ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL EN SERIES CONTINENTALES: APLICACIÓN A LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN CHALLACÓ, JURÁSICO DE LA CUENCA NEUQUINA AUSTRAL (REPÚBLICA ARGENTINA).

G. D. Veiga

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Calle 1 # 644,(1900) La Plata, República Argentina.(e-mail: veiga@cig.museo.unlp.edu.ar).

Resumen: Los depósitos continentales de la Formación Challacó constituyen la etapa final de acumulación del Grupo Cuyo (Jurásico inferior a medio) en el sector sur de la Cuenca Neuquina. Para sus afloramientos más occidentales, a partir del análisis de facies y cuerpos sedimentarios, se han definido cuatro asociaciones principales de facies. La Asociación de Facies 1 representa un sistema fluvial de carga mixta caracterizado por la presencia de canales arenosos de alta sinuosidad (miembro grueso) que se desarrollan en una amplia llanura de inundación lutítica (miembro fino). Sobre la base de la relación miembro grueso/miembro fino y de la arquitectura interna de los depósitos de canal, se subdividió esta asociación en dos. La Asociación 1A está caracterizada por canales simples aislados entre facies finas de llanura de inundación, mientras que en la Asociación 1B predominan las facies de canal, las que representan cinturones de canales complejos y con un importante grado de amalgamación. La Asociación de Facies 2 representa el desarrollo de una llanura entrelazada compuesta por canales de baja sinuosidad y con carga de lecho gravosa. La Asociación de Facies 3 está compuesta casi exclusivamente por facies finas de llanura de inundación, probablemente vinculadas a su sistema lacustre de discreto desarrollo y la Asociación de Facies 4 está asociada al desarrollo de un sistema eólico. A partir de las variaciones reconocidas en el ambiente de sedimentación y de los cambios en la arquitectura de los depósitos, se reconocieron cinco tramos de la sucesión que representan variaciones en las condiciones de acomodación. Teniendo en cuenta la evolución en la acomodación y en el perfil de base de los sistemas fluviales se definieron dos secuencias deposicionales vinculadas genéticamente con variaciones en el nivel de base del sistema fluvial (correlacionado con el nivel del mar). La secuencia basal está caracterizada por un límite vinculado con un desplazamiento del sistema deposicional hacia el centro de la cuenca, por encima del que se desarrolla un sistema fluvial de alta sinuosidad (Asociación 1A), que se correlaciona con un cortejo transgresivo. Culmina con un cortejo de nivel alto caracterizado por un sistema fluvial de similares características aunque con diferente arquitectura de los depósitos de canal (Asociación 1B) que indica una disminución en la acomodación. La secuencia superior se inicia con depósitos de un ambiente fluvial entrelazado (Asociación 2) que representa un cortejo de nivel bajo y que se desarrolla por encima de un límite de secuencia con evidencias de erosión. Esta secuencia continúa con depósitos de planicie de inundación (Asociación 3) y eólicos (Asociación 4) de un cortejo transgresivo y culmina con facies igualmente finas que podrían representar la etapa inicial del desarrollo de un cortejo de nivel alto.

Palabras Clave: Estratigrafía secuencial, Depósitos aluviales, Sedimentología, Jurásico, Cuenca Neuquina, Argentina.

Abstract: The final stage of the Cuyo Group accumulation (Lower - Middle Jurassic) on the southwestern margin of the Neuquen Basin is represented by continental deposits of the Challaco Formation. On the basis of a detailed facies and sedimentary bodies analysis, four main facies associations were recognized, each one representing a different continental environment. Facies Association 1 represents the development of a mixed-load river system, characterized by high sinuosity sandy channels (coarse member) and pelitic facies of a floodplain (fine member). On the basis of coarse member/fine member ratio and of the architecture of channel deposits, this association was further divide in two. Association 1A is dominated by fine facies and single story channel deposits are isolated on floodplain facies. Association 1B is dominated by multistory channel deposits with thin floodplain intercalations. Facies Association 2 is dominated by comglomeratic facies and represents the development of a braidplain. Facies Association 3 is characterized by lutitic facies of a probable lacustrine system and Facies Association 4 represents dune and interdune sands of an aeolian system. The discrimination of different environments and changes on the internal architecture of fluvial deposits led to the identification of sections with different accommodation conditions due to changes in base profile of the river systems. Two depositional sequences were recognized which were related to changes in rivers base level primarily induced by oscillations in relative sea level. The basal sequence begins with an interfluve sequence boundary, separating this continental deposits from shelf sandstones of Lajas Formation. Above this boundary, a transgressive systems tract is developed, characterized by a

high sinuosity, mixed-load, river system with isolated channel deposits (Association 1A). An important change in accommodation is observed at the top of this sequence with the deposition of a similar river system but with amalgamated coarse member deposits (Association 1B). This represents a decrease in accommodation and transition from a transgressive systems tract to a highstand systems tract. The upper sequence is different from the first and begins with the accumulation of low sinuosity, braided river conglomerates (Association 2) of a lowstand systems tract. The nature of the sequence boundary is different and some incision of the deposits of the lower sequence is observed. Overlying this coarse-grained sediments, floodplain (Association 3) and aeolian (Association 4) deposits of a transgressive systems tract were recognized, providing evidence for an important decrease in sediment supply. The transition to the lower part of a highstand systems tract (maximum flooding zone) is represented by fine-grained sediments and marked by the presence of channel deposits with marine influence.

Keywords: Sequence stratigraphy, Alluvial deposits, Sedimentology, Jurassic, Neuquen Basin, Argentina. Veiga, G.D.(1998): Estratigrafía secuencial en series continentales: aplicación a los depósitos de la Formación hallacó, Jurásico de la Cuenca Neuquina austral (República Argentina). *Rev. Soc. Geol. España*, 11(1-2): 95-109

En los últimos tiempos, ha existido la tendencia a aplicar los conceptos de estratigrafía secuencial a depósitos continentales y en particular a las series fluviales. Los objetivos de esta aproximación metodológica son: 1) incrementar las perspectivas de correlación y predicción de los depósitos continentales como potenciales almacenes de hidrocarburos y 2) facilitar la comprensión de los controles que afectan a las secuencias marinas de plataforma, en función de las variaciones en el aporte sedimentario a partir de la evolución de los sistemas fluviales relacionados. La aplicación de la metodología secuencial a sucesiones continentales presenta diferentes inconvenientes ya que si bien los modelos de estratigrafía secuencial clásicos y más extendidos (Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990) se basan en la respuesta a variaciones en la acomodación debido a los cambios relativos en el nivel del mar, en los ambientes continentales la acomodación además de estar controlada por las variaciones en la subsidencia, responde más sensiblemente a cambios locales, como las que pueden originarse debido a diferencias de compactación entre las facies de canal y de planicie de inundación, o a la propia evolución del sistema fluvial (McKey y Bridge, 1995). Por otra parte, la acumulación de sedimentos continentales puede estar controlada por factores relacionados con la zona de cabeceras (tectónica del área de aporte, cantidad de material clástico que ingresa al sistema, variaciones climáticas que producen cambios en la descarga), así como aquéllos vinculados con la zona más distal o de desembocadura (oscilaciones en el nivel de base de los ríos); los que afectan los patrones normales de acomodación producidos por la subsidencia de la planicie aluvial. No obstante, la arquitectura de los depósitos fluviales y más en general, el desarrollo de sistemas fluviales en equilibrio con los factores externos que afectan al sistema, responde a las variaciones en la acomodación local, sin importar qué factor es el que predomina o si la influencia proviene del área proximal o distal del sistema.

La definición de secuencias deposicionales a partir de la discriminación de los ambientes deposicionales involucrados, las superficies claves que determinen variaciones importantes en el ambiente de acumulación y las tendencias de evolución relacionadas con oscilaciones del perfil de base y cambios en la pendiente del sistema, resultan de importancia para la definición de un esquema estratigráfico general. Con estos elementos y sobre la base de la comparación de la evolución del perfil de base de la secuencia estudiada con la respuesta idealizada a las variaciones de cada uno de los controles extrínsecos que pueden afectar el sistema (Quirk, 1996), es posible jerarquizar un determinado control en relación con los otros.

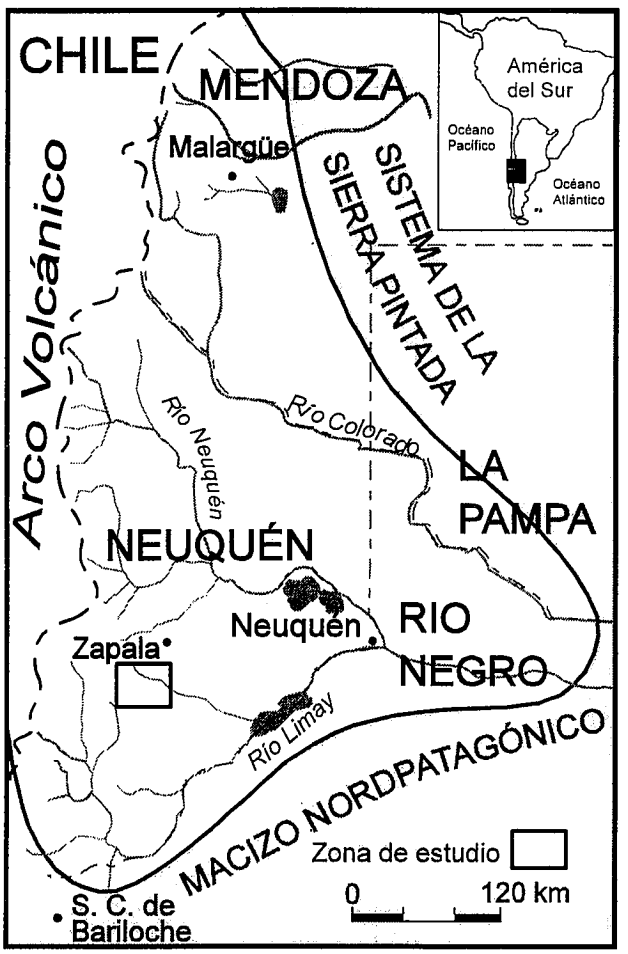

Figura 1.- Ubicación geográfica y principales reasgos de la Cuenca Neuquina. Ubicación de la zona de estudio.

