

# ***Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio en el sector austral de la Cuenca Neuquina, República Argentina***

*Gonzalo Diego VEIGA*

*CONICET – Universidad Nacional de La Plata  
Centro de Investigaciones Geológicas  
Calle 1 #644, 1900 La Plata, Argentina*

**Resumen.** A partir del estudio sedimentológico detallado, basado en el análisis de facies y arquitectural de los depósitos continentales de la parte superior del Grupo Cuyo en el sector sur de la Cuenca Neuquina (Formación Challacó), se elabora un esquema de evolución paleoambiental, a partir de la caracterización de los ambientes de depositación involucrados. También se investigan los posibles factores que controlaron la acumulación de estos depósitos, con el objeto de completar el esquema general de evolución para el Jurásico Medio en el sector austral de la cuenca.

Se definieron cuatro ambientes de sedimentación continentales para la unidad estudiada: A) un sistema fluvial de carga mixta caracterizado por cuerpos lenticulares correspondientes a canales de alta sinuosidad. Los mismos están asociados con cuerpos tabulares vinculados a episodios de desbordamientos en una planicie de inundación; B) un sistema fluvial entrelazado, integrado por cuerpos tabulares gravosos y lenticulares de pequeña escala, que representan el desarrollo de barras y canales menores que caracterizan una planicie con múltiples canales de baja sinuosidad; C) un sistema lacustre o de llanura de inundación, compuesto por potentes cuerpos tabulares pelíticos y arenosos finos, sin una vinculación lateral con canales; y D) un sistema eólico de discreto desarrollo, compuesto por depósitos tabulares arenosos interpretados como dunas eólicas e intercalados con facies de interdunas húmedas.

Sobre la base de las variaciones en las condiciones de acumulación fue posible jerarquizar los factores que controlaron el desarrollo de estos depósitos y definir tres etapas de evolución para la unidad estudiada. La inferior (Bajociano), representada por sedimentitas continentales sólo en el sector oriental del área estudiada, está caracterizada por un ambiente fluvial entrelazado que denota incremento importante, aunque localizado, del aporte clástico y disminución significativa en la acomodación. Estas condiciones habrían estado promovidas por la redistribución paleogeográfica debida a la inversión de estructuras vinculadas con la Dorsal de Huinul. La etapa intermedia (Bathoniano) se encuentra representada en toda el área de estudio por depósitos continentales y su desarrollo habría estado controlado por cambios relativos en el nivel de base de los sistemas fluviales que la integran. En la misma se identificó un tramo basal compuesto por depósitos fluviales entrelazados (cortejo de nivel bajo) que se apoya sobre una superficie de discontinuidad (límite de secuencia); por encima, aparecen depósitos de un sistema fluvial de alta sinuosidad, con canales aislados dentro de las facies de planicie de inundación (cortejo transgresivo), mientras que la parte superior muestra un sistema de similares características pero con mayor grado de amalgamación de las facies de canal (cortejo de nivel alto). Para la etapa superior (Caloviano) el principal control sobre su desarrollo habrían sido igualmente las oscilaciones relativas del nivel de base del sistema. Esta secuencia se caracteriza también por la presencia, de un cortejo de nivel bajo constituido por depósitos de un sistema entrelazado. El cortejo transgresivo, en cambio, puede estar compuesto por facies eólicas o lacustres. Debido a que no se registra una discontinuidad importante en su base, se incluyen dentro de este cortejo a las sedimentitas marinas de la Formación Lotena. De esta forma, los depósitos del cortejo de nivel bajo podrían ser correlacionados con las evaporitas de la Formación Tábanos hacia el centro de la cuenca y se descarta, al menos para el sector sur, la presencia de una discontinuidad tectónica entre los ciclos Cuyano y Loteniano-Chacayano.

**Palabras Clave:** Análisis paleoambiental, Depósitos continentales, Estratigrafía secuencial, Jurásico, Cuenca Neuquina.

**Key Words:** Palaeoenvironmental analysis, Non-marine deposits, Sequence stratigraphy, Jurassic, Neuquén Basin.

#### EXTENDED ABSTRACT

*Paleogeographic and paleoenvironmental evolution of the continental deposits for the southern margin of the Neuquén Basin during the Middle Jurassic.*

In the southern part of the Neuquén Basin (West-Central Argentina) the Cuyo Group (Lower to Middle Jurassic) ends with continental deposits of the Challacó Formation (De Ferrariis, 1947). Despite the numerous stratigraphic schemes proposed during the last years (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1996, among others) these deposits are still poorly studied, not only in terms of depositional environments but also of their relationship with the marine facies of the Cuyo Group and the overlying Loteniano-Chacayano Cycle.

The aim of this paper is to present a paleoenvironmental study of the Challacó Formation together with a paleogeographic evolution for the southern margin of the Neuquén Basin during the Middle Jurassic, in order to complete the stratigraphic evolution for the southwestern margin of the Neuquén Basin during these times.

The study area is located in the central part of the Neuquén Province in west central Argentina (Fig. 2), and the outcrops of the Challacó Formation are related to a series of structures associated with the Huincul Wrench fault zone (Dorsal Neuquina). Two areas of study were defined due to the lack of a direct correlation between them.

In the Eastern Sector, located 50 km south-east of Zapala (Figure 2), the Challacó Formation is more than 300 m thick and unconformably overlies marine deposits of the Lajas Formation. The basal section is characterised by conglomerates and coarse-grained sandstones (Fig. 3) and the upper section by lenticular sandstone bodies, red/green mudstones and a few conglomerates. In this part of the basin Tithonian black shales of the Vaca Muerta Formation overlie the Challacó Formation.

In the Western Sector the Challacó Formation is between 40 and 120 m thick and comprises lenticular sandstone bodies and minor conglomerates intercalated with tabular red/green mudstones (Fig. 4). In this region, the Challacó Formation overlies marine deposits of the Lajas Formation and is in turn overlain unconformably by Kimmeridgian conglomerates of the Quebrada del Sapo Formation and by Tithonian black shales of the Vaca Muerta Formation (Fig. 1).

In the Arroyo Picún Leufú locality (Fig. 2), a 30 m-thick succession of marine shales is observed between the Challacó Formation and the Quebrada del Sapo conglomerates. These deposits were ascribed to the Lotena Formation (Callovian-Oxfordian, Fig. 1) and some authors also included the conglomerates at the base of this succession to the Lotena Formation. Because they show a continental origin similar to that inferred for the Challacó

Formation and there is no evidence of tectonic activity at its base (as suggested by Dellapé *et al.*, 1978, 1979 for other parts of the basin), these deposits were included as Challacó Formation in this study (Veiga, 1998).

Seven sections were measured (Fig. 2) for which lithology, sedimentary structures, geometry and the stratigraphic relationship between underlying and overlying units were recorded. Sedimentary structures and lithology allowed the definition of 21 sedimentary facies. Architectural element analysis (Allen, 1983; Miall, 1985, 1988), based on facies associations, geometry, orientation and main lithology was performed in order to identify the main sedimentary environments of the Challacó Formation (Veiga, 1997a, 1998) (Table 1, Fig. 5).

Four different non-marine environments were defined for the Challacó Formation (Veiga, 1998):

A) Mixed-load High Sinuosity Fluvial System. Characterised by a fine member that represents flooding processes, usually in coarsening-upwards sequences, and channel-fill deposits (coarse member), represented by three different sedimentary bodies. Based on the proportion of fine:coarse member and the degree of amalgamation of channel deposits, two end members for this environment were defined. One is represented by a system dominated by fine-grained deposits with isolated channels (composed by type V bodies exclusively, Table 1, Figure 5b). In the other end-member, floodplain deposits are less well represented due to erosion and channel-fill deposits are more complex (Table 1, Fig. 5a) building channel belts.

B) Coarse-grained Braided Fluvial System. The bulk of these deposits are coarse-grained tabular bodies that represent the accumulation of transverse and longitudinal bars (type VI and VII bodies, Table 1) in a low-sinuosity braided system, composed of channels with a very high width/depth ratio and unstable banks. During periods of waning flow, small channels are developed (type I and II bodies, Table 1), cutting the previously deposited bars. Two end members were also defined for this system, according to the proportion of cross-stratified bodies that represent lower flow regime conditions (Hein y Walker, 1977).

C) Floodplain to Lacustrine System. These deposits are very similar to the fine member of the high sinuosity fluvial system but they are not laterally related to channel bodies. They are composed of thick successions of red mudstones and tabular fine-grained sandstones. These deposits represent accumulation in shallow, temporary lakes with episodic floods responsible for the accumulation of the coarser material. They are characterised by pedogenic structures that represent the development of well-drained palaeosols under semiarid conditions.

D) Aeolian System. Characterised by well-sorted fine- to medium-grained sandstones in tabular bodies with large-scale cross-stratification and numerous reactivation surfaces.

## ***Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...***

These bodies are interpreted as aeolian dunes and alternate with medium- to coarse-grained lenticular sandstones that represent periodic flooded interdunes.

Due to the lack of a direct correlation between the two outcrop zones, a palaeoenvironmental evolution has been outlined separately for each one.

In the Western Sector, the Challacó Formation starts with deposits of a high sinuosity river system. These deposits overlie marine facies of the Lajas Formation and are characterised by a high proportion of fine member facies and by isolated channel bodies. In the upper part the amalgamation of coarse member deposits increases substantially with only small relicts of floodplains remaining due to lateral migration of fluvial channels (Fig. 6). The pattern above described suggests a decrease in aggradation rate of the alluvial plain and a decrease in accommodation space creation, accompanied by an increase in channel sinuosity. In the Quebrada del Sapo and Picún Leufú localities (Fig. 2), a coarse-grained braided fluvial system develops above these deposits. Conglomerates overlie an erosion surface that has local relief and are succeeded in the Picún Leufú area by marine deposits of the Lotena Formation. In the Quebrada del Sapo section this conglomeratic unit is overlain by aeolian deposits and in the southern part the upper portion of the Challacó Formation is characterised by mudstones and fine-grained sandstones of a floodplain to lacustrine environment (Fig. 6). Two sequences (Sequences W1 and W2) were identified for this sector (Veiga, 1998) and their development has been related to fluvial base level oscillations related to relative sea-level changes.

The characteristics of the Eastern Sector are significantly different, mainly because of the presence of a ~200 m-thick coarse-grained succession at the base of the Challacó Formation that represent accumulation in a braidplain environment. These deposits overlie an important unconformity that, in the Cerro Granito area is in angular unconformity with the marine deposits of the Lajas Formation. There is also a change in the depositional environment through this section, from massive facies at the base, indicating high flow regime conditions, to cross-stratified conglomerates at the top, attributed to a decrease in flow regime (Fig. 6).

High sinuosity fluvial deposits dominate the upper section and, as in the western sector, there is a vertical change in channel facies amalgamation and in its internal architecture that can be correlated with changes in accommodation. As in the western sector, there are also coarse-grained intercalations that represent the development of a braided fluvial system and an increase in energy conditions (Fig. 6).

The correlation of the unconformity between the continental deposits (Challacó Formation) and the marine facies (La-

jas Formation) in the Eastern Sector and the one present within the Lajas Formation deposits in the Western Sector (described by Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Zavala, 1996a, 1996b, among other authors), allowed the integration of the information available for both outcrop sectors (Fig. 7). Three stages of evolution for the southern margin of the basin were defined which were assigned tentatively to the Bajocian, Bathonian and Callovian respectively.

Recently, many authors have proposed tectonic controls on deposition of the Cuyo Group. The unconformity between the Lajas and Challacó Formations observed in the Western Sector was described by Limeres (1996) and Zavala (1996a, 1996b) as the expression of tectonic movements during the Lower Bajocian. This also can be correlated with the tectonic inversion in the Huincul Wrench documented by Bettini (1984) and Vergani *et al.* (1995) (Fig. 8). The 200 m-thick coarse-grained succession of the lower Challacó in the east can be correlated to this period of tectonic inversion, and with the development of topographic highs that acted as local sources for proximal fluvial systems (Fig. 9a). The retrogradational sequence observed through the lower section (Retrogradational Systems Tract) is associated with the subsequent rise in base level and loss of capacity of the system due to the gradual peneplanation following the main inversion stage (Veiga, 1997b).

During the Bathonian an important regression took place (Legarreta y Uliana, 1996; Uliana *et al.*, 1999) and, in the southern part of the basin, the accumulation of the Cuyo Group is represented exclusively by continental deposits of the Challacó Formation (Figs. 7 and 9b). During this stage, the characteristics of the depositional environments were controlled by changes in base level of the fluvial system (Veiga, 1998). In this context, three different systems tracts were defined, which were related to different base level position and correlated to the classic sequence stratigraphic scheme (Fig. 10).

Finally, during the Callovian, a new sequence is developed (Sequence 3, Fig. 7), which is partially preserved in the study area due to the effects of the Intermalmic Unconformity. If we consider the conglomerates of the base of the Lotena Formation as part of the Challacó Formation, then these deposits represent the Lowstand Systems Tract of this sequence (Figs. 7 and 9c). In this scheme, the marine deposits of the Lotena Formation and the aeolian deposits in the Quebrada del Sapo locality may represent the Transgressive Systems Tract of this sequence (Fig. 9d). In a broader context, the LST deposits can be correlated to the evaporite facies of the Tábanos Formation in the basin centre, because both represent lowstand conditions and it is possible to correlate the marine facies of the Lotena Formation through the entire basin.

