado arenoso asociado con cuerpos de canales gravo-

so avulsivos (B-IX) y más arriba a una planicie constituida por tobas reelaboradas entre las que siguen apareciendo rellenos de canales avulsivos (B-X, Cuadro 2, Fig. 6). Hacia el tope de la Formación Cortaderita se produce la reinstalación de un sistema entrelazado arenoso (B-XI) que pasa verticalmente a otro de características meandrosas (B-XII, Cuadro 2, Fig. 6).

Al este de Barreal, la Formación Cepeda se desarrolla sobre una nueva discontinuidad, iniciándose con facies proximales generadas por flujos traccionales y de detritos, asignables a ambiente de cono aluvial y culminando con depósitos de sistemas fluviales entrelazados gravosos y arenosos (Cuadro 3, Fig. 6). En el cerrito Colorado del Cementerio (Cuadro 3, Fig. 7) esta unidad también comienza con facies clásticas gruesas de ambiente aluvial sobre las que aparecen sedimentitas de grano fino formadas en lóbulos arenosos, sin mayores evidencias de canalización, y planicies fangosas que representan a las porciones medias y distales de un sistema fluvial efí-

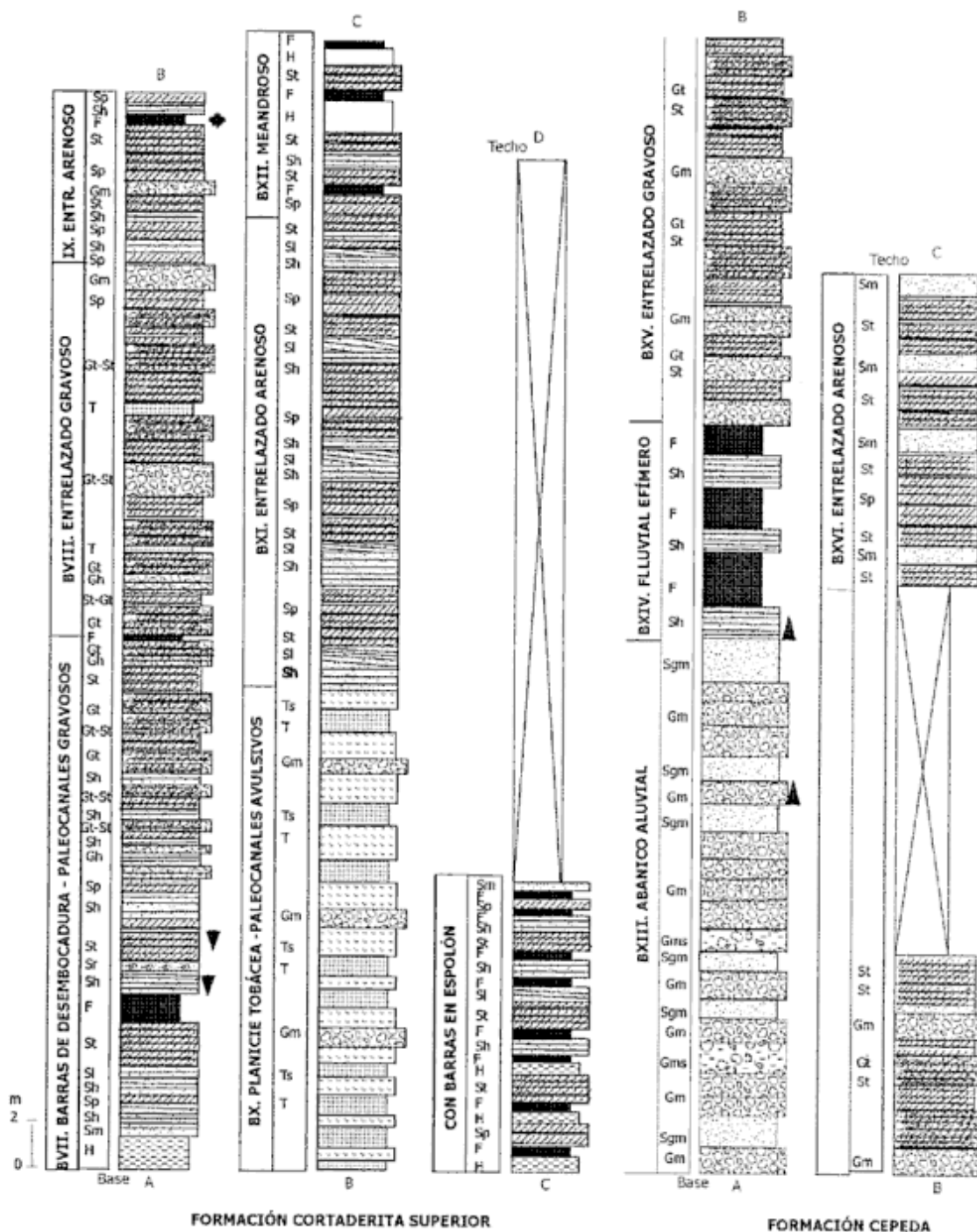


Figura 6: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Cortaderita (sección superior) y Formación Cepeda, área de Barreal.

mero o de *wadi*. En el tope se han identificado depósitos atribuidos a flujos de detritos que se interestratifican con facies arenosas originadas en ambiente fluvial entrelazado.