La intención de este trabajo es la de determinar la importancia de los factores externos en la sedimentación de la Formación Challacó a partir del estudio detallado de los ambientes sedimentarios involucrados y de la observación de la evolución del sistema fluvial. De esta forma, a partir de la definición de secuencias deposicionales, se pretende elaborar un esquema estratigráfico para los depósitos continentales de esta unidad que permita correlacionar los depósitos estudiados con otros afloramientos de la unidad o con las facies marinas de las secuencias deposicionales en las que se integran.

Zona de estudio: estratigrafía y marco geológico

La Cuenca Neuquina constituye una depresión originada en el Triásico superior sobre rocas noepaleozoicas donde se produjo la acumulación de sedimentos hasta el Terciario inferior. La misma abarca una superficie de aproximadamente 100.000 km^2 y se ubica en el sector centro-oeste de la República Argentina (Fig. 1). Esta cuenca se desarrolló en el margen occidental de Gondwana vinculada principalmente a fenómenos extensivos asociados con el desarrollo de un arco magmático hacia el oeste (Legarreta y Gulisano, 1989).

Durante gran parte del Jurásico y el Cretácico, la Cuenca Neuquina evolucionó entre el arco magmático al oeste y el antepais conformado por el Macizo Nordpatagónico y el Sistema de la Sierra Pintada al este (Fig. 1). Si bien las condiciones de depositación durante las primeras etapas de evolución de la cuenca estuvieron controladas por la tectónica, a partir del Jurásico esta influencia disminuye, dando lugar a una subsidencia generalizada (Legarreta y Uliana, 1991; Gulisano y Gutiérrez Pleimling,1995). Para este período, la distribución y el ordenamiento de la secuencias deposicionales que constituyen el relleno de la cuenca muestran que su evolución estuvo vinculada con cambios relativos del nivel del mar (Gulisano *et al.*, 1984a, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994) a los que en algunos momentos de evolución de la cuenca se le sobreimpusieron efectos tectónicos locales (Hallam, 1991; Vergani *et al.*, 1995). A partir del Cretácico superior se observa un incremento en la subsidencia que podría estar vinculado con el crecimiento hacia el este del arco magmático y desde el Paleoceno superior-Eoceno inferior se produce la deformación de todo el relleno de la cuenca y del basamento de la misma como producto de la Tectogénesis Andina.

Luego de una etapa inicial de relleno de la cuenca, donde la acumulación de sedimentos se produjo en depresiones aisladas vinculadas a las primeras etapa de apertura de la cuenca y en un ambiente continental dominado por acción volcánica (Ciclo Precuyano), comienza la primer ingresión marina desde el Pacífico en el Pliensbaquiense, la que da comienzo a la

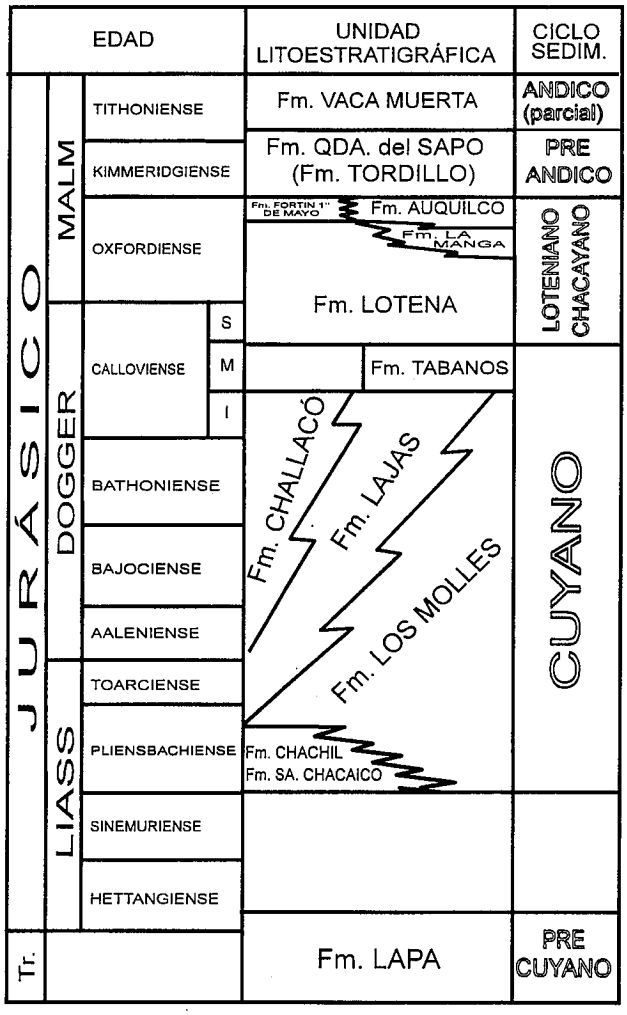

Figura 2.- Cuadro estratigráfico para el jurásico de la Cuenca Neuquina.

depositación del Ciclo Cuyano (Fig. 2).

La Formación Challacó fue definida por DeFerraríis (1947) para caracterizar una serie de capas rojas, de origen continental, con las que culmina la depositación del Grupo Cuyo (Jurásico inferior a medio) en el margen sudoriental de la Cuenca Neuquina. Éste constituye un ciclo de sedimentación transgresivo-regresivo, iniciado en el Pliensbaquiense con las pelitas y turbiditas marinas de la Formación Los Molles (Weaver, 1931), a las que suceden facies de plataforma de la Formación Lajas (Weaver, 1931). Este ciclo culmina con los depósitos continentales de la Formación Challacó, que ocupan preferentemente el borde de la cuenca (Fig. 2). Hacia el depocentro, la Formación Challacó se correlaciona con los depósitos evaporíticos marinos de la Formación Tábanos, de edad Calloviense inferior a medio (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990).

Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial se considera que los depósitos de la Formación Challacó constituyen las facies continentales de cinco secuencias deposicionales que progradan hacia el centro de la cuenca, donde las lutitas de la Formación Los Molles representan los depósitos marinos profun-

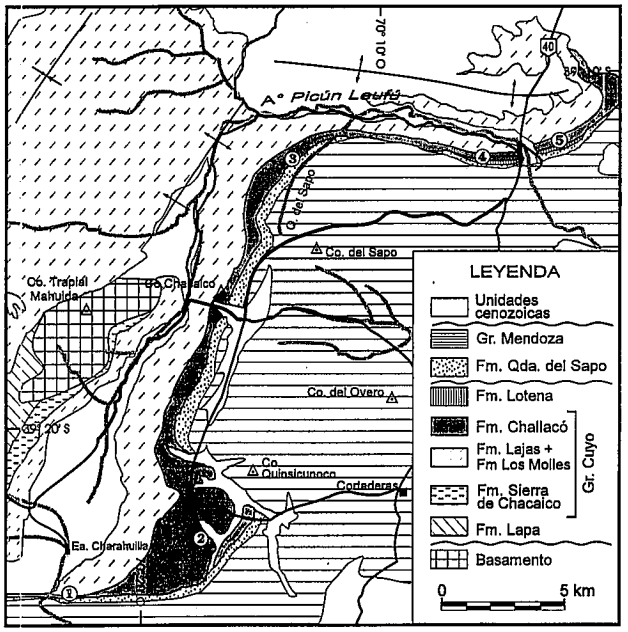

Figura 3.- Bosquejo geológico de la región estudiada (modificado de Leanza, 1990) y localización de los perfiles estratigráficos (1, ECH; 2, CHR; 3, QDS; 4, PLF2; 5, PLF1).

dos, las facies arenosas de la Formación Lajas los depósitos de plataforma y las capas rojas de la Formación Challacó las facies continentales de las secuencias. Las mismas se desarrollan desde el Pliensbaquiense al Calloviense inferior (Fig. 2), aunque los depósitos de la Formación Challacó reconocidos hasta la actualidad sólo corresponderían a tres de las cinco secuencas que costituyen el Ciclo Cuyano (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Riccardi y Gulisano, 1990). Dentro de este esquema los depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos estarían vinculados a una caída del nivel del mar posterior al desarrollo de estas secuencias. Si bien existen numerosos trabajos de aplicación de la estratigrafía secuencial a los depósitos marinos que integran el Ciclo Cuyano (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Zavala, 1996a, 1996b, entre otros), las facies continentales de estas secuencias (Formación Challacó) aún no han sido estudiadas desde este punto de vista.

El sector estudiado contiene los afloramientos más occidentales de esta unidad, ubicados en el centro de la provincia del Neuquén, aproximadamente 50 km al sur de la localidad de Zapala. Se trata de una serie de afloramientos continuos localizados en el borde oriental de la Sierra de Chacaico y su extensión hacia el este en el Anticlinal de Picún Leufú (Fig. 3).