## **INTRODUCCIÓN**

Desde que comenzaron los estudios estratigráficos en la Cuenca Neuquina se le ha dado par-

ticular importancia al relleno jurásico de la misma y especialmente a los depósitos del Grupo Cuyo (Weaver, 1931; Groeber, 1946; Groeber *et al.*, 1953), ya que representan la primera etapa

de evolución de la Cuenca en su conjunto a partir de la integración de los depocentros aislados que caracterizaron su desarrollo inicial durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior. Desde entonces, numerosos trabajos de orden estratigráfico, sedimentológico y paleontológico han sido publicados sobre este grupo y sobre las unidades que lo constituyen. Sin embargo, a pesar de los numerosos esquemas estratigráficos generales propuestos a lo largo de los años (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1996, entre otros), las capas rojas con las que este grupo culmina en el sector sur de la Cuenca Neuquina, identificadas desde el punto de vista litoestratigráfico como Formación Challacó (De Ferrariis, 1947), no habían sido estudiadas en profundidad. Salvo descripciones generales en el contexto del Grupo Cuyo (Leanza, 1990; Zavala 1993, 1996a, 1996b; Limeres, 1996) resultaba escasa la información sobre esta unidad, tanto en cuanto a aspectos netamente descriptivos, como a su vinculación genética con el resto de las Formaciones que integran el Grupo Cuyo y con el Grupo Lotena suprayacente.

La intención de este trabajo es presentar un análisis estratigráfico y sedimentológico detallado de este intervalo realizado en el marco de un trabajo de Tesis Doctoral en la Universidad Nacional de La Plata (Veiga, 2000), a fin de elaborar un esquema de evolución paleogeográfica y paleoambiental que permita completar el panorama general de acumulación durante del Jurásico Medio en el sector sur de la Cuenca Neuquina.

## ESTRATIGRAFÍA

Durante gran parte del Jurásico y el Cretácico, la Cuenca Neuquina evolucionó entre un margen continental activo en el oeste y un antepaís, conformado por el Sistema de la Sierra Pintada al noreste y el Macizo Nordpatagónico al sureste. Para Legarreta y Gulisano (1989), entre otros autores, la distribución de las distintas unidades que componen el relleno sedimentario en esta etapa y el ordenamiento interno de las secuencias deposicionales (Mesosecuencias Cuyo, Lotena y Mendoza), demuestra que la mayor parte de la evolución de esta cuenca estuvo vinculada con cambios relativos en el nivel del mar. Legarreta y Gulisano (1989) correlacionan estas variaciones del nivel del mar con ciclos de oscilación eustática de segundo orden (Haq *et al.*, 1987). Sin embargo,

posteriores estudios han demostrado el importante rol que jugó la actividad tectónica en el desarrollo del relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995; Limeres, 1996). Primeramente se consideró que estos efectos sólo tendrían influencia localizada (Legarreta y Gulisano, 1989); no obstante, de la comparación entre las curvas globales de oscilaciones del nivel del mar y las elaboradas para el Mesozoico de los Andes (Hallam, 1991), se deduce que la tectónica ha tenido considerable trascendencia en la distribución y arreglo de las secuencias depositacionales, principalmente a partir de la inversión de las estructuras originales de la cuenca (Vergani *et al.*, 1995).

Luego de una primera etapa de relleno de una cuenca en incipiente formación (Ciclo Precuyano – Triásico Superior-Jurásico Inferior, Gulisano, 1981), caracterizado por la presencia de rocas piroclásticas asociadas a lavas y depósitos clásticos de ambiente continental, se produce un importante episodio transgresivo que marca el inicio del Ciclo Cuyano (Groeber, 1946). Este ciclo se extiende desde el Hettangiano Inferior hasta el Caloviano Medio (~154 Ma) y queda separado del Ciclo Loteniano-Chacayo suprayacente, de acuerdo a lo propuesto por Dellapé *et al.* (1979), por la Discordancia Intracaloviana (Fig. 1). Sus unidades estratigráficas más conspicuas se vinculan con ambientes de depositación progresivamente más someros, desde marino profundo para la Formación Los Molles, hasta plataforma deltaica para la Formación Lajas y continental para la Formación Challacó. Según los esquemas propuestos por Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989) y Riccardi y Gulisano (1990), estos depósitos conforman un conjunto de secuencias que progradan hacia el centro de la cuenca durante un estadio de nivel del mar relativamente alto. Dentro de estos esquemas, los depósitos de la Formación Challacó corresponderían a las facies continentales de dichas secuencias, mientras que los depósitos marinos someros estarían representados por la Formación Lajas y las facies más profundas por la Formación Los Molles. Hacia el final de este ciclo se produce la retracción del nivel del mar y la depositación en el centro de la cuenca de una secuencia evaporítica representada por los depósitos de la Formación Tábanos (Fig. 1).

El “Jurásico” clásico en la cuenca (Groeber, 1946) culmina con el Ciclo Loteniano-Chacayano que abarca el intervalo Caloviano Medio-

## Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...

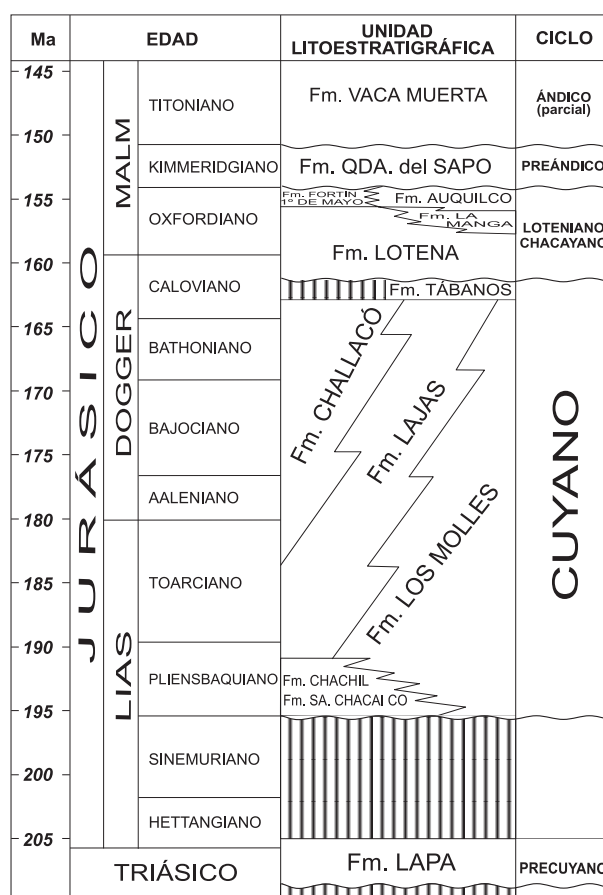
Oxfordiano Superior (Fig. 1). Éste está compuesto, en la base, por las sedimentitas clásticas de la Formación Lotena, sobre las que se produce la progradación de una plataforma carbonática (Formación La Manga). Hacia la etapa final de este ciclo, se registra una nueva retracción marina, que queda evidenciada por el desarrollo de las evaporitas de la Formación Auquilco en el centro de la cuenca y por los depósitos continentales de la Formación Fortín 1° de Mayo en el sector austral.

### ZONA DE ESTUDIO

Los afloramientos que se incluyen en este trabajo se ubican en el sector sur de la Cuenca Neuquina, en el centro de la provincia del Neuquén, y se vinculan con una serie de estructuras asociadas con el desarrollo de la Dorsal de Huincul (Fig. 2). Los mismos se encuentran en la porción andina de la Cuenca, pero además la Formación Challacó es conocida también en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino donde fue originalmente descrita por De Ferrariis (1947).

La ausencia de una correlación directa entre las distintas zonas de afloramientos de la Formación Challacó ha llevado a la necesidad de definir sectores con características particulares, que han sido estudiados independientemente. De esta forma quedan definidos dos sectores principales de afloramientos, denominados oriental y occidental.

El sector oriental se encuentra ubicado aproximadamente a 50 km al sudeste de la ciudad de Zapala (Fig. 2) y abarca las localidades conocidas como Cerro Granito, Cerro Lotena y Rincón del Águila. En este sector afloran más de 300 m de depósitos continentales, en los flancos de una estructura anticlinal de rumbo OSO-ESE, integrados principalmente por conglomerados y areniscas conglomerádicas en la base (Fig. 3), mientras que hacia la parte superior se hacen más importantes las sedimentitas arenosas y pelíticas. Estos depósitos fueron descritos originalmente como Formación Lotena (Weaver, 1931) o «Serie de Conglomerados» (Suero, 1951) y se apoyan sobre facies marinas de la Formación Lajas. Ambas unidades se encuentran separadas por una importante superficie de discontinuidad, que hacia el extremo oriental de afloramientos (Cerro Granito) se hace más evidente. Por encima de la Formación Challacó apoya en discordancia la For-

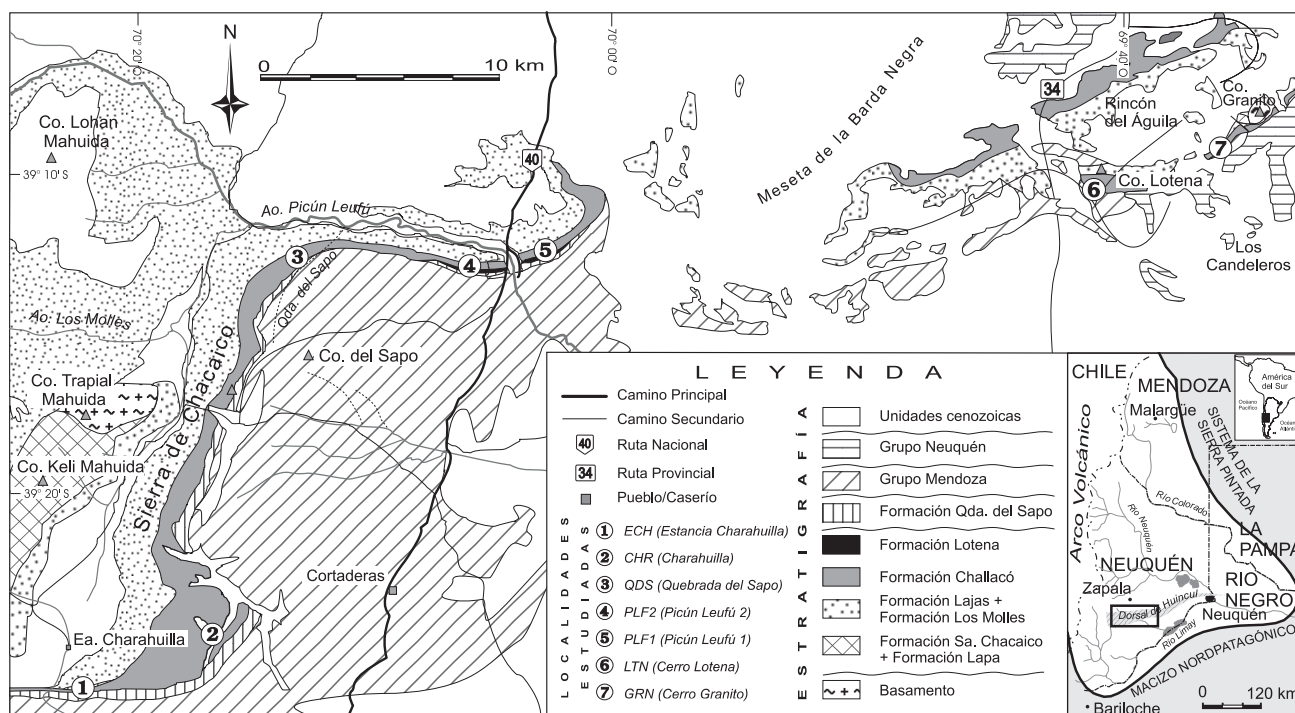


**Figura 1.** Cuadro estratigráfico para el Jurásico de la Cuenca Neuquina Austral. Escala (Ma) tomada de Gradstein et al. (1995).

**Figure 1.** Stratigraphic chart for the Jurassic in Southern Neuquén Basin. Numeric scale (Ma) from Gradstein et al. (1995).

mación Vaca Muerta del Titoniano, que comienza con un nivel carbonático fosilífero con restos de *Virgatosphinctes* sp.

El sector occidental se localiza a unos 50 km al sur de la ciudad de Zapala (Fig. 2) y comprende a un conjunto de afloramientos ubicados en el flanco sur del Anticlinal de Picún Leufú y su prolongación hacia el sur en la Sierra de Chacaico. En este sector, aparecen algo más de 100 m de depósitos continentales integrados por facies arenosas y areno-gravosas intercaladas con potentes niveles pelíticos y facies conglomerádicas en menor proporción (Fig. 4). El contacto basal con los depósitos marinos de la Formación Lajas es neto en la porción más septentrional, y va acompañado también de un cambio notable en la geometría de los cuerpos arenosos. Sin embargo, ha-



**Figura 2.** Ubicación, bosquejo geológico del área de estudio y localización de los perfiles relevados. La geología del sector oriental ha sido modificada de Delpino et al. (1995), la del sector occidental de Leanza (1990).

**Figure 2.** Location and geologic scheme of the studied area with location of the sections. The geology of the western sector has been modified from Delpino et al. (1995), and the one of the eastern sector from Leanza (1990).

cia la parte más austral el contacto entre estas dos unidades resulta transicional, registrándose depósitos continentales entre las facies marinas de la Formación Lajas (McIlroy, *com. pers.*).