Vale señalar que los sistemas fluviales efímeros son algo menos comunes en los depósitos continentales del Triásico argentino. Éstos han sido identificados, por ejemplo, en la base de la Cuenca Cuyana (Formaciones Río Mendoza y Las Cabras, Kokogíán *et*

al. 1993) y en la Cuenca de Ischigualasto (Formación Los Colorados, Milana y Alcober 1994). Al igual que en esta última cuenca, en el área de Barreal los sistemas fluviales efímeros se hacen presentes en la unidad más joven de la sucesión triásica (Formación Cepeda). La presencia de estos depósitos en el Triásico tardío de Barreal así como en la Cuenca de Ischigualasto permite inferir la existencia de algún tipo de barreras a la circulación de masas de aire

Cuadro 3: Asociaciones de facies y sistemas deposicionales. Capas rojas de la Formación Cepeda, región de Barreal.

PERFIL ESTRATIGRÁFICO	SECCIÓN	ESPESOR	SISTEMA DEPOSITACIONAL
Base	B XIII	22 m	ABANICO ALUVIAL
SECCIÓN PRINCIPAL 84 m (15 m no-expuestos)	B XIV	9 m	PLANICIE ENTRELAZADA DISTAL, INTERABANICO ?
	B XV	25 m	ENTRELAZADO GRAVOSO
	B XVI	13 m	RETROGRADACIÓN ENTRELAZADO ARENOSO
Topo			
Base	C XIII	26 m	ABANICO ALUVIAL
CERRO COLORADO DEL CEMENTERIO 109,8 m	C XIV	25 m	ENTRELAZADO ARENOSO
	C XV	8,5 m	PLANICIE FANGOSA (FLUVIAL EFÍMERO)
	C XVI	8 m	LÓBULOS ARENOSOS (FLUVIAL EFÍMERO)
	C XVII	23 m	LÓBULOS MIXTOS ARENOSOS Y FANGOSOS
			REACTIVACIÓN (ASCENSO TECTÓNICO)
	C XVIII	3,3 m	CENOGLOMERADOS O DEP. DE FLUJO DE BARRO
Topo	C XIX	10 m	ENTRELAZADO ARENOSO

húmedas que habrían favorecido el desarrollo de condiciones climáticas francamente áridas en el depocentro.

En la región de Hilario, la Formación Agua de los Pajaritos está caracterizada por la amalgamación de depósitos de flujos piroclásticos (H-I, Cuadro 4, Fig. 8) sobre los que posteriormente aparecen asociaciones de facies tobáceas y tufolíticas (piroclásticas reelaboradas) depositadas en ambientes de planicies y como rellenos de canales meandriformes de discreto desarrollo (H-II, en Cuadro 4 y Fig. 8). La sedimentación volcanoclástica continúa en la Formación El Alcázar, para cuyos 115 m basales se propone un ambiente de planicie loésica (H-III, Cuadro 4, Fig. 9) caracterizada por importante participación de tobas y chonitas. Estos depósitos son sucedidos por facies epiclásticas asignadas a un sistema fluvial, meandriforme, de carga mixta (H-IV, en Cuadro 4 y Fig. 10). Como consecuencia de un ascenso relativo en el nivel de base se instala en el área un ambiente lacustre (H-V a H-VII, Cuadro 4, Fig. 10) en el que participan facies de decantación suspensiva, marginales, de bahía y de rellenos de canales distributarios. Les suceden depósitos de un nuevo sistema lacustre meromfético (H-VIII a H-XI, Cuadro 4, Fig. 10) con facies hipolimnias ricas en materia orgánica a las que se asocian sedimentos epilimnias marginales y de progradación deltaica. Por encima de una marcada discontinuidad regional, en la base de la Formación Hilario, se desarrollan luego asociaciones de facies correspondientes a un sistema meandriforme de carga mixta con los correlativos depósitos de planicie de inundación (H-XII, en Cuadro 4 y Fig. 10). Desgraciadamente en esta área la sucesión sedimentaria aparece truncada hacia el techo por lo que no ha sido posible relevar una sección continua de la Formación Hilario.