En esta región, la Formación Challacó aparece por encima de los depósitos litorales de la Formación Lajas, y su espesor varía desde 50 m hasta más de 120 m. Está conformada por capas rojas continentales, principalmente compuestas por areniscas y lutitas rojas de origen fluvial, con algunas intercalaciones conglomeráticas. Dentro del esquema estratigráfico secuencial del Grupo Cuyo, estos afloramientos se correlacionan con la secuencia depositacional C5 de Legarreta y Gulisano (1989), y las secuencias JC6 y JC7 de Zavala (1996a, 1996b) correspondiéndole una edad Bajociense-Bathoniense. No obstante, debido a la ausencia de elementos que permitan definir con precisión la edad de estos depósitos continentales se podría considerar que en algunos sectores la edad de esta formación podría extenderse al Calloviense inferior y de esta forma establecer una correlación con los depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos hacia el centro de la cuenca.

La Formación Challacó es cubierta por los conglomerados de la Formación Quebrada del Sapo (Digregorio, 1972, =Formación Tordillo, Leanza, 1990) en gran parte del área estudiada (Fig. 2, Fig. 3). Estos depósitos de edad Kimmeridgiense se acumulan por encima de una discordancia regional que se corresponde con los Movimientos Intermálmicos y que representa un cambio paleogeográfico de importancia en la Cuenca Neuquina asociado con un crecimiento del arco magmático.

En el sector del Arroyo Picún Leufú, aparecen, por encima de los depósitos de la Formación Challacó, facies de margas con restos de invertebrados marinos de edad Calloviense medio a superior (Herrero-Ducloux y Leanza, 1943; Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990), pertenecientes a la Formación Lotena (Weaver, 1931). En los trabajos clásicos en que se hace referencia a este perfil, también se considera como parte de la Formación Lotena a los conglomerados que aparecen inmediatamente por debajo de estas margas (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990). A los efectos de este trabajo, debido a que no se registra una discordancia en la base de los conglomerados y a que éstos tienen un origen fluvial al igual que las facies infrayacentes, se considera a estos depósitos como integrantes de la Formación Challacó. Por otra parte, a muy corta distancia, sobre la margen derecha del Arroyo Picún Leufú, las facies marinas de la Formación Lotena se apoyan sobre facies finas de llanura de inundación de la Formación Challacó, registrándose un acuñamiento de las facies conglomeráticas. Por consiguiente, no se considera que estos depósitos gruesos representen una unidad diferente, ni que la discontinuidad observada en su base obedezca a una discordancia de caracter regional atribuida a la acción de los movimientos Intracallovienses propuestos por Dellapé *et al.* (1979).

Metodología

La tarea de campo consistió en el levantamiento de cinco perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:100). Dos de ellos se realizaron en el sector del Arroyo Picún Leufú, a ambos lados de la Ruta Nacional N° 40; otro en la Quebrada del Sapo, en el extremo norte de la Sierra de Chacaico y los dos últimos al sur de esta estructura, al este y sur de la Estancia Charahuilla respectivamente (Fig. 3).

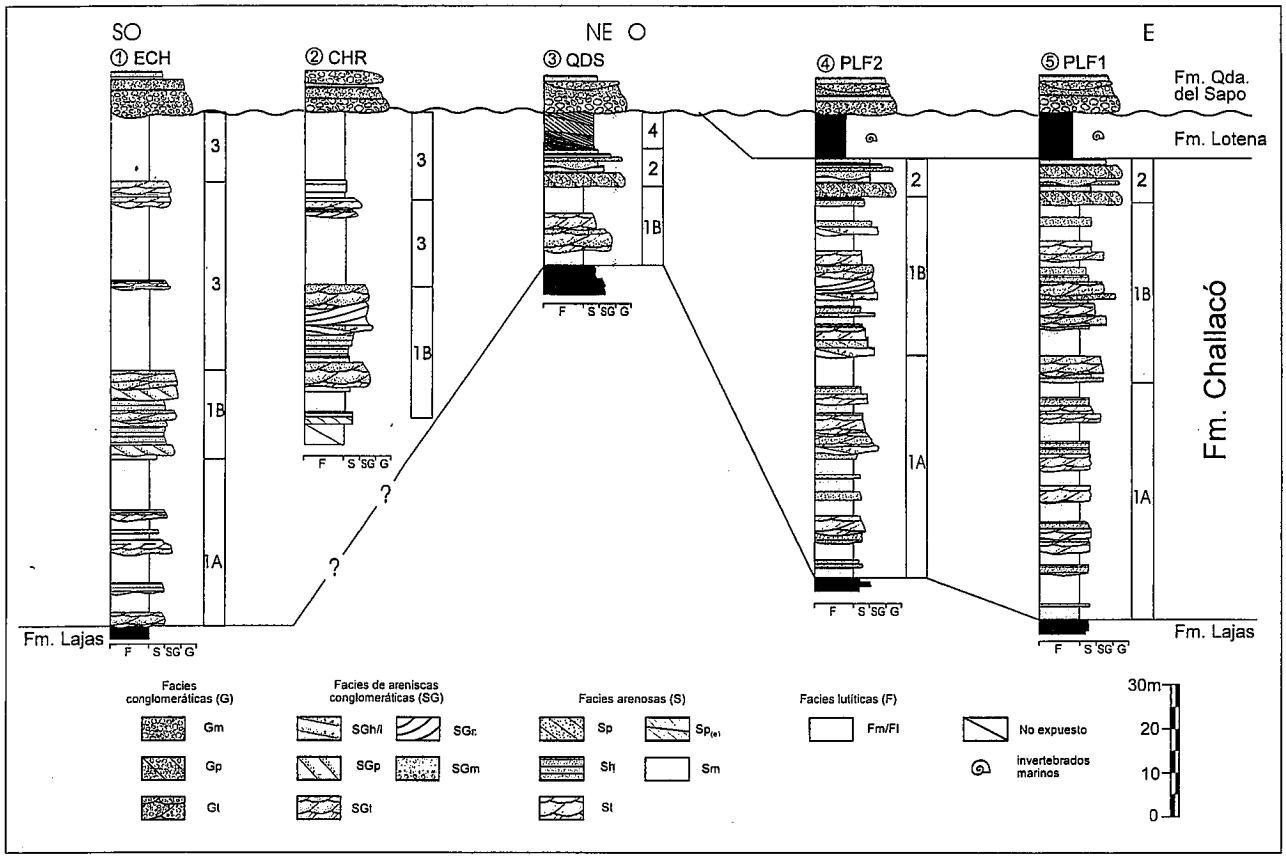

Figura 4.- Correlación estratigráfica de los perfiles levantados y correlacionados a partir de la base de la Formación Quebrada del Sapo.

Durante esta etapa se hizo especial hincapié en la descripción detallada de la litología y de las estructuras sedimentarias primarias, tanto su escala como orientación. El estudio detallado de las asociaciones de facies y la definición de los cuerpos sedimentarios sobre la base de su geometría externa, arquitectura interna y facies (en el sentido de Spalletti, 1994 y DeCelles *et al.*, 1991 a partir de la metodología propuesta por Miall, 1985, 1988), requirió de observaciones a una escala mayor. Con este fin se confeccionaron fotomosaicos de los afloramientos (Wizevich, 1991), que fueron controlados en el campo y sobre los que se marcaron las facies y discontinuidades internas de los litosomas.

En el laboratorio, se procedió al procesamiento de esta información. Se construyeron las columnas correspondientes (Fig. 4) y se definieron las facies sedimentarias, asociaciones de facies y cuerpos sedimentaios a fin de obtener un modelo paleoambiental para los depósitos de esta unidad.

Finalmente, se establecieron secuencias deposicionales sobre la base de las variaciones en el ambiente de acumulación y de cambios en la arquitectura de los depósitos fluviales que indican variaciones en las condiciones de acumulación. A partir de estas secuencias se propuso un esquema de evolución para la Formación Challacó y se ponderaron los principales controles que afectaron su depositación.

Asociaciones de facies y ambientes de sedimentación

En los depósitos de la Formación Challacó se reconocieron cuatro asociaciones de facies principales. Las mismas representan diferentes ambientes de sedimentación continental y se describen sobre la base de los cuerpos sedimentarios (litosomas) presentes (Tabla 1). La definición de dichos cuerpos se realizó desde el punto de vista observacional objetivo, teniendo en cuenta las asociaciones de facies, geometría, escala, orientación y jerarquización de discontinuidades internas y de los límites de los cuerpos (análisis arquitectural objetivo; Spalletti, 1994).

Asociación 1: Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad

Este ambiente se caracteriza por la presencia de dos asociaciones principales de facies denominadas clásicamente miembro fino y miembro grueso (Collinson, 1978; Veiga, 1996). El primero representa la sedimentación, principalmente por suspensión o eventos de desbordamiento, en una llanura lutítica de inundación. Por su parte el miembro grueso representa

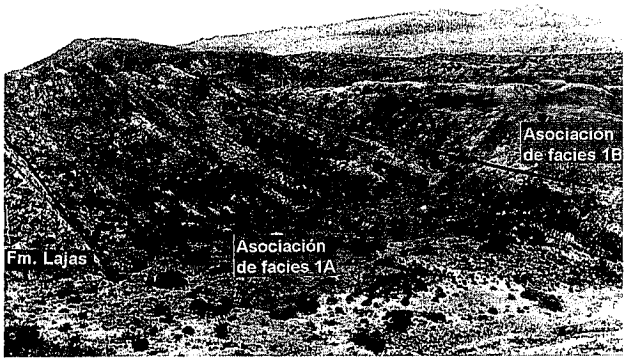

Figura 5.- Asociación de facies 1A. Los depósitos de canal se presentan aislados dentro de los depósitos finos de llanura de inundación. Se observa el contacto neto en la base con la Formación Lajas y el paso hacia el techo a depósitos de la asociación de facies 1B. Perfil PLF1.