En el sector occidental, en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú, aparecen por encima de los depósitos de la Formación Challacó, facies de margas con restos de invertebrados marinos del Caloviano Medio a Superior (Herrero-Ducloux y Leanza, 1943; Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990) y microfósiles calcáreos del Caloviano-Oxfordiano Inferior (Dellapé *et al.*, 1978; Simeoni, 1995), pertenecientes a la Formación Lotena. También clásicamente, se han considerado como parte de la Formación Lotena a los conglomerados que aparecen inmediatamente por debajo de estas margas (Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990). Debido a que no se ha identificado una discordancia tectónica en la base de estos conglomerados (producto de los Movimientos Intracalovianos como fue originalmente descrito por diferentes autores, entre ellos Dellapé *et al.*, 1978; Leanza, 1990; Zavala 1996a, 1996b) y a que éstos tienen un origen fluvial al igual que los depósitos

infrayacentes, se los ha incluido en este estudio a fin de definir su relación estratigráfica con los depósitos del Grupo Cuyo. Por otra parte, a muy corta distancia, sobre la margen derecha del Arroyo Picún Leufú, las sedimentitas marinas de la Formación Lotena se apoyan directamente sobre facies finas de llanura de inundación de la Formación Challacó, registrándose un acuñamiento de las facies conglomerádicas. Desde el punto de vista litoestratigráfico, resulta inconsistente la utilización de un mismo nombre formacional para definir tanto depósitos conglomerádicos continentales, así como margas y lutitas portadoras de invertebrados marinos. Teniendo en cuenta que la Formación Challacó comprende, no solo en esta área sino también en otras localidades, una importante sucesión de conglomerados y que la discontinuidad registrada en su base no obedecer a una discordancia tectónica de carácter regional, se propone incluir a estos conglomerados como parte de la Formación Challacó y reservar la denominación de Formación Lotena para las facies marinas suprayacentes.

Hacia el sudoeste, en la Sierra de Chacaico,



**Figura 3.** Vista general de la sección inferior de la Formación Challacó en el sector oriental de afloramientos (Cerro Lotena).

**Figure 3.** General view of the lower section of the Challacó Formation in the Eastern Sector (Cerro Lotena).



**Figura 4.** Vista general de la Formación Challacó en el sector occidental de afloramientos (Arroyo Picún Leufú).

**Figure 4.** General view of the Challacó Formation in the Western Sector (Picún Leufú Creek).

la Formación Challacó es cubierta en forma discordante por los conglomerados y areniscas de la Formación Quebrada del Sapo o por las lutitas y margas titonianas de la Formación Vaca Muerta.

### METODOLOGÍA

Para la realización de este trabajo se seleccionaron siete localidades de estudio en cada una de las cuales se procedió al relevamiento de al menos un perfil sedimentológico de detalle (escala 1:100 o mayor). Para el levantamiento de los mismos se puso especial énfasis en el reconocimiento de los distintos tipos litológicos, la identificación de las estructuras sedimentarias primarias, la caracterización y jerarquización de las discontinuidades que limitan los distintos litosomas (así como de las superficies de discontinuidad internas), la obtención de datos de paleocorrientes y la definición de los contactos de la Formación Challacó con las unidades infra y suprayacentes. De esta forma, se relevaron cinco perfiles en el sector occidental (PLF1, PLF2, QDS, CHR y ECH) y dos en el sector oriental (LTN y GRN) (Fig. 2). En ambas regiones se realizaron observaciones adicionales, con levantamientos de secciones parciales o se obtuvieron datos complementarios que permitieron efectuar interpretaciones más ajustadas.

Posteriormente se procedió a la definición de facies sedimentarias y, con el objeto de efectuar un análisis paleoambiental más detallado, se realizó el estudio arquitectural de los depósitos basado en la definición de cuerpos sedimentarios (litosomas) a partir de las asociaciones de facies tanto verticales como laterales, geometría, jerarquización de discontinuidades y distribución de paleocorrientes (Allen, 1983; Miall, 1985, 1988).

Las tareas realizadas no sólo se enfocaron al modelado de los sistemas deposicionales, sino también a la evolución temporal y espacial de los distintos sistemas con lo que pudieron definirse secuencias de depositación. De esta forma, también se identificaron los principales factores que controlaron su acumulación con lo que fue posible elaborar un esquema general de evolución para la Formación Challacó y de esta forma establecer sus relaciones con los depósitos marinos de la Formación Lajas y con los depósitos del ciclo Loteniano-Chacayano suprayacentes.

### ANÁLISIS ARQUITECTURAL / AMBIENTES DE ACUMULACIÓN

Sobre la base de las características litológicas particulares (principalmente la granulometría) y las estructuras sedimentarias presentes, fue posible definir para el intervalo estudiado, 21 facies sedimentarias (Veiga, 1996, 1997a, 1998, 2000), a partir de las cuales se identificaron los principales procesos sedimentarios involucrados en la acumulación de esta unidad. Posteriormente, dentro del marco del análisis arquitectural objetivo de los depósitos que componen la Formación Challacó, se reconocieron diez tipos diferentes de cuerpos o litosomas (Tabla 1, Fig. 5) (Veiga 1997b, 1998). De esta forma, se proponen para el intervalo estudiado, cuatro ambientes de acumulación en un contexto general de sedimentación continental.

#### **Sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad:**

Este sistema está caracterizado por la presencia de un miembro fino que representa la depositación por decantación en una planicie de inundación a partir de eventos de desbordamiento (Cuerpos X) con el desarrollo de lóbulos de explayamiento (Cuerpos VIII) y canales de descarga (Cuerpos II) (Fig. 5a). Estos últimos se presentan generalmente en una secuencia de progradación *crevasse splay-crevasse* (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993; Spalletti, 1994). Por su parte, los depósitos arenosos que constituyen el miembro grueso de este sistema están compuestos por facies arenosas y areno-gravosas agrupadas en cuerpos lenticulares que representan los canales principales del sistema fluvial de alta sinuosidad (Collinson, 1986; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). Se identificaron tres tipos de canales (Cuerpos III, IV y V, Tabla 1, Fig. 5e). La mayor proporción de los depósitos de canal está compuesta por cuerpos de tipo V que representan el relleno arenoso de cursos de alta sinuosidad. Sin embargo en algunos intervalos, los cuerpos lenticulares se amalgaman lateral y verticalmente generando verdaderos cinturones de canales en los que se puede observar una evolución vertical desde cuerpos de tipo III, que representan condiciones de mayor régimen de flujo en canales de poca profundidad y alta descarga, a cuerpos de tipo V, con menor relación extensión lateral/espesor, y finalizando con cuerpos de tipo IV que representan el desarrollo de barras de acreción lateral en cauces de mayor sinuosidad (Collinson, 1986). Dentro de este sistema fluvial

***Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...***

Litología	Escala	Estructuras	Orientación	Facies	Interpretación	Código
<b>Cuerpos Lenticulares</b>						
Gravosos				Conglomerados y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa.	Depósitos canalizados con importante carga de lecho gravosa.	I
Arenosos	Pequeña escala			Areniscas con estratificación horizontal, entrecruzada en artesa y macizas.	Canales de descarga ( <i>crevasses</i> ) o <i>chutes</i> .	II
	Gran escala	Estratificación Horizontal		Areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal. Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y planar de pequeña escala. Areniscas con estratificación horizontal.	Depósitos de alto régimen en canales de poca profundidad y alta descarga.	III
		Entrecruzados	Transversales	Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tipo "epsilon" y en artesa. Areniscas con estratificación horizontal y entrecruzada en artesa.	Depósitos de acreción lateral en canales de alta sinuosidad.	IV
	Longitudinales		Conglomerados macizos. Areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y planar. Areniscas con estratificación horizontal.	Depósitos de relleno de canales de alta sinuosidad.	V	
<b>Cuerpos Tabulares</b>						
Gravosos		Macizos		Conglomerados macizos y con cruda estratificación horizontal. Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal y macizas.	Barras longitudinales gravosas en canales de baja sinuosidad.	VI
		Entrecruzados		Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa y planar. Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo.	Barras transversales en canales de baja sinuosidad.	VII
Arenosos		Horizontales		Areniscas con estratificación horizontal, macizas o con laminación ondulítica. Fangolitas macizas.	Depósitos de lóbulos de explayamiento ( <i>crevasse splays</i> ) o de albardón.	VIII
		Entrecruzados		Areniscas con estratificación entrecruzada planar.	Depósitos de dunas eólicas.	IX
Pelíticos				Areniscas con estratificación horizontal. Fangolitas laminadas y macizas.	Depósitos de decantación subácuea en una planicie de inundación.	X

**Tabla 1.** Cuerpos sedimentarios de la Formación Challacó.

**Table 1.** Sedimentary bodies for the Challacó Formation.

se reconocieron dos extremos sobre la base del grado de amalgamación de los depósitos de canal. Por un lado, se identificó un sistema con ca-

nales aislados dentro de las facies finas de planicie de inundación que se compone exclusivamente por cuerpos de tipo V. En el otro extremo se

definió un sistema caracterizado por el importante grado de amalgamación de las facies de canal, las que constituyen cinturones de canales más complejos y donde las facies finas (del miembro fino) sólo aparecen como delgadas intercalaciones (Veiga, 1998).

**Sistema fluvial entrelazado gravoso:** Este sistema está compuesto en todos los casos por una importante proporción de conglomerados con textura clasto-sostén, con facies areno-gravosas y arenosas subordinadas.

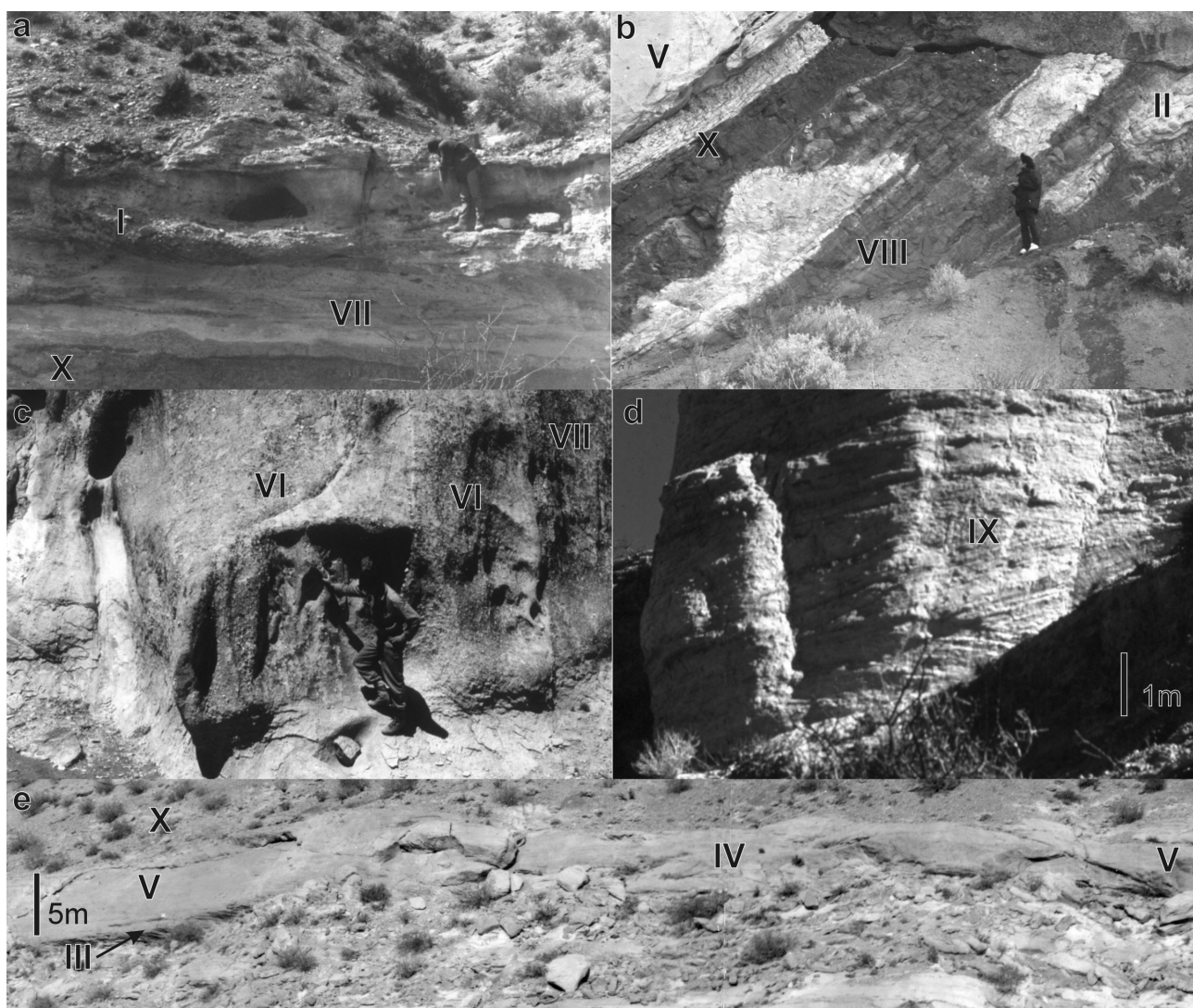
Se reconocieron cuatro tipos principales de cuerpos. Por un lado, litosomas tabulares gravosos macizos (Cuerpos VI, Tabla 1, Fig. 5b, 5c) que se atribuyen al desarrollo de barras longitudinales en un sistema fluvial con carga de lecho predominante, bajo condiciones de alta descarga y poca profundidad del agua (Hein y Walker, 1977). También se identificaron cuerpos tabulares gravosos con estratificación entrecruzada (Cuerpos VII, Tabla 1, Fig. 5b), los que representan condiciones de menor régimen que las generadoras de litosomas macizos. En menor proporción, aparecen cuerpos lenticulares gravosos y arenosos de pequeña escala (Cuerpos I y II, Tabla 1), que se desarrollan sobre una superficie de erosión muy conspicua y cortan los depósitos anteriormente descritos (Fig. 5c).