Correlaciones

Las correlaciones entre las regiones de Hilario y de Barreal se han trazado sobre la base de discontinuidades que se pueden reconocer e incluso trazar arealmente. Como se verá más adelante, estos niveles de correlación, ilustrados en la figura 11, son también esenciales para la delimitación de secuencias deposicionales. En Barreal, la primera de estas superficies es la del contacto entre las asociaciones de facies B-IV y B-V, mientras que en Hilario se ubica entre las asociaciones H-IV y H-V; se trata de una importante superficie de ascenso relativo de nivel lacustre sobre la que se desarrolla en ambas regiones un conjunto de facies predominantemente fino y multicolor (Fig. 11). El segundo nivel de correlación es el que se ubica entre las asociaciones B-V y B-VI (Barreal) y H-VII y H-VIII (Hilario) y que pone en contacto dos distintos tipos de asociaciones lacustres, la superior con dominio de facies hipolimnias (Fig. 11). Por su parte, el último nivel de correlación estratigráfica aparece en Barreal al topo de la asociación de facies B-VI y en Hilario por encima de la asociación H-XI; consiste en la ya comentada discontinuidad que pone término a los depósitos lacustres y que marca una singular reorganización paleogeográfica en la cuenca (discontinuidad intra-Formación Cortaderita y del contacto entre las Formaciones El Alcázar e Hilario).

Arquitectura secuencial

El desarrollo de las secuencias continentales está ligado a factores de control, tales como espacio de acomodación y aportes sedimentarios. La disponibi-

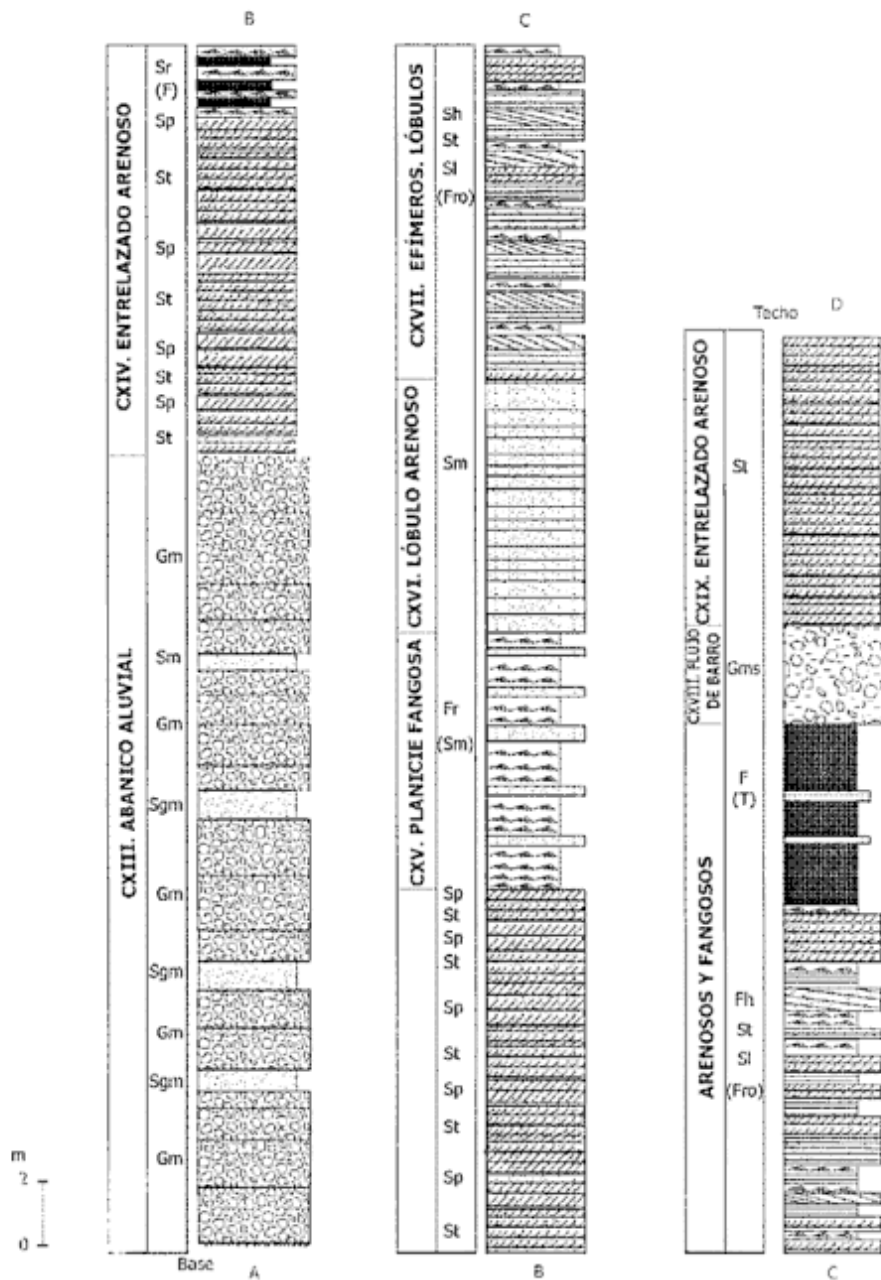


Figura 7: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Cepeda, cerro Colorado del Cementerio, Barreal.

lidad de espacio se relaciona -a su vez- con el perfil de grado (Mackin 1948) o perfil de base (Quirk 1996), las fluctuaciones del nivel de base geomorfológico y la subsidencia (Kokogián *et al.* 1989, 1993; Shanley y McCabe 1991, 1993, 1994; Legarreta *et al.* 1993; Wright y Marriott 1993; Olsen *et al.* 1995; Spalletti y Barrio 1998).

