

## *Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), Cuenca Neuquina Septentrional.*

*Ernesto SCHWARZ \**

*\* Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET).  
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, República Argentina.*

**Resumen.** En este trabajo se presentan los atributos sedimentológicos y se infieren los ambientes de acumulación de los depósitos marinos de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en el sector noroeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina. Esta unidad consta aquí de más de 300 m de areniscas, pelitas y carbonatos que se dividen informalmente en sección Inferior, Media y Superior. Dichos sedimentos se habrían acumulado en un ambiente con morfología de plataforma.

Mediante una descripción y análisis detallado de los diferentes cuerpos de roca se reconocieron 13 litofacies a partir de las cuales se interpretaron los mecanismos de deposición dominantes. Las facies se agruparon posteriormente en 5 asociaciones de facies. De esta forma fue posible comprender y caracterizar las condiciones de acumulación en las distintas porciones de la plataforma y elaborar un modelo deposicional.

En las partes más distales de la plataforma tiene lugar una sedimentación fangosa, en sustratos poco oxigenados; ocasionalmente durante períodos de escaso suministro clástico también se desarrollan niveles condensados. La plataforma interna está caracterizada por poseer un fondo afectado en forma intermitente por procesos de decantación y de tracción (corrientes inducidas por tormentas distales). Hacia las porciones más proximales de la plataforma interna se produce un incremento en la energía deposicional de los flujos tractivos. En forma consecuente aumenta la relación arenisca/pelita y la escala de las estructuras mecánicas. Con todo, en este ambiente también se habrían acumulado cuerpos bioestromales de ostras y serpúlidos en determinados intervalos de tiempo.

En el "shoreface" bajo el fondo marino está permanentemente afectado por flujos tractivos que posibilitan la acumulación de sucesiones continuas de arenas finas con laminación ondulítica. Estos sedimentos clásticos generan sustratos sueltos, bien oxigenados y aptos para la proliferación de organismos. Los eventos de tormenta acumulan niveles delgados de arenas finas con estratificación monticular en las partes más profundas. Hacia el continente estas capas se vuelven más potentes hasta conformar paquetes tabulares con bancos amalgamados limitados por superficies de erosión.

En el "shoreface" alto el sistema deposicional resulta marcadamente más complejo debido a que la continua acción de olas (normales y de tormenta) es ahora acompañada por estructuras que indudablemente indican la influencia de corrientes mareales. Si bien el contexto regional aún no se conoce con exactitud, se reconoce un registro de planicies submareales con barras y senos interbarras. En porciones más someras domina el efecto del oleaje permanente, con areniscas gruesas litorales y canales de retorno. Durante intervalos de escaso aporte clástico se forman "shoals" carbonáticos.

Sobre la base de estas evidencias se propone la existencia de una sedimentación dominada por la acción de olas en las partes más profundas de la plataforma e influenciada en forma mixta (olas y mareas) en el "shoreface" alto. Por lo tanto, se concluye que es la posición particular dentro de la paleogeografía de la plataforma la que determina los regímenes hidrodinámicos que gobernaron la acumulación de los sedimentos y no, cambios abruptos en la configuración de la cuenca.

**Palabras claves:** plataforma, olas, mareas, Cuenca Neuquina, Valanginiano

**Key words:** shelf, waves, tides, Neuquén Basin, Valanginian

## EXTENDED ABSTRACT

A 300-m thick, mixed siliciclastic/carbonate succession accumulated during the early Cretaceous (Valanginian) in a marine shelf setting is analyzed in this contribution. These deposits belong to the Mulichinco Formation and are located in the northwest of Neuquén Province, Neuquén Basin, west central Argentina (Fig. 1).

The Mendoza Group (Tithonian-Barremian), which includes the Mulichinco Formation, has mainly been studied on a regional scale in the past. Few attempts have been made in the detailed modeling of depositional systems, especially in this particular area. The analyzed unit has a clear shelf profile in seismic configuration (Mitchum & Uliana, 1985), contrary to the underlying Vaca Muerta Formation and the overlying Agrio Formation (Fig. 3), which were accumulated in ramp settings (Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1991, Spalletti et al., 1999). In this shelf profile, distinguished lithosomes influenced by waves (storm and fair-weather) and tides have been formed, turning the Mulichinco Formation into a good example of an ancient mix influenced shelf environment. Thus, a detailed description of the various facies, facies relationships and stratal architecture is presented to address: 1) the facies makeup and vertical evolution 2) the accumulation processes 3) the depositional model for the Mulichinco Formation which helps, in turn, to better understand the general evolution of the Mendoza Group.