Todos estos depósitos representan el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado, compuesto por múltiples canales de baja sinuosidad y con carga de lecho predominante. El sistema fluvial habría estado caracterizado por el desarrollo de barras gravosas en canales con muy poca estabilidad, sin márgenes definidos, por una combinación entre la importante descarga y la ausencia de depósitos pelíticos que estabilizarían los márgenes de los canales. Para este sistema, también fue posible establecer dos subdivisiones sobre la base de las macroformas predominantes y que representan diferentes condiciones de sedimentación. Por un lado se identificó un sistema entrelazado caracterizado por el desarrollo de barras longitudinales y con el predominio de cuerpos sedimentarios macizos. En el otro extremo se reconoció un sistema caracterizado por la presencia de distintos tipos de cuerpos gravosos con estructuras entrecruzadas que representan el desarrollo de barras más complejas. Desde el punto de vista de las condiciones de acumulación que estos dos ambientes representan, si bien en general caracterizan un sistema fluvial entrelazado,

la mayor proporción de facies macizas estaría marcando un elevado régimen de flujo, mientras que en aquellas ocasiones en la que predominan los cuerpos con estructuras entrecruzadas, las condiciones de sedimentación serían de menor energía (Hein y Walker, 1977).

**Sistema de planicie de inundación a lacustre:** Los depósitos que definen este sistema comparten muchas de las características de los depósitos del miembro fino del sistema fluvial de alta sinuosidad, aunque en este caso es muy evidente la presencia de potentes espesores compuestos por cuerpos tabulares pelíticos (Cuerpos X), sin una vinculación lateral con facies arenosas de canal. La gradación de facies macizas a laminadas permite asignar un origen subacuático para estos depósitos (Plint y Browne, 1994), asociado con el desarrollo de cuerpos de agua no permanentes y de poca profundidad. Es común que estas sedimentitas, al igual que las facies de planicie de inundación, presenten abundante bioturbación y estructuras en bloques y cutanes arcillosos asociadas al desarrollo de paleosuelos arcillosos bajo condiciones de clima subhúmedo a subárido (Retallack, 1988). Intercalan con los cuerpos pelíticos, facies arenosas que se asocian con eventos de inundación de estos lagos, con el aporte de material más grueso a partir de crecidas no encauzadas como producto de lluvias excepcionales. La poca profundidad de los cuerpos de agua y posiblemente la mayor densidad de las aguas que ingresaban al lago, facilitó el desarrollo de flujos hiperpicnales o friccionales y la baja dispersión del material arenoso, lo que generó la acumulación de cuerpos arenosos tabulares e impidió el desarrollo de barras de desembocadura o deltas lacustres (Talbot y Allen, 1996).

**Sistema eólico:** Localmente, se identificó la presencia de un intervalo de aproximadamente 15 m de potencia compuesto por facies arenosas bimodales (finas-medianas), con estratificación cruzada planar de gran escala, que se disponen en sets tabulares de entre 0,3 y 1 m de espesor, con numerosas superficies de reactivación internas que separan sucesivos cosets y que definen cuerpos tabulares de 2 a 4 m de potencia (Cuerpos IX, Tabla 1, Fig. 5d). Estos cuerpos han sido vinculados con la acumulación por la migración de dunas eólicas e intercalan con facies arenosas de mayor granulometría, de geometría lenticular, y que representan condiciones de sedimentación



**Figura 5.** Cuerpos sedimentarios. a) cuerpo lenticular gravoso (I) erosionado sobre cuerpos tabulares gravosos entrecruzados (VII). b) cuerpo lenticular arenoso de pequeña escala (II) y tabular arenoso con estratificación horizontal (VIII) intercalados entre cuerpos tabulares pelíticos (X). c) cuerpos tabulares gravosos macizos (VI) y entrecruzados (VII). d) cuerpos tabulares arenosos entrecruzados (IX). e) cuerpos lenticulares arenosos de gran escala: con estratificación horizontal (III), con estratificación entrecruzada transversales (IV) y longitudinales (V).

**Figure 5.** Sedimentary bodies. a) Lenticular gravelly bodies (I) with erosive contact on top of cross-bedded gravelly bodies (VII). b) Fine member association, with small-scale lenticular sandstone bodies (II) intercalated between tabular horizontally stratified sandstone bodies (VIII) and fine-grained tabular units (X). c) Massive (VI) and cross-bedded (VII) gravelly bodies. d) Cross-bedded tabular sandstone bodies (IX). e) lenticular sandstone bodies: horizontally-bedded (III), transversal cross-bedded (IV) and longitudinal cross-bedded (V).

subácuca en los sectores de interduna (Kocurek, 1996). Esto significaría que en determinados períodos se produjeron episodios de acumulación eólica que alternaron con procesos de inundación en los sectores de interduna, de lo que se deduce la combinación de condiciones áridas y otras algo más húmedas. La presencia de facies macizas, sin preservación de las estructuras mecánicas, sugie-

re un mayor desarrollo de la actividad biológica en los sectores inundados (Kocurek, 1996).

#### **EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL / ANÁLISIS SECUENCIAL**

A partir del análisis de la distribución tem-

poral y espacial de los cuatro ambientes de acumulación definidos para las sedimentitas de la Formación Challacó, ha sido posible delinear una evolución paleoambiental para cada uno de los sectores estudiados. A partir de este análisis, y de la definición de los principales factores de control en la acumulación de estos depósitos, se identificaron secuencias depositacionales. Debido a que no existe una correlación directa entre el sector oriental y el occidental, se elaboró un esquema de evolución independiente para cada uno de ellos, estableciéndose posteriormente, las posibles correlaciones entre ambos sectores (Fig. 6).

### Sector occidental

Si bien la Formación Challacó en el sector occidental presenta espesores que no superan los 120 m, existe una gran variación tanto vertical como lateral en los diferentes ambientes acumulación identificados (Fig. 6). El estudio de la evolución del perfil de base del sistema fluvial (en los términos propuestos por Quirk, 1996) para la Formación Challacó en el sector occidental, ha permitido definir dos secuencias de acumulación (Veiga, 1998), denominadas en este trabajo Secuencias W1 y W2. El desarrollo de estas secuencia podría obedecer principalmente a ciclos de ascenso y descenso del nivel de base del sistema fluvial, aunque no deben descartarse los efectos que otros factores puedan tener en la evolución del sistema (Veiga, 1998). 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, 1993, 1996a, 1996b) se considera que las variaciones en el nivel de base del sistema fluvial estarían vinculadas con oscilaciones relativas del nivel del mar.

En toda la región occidental, la primera secuencia identificada (W1) comienza con facies correspondientes a un **sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, caracterizado por una importante proporción de depósitos del miembro fino y canales arenosos aislados**. Este sistema de acumulación, que difiere sensiblemente de las facies de plataforma de la Formación Lajas sobre las que apoya, caracteriza una planicie aluvial con importante tasa de agradación, lo que se traduce en un muy bajo grado de interconexión de los depósitos de canal. El desarrollo de un sistema fluvial por encima de facies de plataforma

representa un cambio paleogeográfico importante que se vincula con el desarrollo de un límite de secuencia producido por un descenso relativo del nivel del mar. Esto se traduce en la migración de las facies continentales hacia sectores más centrales de la cuenca (Veiga, 1998).

Hacia la parte superior, este sistema pasa en forma transicional a un **sistema igualmente de carga mixta y alta sinuosidad, pero con menor proporción de depósitos finos de planicie de inundación y mayor grado de interconexión de los depósitos de canal**. Tales rasgos representan una disminución en la tasa de agradación de la planicie aluvial, por lo que se favoreció el desarrollo de fajas de canales y depósitos de acreción lateral que representan un mayor grado de migración lateral de los cursos, así como aumento en su sinuosidad. La distribución de paleocorrientes es similar a la de la base de la unidad, y si bien los cursos fluviales presentan importante dispersión por su alta sinuosidad, se ha podido identificar un sentido de transporte preferencial hacia el oeste-noroeste. La disminución en la tasa de agradación del sistema, sumada a un incremento en la sinuosidad de los cursos representa no sólo una merma en la tasa de ascenso del perfil de base de los sistemas fluviales, sino también un decrecimiento progresivo en la pendiente del sistema (Quirk, 1996). De esta forma la porción basal se atribuye a un Cortejo Transgresivo caracterizado por una alta tasa de agradación de la planicie aluvial, y la porción superior a un Cortejo de Nivel Alto, en el que se incrementa la sinuosidad de los cursos fluviales a causa de la reducción en la tasa de agradación de la planicie aluvial y de la disminución en la pendiente del perfil de base del sistema fluvial (Veiga 1998).

En los tres perfiles más septentrionales del sector occidental (Picún Leufú 1, Picún Leufú 2 y Quebrada del Sapo), por encima de los depósitos correspondientes al **sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad** se desarrolla un **sistema entrelazado gravoso**, caracterizado por facies conglomerádicas asignadas a la base de la Formación Lotena (Fig. 6). Estas sedimentitas se apoyan sobre una importante superficie de erosión e incisión de los depósitos infrayacentes. La distribución de estas facies gruesas se encuentra localizada, registrándose su acuñaamiento en sentido lateral. La distribución de paleocorrientes es bastante coincidente con la de los sistemas de mayor sinuosidad sobre los que apoya, con un sentido preferencial de transporte hacia el noroeste.

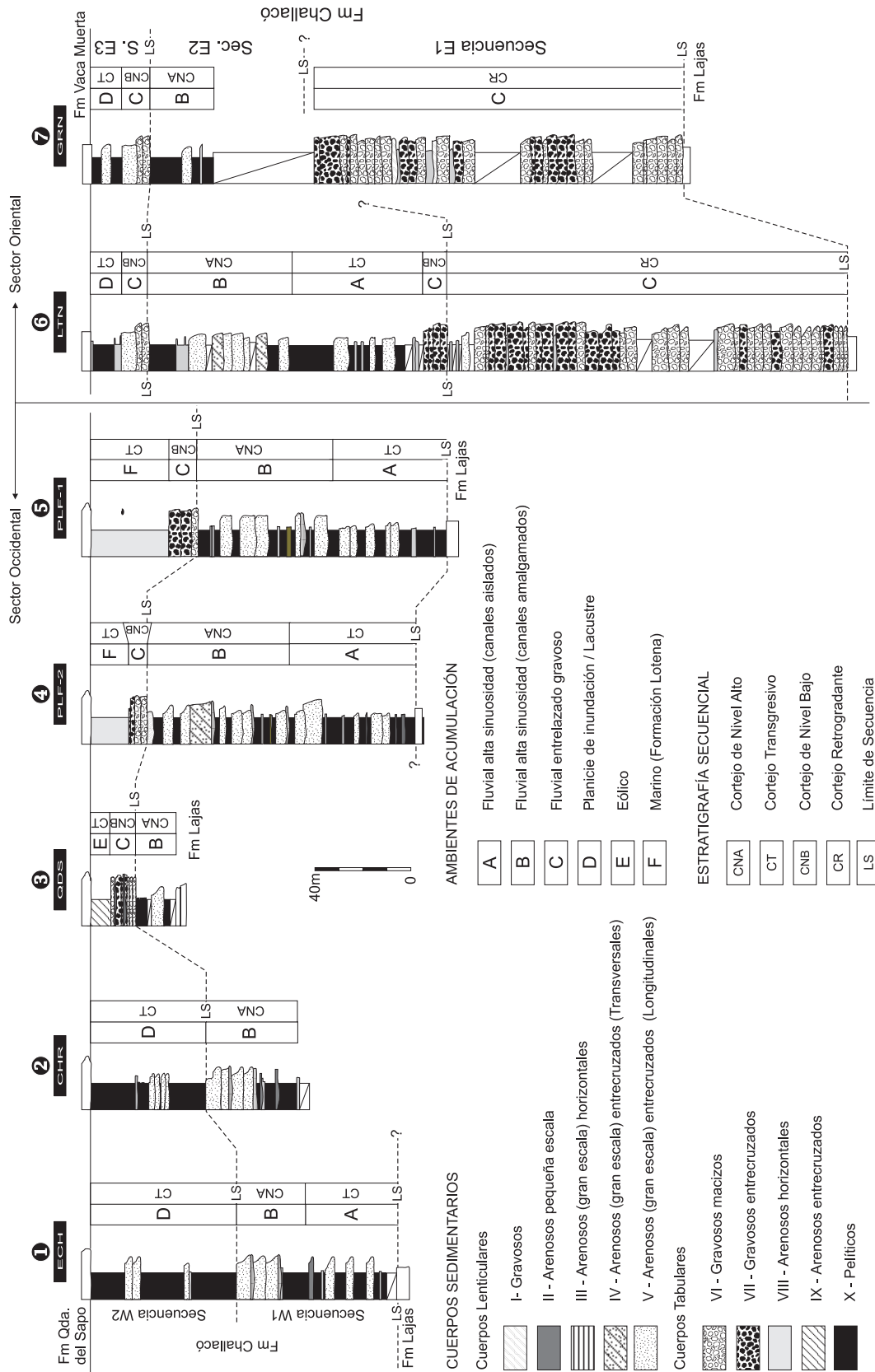


Figura 6. Distribución de los cuerpos sedimentarios, ambientes de acumulación y secuencias deposicionales de la Formación Challacó en las distintas localidades estudiadas. Sin escala horizontal.

Figure 6. Sedimentary bodies, depositional environments and sedimentary sequences distribution in the studied localities. No horizontal scale.