En el Triásico de Barreal-Hilario las características del aporte sedimentario son el resultado de las pendientes tectónicas, el clima y los procesos de volcanismo explosivo sinsedimentario. Por su parte, las variaciones en el espacio de acomodación se relacionan con el movimiento de las fallas del hemigraben (Milana y Alcober 1994) y con cambios periódicos

en el ritmo de subsidencia de la cuenca (Cross *et al.* 1993; Spalletti y Barrio 1998), dándose situaciones con alta acomodación en las que domina la subsidencia tectónica y hay reducción de contribuciones detríticas de textura gruesa, y situaciones con baja acomodación en las que la subsidencia está atenuada y hay incremento en el aporte de materiales detríticos de mayor granulometría.

En el área de estudios se aprecia que en sentido vertical se definen alternancias entre sistemas deposicionales fluviales, fundamentalmente de carácter traccional (entrelazados gravosos y arenosos), y sistemas lacustres meromféticos y holomféticos en los que dominan facies distales de decantación suspen-

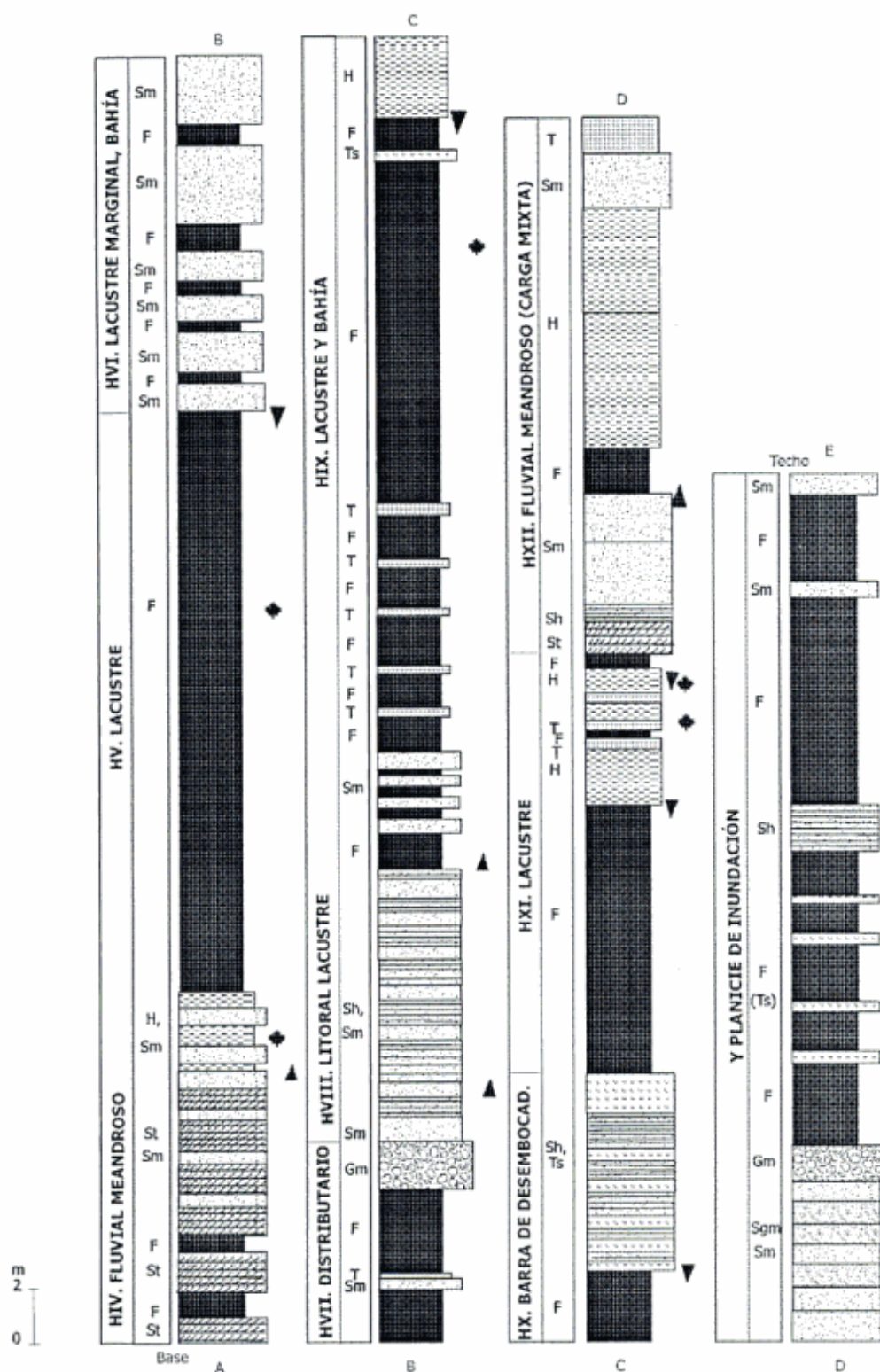


Figura 10: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación El Alcázar (sección superior) y sector basal de la Formación Hilario, área de Hilario. El límite entre ambas formaciones se localiza entre las asociaciones de facies HXI y HXII.

representada por los depósitos de un sistema entrelazado arenoso, asociado a planicies con dominio de acumulaciones de caída proclástica.

La secuencia superior (SD 3) está constituida por las capas rojas de la Formación Cepeda (Fig. 11) y consiste en un conjunto de depósitos predominantemente

secos o autocíclicos (progradaciones de redes fluviales sobre el nivel de base lacustre) (cf. Spalletti 1995, 1997; Milana 1999).

Por su parte, el estilo de superposición de las asociaciones de facies fluviales consiste en frecuentes pasajes desde sistemas entrelazados gravosos a entrelazados arenosos, e incluso desde éstos a sistemas meandrosos y de planicies tobáceas. Estas transiciones nos muestran con claridad una tendencia a la reducción en las pendientes del área depositacional (aplanamiento progresivo del perfil de equilibrio) e incremento gradual en el espacio de acomodación. La mencionada ciclicidad (granodecreciente hasta hidrodinámicamente decreciente) de los depósitos fluviales puede ser atribuida al desarrollo de tractos o sistemas retrogradacionales (*backstepping*) (Xue y Galloway 1993; Legarreta *et al.* 1993).

No obstante, una mejor caracterización secuencial de los depósitos se obtiene siguiendo a Currie (1997), ya que las facies gruesas, desarrolladas sobre las discontinuidades estratigráficas, pueden considerarse tractos degradacionales, mientras que los depósitos formados a menores gradientes corresponderían a los llamados tractos transicionales. Por último, los sistemas lacustres originados en condiciones de alta acomodación pueden ser definidos como tractos agradacionales.