Figura 6.- Asociación de facies 1B. Los depósitos de canal presentan importante desarrollo lateral y alto grado de amlgamación. Perfil PLF2.

la sedimentación en los canales principales del sistema fluvial (Allen, 1965; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993; Spalletti, 1994).

En el miembro fino se reconocieron cuerpos sedimentarios compuestos por facies arenosas masivas (Sm) o con estratificación horizontal (Sh) que por su geometría externa y las relaciones basales han sido interpretados como canales de derrame (CD) y lóbulos de derrame (LD) (Tabla I). Estos cuerpos se intercalan en facies lutíticas que forman la mayor parte de los depósitos y que representan la sedimentación por suspensión subacuática en la llanura de inundación (LI). Las facies finas son, en general, masivas (Fm) y versicolores con estructura en bloques angulosos grandes. Estos depósitos se han interpretado como paleosuelos arcillosos (Retallack, 1988).

Por su parte, el miembro grueso está representado por facies arenosas, areno-gravosas y conglomeráticas. En estos depósitos se han reconocido, cuerpos sedimentarios que corresponden al desarrollo de barras de meandros (BM, Tabla 1) (Collinson, 1986; García-Gil, 1993) constituídos por facies con estratificación entrecruzada tipo épsilon (SGe) y en artesa (SGt, St). En base de los cinturones de canales se identificaron facies de areniscas con estratificación horizontal (Sh) y de areniscas conglomeráticas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l), en cuerpos de alta relación ancho/profundidad que se interpretan como barras desarrolladas en canales de poca profundidad asociadas con condiciones de alto régimen de flujo para las etapas iniciales del desarrollo de los cinturones (AL, Tabla I) (Godin, 1991). La mayor proporción de los depósitos de canal está compuesta por cuerpos lenticulares, con base erosiva y cóncava compuestos por facies entrecruzadas en artesa (SGt, St) y planar (Sp), que se asocian verticalmente a facies de areniscas con estratificación horizontal (Sh) y que han sido interpretadas como depósitos de barras tridimensionales y bidimensionales desarrolladas en el fondo de los canales (CA, Tabla 1). Estos cuerpos presentan una importante dispersión de paleocorrientes y una tendencia vertical grano decreciente que sugieren una alta sinuosidad de los canales. El conjunto de los depósitos del miembro grueso han sido interpretados como producto de la sedimentación en canales de alta sinuosidad.

De acuerdo con las variaciones en la proporción de los depósitos del miembro fino y grueso y las diferencias en la arquitectura interna de los depósitos de canal, se reconocieron dos subdivisiones dentro de este modelo general (Veiga, 1997):

Asociación 1A. Con canales aislados: En este caso predominan los depósitos del miembro fino y las facies correspondientes a los canales arenosos son de discreto desarrollo (hasta 8 m de potencia por menos de 100 m de desarrollo lateral) y se presentan aislados dentro de los depósitos finos con un grado muy bajo de interconexión (Fig. 5). Por su parte los canales están constituidos por cuerpos simples (CA), sin constituir un verdadero cinturón de canales y no se observa acreción lateral en las márgenes de los canales a pesar de que la dispersión en las paleocorrientes indica una importante sinuosidad de los mismos.

Asociación 1B. Con canales amalgamados: En esta asociación es mucho menor la proporción de depósitos de llanura de inundación y los cuerpos sedimentarios correspondientes al miembro grueso se amalgaman lateral y verticalmente para formar verdaderos cinturones de canales (Fig. 6). Éstos presentan cierto grado de interconexión e internamente se reconocen diversos tipos de cuerpos asociados a diferentes estadíos de su evolución. Para la base de los cinturones de canales se identificaron cuerpos con alta relación ancho/profundidad vinculados a su etapa inicial de desarrollo (AL). Por encima se reconocen canales arenosos (CA) amalgamados y para la parte superior de esta asociación de facies aparecen cuerpos asociados con el desarrollo de barras de meandro (BM).

Asociación 2: Sistema fluvial entrelazado

Figura 7.- Depósitos de la Asociación de facies 2 desarrollados sobre facies finas de llanura de inundación de la Asociación de facies 1B. Perfil PLF1.

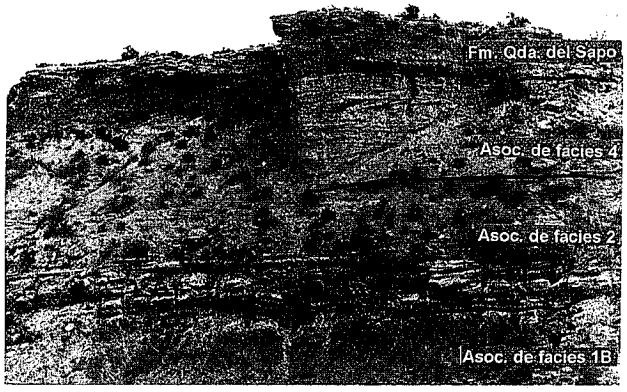

Figura 8.- Facies finas de la Asociación de facies 1B en la base, sobre las que se desarrollan facies conglomeráticas de la Asociación de facies 2 y que son recubiertas por depósitos eólicos de la Asociación de facies 4. Perfil QDS.

conglomerático.

Se caracteriza por la abundancia de facies conglomeráticas, con areniscas conglomeráticas y areniscas gruesas subordinadas, y por la ausencia de facies lutíticas de llanura de inundación. Los conglomerados presentan textura de soporte de clastos. Los clastos son redondeados a subredondeados y de composición muy variable (Fig. 7).

Las facies reconocidas constituyen fundamentalmente tres tipos de cuerpos sedimentarios. Por un lado se reconocieron facies conglomeráticas y arenosas macizas (Gm, SGm) donde se reconocen clastos imbricados y que desarrollan una secuencia vertical granodecreciente, conformando cuerpos tabulares de hasta 2 m de potencia. Estos cuerpos se interpretan como barras longitudinales desarrolladas bajo condiciones de alto régimen de flujo (BL, Tabla 1) (Hein y Walker, 1977). También se reconocieron cuerpos tabulares de 1 a 1,5 m de potencia, compuestos por facies entrecruzadas (Gp, SGp) que pasan verticalmente a facies de areniscas conglomeráticas con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (SGh/l) en una tendencia granodecreciente. Se interpretan como barras transversales (BT, Tabla 1) desarrolladas bajo condiciones de menor régimen de flujo (Ramos y Sopeña, 1983). En menor proporción se reconocieron cuerpos lenticulares, con base erosiva y cóncava compuestos por facies conglomeráticas con estratificación cruzada en artesa, que constituyen canales (CG, Tabla 1) menores que cortan las barras.

Estos tres cuerpos caracterizan un sistema fluvial de alto gradiente y descarga, con el desarrollo de múltiples canales que conforman una llanura aluvial entrelazada. En general, esta asociación de facies se desarrolla por sobre una superficie muy bien delimitada con evidencias de erosión por encima de depósitos heterolíticos de la asociación de facies 1.

Asociación 3: Llanura de Inundación lutítica-sistemas lacustres.

Esta asociación se caracteriza por la presencia de potentes espesores compuestos en su mayor parte por facies de lutitas masivas (Fm) a finamente laminadas (Fl) con una amplia gama de colores de oxidación y con esporádicas intercalaciones arenosas finas de geometría tabular e igualmente masivas (Sm).

Las características de estos depósitos son similares a las del miembro fino de la asociación de facies 1, con una importante proporción de facies finas de llanura de inundación. Sin embargo, estos depósitos se diferencian por la ausencia de una relación lateral con facies atribuídas a canales fluviales.

El grado de bioturbación de estos depósitos es importante. Se reconocen en ellos estructuras en bloques y cutanes arcillosos, asociados al desarrollo de paleosuelos (Retallack, 1988). Esta característica, asociada a los potentes espesores de lutitas presentes y a la gradación de facies macizas a laminadas permite asignar un origen subacuático para estos depósitos, asociados con una amplia llanura de inundación, y probablemente con el desarrollo de cuerpos de agua no permanentes y de escasa profundidad con importante acción biológica que modificó la estructura original de estos depósitos (Plint y Browne, 1994).

Asociación 4: Sistema eólico.

En uno de los perfiles levantados se observó la presencia de un intervalo de aproximadamente 15 m de potencia compuesto por facies arenosas medianas, muy bien seleccionadas, con estratificación cruzada planar de gran escala ($Sp_{(e)}$), que se disponen en *sets* tabulares de 1 m de espesor y con numerosas superficies de reactivación internas (Fig. 8). Estos depósitos representan el desarrollo de grandes dunas (DE, Tabla 1), de origen eólico, que se intercalan con facies algo más gruesas (arena gruesa), en capas de 20 a 40 cm con estratificación cruzada planar (Sp) y en artesa (St) o estratificación horizontal (Sh), que representan eventos de acumulación subacuática en los sectores interdunares (IH, Tabla 1).