The sedimentological attributes of the Mulichinco Formation are described in two detailed sections (Figs. 4 and 5): Puerta de Curacó (PUC) and Barranca or Aguada de los Loros (ADL) (locations are shown in Figure 1). The overall trend in the succession allows the unit to be subdivided into a Lower, Middle and Upper section. In the Lower and the Upper sections, siliciclastic sediments prevail, while carbonates are more abundant in the Middle section.

Based on the lithology (texture and composition), mechanical structures, thickness, trace fossils and invertebrate contents, thirteen (13) siliciclastic and carbonate facies (Table 1) were recognized and grouped according to their vertical arrangement. Brief paleocurrent data are then presented, in order to assist in local coastline-orientation inferences and, finally, a depositional model is proposed.

The green shales and marls (F1) together with heterolithic lentiform facies (F2) represent the more distal shelf sedimentation. Heterolithic sandstone-mudstone facies with wavy and flaser structures (F3), interbedded with planar and trough cross-laminated wackes (F4) and isolated bodies of very fine-grained sandstones with HCS (F6) are all interpreted as inner shelf deposits. Fine-grained ripple cross-laminated sandstones (F5) represent normal conditions in the lower shoreface, but thick (up to 2 m) tabular amalgamated hummocky cross-stratified sandstone deposits (F6) are also common. Fine to medium-grained sand and carbonate sands with planar cross-stratification (F7) and

trough cross-stratification (F8) represent shallow marine tidal sandwaves and channels, respectively. Quartz-rich massive sandstones (F9) with conspicuous *Skolithos* icnofacies, and oolitic-bioclastic packstones and grainstones (F10), are often associated with the tidal deposits, and are also formed under high-energy wave conditions.

In the Middle section the lithological characteristics change dramatically. Condensed levels of floatstones (F12) characterize its base. Upper parts of the section are composed of thick oyster-serpulid buildups (F13), bioclastic wackestones (F11) and marls (F1). These facies reveal scarce to null siliciclastic influx, and deposition below the fair-weather wave base in an open marine environment. To the top of the Middle section, some heterolithic facies (F2 and F3) and fine sandstones (F5) show a permanent wave action, rejecting the hypothesis of a sheltered depositional environment.

The general depositional model, based on the distribution of facies associations is shown in Fig. 8. Due to the dramatic change during the deposition of the Middle section, two different scenarios have been exemplified. Figure 8a illustrates conditions depicted for the Lower and Upper section, and Figure 8b, for the shelf in the Middle section, during oyster buildup accumulation.

In the Lower and Upper sections (Fig. 8a) the outermost shelf conditions are represented by facies associations I, in which green shales (F1) and very occasionally turbidite-like tempestites (F2) accumulate. F3, F4, F5 and F6 composed the facies associations II and indicate the deposition from the inner shelf to the lower shoreface. This very common association usually shows upward coarsening and shallowing trends, inferring more frequent and intense oscillatory, combined and unidirectional currents. The highest-energy hydrodynamic conditions are suggested by thick amalgamated HCS sandstones (F6). Facies associations III is almost exclusive of the Upper section and groups subtidal facies (F7 and F8) and high-energy wave-formed facies (F9 and 10), which are interpreted to occur in the upper shoreface.

The floatstones (F12), intercalated with marls (F1) are the major constituents of facies association IV, with subordinated wackestones (F11). This suite of facies, especially the mixing of paleoecological habitat in F12 and the low proportion of siliciclastic particles in F1 and 11 are indicative of low terrigenous input and consequent starved conditions which allowed the development of taphonomic feedback. Nevertheless, even under such conditions, occasional storms are represented by F2.