Finalmente, es necesario destacar que la abundancia de depósitos de tefra y de areniscas piroclásticas, nos muestra que el relleno sedimentario triásico evolucionó bajo una importante actividad volcánica explosiva ácida. Se interpreta aquí que el volcanismo contemporáneo ha influido en la generación de desniveles topográficos que circundaron a la cuenca, la ha provisto de importantes volúmenes de sedimentitas piroclásticas primarias y ha contribuido al desarrollo de depósitos epiclásticos de tipo loésico.

En diversas cuencas de *rift* se ha definido el desarrollo de megasecuencias granodecrecientes que reflejan un progresivo decrecimiento en los aportes de materiales clásticos gruesos y en la energía de las corrientes. En cambio, en el Triásico de Barreal e Hilario el diseño de superposición es mucho más confuso, sin que se aprecien tendencias a una sistemática reducción (o incremento) de la granulometría de los depósitos. Sobre la base de los hallazgos de Mather (1993), Melvin (1993), Fernández *et al.* (1993), Cole y Ridgway (1993) y Crews y Ethridge (1993) resulta claro que las megasecuencias granodecrecientes aparecen bien definidas en los márgenes activos de los *riffts* asimétricos o hemigrábenes. Por lo que se puede apreciar en nuestro caso, se deduce que en los flancos pasivos de estas depresiones la carencia de megaciclicidad puede ser la resultante de la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias.

Conclusiones

1.- Los depósitos triásicos de Barreal e Hilario (Precordillera occidental sanjuanina), correspondientes al margen pasivo de un hemigraben, se componen de diversas facies sedimentarias silicoclásticas, con fuerte afinidad volcánica.

2.- El análisis de facies ha permitido interpretar la presencia de los siguientes sistemas depositacionales: abanico y cono aluvial, fluvial entrelazado (gravoso y arenoso), fluvial efímero, fluvial meandroso de carga mixta o de alta sinuosidad, planicies con sedimentación piroclástica, lacustres hidrológicamente abiertos (holomféticos y meromféticos) y deltaicos de influencia fluvial.

3.- El registro triásico muestra constantes variaciones verticales, con sistemáticas repeticiones en la disposición de los sistemas depositacionales fluviales, lacustres y deltaicos.

4.- Las correlaciones entre áreas de afloramiento se efectuaron sobre la base del reconocimiento de discontinuidades, algunas relacionadas con un brusco ascenso en el nivel de base geomorfológico, otras que marcan cambios en el régimen de los sistemas lacustres y otras que se manifiestan como discontinuidades que implican importantes variaciones en los sistemas depositacionales y en la paleogeografía de la cuenca.