El desarrollo de un sistema fluvial entrelazado por encima de un sistema de carga mixta y alta sinuosidad, y el hecho de que ese sistema esté limitado en la base por una conspicua superficie de erosión, representan nuevamente un cambio importante en la sedimentación que puede ser vinculado con un descenso relativo del nivel de base de los sistemas fluviales (Quirk, 1996). De esta forma la superficie de incisión en la base de los depósitos fluviales entrelazados se relaciona con un límite de secuencia y los depósitos fluviales propiamente dichos, con un Cortejo de Nivel Bajo (Veiga, 1997) que marca el inicio de la acumulación de la secuencia W2.

Por su parte, hacia el sector austral (Charahuilla y Estancia Charahuilla), no aparecen las facies fluviales entrelazadas por encima de los depósitos correspondientes al **sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad**. Aparece en cambio una potente sucesión de pelitas con intercalaciones arenosas finas que representan una **planicie de inundación** con el probable desarrollo de un **sistema lacustre**. Sólo en determinados niveles se observa la presencia de facies arenosas de geometría lenticular, que se interpretan como el relleno de canales fluviales (Fig. 6). Si bien en este caso el desarrollo de un límite de secuencia no se encuentra marcado por el desarrollo de depósitos asignados a un Cortejo de Nivel Bajo o una superficie de incisión, el cambio marcado en las condiciones de acumulación (especialmente en la tasa de creación de espacio de acomodación) sugiere un cambio sustancial, que ha sido correlacionado con el pasaje entre un Cortejo de Nivel Alto (caracterizado por baja acomodación y el desarrollo de un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad con canales amalgamados) y un Cortejo Transgresivo, caracterizado por una alta tasa de agradación y la presencia de canales aislados dentro de potentes secuencias de pelitas (Aitken y Flint, 1994, Veiga, 1998). De esta forma, la superficie que separa estos dos cortejos se correlaciona igualmente con un límite de secuencia, aunque en este sector las condiciones durante el descenso relativo del nivel del mar impidieron el desarrollo de incisiones y la acumulación de depósitos proximales; en consecuencia, el cambio en la sedimentación sólo puede ser caracterizado por la variación en la tasa de agradación del sistema (Veiga, 1998).

Por encima del sistema entrelazado gravoso correspondiente al Cortejo de Nivel Bajo de la segunda secuencia identificada, en los perfiles ubicados en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú,

(PLF-1 y PLF-2, Fig. 2), se observa el desarrollo de facies finas portadoras de invertebrados marinos de la Formación Lotena, las que dentro de este esquema secuencial corresponden al Cortejo Transgresivo de la secuencia W2 (Veiga, 1998).

En el perfil Quebrada del Sapo (Fig.s 2 y 6), las facies conglomerádicas son cubiertas transicionalmente por **depósitos eólicos** de discreto desarrollo regional (Fig. 5). Esos depósitos habían sido asignados a la Formación Tordillo (equivalente de la Formación Quebrada del Sapo) del Kimmeridgiano por Gulisano (1988). Sin embargo, las eolianitas de la Quebrada del Sapo se ubican por debajo de los conglomerados que caracterizan a la base de la Formación Tordillo, y presentan además una menor madurez textural y composicional que las de las sedimentitas kimmeridgianas. Resulta evidente entonces que estos depósitos corresponden a un evento de acumulación anterior al de la Formación Tordillo. Su yacencia sobre los conglomerados del Cortejo de Nivel Bajo de la secuencia W2 permite asignarlos al Cortejo Transgresivo de esta secuencia (Veiga, 1988).

Zavala (1996a, 1996b) identifica igualmente dos secuencias (JC6 y JC7) para los depósitos de la Formación Challacó en el sector occidental de afloramientos. Sin embargo, a diferencia de la interpretación aquí propuesta, este autor ubica ambas secuencias dentro de las facies continentales que aparecen por debajo de los depósitos de la Formación Lotena (y su conglomerado basal), asignando ambas secuencias al Bathoniano y excluyendo a las facies continentales basales de la Formación Lotena, incluidas en este estudio en la secuencia W2. Gulisano *et al.* (1984) y Legarreta y Gulisano (1989) por su parte, igualmente excluyen a los depósitos basales de la secuencia W2 del Ciclo Cuyano, y sólo reconocen una secuencia para la totalidad de las facies continentales en el sector occidental de afloramientos.

### Sector oriental

Las características litológicas de la Formación Challacó en todo el sector oriental permiten definir dos secciones estratigráficas con marcadas diferencias y que representan condiciones de acumulación particulares. La sección inferior está caracterizada por facies gruesas, conglomerádicas y de areniscas conglomerádicas principalmente, con menor proporción de facies arenosas y ausencia de depósitos pelíticos. En contraste, la sección superior de esta unidad se destaca por potentes

bancos pelíticos entre los que intercalan cuerpos arenosos lenticulares y escasos depósitos conglomerádicos.

Para el conjunto de la Formación Challacó en este sector se han reconocido tres secuencias depositacionales (secuencias E1, E2 y E3, Fig. 6), las que han sido vinculadas, sobre la base del estudio de la evolución del perfil de base del sistema fluvial, con controles tanto tectónicos como eustáticos (Veiga, 1997b).

Para la secuencia inferior (E1) se definió un modelo de acumulación fluvial proximal, caracterizado por el desarrollo de un **sistema fluvial entrelazado** compuesto por una red inestable de canales de carga traccional, principalmente gravosa, que apoya en forma neta sobre las facies marinas de la Formación Lajas. En la porción basal, predominan **depósitos que representan flujos de alto régimen compuestos principalmente por facies conglomerádicas macizas** atribuidas a barras longitudinales. Por su parte, hacia el tope de la sección inferior se observa el pasaje gradual a un sistema similar **aunque caracterizado por cuerpos tabulares gravosos con estructuras entrecruzadas**, generados en condiciones de menor régimen (Hein y Walker, 1977) con dominio de barras transversales y rellenos de canales de menor jerarquía, desarrollados entre las barras gravosas (Ramos *et al.*, 1986) (Fig. 6). La distribución de paleocorrientes es bastante uniforme a lo largo de toda la sección inferior, quedando caracterizada por un sentido general de transporte hacia el oeste.

La superficie de discontinuidad que separa las facies continentales de la Formación Challacó de los depósitos marinos de la Formación Lajas, representa un cambio paleogeográfico importante que se relaciona con un descenso relativo del nivel del mar (Veiga, 1997b), posiblemente promovido por actividad tectónica a lo largo de la dorsal de Huinacul y que en algunos sectores se caracteriza por un contacto angular entre estas dos unidades. El arreglo interno de la secuencia E1 refleja la transición desde facies de mayor energía a facies que representan una disminución paulatina en el régimen de flujo dentro de un ambiente continental (Fig. 6). Debido a que el desarrollo de dicha secuencia se encuentra vinculado tanto a factores tectónicos como a variaciones en el nivel de base de los sistemas fluviales (Veiga, 1997b), no es posible establecer correlaciones con el esquema secuencial clásico basado en las variaciones del nivel del mar. De esta forma,

queda definido para toda la secuencia un cortejo sedimentario de características retrogradantes ("Backstepping Systems Tract", Legarreta *et al.*, 1993) con el pasaje transicional desde depósitos proximales a algo más distales, aunque dentro de un sistema fluvial con dominio de carga traccional (Veiga, 1997b).

Esta secuencia correspondería a la secuencia JC5 definida por Zavala (1996a, 1996b), aunque este autor identificó un arreglo transgresivo-regresivo para el conjunto asignando su la parte basal a un cortejo transgresivo y la superior a un cortejo de nivel alto.

La sección superior de la Formación Challacó está caracterizada por depósitos correspondientes a un **sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad**. Al igual que para el sector occidental, es posible establecer aquí tramos de la sucesión donde predominan las facies de planicie de inundación, y en las que los depósitos de canal presentan un bajo grado de interconexión. También se definen intervalos en los que las facies de canal son más abundantes, y en los que los depósitos de planicie de inundación aparecen sólo como delgadas intercalaciones.

Sin embargo, este **sistema fluvial de alta sinuosidad**, no es el único ambiente sedimentario determinado para la sección superior de la Formación Challacó en el sector oriental. En tal sentido, se encuentra una importante intercalación con sedimentitas de mayor granulometría que se interpretan como depósitos correspondientes a barras longitudinales y transversales de un **sistema entrelazado gravoso**, y que se apoyan sobre una importante superficie de discontinuidad. Estas facies indican un cambio considerable en las condiciones de acumulación ya que constituyen un sistema más proximal y de mayor energía que contrasta con las facies arenosas y pelíticas correspondientes al **sistema fluvial de alta sinuosidad**.

De esta forma se han identificado, para la sección superior de la Formación Challacó en el sector oriental, dos secuencias de acumulación (E2 y E3, Fig. 6), las que han sido vinculadas con variaciones relativas en el nivel de base de los sistemas fluviales (Veiga, 1997b). Ambas secuencias están caracterizadas por una porción basal correspondiente a un sistema entrelazado gravoso. Estas facies proximales se vinculan con un descenso relativo del nivel de base y constituyen el registro de un cortejo de nivel bajo. La conspicua superficie de erosión sobre la que se apoyan es por tanto

un límite de secuencia. Por encima, en ambas secuencias, aparecen depósitos de un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad con canales aislados y potentes espesores de pelitas. Estos conjuntos reflejan una mayor tasa de agradación de la planicie aluvial y una disminución en la pendiente general del perfil de base, por lo que se correlacionan con el desarrollo de cortejos transgresivos (Veiga, 1997b). En la secuencia media (E2, Fig. 6) se observa que este sistema pasa transicionalmente a otro muy similar, aunque con canales mucho más amalgamados y con menor proporción de depósitos de planicie de inundación. Este pasaje se vincula con la transición a un Cortejo de Nivel Alto, caracterizado tanto por una disminución en la tasa de agradación de la planicie aluvial como por una disminución en la pendiente general del sistema.

Los depósitos correspondientes a las secuencias E2 y E3 han sido incluidos por Zavala (1996a, 1996b) en las secuencias JC6 y JC7. Ambas son asignadas por este autor al Bathoniano Inferior y Medio respectivamente, y correlacionadas directamente con las dos secuencias que identifica dentro de los depósitos de la Formación Challacó en el sector occidental.

### **CORRELACION DE LAS SECUENCIAS Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA**

Si bien resulta imposible establecer correlaciones físicas directas entre las dos zonas de afloramientos definidas en este trabajo y la ausencia de un control bioestratigráfico impide precisar la magnitud y ubicación temporal de estos depósitos, es posible sin embargo intentar una correlación sobre la base de la identificación de procesos generalizados que determinaron las características del relleno sedimentario.

La aparición de discontinuidades internas dentro de la sucesión de Grupo Cuyo, llevó a que se incluyeran como elementos constitutivos del mismo a los depósitos continentales ubicados en el sector oriental. A partir de la identificación de estas mismas discontinuidades en el sector oriental de afloramientos (Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Zavala, 1996a, 1996b), ha sido posible correlacionar ambos sectores y de esta forma establecer un modelo general de evolución para estos depósitos, aunque su ubicación temporal definitiva aún es motivo de análisis debido a la falta de elementos para su datación concreta.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, y a

partir de la correlación de los sectores estudiados, se identificaron tres secuencias de acumulación para los depósitos de la Formación Challacó en toda el área de afloramientos (Fig. 7). De forma muy generalizada, estas secuencias podrían ser asignadas al Bajociano, Bathoniano y Caloviano respectivamente, sobre la base de la correlación con eventos registrados en otros sectores de la Cuenca Neuquina.

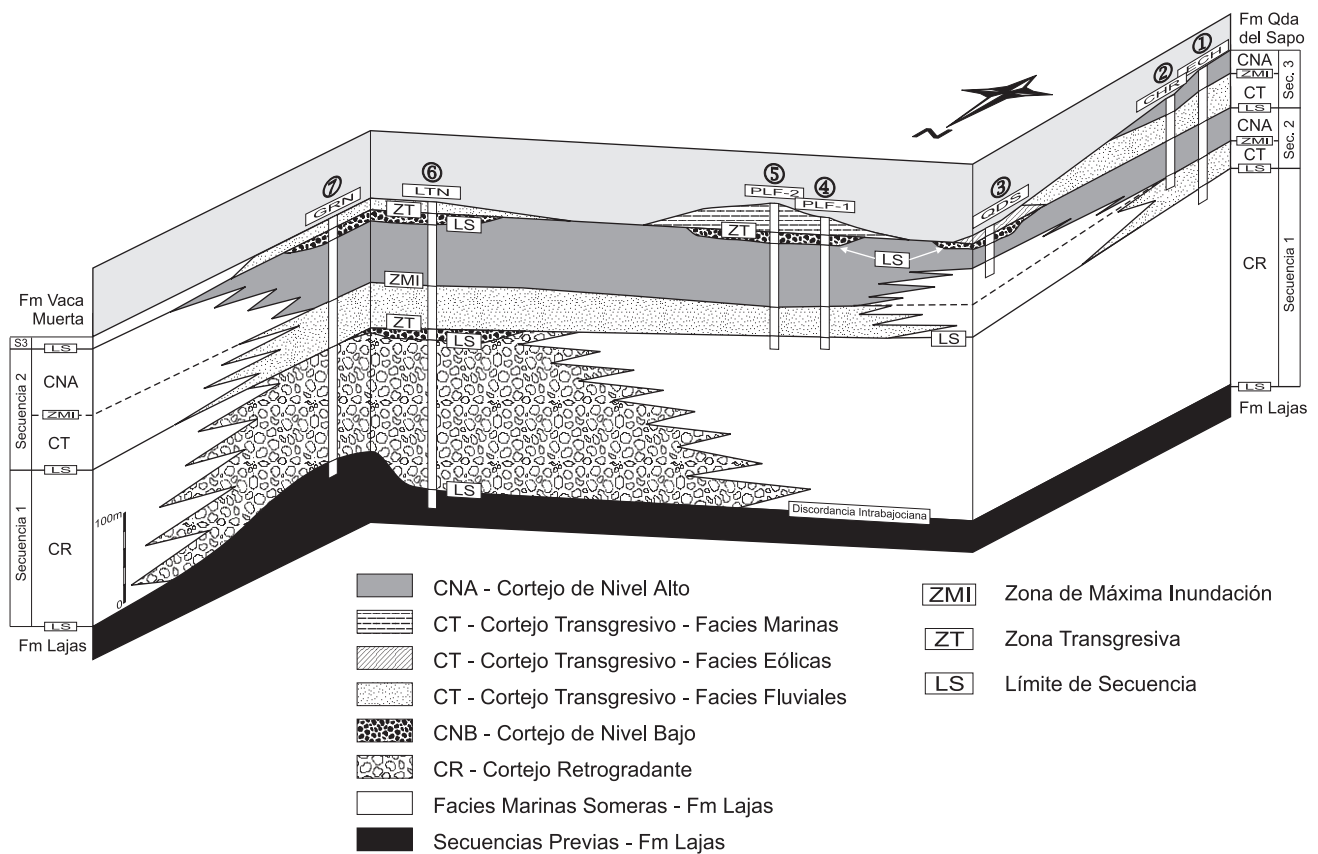
Desde el punto de vista paleogeográfico regional, las secuencias aquí reconocidas se habrían desarrollado relativamente próximas al margen sudoriental de la cuenca, con especial aporte desde zonas elevadas del basamento tanto desde el este como tal vez desde el sur y posiblemente a partir de aportes extracuencales desde las zonas adyacentes a la cuenca (Macizo Nordpatagónico). Este marco regional se habría completado con el desarrollo de un arco volcánico hacia el borde occidental de la cuenca. No obstante, la presencia de este importante rasgo geotectónico y paleogeográfico no surge del presente análisis. En tal sentido, es posible que su expresión topográfica no haya sido lo suficientemente importante como para aportar volúmenes significativos de materiales clásticos e influir en los depósitos de la Formación Challacó en el área comprendida en este trabajo.