SISTEMAS /AMBIENTE	CUERPO SEDIM.	INTERPRETACIÓN	ASOC. DE FACIES SEDIMENTARIAS	GEOMETRÍA EXTERNA	POTENCIA
1- Sistema Fluvial Carga Mixta Alta Sinuosidad	LI	Llanura de Inundación	Fm-Fl-Sm	Tabular.	Hasta 10 m
	CD	Canales de Derrame	Sm-Sh	Lenticular. Base erosional y cóncava.	0,5 a 1,5 m
	LD	Lóbulos de Derrame	Sm-Sh-Sr	Tabular.	1 a 2 m
	CA	Canales Arenosos	Gm-SGt-SGp-St-St-Sh-Sm	Lenticular. Base erosional y cóncava Ancho/prof. 8 a 10.	4 a 12 m
	BM	Barras de Meandro	SGε-SGt-St	Lenticular.	5 m
	AL	Areniscas Laminadas	SGh/l-Sh-Sp	Lenticular. Ancho/profundidad 30 a 35.	0,5 a 2,5 m
2- Sistema Fluvial Entrelazado	BL	Barras Longitudinales	Gm-SGm-Sh	Tabular.	0,5 a 2 m
	BT	Barras Transversales	Gp-Gm-SGm-SGp	Tabular.	1 a 1,5 m
	CG	Canales Gravosos	Gt-Gm-SGm	Lenticular. Base erosional y cóncava.	Hasta 1,5 m
3-Lacustre/ Llanura Lutítica	LL	Llanura Lutítica	Fm-Fl-Sm	Tabular.	Hasta 12 m
4- Sistema Eólico	DE	Dunas Eólicas	$Sp_{(e)}$-Sh	Tabular.	10 m de potencia en sets de 1 m
	IH	Interduna Húmeda	Sp-St-Sh	Lenticular.	0,5 a 1 m

Tabla I: Principales asociaciones de facies, cuerpos y facies sedimentarias reconocidos en los depósitos de la Formación Challacó. Código de facies sedimentarias basado en Miall (1977), modificado por Miall (1978) y Rust (1978). Grupo de facies de areniscas conglomeráticas (SG) tomado de Spalletti (1994).

Estratigrafía secuencial

Marco teórico

En ocasiones resulta imposible diferenciar, y por sobre todo aislar los efectos que determinados factores tienen sobre los parámetros físicos que controlan la acumulación de sucesiones continentales debido a que los sistemas deposicionales continentales se encuentran muy influenciados tanto por factores externos al sistema (tectónicos, climáticos, oscilaciones del nivel de base, etc.) como por la propia evolución del sistema (factores autocíclicos).

Algunos esquemas propuestos en los últimos años tratan de simplificar el problema, considerando sólamente las variaciones en el nivel de base como factor fundamental en la evolución de las series fluviales (Shanley y McCabe, 1991, 1994; Wright y Marriott, 1993). Si bien existen críticas en relación a esta metodología (Miall, 1991), estos modelos muestran de forma idealizada la respuesta del sistema a los cambios en este nivel y pueden servir como punto de partida para el estudio de la evolución de los sistemas fluviales.

Sin embargo, a veces es posible jerarquizar la importancia relativa de alguno de estos factores a partir del estudio sedimentológico detallado de las secuencias presentes. Esto es posible, teniendo en cuenta las potenciales variaciones producidas por estos factores en el sistema fluvial y considerando las variaciones en la acomodación, así como también los cambios en la pendiente del sistema y por consiguiente en las variaciones en el gradiente y competencia del mismo.

La discusión más generalizada en la aplicación de la estratigrafía secuencial a depósitos continentales se centra en el significado del término **nivel de base.** Por un lado, desde el punto de vista geomorfológico, se considera que el nivel de base es el nivel al cual gradan los ríos (*baselevel*, según Schumm, 1993), que en la gran mayoría de los casos se corresponde con el nivel del mar. Sin embargo, pueden existir casos en los que el nivel de base de un sistema fluvial puede estar dado por un lago, generándose un nivel de base local. Desde el punto de vista estratigráfico, y como sucede en los casos en los que se aplica la estratigrafía secuencial a depósitos marinos, se ha utilizado la expresión nivel de base como límite superior de la acomodación o bien como un nivel por encima del cual una partícula no puede permanecer en reposo y por debajo del cual se produce su depósito (Wheeler, 1964). De esta forma el sistema fluvial evolucionará de acuerdo con factores externos que lo controlan, dando lugar a un ascenso o descenso de este nivel de base estratigráfico que determinará un aumento o disminución de la acomodación.

En este sentido, la definición del nivel de base estaría más emparentada con el concepto de perfil de equilibrio de los ríos (*stream profile*).

Quirk (1996) utiliza la expresión **perfil de base**, para hacer referencia al límite superior de la acomodación (nivel de base estratigráfico). Este autor considera que existen variaciones en la evolución de este perfil en la medida en que diferentes controles externos afectan la secuencia. Esto no sólo es debido al ascenso o descenso del perfil de base, que determina la agradación o erosión por parte del sistema, o variaciones en la tasa de creación de espacio de acomodación, sino también a la evolución de su gradiente. Este último, resulta un elemento fundamental en el estudio de la evolución de los sistemas fluviales, ya que en la medida en que un determinado factor produzca un mayor efecto en la zona distal o proximal del sistema, va a determinar un aumento o disminución del gradiente del perfil de base, con el consiguiente pasaje a un sistema que se encuentre en equilibrio con las nuevas condiciones.

De esta forma, este autor analiza la respuesta del perfil de base del sistema fluvial en función de las variaciones en cada uno de los factores que podrían controlar su evolución, y se deduce que las variaciones en la acomodación producidas por diversos factores externos generan secuencias sedimentarias que difieren sensiblemente entre sí.

En un primer momento, se podría considerar que la disminución de la descarga, provocada por variaciones climáticas, podría tener iguales consecuencias dentro del sistema que un ascenso en el nivel de base de los ríos, ya que en ambos casos se genera un ascenso del perfil y el aumento de la acomodación, con la consiguiente agradación por parte del sistema fluvial. Sin embargo, en el primer caso, y debido a la mayor influencia de estos factores en el sector proximal, se genera un incremento en la pendiente del perfil y un aumento en el gradiente de los ríos se va a ver reflejado en la progradación de depósitos proximales, entrelazados, por encima de un sistema distal de mayor sinuosidad y menor gradiente. Por su parte si el ascenso del perfil se debe a un ascenso del nivel de base, la mayor agradación en la zona distal del sistema (debido a que la acomodación es mayor en este sector) provoca una disminución de la pendiente de los cursos, con el pasaje a facies de menor gradiente que se encuentren en equilibrio con las nuevas condiciones.

En este trabajo se utiliza el término **nivel de base** para el nivel de base geomorfológico, o sea el nivel al que gradan los ríos, que en definitiva es el nivel del mar. Para definir el límite superior de la acomodación se utiliza la denominación de **perfil de base** propuesta por Quirk (1996).

Aplicación a los depósitos de la Formación Challacó

El estudio de la evolución del perfil de base del sistema fluvial correspondiente a la Formación Challacó en el sector estudiado, permite considerar que las variaciones observadas podrían obedecer principalmente a ciclos de ascenso y descenso del nivel de base del sistema fluvial, aunque no sea posible descartar definitivamente los efectos que otros factores puedan tener en la evolución del sistema. Debido a que los depósitos de la Formación Challacó se asocian lateralmente a facies de plataforma de la Formación Lajas (Gulisano *et al.*, 1984b; Legarreta y Gulisano, 1989; Riccardi y Gulisano, 1990; Zavala, 1996a, 1996b) se considera que las variaciones en el nivel de base del sistema fluvial estarían vinculadas con oscilaciones del nivel relativo del mar.

La gran influencia de los factores locales (autocíclicos) y de la acomodación local dentro del sistema se traduce en la imposibilidad del desarrollo de parasecuencias como en los depósitos marinos de plataforma o más profundos. Sin embargo, es posible reconocer dentro de los depósitos de la Formación Challacó, tramos de la secuencia que están relacionados con variaciones en la acomodación vinculadas con períodos de ascenso y descenso relativo del nivel de base. Sobre la base de la escala de los depósitos y de la correlación del nivel de base con el nivel relativo del mar, los tramos con estas características reconocidos para la unidad estudiada se consideran como equivalentes de los cortejos sedimentarios (*systems tracts*) de las secuencias de 3er orden del esquema secuencial clásico.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, las superficies que limitan estos tramos de la secuencia se pueden correlacionar con las superficies claves de los esquemas de estratigrafía secuencial (límites de secuencia, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación marina). En los depósitos continentales, resulta difícil reconocer estas superficies y sólo es posible identificar **zonas** de inicio de la transgresión o de máxima inundación marina sobre la base del potencial de acomodación (Aitken y Flint, 1994; 1995). Sólo en los casos en los que un descenso del nivel de base provoca la incisión de valles es posible reconocer una superficie de desarrollo regional que se puede correlacionar fácilmente con un límite de secuencia.