5.- El desarrollo de las secuencias depositacionales se vincula con la creación de espacio de acomodación y con los aportes sedimentarios. El espacio de acomodación estuvo controlado esencialmente por la subsidencia así como por la posición del perfil de equilibrio y las fluctuaciones del nivel de base. La naturaleza de los aportes detríticos fue determinada por las pendientes tectónicas, los procesos de volcanismo explosivo sinsedimentarios y -en menor medida- por factores climáticos.

6.- Las facies lacustres se desarrollaron cuando hubo mayor espacio de acomodación por incremento en la subsidencia y en la tasa de ascenso del nivel de base, así como concomitante reducción en el suministro de detritos de textura gruesa. Las facies fluviales corresponden a períodos con menor acomodación y subsidencia, aumento en el perfil de equilibrio y en la provisión de clásticos gruesos.

7.- Se definen tres secuencias depositacionales. La SD 1 se inicia con un sistema fluvial entrelazado gravo-arenoso y un corto episodio lacustre, más importante actividad volcánica explosiva, manifestada por depósitos de flujo y caída piroclásticos en la región de Hilario. Esta secuencia culmina con el desarrollo regional de sistemas lacustres holomféticos y meromféticos en los que se registran frecuentes episodios de progradación deltaica. La SD 2 se asienta sobre una muy marcada discontinuidad estratigráfica y está formada por depósitos de un sistema entrelazado arenoso, asociado a planicies con dominio de

acumulaciones de caída piroclástica. La SD 3 se caracteriza por depósitos fluviales proximales, producto de procesos de reactivación tectónica y de un probable cambio climático con tendencia a la desecación.

8.- Intrínsecamente, los ambientes lacustres reflejan algunas variaciones verticales en batimetría que se asignan a factores alofclicos de menor magnitud. Sin embargo, el desarrollo de lóbulos deltaicos se considera resultado de procesos autocíclicos.

9.- Los pasajes verticales desde sistemas entrelazados gravosos a arenosos, a meandrosos y a planicies tobáceas se deben a la reducción progresiva en el gradiente del perfil de equilibrio y el aumento gradual en el espacio de acomodación.

10.- Las facies fluviales traccionales (gravosas y arenosas) se atribuyen a tractos o cortejos degradacionales, las de carga mixta a tractos transicionales y las lacustres a tractos agradacionales.

11.- El volcanismo sinsedimentario ha influido fuertemente en la naturaleza de los detritos y de las facies (importantes volúmenes de piroclásticas primarias y reelaboradas), y ha tenido importancia en la generación de desniveles topográficos circundantes a la cuenca.

12.- A diferencia de lo que suele acontecer en los flancos activos de los hemigrábenes (desarrollo de megasecuencias granodecrecientes), en el flanco pasivo del hemigráben triásico no es posible definir una clara tendencia a la megaciclicidad. Este comportamiento se atribuye a la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias de los márgenes pasivos de estas cuencas de *rift* asimétrico.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento a los árbitros por las valiosas sugerencias efectuadas al manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. and Collinson, J.D., 1986. Lakes. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 63-94. Blackwell, Oxford.
- Baraldo, J.A. y Guerin, P.G., 1984. Nuevo ordenamiento estratigráfico para el Triásico de Hilario (Calingasta, San Juan). *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 79-94. San Carlos de Bariloche.
- Barredo, S.P. y Ramos, V.A., 1997. Los depósitos de Rincón Blanco (Precordillera de San Juan): un rift triásico. *Actas 2º Jornadas sobre Geología de la Precordillera*, 1: 130-135. San Juan.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 762-769.
- Borrello, A.V. y Cuerda, A.J., 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico San Juan). *Notas Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 2 (10). La Plata.
- Browne, G. and Plint, A., 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 40-59.
- Carroll, A.R. and Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27: 99-102.
- Chan, M., 1999. Triassic loessite of north-central Utah: stratigraphy, petrophysical character and paleoclimate implications. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 477-485.
- Chan, M. and Dott Jr., R., 1986. Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, southwestern Oregon. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70: 415-429.
- Clemente, P. and Pérez Arlucea, M., 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 437-452.
- Cole, R. and Ridgway, K., 1993. The influence of volcanism on fluvial depositional systems in a Cenozoic strike-slip basin, Denali Fault System, Yukon Territory, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 152-166.
- Coleman, J. and Wright, L., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M. (Ed.): *Deltas, Models for Exploration*, pp. 99-149. Geological Society of Houston, Houston.
- Collinson, J.D., 1986. Alluvial Sediments. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 20-62. Blackwell Science, Oxford.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd. Edition), pp. 37-82. Blackwell Science, Oxford.
- Crews, S. and Ethridge, F., 1993. Laramide tectonics and humid alluvial fan sedimentation, NE Uinta Uplift, Utah and Wyoming. *Journal Sedimentary Petrology*, 63: 420-436.
- Cross, T., Baker, M., Chapin, M., Clark, M., Gardner, M., Hanson, M., Lassenger, M., Little, L., McDonough, K., Sonnefeld, M., Valasek, D., Williams, M. and Witter, D., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: Eschard, R. and Doligez, B. (Eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, pp. 11-33. Editions Technip, Paris.
- Cuevas Gonzalo, M. and Martinus, A., 1993. Outcrop data-base for the geological characterization of fluvial reservoirs: an example from distal fluvial fan deposits in the Loranca Basin, Spain. In: North, C. and Proser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication, 73: 79-94. Londres.
- Currie, B.S., 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland basin system. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 1206-1222.
- Damborenea, S.E., 1974. Geología del cerro Colorado del Cementerio, Barreal, provincia de San Juan (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 249-263. Buenos Aires.
- Diemer, J.A. and Belt, E.S., 1991. Sedimentology and paleohydrology of the meandering river system of the Fort Union Formation, southeastern Montana. *Sedimentary Geology*, 75: 85-108.
- Du Toit, D., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. R. Cowper Red. Carnegie Institute, Washington, 157 p., Washington.
- Eberth, D.A. and Miall, A.D., 1991. Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, 72: 225-252.
- Elliott, T., 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis.