### **Bajociano: La inversión tectónica y la Discontinuidad Intrabajociana**

Desde hace ya unos años se considerara que la sucesión del Jurásico Medio en la Cuenca Neuquina no presentaba un registro continuo característico de una etapa de subsidencia termal, sino que a lo largo de su evolución la actividad tectónica habría producido cambios paleogeográficos importantes que ejercieron un control directo sobre su patrón de acumulación (Bettini, 1984; Vergani *et al.*, 1995; Limeres, 1996). A partir del análisis de las sucesiones presentes, Hallam (1991) elabora una curva del nivel relativo del mar para el Jurásico andino y observa que para determinadas etapas de evolución de la cuenca se registran notorias divergencias respecto de la curva eustática global propuesta por Haq *et al.* (1987). Por tal motivo, Hallam (1991) sugiere una importante influencia de la actividad tectónica en el desarrollo del relleno jurásico en los Andes.

Diversos investigadores han propuesto la existencia de una discontinuidad interna dentro de los depósitos del Grupo Cuyo sobre la base de distin-

**Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...**



**Figura 7.** Correlación de las secuencias y esquema estratigráfico-secuencial para los depósitos de la Formación Challacó.

**Figure 7.** Sequences correlation and sequence-stratigraphic scheme for the Challacó Formation.

tas evidencias. Gulisano y Hinterwimmer (1986) sugirieron, a partir del estudio de la Formación Lajas en el sector del Arroyo Picún Leufú, que el esquema propuesto por Gulisano *et al.* (1984) podía llegar a ser un poco más complejo, registrándose discontinuidades internas, en las que se identifica un cambio en el carácter de la sedimentación de plataforma de esta unidad.

Limeres (1996) en el sector del Cerro Grani-to, observa una discordancia angular entre la Formación Lajas y los conglomerados de la sección basal de la Formación Challacó, que interpreta como producto de actividad tectónica a lo largo de la Dorsal de Huincul. Si bien en los afloramientos del Cerro Lotena no se registra angularidad entre ambas unidades, esta discontinuidad puede ser correlacionada con el límite entre las facies de plataforma de la Formación Lajas y los sistemas fluviales proximales de la Formación Challacó.

Por su parte, Bettini (1984) realiza una interpretación estructural del área del Cerro Lotena-

Cerro Grani-to y propone la existencia de una discontinuidad entre los depósitos de la Formación Challacó y el conjunto de las Formaciones Los Molles y Lajas. Sin embargo, al correlacionar a la Formación Challacó con los depósitos correspondientes al Ciclo Loteniano-Chacayano hacia el norte de la Dorsal de Huincul, atribuye esta discontinuidad a los Movimientos Intracalovianos propuestos por Dellapé *et al.* (1979), es decir al deslinde entre los ciclos Cuyano y Loteniano-Chacayano.

Igualmente, Vergani *et al.* (1995) indican que durante el Caloviano se produce una etapa de inversión tectónica de las fallas extensionales que originaron los primeros depocentros de la cuenca. Este hecho genera un importante cambio paleogeográfico cuyo exponente más sobresaliente es el desarrollo de la Dorsal de Huincul. Dichos autores ubican este evento en la base del Caloviano, debido a que asignan los depósitos gruesos continentales que estos procesos generan a la parte basal de la Formación Lotena. Sin em-

bargo, si consideramos que tales depósitos continentales corresponden a la parte superior del Grupo Cuyo en otras localidades (Formación Challacó), esta discontinuidad no correspondería a los clásicos Movimientos Intracalovianos que separan el Ciclo Cuyano del Loteniano-Chacayano, sino que representarían el desarrollo de una tectónica activa durante la acumulación del Ciclo Cuyano.

Por su parte, Zavala (1996a, 1996b) considera igualmente la existencia de esta discontinuidad, ubicándola entre las Formaciones Lajas y Challacó en el sector oriental de estudios y dentro de las facies asignadas a la Formación Lajas en los afloramientos más occidentales del Grupo Cuyo (Sierra de Chacaico, Cerro Lohan Mahuida). Este autor reconoce que las secuencias que se depositan por encima de la discontinuidad son portadoras de amonites de las zonas de *Stephanoceras humphriesianum* y *Megasphaeroceras rotundum* del Bajociano Inferior más alto y Bajociano Superior, por lo que data la discordancia en el Bajociano Inferior (Discontinuidad Intrabajociana). De esta forma es posible correlacionar a las facies conglomerádicas de la secuencia basal de la Formación Challacó en el sector oriental, con depósitos marinos de la Formación Lajas en el sector occidental. Esto indica que si bien áreas más orientales habrían estado expuestas (Cerro Lotena) y en ocasiones sujetas a una importante erosión (Cerro Granito), la influencia del desarrollo de un sistema fluvial por encima de esta discontinuidad no se habría extendido más allá de unas decenas de kilómetros hacia el oeste.

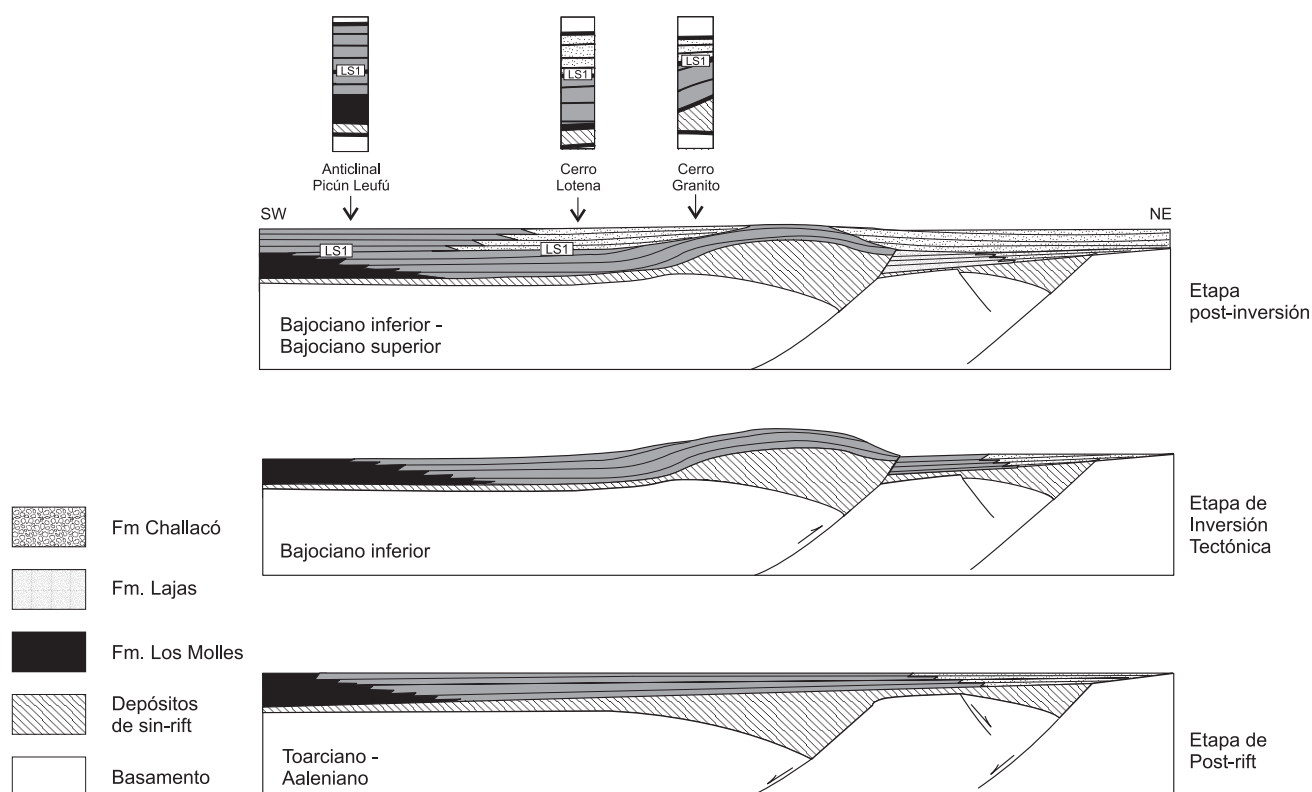
La presencia de una relación angular entre las Formaciones Lajas y Challacó en el sector del Cerro Granito o el brusco cambio en las condiciones de acumulación que representa el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado que caracteriza a la primera secuencia identificada (Fig. 6), por encima de las facies de plataforma de la Formación Lajas en el Cerro Lotena, sugieren un cambio paleogeográfico de magnitud. Éste se asocia con el ascenso de áreas marginales en la cuenca y con la deformación de los propios sedimentos marinos correspondientes al Grupo Cuyo. Incluso, en algunos sectores estas rocas habrían quedado expuestas y sometidas a procesos de erosión con el consiguiente desarrollo de un sistema de neto carácter continental por encima de una conspicua superficie de discontinuidad (Fig. 7).

La secuencia basal de la Formación Challacó

en el sector oriental de afloramientos muestra un arreglo retrogradacional evidenciado por el predominio de depósitos de alto régimen en la base, los que pasan a depósitos de menor régimen hacia la parte superior (Veiga, 1997b). Este arreglo indica un aumento importante en la relación *acomodación/aporte sedimentario* debido tanto a un incremento en acomodación o una disminución en la tasa de aporte de sedimentos. Una mayor acomodación puede resultar del ascenso relativo del nivel de base de los sistemas fluviales, relacionado a su vez con un ascenso eustático de magnitud o con un aumento importante en la tasa de subsidencia. Si el cambio paleogeográfico más significativo se debe a la inversión tectónica de los grábenes originales con anterioridad al desarrollo de esta secuencia, resulta imposible correlacionar el arreglo regresivo observado con un aumento significativo en la subsidencia. Dentro del marco compresivo del Bajociano Inferior no resulta factible el desarrollo de sectores localizados donde la subsidencia se incremente sustancialmente, ni tampoco un apilamiento considerable de sedimentos como para que se genere espacio de acomodación a partir de la flexura por carga. Por consiguiente, el carácter retrogradante de la secuencia basal de la Formación Challacó en el sector oriental podría responder a un ascenso importante del nivel de base de los sistemas fluviales conjuntamente con la disminución en el suministro de material clástico.

En conclusión, la presencia de un evento de inversión durante el Bajociano Inferior habría ocasionado una redistribución paleogeográfica cuyas principales consecuencias habrían sido, por un lado, el ascenso generalizado de la plataforma de la Formación Lajas previa al Bajociano y, por otro, el desarrollo de áreas positivas de aporte, bastante localizadas (como por ejemplo el sector del Cerro Granito). Una vez finalizada la etapa principal de la inversión, se reactiva la subsidencia en la cuenca, lo que permite la acumulación de sedimentos en las inmediaciones de los relieves generados durante la etapa de inversión tectónica, con el desarrollo de un sistema fluvial relativamente proximal (Figs. 8 y 9a). Sin embargo, y debido a que esta actividad tectónica no persiste en el tiempo, comienza la consiguiente nivelación de la superficie a partir de la erosión retrocedente del sistema fluvial. De esta forma, a medida que avanza la depositación y se erosionan las áreas de aporte de sedimentos, también se produce la progresiva disminución de la pendiente del

## *Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...*



**Figura 8.** Distribución y arreglo de la secuencia inferior de la Formación Challacó y su relación con la inversión tectónica ocurrida durante el Bajociano (Modificado de Vergani *et al.*, 1995).