A partir de lo expuesto, se reconocieron dos secuencias depositacionales dentro de la Formación Challacó, las que por sus características se vinculan genéticamente con oscilaciones relativas del nivel del mar:

Secuencia 1

La secuencia basal de la Formación Challacó se inicia con sedimentos continentales de un sistema fluvial de carga mixta, que se deposita por sobre las facies de plataforma de la Formación Lajas. El contacto entre estos depósitos es neto y se reconoce a partir del cambio marcado en la geometría externa y arquitectura interna de los cuerpos arenosos con respecto a los depósitos de barras mareales de la Formación Lajas y por la aparición de lutitas rojas de planicie de inundación (Fig. 5). Estas condiciones representan un marcado desplazamiento del sistema deposicional hacia el interior

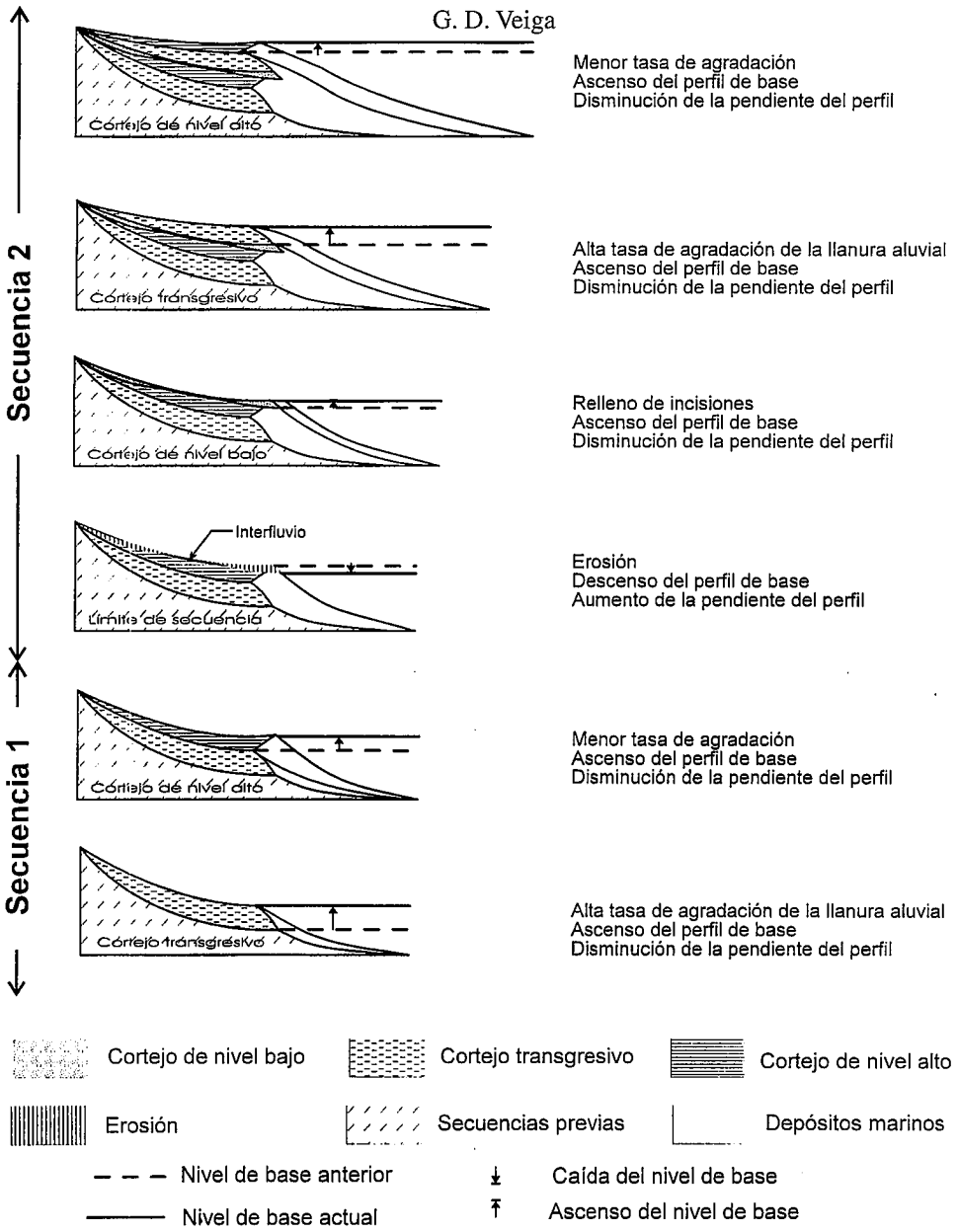

Figura 9.- Evolución del perfil de base del sistema fluvial a partir de los cambios en el nivel de base y cortejos sedimentarios desarrollados.

de la cuenca con la consiguiente acumulación de facies de neto carácter continental por sobre sedimentos marinos de plataforma. Este contacto se puede vincular con una caída del nivel de base del sistema fluvial por lo que se considera como un **límite de secuencia** provocado por un descenso relativo del nivel del mar (Wright y Marriot, 1993; Emery y Myers, 1996).

Si bien no existe una superficie de discontinuidad en la que se registra la erosión provocada durante una caída del nivel de base, es conocido que en esta etapa la incisión de valles en la plataforma es un fenómeno localizado y que muchas partes de ella quedan expuestas y sólo son cubiertas por depósitos una vez que el nivel de base comienza a ascender y a generar espacio de acomodación (interfluvios). Sin embargo, la ausencia de erosión en la base de esta secuencia, también podría deberse a que si bien se registra un descenso marcado del nivel de base, éste se desarrolla durante una etapa correspondiente a un ascenso del nivel de base de menor frecuencia, por lo que los efectos de la incisión se ven disminuidos debido a la tendencia general de ascenso. De esta forma, y debido a que en el área estudiada no se reconocieron valles incisos en la base de la secuencia, tampoco se han reconocido depósitos asociados al relleno de los mismos que podrían ser correlacionables con un **Cortejo de Nivel Bajo**.

Por encima de esta superficie que representa la base de la secuencia se desarrolla un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, caracterizado por la asociación de facies 1A, con mayor proporción de depósitos finos y con depósitos de canal aislados dentro de las facies de planicie de inundación (Fig. 5). Esta disposición de los depósitos de los miembros fino y grueso indica importante tasa de agradación del sistema fluvial y por consiguiente del espacio de acomodación (Olsen *et al.*, 1995). Estas condiciones se asocian con el ascenso del nivel de base (ascenso relativo del nivel del mar) (Wright y Marriot, 1993) y con el desarrollo de un **Cor-**

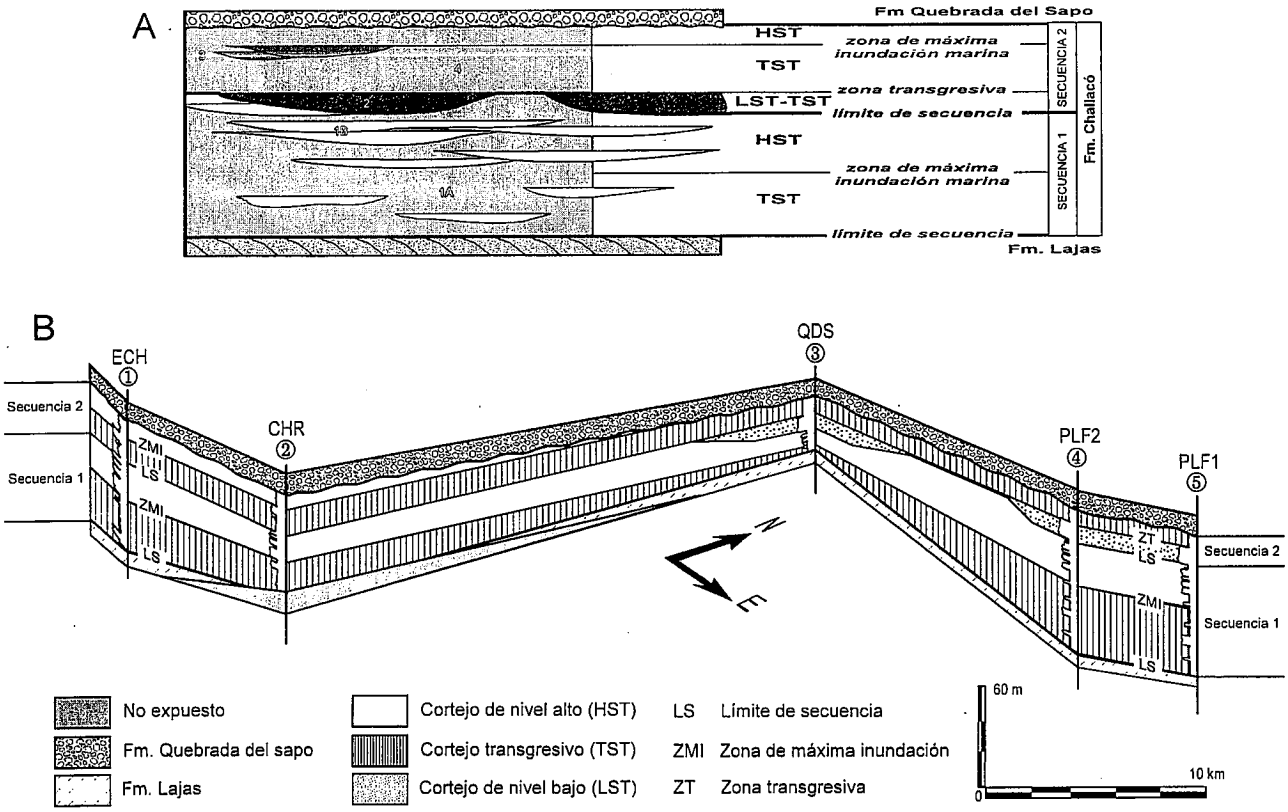

Figura 10.- A- Esquema idealizado de las secuencias deposicionales reconocidas en los depósitos de la Formación Challacó. B- Distribución regional de las secuencias.

tejo Transgresivo (Fig. 9), el que también podría estar vinculado con un aumento de la subsidencia que genere este ascenso relativo del nivel del mar.