Facies association V belongs to the Middle section and is entirely composed of carbonates. Green marls (F1) pass upwards to bioclastic wackestones with infaunal invertebrates (F11). Suddenly, a drastic change in substrate oxygenation may have favored the epifaunal oyster and serpulid boundstone development (F13a) forming extensive tabular buildups in the inner shelf. Occasionally, big oyster packstones (F13b) appear at the most top. This trend occurs

at least three times and reveals the development of carbonate high frequency cycles. The lack of intense wave reworking suggests that the sediments forming this vertical trend have been accumulated from well below to near the fair-weather base level.

In conclusion, a wave- and tidal-influenced mixed (carbonatic/siliciclastic) shelf model is proposed for the Lower and Upper sections of the Mulichinco Formation. From outer shelf to lower shoreface, wave (storm and normal) action is the main depositional process. In the upper shoreface where tidal influence is also recorded, a mixed (tidal and wave) shelf is developed. Comparing the record of both Lower and Upper section deposits (Figs. 4 and 5), deep-water sediments relatively predominate in the former. This fact may suggest a comparative deepened environment.

In the Middle section, a relative sea level rise occurred. Clastic influx was drastically diminished and biogenic carbonate bodies developed in large areas of the shelf.

## INTRODUCCIÓN

Durante varias décadas se ha trabajado en forma intensa en las sedimentitas del Grupo Mendoza (Titoniano-Barremiano) de la Cuenca Neuquina. Numerosos esquemas litoestratigráficos (Weaver, 1931; Groeber, 1946; Marchese, 1971; Leanza et al., 1977; Digregorio & Uliana, 1980, entre otros), bioestratigráficos (Leanza & Hugo, 1977; Leanza, 1980; Riccardi, 1988; Aguirre-Urreta & Rawson, 1997 y 1999a,b) y secuenciales (Gulisano et al., 1984; Mitchum & Uliana 1985; Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1991; Spalletti et al., 2000) han abordado el tema, tanto para los afloramientos como para el subsuelo de la Provincia del Neuquén. En cambio, pocos son los trabajos que han intentado dilucidar en detalle los ambientes de acumulación y han propuesto modelos deposicionales ajustados para las diferentes unidades del Grupo Mendoza (Uliana et al., 1997; Spalletti et al. 1999; Spalletti et al., 2000).

La Formación Mulichinco fue originalmente definida por Weaver (1931) en su destacada monografía sobre el Jurásico y Cretácico de la Cuenca Neuquina y comprende sedimentitas continentales, transicionales y marinas con fuertes cambios laterales de facies. Dicha unidad pertenece a la sucesión sedimentaria denominada Ciclo Ándico, Subciclo Mendociano por Groeber (1946) y luego, formalmente, Grupo Mendoza por Stipanovic et al. (1968). Asimismo, en el trabajo sobre estratigrafía de secuencias de Legarreta & Gulisano (1989), comprende la sucesión basal de la Mesosecuencia Mendoza Medio (secuencias Mn1 y porción inferior de Mn2).

La configuración de plataforma en la que se desarrolla la Formación Mulichinco genera un conjunto de cuerpos sedimentarios que no son frecuentes en las unidades infra y suprayacentes, las cuales se acumulan en ambientes con morfología de rampa (Mitchum & Uliana, 1985; Legarreta

& Uliana, 1991). En la actualidad es ampliamente aceptado que los principales modeladores de las plataformas actuales son las olas (normales y de tormentas) y mareas; en menor medida también las corrientes oceánicas (Johnson & Baldwin, 1996 y referencias dentro de éste). Sin embargo, durante décadas pasadas existió una tendencia a interpretar los ambientes antiguos de plataforma como dominados casi exclusivamente por uno de estos factores (olas, tormentas o mareas). Recién desde principios de los 80' numerosos autores han indicado la existencia de sistemas influenciados en forma mixta, por ejemplo, bajo fuerte acción de tormentas y mareas (Homewood & Allen, 1981; McCrory & Walker, 1986; Prave et al., 1996; Colquhoun, 1995). Con todo, el grado de participación de los distintos procesos actuantes está lejos de haber sido desentrañado por completo.

En el extremo norte de la provincia del Neuquén existe una faja de afloramientos de la Formación Mulichinco con excelente continuidad lateral y vertical que permite un estudio sedimentológico detallado. Es así que el autor ha considerado oportuno este aporte, que permita dilucidar algunos aspectos sobre las condiciones generales de acumulación en plataformas mixtas (acción combinada de olas y mareas), utilizando el registro marino de aquella unidad, poco estudiado hasta el presente.