**Figure 8.** Internal characteristics and distribution of the lower sequence of the Challacó Formation and its relation with tectonic inversion during the Bajocian (Modified from Vergani *et al.*, 1995).

sistema fluvial, la pérdida de capacidad para el transporte de materiales más gruesos y el desarrollo de un nuevo sistema fluvial en equilibrio con las nuevas condiciones físicas.

### **Bathoniano: La regresión generalizada**

Otro aspecto sobresaliente del intervalo estudiado es que todo el registro correspondiente a la parte superior del Grupo Cuyo en el sector austral de la cuenca se encuentra representado por los depósitos continentales de la Formación Challacó. De esta forma, por encima de las facies continentales antes descritas en el sector oriental y de los depósitos de la Formación Lajas en el sector occidental, se observa la presencia de sedimentitas asociadas con el desarrollo de un sistema fluvial. También resulta notable que, a diferencia de lo que sucede durante la secuencia anterior, las características de los sistemas fluviales en toda el área de afloramientos son muy similares, pudiéndose establecer una correlación

entre las secuencias del sector oriental y las del sector occidental de afloramientos (Fig. 7).

Si bien este cambio paleogeográfico resulta importante en cuanto a las características del sistema fluvial y a los posibles factores que controlaron su acumulación, no se registran simultáneamente variaciones en el sentido de las paleocorrientes, ya que el nuevo sistema fluvial, a pesar de su mayor sinuosidad, conserva un sentido predominante de transporte hacia el oeste y noroeste, similar al de la base de la sucesión.

Dentro de este esquema, es posible correlacionar la sucesión reconocida con una etapa de regresión generalizada en todo el margen austral de la Cuenca Neuquina, como había sido propuesto en los esquemas secuenciales clásicos (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989). Esta tendencia estaría vinculada con oscilaciones relativas del nivel del mar de mayor jerarquía que las reconocidas para el desarrollo interno de los depósitos de la Formación Challacó. En tal sentido, diversos autores han descrito al Bathoniano como

un período regresivo (Legarreta y Uliana, 1996, Uliana *et al.*, 1999), caracterizado por la importante migración de la línea de costa hacia el centro de la cuenca, y la consiguiente exposición e incisión de la plataforma, lo que también se evidencia por la redistribución de amonites del Bajociano y Bathoniano Medio (Riccardi *et al.*, 1981).

De acuerdo con la evolución del perfil de base de estos sistemas fluviales (Quirk, 1996), se pudo deducir que sus principales características están directamente relacionadas con variaciones en el nivel de base del sistema (Veiga, 1998). La estrecha vinculación entre estos depósitos continentales y las facies de plataforma de la Formación Lajas permite sugerir que el mecanismo de control fue el cambio relativo del nivel del mar. Por tal razón, distintos intervalos de la secuencia con características particulares, han podido correlacionarse con los cortejos sedimentarios del esquema secuencial clásico (Fig. 10)

Así, durante la etapa inicial del desarrollo de esta secuencia, se observa que localmente (como por ejemplo en el sector oriental) existe incisión de las secuencias anteriores, provocada por el descenso relativo del nivel del mar (Límite de Secuencia, Figs 7 y 9b). En el sector occidental el pasaje es neto y evidenciado por el contacto entre facies de plataforma y depósitos fluviales. En este caso no existen evidencias de erosión e incisión de las facies marinas infrayacentes, por lo que se considera que estos sectores constituirían interfluvios. Durante el inicio de la transgresión se desarrollan en las zonas incididas (Perfiles GRN y LTN), sistemas fluviales de mayor energía (entrelazados) y que responden a un perfil de base con mayor pendiente desarrollado a partir de la erosión provocada por la caída del nivel de base (Cortejo de Nivel Bajo). En una etapa más avanzada de la transgresión y a partir de un ascenso importante del perfil de base (producto de un incremento en la acomodación) se establece un sistema fluvial de carga mixta y alta sinuosidad en toda la región (Figs 6, 7), con muy bajo grado de interconexión de los depósitos de canal (Cortejo Transgresivo). Por último, el desarrollo de un sistema fluvial de carga mixta de mayor sinuosidad y con mayor grado de interconexión entre las facies de canal (Fig. 6) en toda el área estudiada, representa una disminución en la tasa de ascenso del perfil de base, con mayor agradación en el sector distal del sistema, disminución en la pendiente del perfil de base y desarrollo de cursos con mayor tasa de migración lateral (Cortejo de

Nivel Alto).

### **Caloviano: los Movimientos Intracalovianos y la transición Ciclo Cuyano / Ciclo Loteniano-Chacayano**

Otro aspecto importante de este estudio, es el destinado a establecer el real significado de los Movimientos Intracalovianos propuestos por Dellapé *et al.* (1978), así como la distribución de los sedimentos correspondientes al Ciclo Loteniano-Chacayano en el sector sur de la Cuenca Neuquina y su relación con los depósitos del Grupo Cuyo.

Considerando que los depósitos conglomerádicos de la base de la Formación Challacó en el sector oriental corresponden al Grupo Cuyo, los Movimientos Intracalovianos no tendrían una expresión visible en esta área de afloramientos. Sin embargo, en el sector occidental se presentan facies marinas, portadoras de amonites y microfósiles calovianos-oxfordianos, que son correlacionables con los depósitos que integran el Ciclo Loteniano-Chacayano en el sector central y norte de la Cuenca Neuquina. Estas facies, tienen un espesor de aproximadamente 30 metros y se encuentran restringidas a los afloramientos ubicados en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú (Fig. 6). La base de estas sucesiones se compone de facies conglomerádicas de un ambiente fluvial entrelazado que originalmente se tomaron como la expresión de los Movimientos Intracalovianos (Dellapé *et al.*, 1978, 1979; Leanza, 1990). Sin embargo, no se registra en la base de estos depósitos gruesos ninguna evidencia de actividad tectónica, y se considera que los cambios paleogeográficos acaecidos en la transición Ciclo Cuyano/Ciclo Loteniano-Chacayano, estarían mayormente vinculados con una caída relativa del nivel del mar y el consecuente desecamiento de la cubeta cuyana.

Se deduce entonces que no existe una discontinuidad tectónica en la base de la Formación Lotena y que en el sector austral de la cuenca el descenso relativo del nivel del mar durante el Caloviano está representado por una superficie de incisión y el desarrollo posterior de facies conglomerádicas de origen fluvial (Cortejo de Nivel Bajo, Secuencia W2, Fig. 6). Por tales motivos, se considera que la evolución de los ambientes depositacionales estaría principalmente controlada por las oscilaciones en el nivel de base al cual gradan los ríos. A partir de este razonamiento es

**Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...**



**Figura 9.** Evolución paleogeográfica para el sector austral de la Cuenca Neuquina: a) Secuencia 1 (Bajociano). b) Secuencia 2 (Bathoniano). c) Cortejo de Nivel Bajo de la Secuencia 3 (Caloviano). d) Cortejo Transgresivo de la Secuencia 3 (Caloviano).

**Figure 9.** Palaeogeographic reconstruction for the southern part of the basin. a) Sequence 1 (Bajocian). b) Sequence 2 (Bathonian). c) Lowstand Systems Tract – Sequence 3 (Calovian). d) Transgressive Systems Tract – Sequence 3 (Calovian).

posible correlacionar esta secuencia con la secuencia superior (E2) del sector oriental.

Los esquemas secuenciales propuestos con anterioridad sugieren que el grueso de la depositación de la Formación Challacó habría ocurrido durante el Bathoniano (Legarreta y Uliana, 1996). Sostienen además, que durante la restricción del ambiente de acumulación que se extiende entre el Bathoniano Superior y el Caloviano Inferior, no se registran depósitos continentales correlacionables con las facies de plataforma hipersalina que se desarrolla hacia el centro de la cuenca (Formación Tábanos). Sin embargo, si establecemos una correlación entre los depósitos del Caloviano superior en toda la cuenca, incluidos los del Arroyo Picún Leufú, observamos que los mismos apoyan sobre facies evaporíticas en el sector central y sobre depósitos conglomerádicos fluviales en el margen austral, ambos sin control bioestratigráfico como para establecer una correlación directa. Con todo, en ambos casos las características de los depósitos sugieren condiciones de acumulación producidas durante un descenso del nivel del mar; esto es con el desarrollo de incisión e incremento de la pendiente del perfil de base de los sistemas fluviales hacia el sector sur, y con la restricción de la plataforma de la Formación Lajas hacia el centro de cuenca evidenciada por la acumulación de las evaporitas de la Formación Tábanos (Fig. 9c). En el sector depocentral (Chacay Melehue, Norte del Neuquén, por ejemplo), esta sucesión estaría sólo registrada por la intercalación de facies evaporíticas entre las sedimentitas marinas de la Formación Los Molles y Lotena, sin que se registre tampoco una discontinuidad tectónica entre ambos ciclos de sedimentación.

En definitiva, si consideramos que los efectos de la tectónica intracaloviana, y que llevaron a la definición de dos ciclos de sedimentación diferentes para el relleno jurásico, responden en el sector oriental a eventos de reestructuración anteriores (Bajociano Inferior) por su correlación con las secuencias identificadas en el sector occidental (Zavala, 1996a, 1996b), es posible elaborar un esquema de evolución conjunto para la acumulación de los Grupos Cuyo y Lotena, donde ambos registros estarían separados por una caída importante del nivel del mar y no por una fase tectónica, al menos en este sector de la cuenca. De esta forma, hacia su margen austral, dicha caída estaría representada por la incisión de los depósitos anteriores y el desarrollo de un sistema flu-

vial más proximal en equilibrio con la nueva posición del nivel de base.

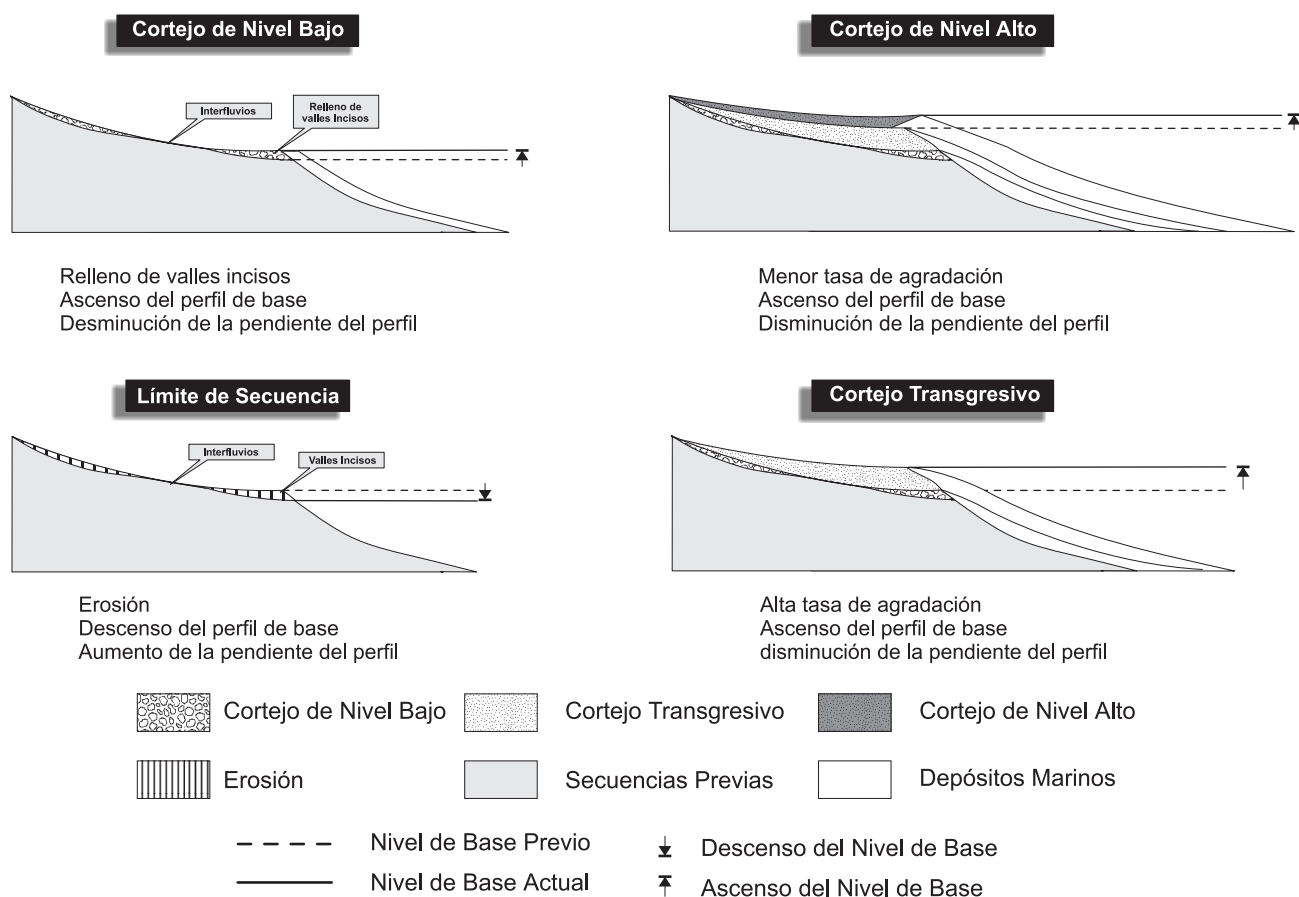
Así, es posible establecer el desarrollo de una nueva secuencia de depositación para el intervalo estudiado (Secuencia 3, Fig. 7), y que estaría representando la transición entre el Ciclo Cuyano y el Ciclo Loteniano-Chacayano. Dicha secuencia habría estado controlada, al igual que la anterior, por cambios relativos en el nivel del mar. Durante una etapa inicial de caída relativa del nivel del mar se generaría el descenso del perfil de base de los sistemas fluviales y la incisión de las secuencias previas. Como se ha descrito en el presente trabajo, la misma tiene un alcance localizado e incluso en algunos sectores el límite de secuencia está caracterizado por un interfluvio. Hacia el centro de la cuenca esta caída estaría representada por el desarrollo de las facies evaporíticas de la Formación Tábanos.