No obstante la ausencia de un cambio marcado en el ambiente de acumulación por encima de estos depósitos, se registra una importante variación en la arquitectura interna y en la disposición de los depósitos de canal. En este sector, el desarrollo lateral y vertical del miembro grueso de este sistema fluvial es mucho mayor y los cinturones de canales presentan mayor grado de interconexión. Dicha disposición caracteriza la asociación de facies 1B, con depósitos finos menos frecuentes intercalados entre las facies gruesas (Fig. 6). Internamente, se reconocen para el miembro grueso, cuerpos relacionados con acreción lateral en barras de meandro de canales de alta sinuosidad. La variación en las condiciones que se registra en este sector revela una disminución importante en la tasa de creación de espacio de acomodación con respecto a la parte basal de esta secuencia (Olsen *et al.*, 1995). A partir del análisis de la evolución del perfil de base del sistema fluvial, se observa que existe una disminución en la tasa de ascenso del perfil de base (agradación de la planicie aluvial), conjuntamente con el descenso de la pendiente del sistema fluvial. Estas condiciones podrían representar una disminución en la tasa de ascenso del nivel de base del sistema fluvial (Quirk, 1996) y el desarrollo de un **Cortejo de Nivel Alto** (Wright y Marriott, 1993; Shanley y McCabe, 1994), o el aumento en la distancia horizontal que recorren los cursos debido a la progradación de la línea de costa durante un estadío de nivel del mar relativamente alto (Fig. 9) (Quirk, 1996).

A pesar de no existir un límite bien marcado entre ambos tramos de la secuencia, se reconoce una zona que representa las condiciones de máxima tasa de agradación. Este sector, se correlaciona con una **zona de máxima inundación marina** (Aitken y Flint; 1994). Cabe destacar que esta variación en la arquitectura y la presencia de una secuencia estrato-grano creciente, podría estar controlada exclusivamente por la variación en la tasa de subsidencia de la planicie aluvial. Sin embargo, al considerar los cambios relativos del nivel de base (nivel del mar) y no sólo las oscilaciones eustáticas, las variaciones en la tasa de subsidencia quedan contempladas en este nivel relativo. De esta forma, un aumento en la subsidencia genera un incremento en la tasa de ascenso de este nivel relativo y viceversa. Por su parte, un incremento en la cantidad de material clástico que ingresa al sistema (probablemente vinculado con un aumento de la actividad tectónica en el área de aporte) también podría generar una secuencia de este estilo. Sin embargo, la mayor influencia de este factor en la zona de cabeceras de los cursos y la depositación de material clástico grueso en ese sector llevaría aparejado un incremento en la pendiente del perfil de base del sistema y el consiguiente desarrollo de un sistema de menor sinuosidad (Quirk, 1996).

Secuencia 2

La segunda secuencia reconocida dentro de los depósitos de la Formación Challacó presenta algunas

diferencias substanciales con respecto a la Secuencia 1. En primer lugar, se inicia con un conjunto de depósitos conglomeráticos gruesos de un sistema fluvial entrelazado, caracterizado por la asociación de facies 2. Estos depósitos aparecen en tres de los perfiles descritos y son separados de la secuencia basal por una superficie marcadamente erosiva (Fig. 7).

Por encima de esta superficie aparecen depósitos conglomeráticos gruesos de la asociación de facies 2, que representan un sistema fluvial entrelazado, con carga de gravas en el lecho. La variación en las condiciones de sedimentación observadas con respecto a la parte superior de la secuencia basal indica no sólo la degradación y erosión durante una caída del nivel de base, sino también un aumento importante en el gradiente del sistema fluvial, con el desarrollo de facies que caracterizan un ambiente más proximal una vez que se genera espacio de acomodación y el sistema comienza a agradar nuevamente. La erosión o degradación representada por esta superficie podría ser ocasionada por diversos factores externos al sistema, sin embargo, el desarrollo por encima de un sistema de mayor gradiente permite la correlación de esta superficie con un **límite de secuencia** (Fig. 9) originado por una caída importante del nivel de base del sistema fluvial (Quirk, 1996). La mayor influencia de este factor en la zonas más distales del sistema se traduce en un incremento de la pendiente del sistema, mientras que si la acción erosiva se concnertara en las zonas de cabeceras, como sería en el caso de un incremento importante en la descarga o un ascenso tectónico de la zona de cabeceras, el perfil de base resultante tendría un menor gradiente lo que representaría el desarrollo de un sistema de menor sinuosidad.

Las características de este límite difieren de las de la base de la Secuencia 1, ya que en este caso existe erosión e incisión de los depósitos acumulados anteriormente. Sin embargo, en los afloramientos más australes de esta unidad (perfiles CHR y ECH) estas condiciones no se identifican, así como tampoco aparecen representadas las facies conglomeráticas que se encuentran inmediatamente por encima de la superficie de erosión. En este último caso, las características del límite de secuencia serían similares a las de la base de la Secuencia 1, sin evidencias de incisión y con el desarrollo de un interfluvio, aunque desarrollados sobre depósitos continentales del cortejo de nivel alto de la secuencia 1.

Los depósitos conglomeráticos de la asociación de facies 2 representan la depositación por parte del sistema una vez que se comienza a generar acomodación por lo que se considera que podrían corresponderse con la etapa final del desarrollo de un **Cortejo de Nivel Bajo** y con el inicio de un **Cortejo Transgresivo** (Fig. 9).

A partir de este punto, se observa en los perfiles la importante disminución de la cantidad de sedimento disponible para la sedimentación y del gradiente del sistema fluvial. Por encima de las facies gruesas del cortejo de nivel bajo, se depositan facies finas de llanura de inundación (asociación de facies 3), sin que se reconozcan en este tramo canales fluviales de ninguna especie. En uno de los perfiles (QDS), por el contrario, las facies conglomerádicas pasan transicionalmente a depósitos arenosos de ambiente eólico (asociación de facies 4). Estas condiciones se relacionan con un ascenso del nivel de base y con el desarrollo de un **Cortejo Transgresivo** caracterizado por la disminución en la pendiente del sistema y en el aporte clástico (Fig. 9). En el sector austral de la zona de estudio (Perfiles CHR y ECH) la parte más alta de este tramo de la sucesión muestra la presencia de canales fluviales de reducidas dimensiones que presentan restos fosilizados de troncos y abundantes intercalaciones lutíticas y carbonosas. En este sector, podría haber sido más importante la influencia del mar, por lo que esta zona se correlaciona con una **zona de máxima inundación marina** que representa -a su vez- el límite superior del Cortejo Transgresivo (Shanley y McCabe, 1991, 1994).

En el sector nororiental del área estudiada, por encima de las facies congomeráticas de la asociación de facies 2, correspondientes al cortejo de nivel bajo, aparecen sin que se observe una discordancia angular ni erosión de los depósitos infrayacentes, facies lutíticas margosas, con restos de invertebrados marinos (Formación Lotena). Estos depósitos han sido han sido atribuídos al Calloviense medio (Herrero-Ducloux y Leanza, 1946; Dellapé *et al.*,1978) y son considerados como pertenecientes a otro ciclo de sedimentación (Ciclo Loteniano-Chacayano) que se separa del Ciclo Cuyano a partir de una discordancia correspondiente a los Movimientos Intracallovienses (Dellapé *et al.*, 1979). Debido a la ausencia de una superficie de discordancia en todo el sector estudiado, la que tampoco se registra en otros afloramientos de estas unidades, y a la falta de registro que permita asignar una edad precisa a los depósitos de la Formación Challacó, es posible considerar que las facies marinas de plataforma de la Formación Lotena (las que no presentan fósiles marinos en la parte basal) podrían tener una vinculación lateral con los depósitos continentales estudiados y representar las facies marinas del cortejo transgresivo. Con esto se podría considerar que este tramo de la secuencia 2 estaría representado en el sector norte del área estudiada por facies marinas de plataforma, en el sector noroccidental por facies eólicas y en el sector sur por depósitos continentales.

El tramo superior de la secuencia 2 se encuentra representado solamente en la zona más austral y está compuesto por facies finas de llanura de inundación (asociación de facies 3) que se desarrollan por encima de la zona de máxima inundación marina. Estos depósitos se corresponden con la etapa inicial del desarrollo de un **Cortejo de Nivel Alto** (Fig. 9).

Esta secuencia es truncada en la mayor parte del área estudiada por los depósitos conglomeráticos fluviales y arenosos eólicos de la Formación Quebrada del Sapo, de edad Kimmeridgiense y correspondiente al ciclo de sedimentación Preándico (Fig. 2). La discordancia se corresponde con los Movimientos Intermálmicos,

a partir de los cuales se produce una importante reestructuración paleogeográfica en la Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994).

Conclusiones

En los depósitos de la Formación Challacó se han reconocido dos secuencias deposicionales sobre la base de la identificación de los sistemas de acumulación y los controles que actuaron durante su acumulación. Estas secuencias se vinculan genéticamente con variaciones en el nivel de base del sistema fluvial, en este caso el nivel del mar (Fig. 10).

La Secuencia 1 está caracterizada por la presencia de un límite de secuencia no erosivo que representa los interfluvios. Por encima se desarrolla un Cortejo Transgresivo caracterizado por la asociación de facies 1A con canales arenosos aislados, que pasa transicionalmente a un Cortejo de Nivel Alto, caracterizado por canales amalgamados de la asociación de facies 1B y que representa una disminución importante en la tasa de creación de espacio de acomodación vinculada a la disminución en la tasa de ascenso relativo del nivel del mar.