- Sedimentology, 21: 611-622.
- Elliott, T., 1977. The variability of modern river deltas. *Science Programs*, 64: 215-227. Oxford.
- Elliott, T., 1986. Deltas. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 113-154. Blackwell, Oxford.
- Evans, J., 1991. Facies relationships, alluvial architecture, and paleohydrology of a Paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick Formation, Washington State, U.S.A. *Journal Sedimentary Petrology*, 61: 732-755.
- Fernández, J., Bluck, B. and Viseras, C., 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40: 879-893.
- Friend, P., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collinson, J. and Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6: 345-354.
- Gagliano, S. and van Beeck, J., 1970. Geologic and geomorphic aspects of deltaic processes, Mississippi delta system. In: *Hydrologic and Geologic Studies of Coastal Louisiana*, Report 1, pp. 1-140. Louisiana State University.
- Galloway, W. and Hobday, D., 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Application to Fossil Fuel and Groundwater Resources* (2nd. Edition). Springer, 489 pp. Berlín.
- Groeber, P. y Stipanovic, P., 1953. Triásico. En: Groeber, P. et al. (Eds.): *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*, pp. 1-141. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2. Buenos Aires.
- Hastings, J., 1990. Coarse grained meander belt reservoirs, Rocky Ridge Field, North Dakota. In: Barwis, J., McPherson, J. y Studlick, J. (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, pp. 57-84. Springer Verlag, Berlín.
- Johnson, S., 1989. Significance of loessites in the Maroon Formation (Middle Pennsylvanian to Lower Permian), Eagle Basin, northwest Colorado. *Journal Sedimentary Petrology*, 59: 782-791.
- Kokogán, D., Boggetti, D. y Rebay, G., 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos sutiles. *Actas 1er. Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos*, 2: 649-674.
- Kokogán, D., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V. (Ed.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (7): 65-78. Mendoza.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda, C. and Meconi, G., 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy - Theoretical models and examples from Argentine basins. In: Eschard, R. and Doligez, B. (Eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, pp. 125-143. Editions Technip, Paris.
- López Gamundí, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. *Abstracts 14th International Sedimentological Congress*, S1: 6-7. Recife.
- López Gamundí, O.R. y Astini, R.A., 1992. Caracterización de las facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar-Agua de los Pajaritos, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas 4ª Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 97-104. La Plata.
- Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, 59: 463-512.
- Mather, A., 1993. Basin inversion: some consequences for drainage evolution and alluvial architecture. *Sedimentology*, 40: 1069-1089.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. and Berryhill, H.L. Jr., 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 829-851.
- Melvin, J., 1993. Evolving fluvial style in the Kekikuk Formation (Mississippian), Endicott Field Area, Alaska: base level response to contemporaneous tectonism. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1723-1744.
- Mésigos, M., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal (prov. de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8: 65-109. Buenos Aires.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, pp. 597-604. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, Calgary.
- Miall, A., 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologists Continuum Education Course, Note Series 20*, 75 pp.
- Miall, A.D., 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 682-697.
- Milana, J.P., 1999. Anatomía de parasecuencias de un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, Cuenca Triásica de Ischigualasto, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 365-387. Buenos Aires.
- Milana, J.P. y Aleoiber, O., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 217-235. Buenos Aires.
- Olsen, H., 1987. Ancient ephemeral stream deposits: local terminus fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tronder -3, -4 and -5 wells, Denmark. In: Frostick, L. and Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Special Publication Geological Society of London: 69-86. Londres.
- Olsen, H., 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 61: 207-221.
- Olsen, P., 1990. Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems - examples from Newark Supergroup of eastern North America. In: Katz, B. (Ed.): *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 50: 209-224. Tulsa.
- Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. and Roe, S., 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 265-280.
- Orton, G. and Reading, H., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40: 475-512.
- Plint, A. and Browne, G., 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 341-364.
- Pye, K., 1987. *Aolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, 334 pp., Londres.
- Quartino, B.J., Zardini, R. y Amos, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región de Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía 1*, 1-184. Buenos Aires.
- Quirk, D., 1996. «Base profile»: a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. In: Howell, J. and Aitken, J. (Eds.): *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*, pp. 37-49. Geological Society, Special Publication 104, Londres.
- Ramos, A. and Sopena, A., 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Collinson, J. and Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Special Publication International Association of Sedimentologists, 6: 301-312. Oxford.
- Ramos, A., Sopena, A. and Pérez Arlucea, M., 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal Sedimentary Petrology*, 56: 862-875.