El objetivo de la presente contribución, a partir del reconocimiento de las facies sedimentarias y sus asociaciones verticales, es entonces: 1) interpretar los mecanismos de depositación y, 2) proponer un modelo de acumulación para la unidad en cuestión, que permita además, comprender mejor la evolución general de todo el Grupo Mendoza.

## AMBIENTE GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA

La Cuenca Neuquina se localiza en el centro-oeste de la República Argentina, limitada al oeste por el cinturón de la Cordillera Andina y al este por áreas estables (Bloque de la Sierra Pintada al noreste y Macizo Nordpatagónico al sureste). El depocentro neuquino posee un muy buen registro de depósitos desde el Triásico más alto hasta el Terciario temprano y por las características de su relleno sedimentario está considerado una cuenca de trasarco-retroarco (Macellari, 1988; Barrio, 1989; Legarreta & Uliana, 1991).

El área de estudio se localiza en el norte-centro de la provincia del Neuquén, al noreste de la localidad de Chos Malal (Fig. 1). Los afloramientos del Grupo Mendoza son parte de la porción más septentrional de la Faja Plegada del Agrio (Braccacini, 1970) y se encuentran ubicados a lo largo de una faja con rumbo meridional, que constituye parte del flanco oriental fuertemente buzante del pliegue anticlinal Las Yeseras (Kozwowski et al., 1996), inmediatamente al este del Volcán Tromen. Debido a la disposición casi vertical de las capas el área aflorante es muy reducida, pero las sedimentitas más competentes de la Formación Mulichinco