Por su parte la secuencia 2 se inicia con una discontinuidad erosiva muy conspicua que representa un límite de secuencia vinculado con un descenso importante del nivel del mar e incisión de los depósitos acumulados anteriormente.

La etapa final de acumulación durante la caída del nivel del mar y el inicio del ascenso del mismo se encuentra representada por depósitos conglomeráticos vinculados al desarrollo de una llanura aluvial entrelazada que corresponde al Cortejo de Nivel Bajo. El comienzo del ascenso del nivel relativo del mar se correlaciona con la disminución del aporte clástico y el gradiente regional del sistema fluvial y con el desarrollo de un Cortejo Transgresivo caracterizado por depósitos fluviales finos y eólicos. Por encima de la zona de máxima inundación representada por canales con mayor influencia marina se desarrollan las primeras etapas de un Cortejo de Nivel Alto representado nuevamente por facies continentales de llanura de inundación.

La aplicación de los conceptos básicos de estratigrafía secuencial a los depósitos continentales, sobre la definición de ciclos de variación en la acomodación del sistema fluvial, representa una metodología de real utilidad para el desarrollo de un esquema evolutivo general en sucesiones continentales. Sobre la base del estudio sedimentológico y del análisis de la posible respuesta del sistema fluvial a factores extrínsecos, ha sido posible reconocer que el control fundamental fueron las variaciones del nivel relativo del mar. De esta forma se correlacionaron estos depósitos con los esquemas clásicos de estratigrafía secuencial y para de esta forma establecer un marco de referencia estratigráfico para los depósitos continentales de la Formación Challacó.

El autor desea expresar su agradecimiento al Lic. Ernesto Schwarz por su colaboración en las tareas de campaña, al Dr. Juan Franzese por la lectura crítica del manuscrito y la discusión de las ideas vertidas en este trabajo, al personal del Museo de Paleontología y Mineralogía "J. Olsacher" de la localidad de Zapala por el apoyo logístico que facilitó la realización de las tareas de campo, especialmente al Dr. Luis Spalletti por su constante apoyo y orientación, y por los valiosos aportes realizados durante la ejecución de este trabajo y finalmente a dos Revisores anónimos que con sus sugerencias permitieron mejorar sustancialmente el manuscrito original.

Bibliografía

Aitken, J. F. y Flint, S. S. (1994): High-frecuency sequences and the nature of incised-valley fills in fluvial systems of the Breathitt Group (Pennsylvanian), Appalachian Foreland Basin, Eastern Kentucky. En: *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences* (R. Darlimple, R. Beyd y B. A. Zaitlin, Eds.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 51: 353-368.

Aitken, J. F. y Flint, S. S. (1995): The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group, Eastern Kentucky, USA. *Sedimentology*, 42: 3-30.

Allen, J. R. L. (1965): Fining upward cycles in alluvial sucesions. *Geol. Jour.*, 4: 229-246.

Clemente, P. y Pérez-Arlucea, M. (1993): Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain. *Jour. Sed. Petrol.*, 63: 437-452.

Collinson, J. D. (1978): Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. En: *Fluvial Sedimentology* (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5: 577-586.

Collinson, J. D. (1986): Alluvial Sediments. En: *Sedimentary Environments and Facies* (H. Reading, Ed.), Blackwell, Oxford : 20-62.

Decelles, P. G., Gray, M. B., Ridway, K. D., Cole, R. B., Pivnik, D. A., Pequera, N. y Srivastava, P. (1991): Controls on synorogenic alluvial fan arquitecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38: 567-590.

DeFerrarís, C. (1947): Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, II (3): 256-283.

Dellapé, D. A., Pando, G. A., Uliana, M. A. y Musacchio, E. A. (1978): Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia del Neuquén) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *VII Congr. Geol. Argentino*, Actas 2: 489-507.

Dellapé, D. A., Mombrú, C., Pando, G. A., Riccardi, A. C., Uliana, M. A. y Westermann G. E. G. (1979): Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, V:81-105.

Emery, D. y Myers, K. J. (1996): *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science Ltd, Oxford, 279 p.

García-Gil, S. (1993): The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain.

Sedimentology, 40: 125-143.

Godin, P. D. (1991): Fining-upward cycles in the sandy braided river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurassic), Morrison Formation, New Mexico. *Sediment. Geol.* 70: 61-82.

Gulisano, C. A. y A. R. Gutierrez Pleimling (1994). Field Guide. The Jurassic of Neuquen Basin. A) Neuquen Province. *Sec. de Minería, Publ.* 158: 120 p. Buenos Aires.

Gulisano, C. A., Gutierrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E. (1984a): Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *IX° Congr. Geol. Argentino*, Actas I: 221-235.

Gulisano, C. A., Gutierrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E. (1984b): Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *IX° Congr. Geol. Argentino*, Actas I: 236-259.

Hallam, A. (1991): Relative importance of regional tectonics and eustacy for the Mesozoic of the Andes. En: *Sedimentation, tectonics and eustacy. Sea level changes at active margins* (D. I. M. MacDonald, Ed.). *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.* 12: 189-200.

Hein, F. J. y Walker, R. G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sciences*, 14: 562-570.

Herrero-Ducloux, A. y Leanza, A. F. (1943): Los ammonites de la "Lotena Fórmation" y su significación geológica. *Notas del Museo de La Plata* VIII, Paleontología 54: 287-304.

Leanza, H. A. (1990): Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, XLV (3-4): 272-299.

Legarreta, L. y Gulisano, C. A. (1989): Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (G. Chebli y L. Spalletti, Eds.), *Serie Correlación Geológica* 6: 221-243.

Legarreta, L. y M. A. Uliana (1991): Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En: *Sedimentation, tectonics and eustacy. Sea level changes at active margins* (D. I. M. MacDonald, Ed.). *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.* 12: 429-450.

Mackey, S. D. y Bridge, J. S. (1995): Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Jour. Sed. Research*, B65: 7-31.

Miall, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1-62.

Miall, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5: 579-604.

Miall, A. D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-304.

Miall, A. D. (1988): Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sediment. Geol*, 55: 233-262.

Miall, A. D. (1991): Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 497-505.

Olsen, T., Steel, R., Høgsteth, K., Skar, T. y Røe, S. (1995): Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Prince Canyon, Utah. *Jour. Sed. Research*, B65: 265-280.

Plint, A.G. y Browne, G.H. (1994): Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Jour. Sed. Research*, B64 (3): 341-364.

Posamentier, H. W., Jervey, M. T. y Vail, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner, Eds.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* Spec. Publ. 42: 109-204.

Quirk, D. G., 1996. "Base Profile": a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications* (J. A. Howell y J. F. Aitken, Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.* 104: 37-49.

Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J. D. Collinson y J. Lewin, Eds.), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.* 6: 301-312.

Retallack, G. J. (1988): Field recognition of paleosols. En: *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: principles and applications* (J. Reinhardt y W.R. Sigleo, Eds.), *Geol. Soc. Am.*, Spec. Paper 216: 1-20.

Riccardi, A. C. y Gulisano, C. A. (1990): Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, XLV (3-4): 346-364.

Rust, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. En: *Fluvial Sedimentology* (A. D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5: 605-626.

Schumm, S. A., 1993. River response to baselevel change. *Jour. Geol.*, 101: 279-294.

Shanley, W. K. y McCabe, P. J. (1991): Predicting facies architecture through sequence stratigraphy: an example from the Kaipirowits Plateau, Utah. *Geol.*, 19: 742-745.

Shanley, W. K. y McCabe, P. J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 78 (4): 544-568.

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. *Rev. Asoc. Argentina Sedim.*, 1 (2): 125-142.

Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson III, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N. y Hatlelid, W. G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: *Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration* (P. E. Payton, Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 26: 49-212.

Van Wagoner, J. C., Campion, K. M. y Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Methods in Exploration Series 7, 55 p.

Veiga, G. D. (1996): Litofacies y ambiente de sedimentación de la Formación Challacó en el Arroyo Picún Leufú, Provincia del Neuquén, Argentina. *VI Reun. Argent. de Sediment.*, Actas: 187-192.

Veiga, G. D. (1997): Acomodación, nivel de base y arquitectura fluvial. Ejemplos del Jurásico de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *I Congr. Latinoam. de Sediment.*, II: 333-340.

Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J. y Welsink, H. J.

(1995): Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin, Argentina. En: *Petroleum basins of South America* (A. J. Tankard, R. Suarez y H. J. Welsink, Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 62: 383-402.

Weaver, Ch. E. (1931): Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Mem. Univ. Washington*, I: 1-469.

Wheeler, H. E. (1964): Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75: 599-610.

Wizevich, M. C. (1991): Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. En: *The Three- Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (A. D. Miall y N. Tyler, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3: 22-24.

Wright, V. P. y Marriott, S. B. (1993): The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems; the role of floodplain sediment storage. *Sediment. Geol.*, 86: 203-210.

Zavala, C.A. (1996a): Seqeuence stratigraphy in continental to marine transition. An example for the Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En: *Advances in Jurassic Research* (A. C. Riccardi, Ed.), *GeoResearch Forum* Vols 1-2: 285-294.

Zavala, C.A. (1996b): High resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En: *Advances in Jurassic Research* (A.C. Riccardi, Ed.), *GeoResearch Forum* Vols 1-2: 295-304.

Manuscrito recibido el 20 de Mayo de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 10 de Mayo de 1998