Posteriormente, y durante una etapa de ascenso relativo del nivel del mar, se produce la transgresión correspondiente al desarrollo de las facies marinas de la Formación Lotena, las que quedan representadas en la zona de estudios por las margas presentes en el sector del Arroyo Picún Leufú. En dirección al oeste estas facies se vinculan con depósitos eólicos y hacia el extremo sur con el desarrollo de potentes espesores de pelitas de un ambiente de llanura de inundación hasta lacustre (Cortejo Transgresivo de la Secuencia 3, Fig.s 7 y 9d). La porción superior de esta secuencia no se encuentra bien representada en la zona de estudio debido a los procesos de erosión provocados por los Movimientos Intermálmicos, y que se manifiestan por la discordancia entre la Formación Challacó y las formaciones Quebrada del Sapo y Vaca Muerta.

## CONCLUSIONES

1) Sobre la base del estudio sedimentológico detallado fue posible caracterizar a los depósitos de la Formación Challacó, tanto desde el punto de vista estratigráfico como de los ambientes sedimentarios involucrados en su acumulación y de esta forma reconstruir la sedimentación correspondiente a la parte superior del Grupo Cuyo en el margen sudoriental de la Cuenca Neuquina. Se establecieron dos zonas de estudio para las que se definieron los ambientes de acumulación, las secuencias deposicionales y los principales factores físicos que controlaron su desarrollo. Posterior-

**Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...**



**Figura 10.** Evolución del perfil de base de los sistemas fluviales de la Formación Challacó y su relación con los cambios relativos del nivel de base y los cortejos sedimentarios desarrollados durante las secuencias 2 y 3 (Modificado de Quirk, 1996).

**Figure 10.** Base profile evolution for the Challacó formation and its relation with base level changes and systems tracts developed for sequences 2 and 3. (Modified from Quirk, 1996).

mente se estableció su correlación mediante la ponderación de eventos regionales que se pudieron establecer en ambos sectores de afloramiento.

2) A partir del análisis arquitectural objetivo de los depósitos de la Formación Challacó fue posible la identificación de cuatro ambientes de acumulación con características particulares dentro de un contexto general de sedimentación continental:

a) Sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo) y alta sinuosidad, caracterizado por facies arenosas y de areniscas conglomerádicas en cuerpos lenticulares de gran escala (miembro grueso), intercaladas con cuerpos tabulares pelíticos y arenosos finos y cuerpos lenticulares arenosos de pequeña escala (miembro fino).

b) Sistema fluvial entrelazado gravoso, caracterizado por cuerpos de conglomerados tabulares macizos o con estratificación entrecruzada que representan el desarrollo de barras (longitudinales

y transversales), así como cuerpos lenticulares gravosos y arenosos de pequeña escala producto del relleno de canales menores que las cortan y que representan una amplia planicie fluvial, compuesta por una red de cauces inestables y de baja sinuosidad.

c) Sistema lacustre o de llanura de inundación, compuesto por sucesiones tabulares pelíticas en las que intercalan delgadas capas tabulares arenosas y que representan la acumulación en cuerpos de agua someros (no permanentes), en donde predomina la sedimentación por decantación junto a eventos vinculados con inundaciones no canalizadas.

d) Sistema eólico compuesto por cuerpos tabulares arenosos con estratificación entrecruzada planar de gran escala que intercalan con facies arenosas más gruesas de geometría lenticular y con estructuras de alto régimen. Estos depósitos

se interpretan como dunas eólicas e interdunas húmedas, respectivamente.

3) A partir del estudio de la evolución de los sistemas depositacionales identificados y de la correlación de las distintas zonas de afloramiento mediante discontinuidades de carácter regional, fue posible establecer tres secuencias de acumulación para la Formación Challacó, las que fueron atribuidas de forma tentativa al Bajociano, Bathoniano y Caloviano respectivamente.

a) Bajociano: esta etapa está caracterizada por depósitos gruesos de una planicie aluvial entrelazada y se encuentra representada por depósitos continentales solamente en el sector oriental. La misma se correlaciona con facies marinas de la Formación Lajas en el sector occidental, sobre la base de la identificación de una superficie de discontinuidad regional (desarrollada durante el Bajociano Inferior) y que estaría relacionada con la inversión de estructuras asociadas con la Dorsal de Huincul. La secuencia basal muestra un marcado arreglo retrogradacional que se encontraría controlado en un primer momento por importante aporte clástico y posteriormente por aumento en el espacio de acomodación producido tanto por el reestablecimiento de la subsidencia posterior a la inversión tectónica como por la disminución del aporte clástico.

b) Bathoniano: la segunda etapa de evolución está representada sólo por depósitos fluviales en el área de estudio, lo que representa un estadio de regresión generalizada en toda la cuenca. Está caracterizada por depósitos de un sistema entrelazado en la base que pasan a facies de un sistema de carga mixta y alta sinuosidad. Las características de los sistemas fluviales identificados, permiten sugerir que esta secuencia estaría principalmente controlada por oscilaciones relativas en el nivel de base de los sistemas fluviales, que se considera que es el nivel del mar. De esta forma se definieron para esta secuencia cortejos sedimentarios de Nivel Bajo, Transgresivo y de Nivel Alto, los que pueden ser empleados como elemento de correlación con las facies marinas del Grupo Cuyo en otros sectores de la Cuenca.

c) Caloviano: durante este período, se desarrolla una nueva secuencia en el sector sur de la Cuenca Neuquina, la que se encuentra igualmente controlada por variaciones relativas del nivel de base de los sistemas fluviales. Debido a que no se registra en el área de estudios una discontinuidad tectónica entre los depósitos del Grupo Cuyo y las facies marinas de la Formación Lotena, se conside-

ra que estas últimas pueden correlacionarse con los depósitos continentales de la Formación Challacó y corresponden al Cortejo Transgresivo de la última secuencia identificada. De esta forma, queda establecida una edad caloviana para dicha secuencia. Dentro de este esquema, las facies gruesas que se encuentran inmediatamente por debajo de las margas de la Formación Lotena, representan al Cortejo de Nivel Bajo de esta secuencia y podrían correlacionarse con las facies evaporíticas de la Formación Tábanos ubicadas en sectores más centrales de la Cuenca Neuquina.

**Agradecimientos:** Al Lic. Ernesto Schwarz por su importante colaboración en el desarrollo de las tareas de campo y por su invaluable predisposición, al Dr. Juan Franzese por sus sugerencias, a los Dres. Steve Flint y Duncan McIlroy (University of Liverpool) por sus comentarios y lectura crítica del manuscrito y especialmente al Dr. Luis Spalletti por su constante apoyo y por la discusión a lo largo de los años de los conceptos expuestos en este trabajo. A los Dres. R. Scasso y M. Limeres por sus comentarios que permitieron mejorar sustancialmente el manuscrito original.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. R. L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Bettini, F. H., 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia del Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino Actas II*: 342-361. S. C. de Bariloche.
- Clemente, P. y M. Perez-Arlucea, 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.
- Collinson, J. D., 1986. Alluvial Sediments. En H. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*: 20-62. Blackwell, Oxford.
- De Ferrariis, C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* II(3): 256-283.
- Delpino, D.; A. Giusiano y M. Deza, 1995. Carta geológica de la provincia del Neuquén. Departamento Zapala. *Servicio Geológico Neuquino. Dirección Provincial de Minería*. Neuquén.
- Dellape, D. A., G. A. Pando, M. A. Uliana y E. A. Musacchio, 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las

## *Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio...*

- inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia del Neuquén) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *VII Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 489-507.
- Dellape, D. A., C. Momburu, G. A. Pando, A. C. Riccardi, M. A. Uliana y G. E. G. Westermann, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideración sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. *Obra del Centenario del Museo de La Plata* V: 81-105.
- Gradstein, F. M., F. P. Agterberg, J. G. Ogg, J. Hardenbol, P. Van Veen, J. Thierry y Z. Huang, 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 54: 95-126.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* I(3): 177-208.
- Groeber, P.; P. N. Stipanovic y A. Mingramm, 1953. Jurásico. En P. Groeber *et al.*, *Mesozoico*, En *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos II(1): 143-347.
- Gulisano, C. A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. *VII Congreso Geológico Argentino*, Actas III: 579-592.
- Gulisano, C. A., 1985. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral, *Universidad de Buenos Aires*, 235 pp. (inédito).
- Gulisano, C. A., A. R. Gutierrez Pleimling y R. E. Digregorio, 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 236-259. S. C. de Bariloche.
- Gulisano, C. A. y G. Hinterwimmer, 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste de Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3a Época, III(8): 2-31.
- Hallam, A., 1991. Relative importance of regional tectonics and eustasy for the Mesozoic of the Andes. En D. I. M. MacDonald (Ed.), *Sedimentation, tectonics and eustasy. Sea level changes at active margins*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 12: 189-200.
- Haq, B. U., J. Hardenbol y P. R. Vail, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.
- Hein, F. J. y R. G. Walker, 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.
- Herrero-Ducloux, A. y A. F. Leanza, 1943. Sobre los ammonites de la "Lotena formation" y su significación geológica. *Notas Museo de La Plata* VIII, Paleontología, 54.
- Kocurek, G. A., 1996. Desert aeolian systems. En H. G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Third Edition. Blackwell, Oxford: 125-152.
- Leanza, H. A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLV(3-4): 272-299.
- Legarreta, L. y C. A. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. S. M. de Tucumán.
- Legarreta, L. y M. A. Uliana, 1996. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3a Época, XII (45): 66-78.
- Legarreta, L., M. A. Uliana, C. A. Larotonda y G. R. Meconi, 1993. Approaches to non-marine sequence stratigraphy – theoretical models and examples from Argentine basins. *Proceedings 7th Institut Francais du Petrole, Conference on Exploration and Production: Subsurface Reservoir Characterisation for Surface Observations*: 1-19. Sacrborough.
- Limeres, M., 1996. Sequence stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in southwestern Neuquen: implicance of unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul wrench system. En A. C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research*. GeoReserch Forum 1-2: 275-284.
- 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 A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 579-604. Calgary.
- 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. *Sedimentary Geology* 55: 233-262.
- Plint, A. G. y G. H. Browne, 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Reserch* B64: 341-364.
- Quirk, D. G., 1996. "Base Profile": a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En J. A. Howell y J. F. Aitken (Eds.), *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*. Geological Society Special Publication 104: 37-49.
- Ramos, A., A. Sopeña y M. Pérez-Arlucea, 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology* 56:862-875.
- Retallack, G. J., 1988. Field recognition of paleosols. En J. Reinhardt y W. R. Sigleo (Eds.), *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: principles and applications*. Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20.
- Riccardi, A. C. y C. A. Gulisano, 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino.

## Gonzalo D. VEIGA

- Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLV(3-4): 346-364.
- Riccardi, A. C., G. E. G. Westermann y S. Elmi, 1991. Biostratigraphy of the Upper Bajocian-Lower Callovian (Middle Jurassic), South America. *Journal of South American Earth Sciences* 4(3): 149-157.
- Rust, B. R., 1978. Depositional models for braided alluvium. En A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5: 605-625.
- Simeoni, M., 1995. Microfósiles calcáreos marinos jurásicos de la Formación Lotena en Picún Leufú (Neuquén). Argentina. *VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas*: 255-264. Trelew.
- 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.
- Suero, T., 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c. Cerro Lotena (Neuquén). *Dirección Nacional de Minería, Boletín* 76. Buenos Aires. 67 pp.
- Talbot, M. R. y P. A. Allen, 1996. Lakes. En H. G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Tercera Edición. Blackwell, Oxford: 83-124.
- Uliana, M. A., L. Legarreta, G. A. Laffitte y H. Villar, 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas I*: 1-61. Mar del Plata.
- Veiga, G. D., 1997a. Acomodación, nivel de base y arquitectura fluvial. Ejemplos del Jurásico de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Memorias II*: 333-340. Porlamar, Venezuela.
- Veiga, G. D., 1997b. Influencia de factores extrínsecos en la evolución de una planicie aluvial: sedimentología de la Formación Challacó en el sector del Cerro Lotena, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 4(2): 111-128.
- Veiga, G. D. 1998. Estratigrafía secuencial en series continentales: aplicación a los depósitos de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral (República Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11 (1-2): 95-109.
- Veiga, G. D., 2000. Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Tesis Doctoral, *Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP)*. 265 pp. (inédito).
- Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti y H. J. Welsink, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suarez y H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62: 383-402.
- Weaver, Ch. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoirs University of Washington I*: 1-469.
- Zavala, C. A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis doctoral, *Universidad Nacional del Sur*, 259 pp. (inédito).
- Zavala, C. A., 1996a. Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example from the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En A.C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research. GeoResearch Forum* 1-2: 285-294.
- Zavala, C. A., 1996b. High resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquen Basin, Argentina. En A. C. Riccardi (Ed.), *Advances in Jurassic Research. GeoResearch Forum* 1-2: 295-304.

**Gonzalo D. VEIGA**

**CONICET - Universidad Nacional de La Plata**

**Centro de Investigaciones Geológicas**

**Calle 1 #644**

**1900 La Plata**

**Argentina**

**E-mail: veiga@cig.museo.unlp.edu.ar**

**Recibido:** 27 de marzo de 2001.

**Aceptado:** 11 de abril de 2002.