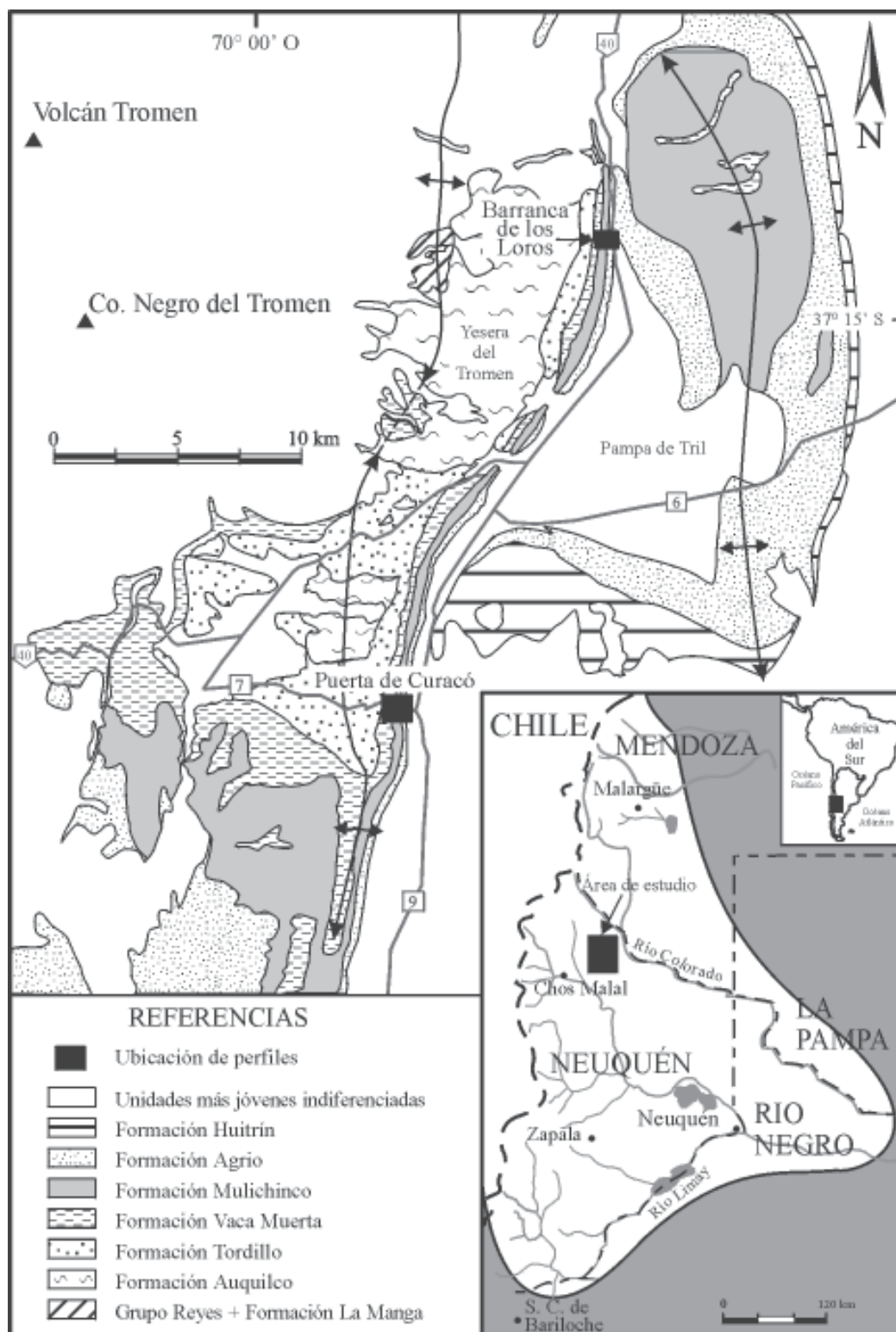


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio, en el noroeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina.  
 Figure 1. Geologic map of the study area, northern Neuquén Province, Neuquén Basin, Argentina.

sobresalen claramente entre las unidades más finas (Fig. 2).

En esta región el intervalo Titoniano-Valanginiano temprano está representado por una sucesión muy monótona de

lutitas negras, que fue asignada originalmente a las Formaciones Vaca Muerta (Titoniano) y Quintuco (Berriasiano – Valanginiano temprano) por Weaver (1931). Sin embargo,



**Figure 2. a) Vista general (hacia el sur) de los afloramientos de la Formación Mulichinco en Barranca de Los Loros. I: sección Inferior; M: sección Media; S: sección Superior.**

**Figure 2. General view (to the south) of Mulichinco Formation outcrops in Barranca de los Loros locality. I: Lower section; M: Middle section; S: Upper section.**

posteriormente en trabajos regionales Leanza (1973) extendió el alcance de la primera unidad y descartó la segunda, opinión que fue seguida por otros autores (Gulisano & Gutierrez Pleiming, 1994; Aguirre-Urreta & Rawson, 1999b). Es así que el contacto entre la Formación Mulichinco y la subyacente Vaca Muerta es neto y concordante, registrándose en las localidades estudiadas un repentino cambio de facies desde marinas profundas a marinas someras. Este cambio se acentúa más al sur, donde depósitos litorales hasta eminentemente continentales apoyan en forma abrupta sobre la Formación Vaca Muerta (Fig. 3). En base a dichas evidencias Gulisano et al. (1984) postularon una discordancia de carácter eustática, denominada Intravalanginiana, que habría generado una fuerte modificación paleogeográfica. En este sentido, a partir de datos de subsuelo, también se ha sugerido la existencia de un episodio de inversión tectónica y erosión para este momento (Vergani et al., 1995).

La relación del tope con la unidad suprayacente, Formación Agrio, es también neto y concordante. La aparición súbita de una gruesa sucesión de margas negras y “wackestones” con abundantes foraminíferos ha sido relacionada con un fuerte ascenso del nivel del mar, acompañado de importante subsidencia termal que produjo la reinstauración de sistemas deposicionales de ambientes profundos en extensas áreas del depocentro (Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta & Uliana, 1991). En la mayoría de las localidades relevadas por Weaver (1931) se reconoce un banco carbonático bioclástico muy distintivo como la base de Agrio, con espesores variables entre 2 y 8 m. Calizas con características similares se encuentran no sólo cerca del tope de la Formación Mulichinco en el sector analizado, sino también en niveles inferiores. Sin embargo, el límite entre las dos unidades puede ubicarse sin dificultades justo en la base del banco carbonático que yace directamente por debajo las margas oscuras.