- Reading, H., 1986. Facies. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies* (2nd. Edition), pp. 4-19. Blackwell, Oxford.
- Reading, H. and Collinson, J., 1996. Clastic Coasts. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy* (3rd. Edition), pp. 154-231. Blackwell Science, Oxford.
- Rolleri, E.O. y Criado Roqué, R.P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 1-76. Buenos Aires.
- Rust, B. and Gibling, M., 1990. Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar Formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 59-72.
- Shanley, K. and McCabe, P., 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy. An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology*, 19: 742-745.
- Shanley, K. and McCabe, P., 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: Flint, S. and Bryant, I. (Eds.): *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 21-56. Londres.
- Shanley, K. and McCabe, P., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 544-568.
- Smith, N., Cross, T., Dufficy, J. and Clough S., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36: 1-23.
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Serie B. Didáctica y Complementaria: 1-175. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., 1992. El loess y el problema de la identificación de las loessitas. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología*, 11: 45-56. La Plata.
- Spalletti, L.A., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1, 2: 125-142.
- Spalletti, L.A., 1995. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental de la Precordillera sanjuanina, República Argentina. *Actas 2º Reunión del Triásico del Cono Sur*: 27-28, Bahía Blanca.
- Spalletti, L.A., 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 49: 109-124. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. y Barrio, C.A., 1998. Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 388-400. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sur del lago Colhué Huapi, provincia de Chubut. *Obra Centenario Museo de La Plata, Geología*, 4: 261-283. La Plata.
- Spalletti, L.A. y Morel, E.M., 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihufu (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). *Actas 4º Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 159-166. La Plata.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E. y Ganuza, D., 1988. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 544-557. Buenos Aires.
- Spalletti, L., Artabe, A., Brea, M. y Ganuza, D., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 175-188. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 4(3): 3-183. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. *Actas 20º Congreso Geológico Internacional, Sección 2*: 73-112. México.
- Stipanovic, P.N., 1972. La Cuenca triásica de Barreal (provincia de San Juan). En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 537-566. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 695-744. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World: II. The Mesozoic*, pp. 181-199. Elsevier, Amsterdam.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. *Godwanan Stratigraphy, Proceedings of the 1st Gondwana Symposium*, pp. 1081-1119. International Union of Geological Sciences, UNESCO, Paris.
- Talbot, M.R. and Allen, P.A., 1996. Lakes. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3º. Edit.), pp. 83-124. Blackwell Science, Oxford.
- Tunbridge, I.P., 1981. Sandy high-energy flood sediments - some criteria for their recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, 28: 79-95.
- Tunbridge, I.P., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 697-715.
- Valero Garcés, B., 1993. Lacustrine deposition and related volcanism in a transtensional tectonic setting: Upper Stephanian - Lower Autunian in the Aragón-Béarn Basin, western Pyrenees (Spain - France). *Sedimentary Geology*, 83: 133-160.
- van Heerden, I. and Roberts, H., 1980. The Atchafalaya Delta - Louisiana's new prograding coast. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 30: 497-506.
- Wells, S. and Harvey, A., 1987. Sedimentologic and geomorphologic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 182-198.
- Werren, E., Shew, R., Adams, E. and Stancliffe, R., 1990. Meander belt reservoir geology, Mid-dip Tuscaloosa, Little Creek Field, Mississippi. In: Barwis, J., McPherson, J. y Studlick, J. (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, pp. 85-108. Springer Verlag, Berlin.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 857-868.
- Wright, V. and Marriott, S., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86: 203-210.
- Xue, L. and Galloway, W., 1993. Genetic sequence stratigraphic framework, depositional style, and hydrocarbon occurrence of the Upper Cretaceous QYN Formations in the Songliao lacustrine basin, northeastern China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1792-1808.
- Yrigoyen, M.R. y Stover, L.W., 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 427-447. Buenos Aires.

Recibido: 10 de enero, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001