A partir de un muy buen control bioestratigráfico me-

dante zonaciones de amonites (Aguirre-Urreta & Rawson, 1997, 1999a,b), se conoce que en el área de interés la Formación Mulichinco se habría desarrollado entre el Valanginiano inferior medio y el Valanginiano superior temprano (Fig. 3). Para esos tiempos, según Mitchum & Uliana (1985), las secuencias sísmicas (G-I-J) del Engolfamiento Neuquino se caracterizan por tener clinoforras oblicuas, “onlap” bien definido y pronunciado quiebre de plataforma. Estas evidencias son claras indicadoras de la existencia de un ambiente deposicional de plataforma durante el desarrollo de la Formación Mulichinco.

## METODOLOGÍA Y MATERIALES

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de dos perfiles sedimentológicos a escala de detalle (E 1:100), en los cuales se realizó un muestreo sistemático de sedimentitas y material paleontológico e icnológico. El primero se ubica en la localidad conocida como Puerta de Curacó (PUC) y el segundo en el paraje Barranca o Aguada de los Loros (ADL), distante 21 km de aquel en dirección noroeste, siguiendo por la Ruta Nacional N° 40 (Fig. 1).

El análisis de facies aplicado a dichas sedimentitas, y cuyas características se sintetizan en la Tabla 1, permitió interpretar los procesos involucrados en la formación de los cuerpos sedimentarios y su ubicación en el medio deposicional. Posteriormente se estudió la relación vertical y lateral de las litofacies y, de este modo, fueron agrupadas en asociaciones de facies que representan determinadas condiciones generales del ambiente de acumulación. Luego se realizó un análisis semi-cuantitativo de paleocorrientes, que posibilitó hacer inferencias acerca de la orientación de la línea de costa y establecer hacia donde se encontraban las áreas más distales de la plataforma. Finalmente, con este esquema se elaboró un modelo deposicional general y se

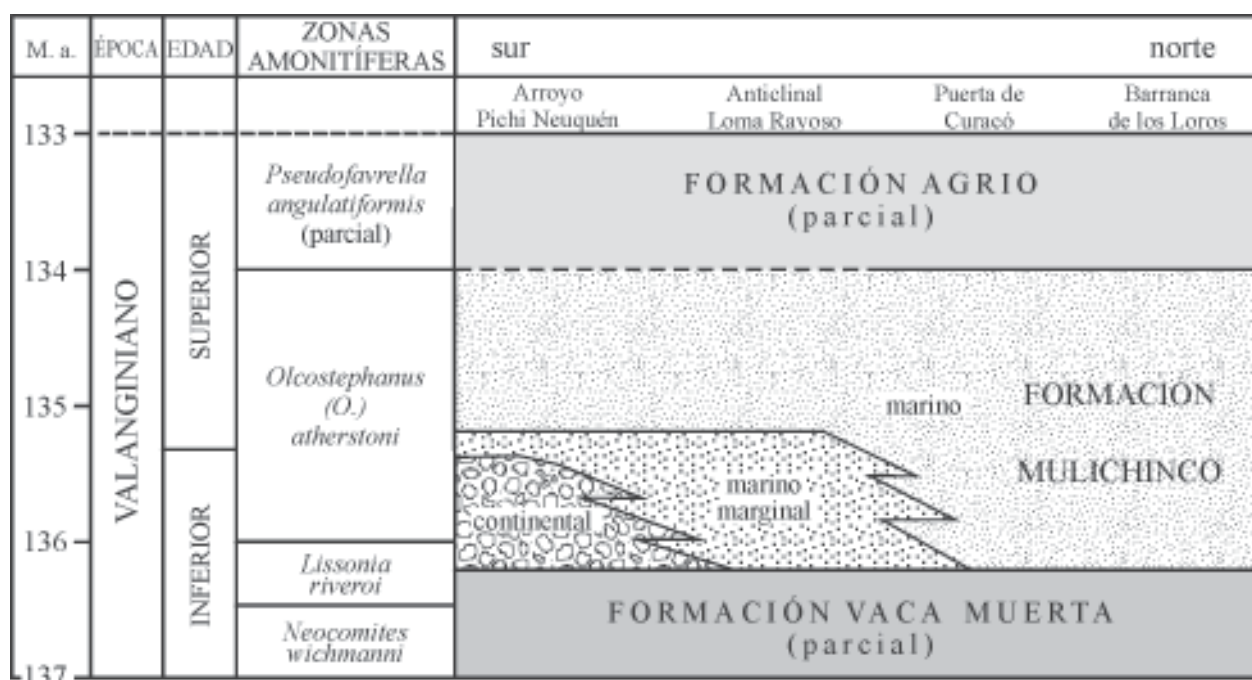


Figura 3. Cuadro cronoestratigráfico del Valanginiano (parcial) a partir de biozonaciones de Aguirre Urreta & Rawson (1997, 1999b). Escala numérica (M.a.) de Gradstein et al. (1995).

Figure 3. Valanginian (partial) chronostratigraphic chart after Aguirre Urreta & Rawson (1997, 1999b). M.a.- scale from Gradstein et al. (1995).

analizaron las variaciones particulares para determinados momentos de la evolución de la plataforma valanginiana.

En la zona estudiada, la Formación Mulichinco se compone de más de 300 m de depósitos silicoclásticos y carbonáticos, con abundancia de invertebrados fósiles marinos. Las características litológicas generales permiten distinguir tres sectores bien diferenciados entre sí que se han denominado informalmente secciones Inferior, Media y Superior respectivamente (Figs. 4 y 5). La sección Inferior (110 m en PUC y 80 m en ADL) está compuesta casi exclusivamente por areniscas y pelitas, con muy pocos carbonatos masivos. El tramo medio (80 m en PUC y 70 m en ADL) es netamente carbonático, con desarrollo de "boundstones" de ostras y serpúlidos, margas, "wackestones" y "floatstones". Esta sección correspondería aproximadamente con lo que Legarreta y Kozłowski (1981) definirían como Lengua Superior de Chachao. Finalmente, el sector superior (150 m en ambos perfiles) está conformado tanto por areniscas y pelitas silicoclásticas como por calizas masivas y con estructuras tractivas.

### DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES

La descripción de las facies sedimentarias se ha llevado a cabo haciendo especial hincapié en los aspectos litológicos (textura y composición con control por vía microscópica y

difractometría de RX), estructuras primarias, espesor y geometría de los cuerpos, trazas fósiles e invertebrados presentes. Una síntesis de las facies reconocidas se muestra en la Tabla 1 y su distribución en la secuencia se aprecia en las figuras 4 y 5.

#### F1) Facies de pelitas verdes

Pelitas y margas masivas con leve bioturbación. Las coloraciones gradan del verde oscuro hasta el gris claro. Pueden poseer escasos moldes de bivalvos infaunales articulados. La facies tiene entre 0,40 y 10 m de espesor. En forma muy subordinada se observan delgadas capas de coquinas o areniscas calcáreas muy bioclásticas (menores a 10 cm) como así también de areniscas limolíticas muy finas con estructuras tractivas (laminación horizontal u ondulítica). Estas últimas se describirán con mayor detalle en la facies siguiente.

Su depositación se debería a procesos de decantación en ambientes escasamente oxigenados de la plataforma externa, evidenciado en parte por el bajo grado de bioturbación y la muy esporádica existencia de flujos de fondo (Brenchley et al., 1993).

#### F2) Facies heterolítica lentiforme

Esta facies oscila entre 0,30 y 4 m de espesor y está conformada por interestratificaciones de pelitas verdes (con

*Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Septentrional.*

FACIES	LITOLOGÍA	CARACTERÍSTICAS DEPOSICIONALES	ESPESOR (m)	BIOTURBACIÓN	INTERPRETACIÓN	AMBIENTE DEPOSICIONAL
F1	Pelitas y margas verdes	Estructura masiva. Escasos niveles con concentraciones de bioclastos o de F3. Bases netas. Techos netos o transicionales a F2	0,4-8	Leve	Decantación, sustratos poco a bien oxigenados	Plataforma externa
F2	Interestratificaciones finas de pelitas con limolitas hasta areniscas muy finas. Relación A/P > 0,2	Laminación paralela, ondulítica o monticular. Óndulas de oleaje o combinadas en los techos. Frecuente gradación normal. Bases y techos netos o transicionales. Geometrías irregulares	0,3-4	Leve	Acumulación de fango en condiciones de buen tiempo y limolitas bajo flujos combinados durante tormentas	Plataforma externa a media
F3	Limolitas a areniscas finas intercaladas con lóminas de pelitas. Relación A/P igual o mayor a 1	F3a: óndulas de ola o combinadas, en fase o fuera de fase. Crestas rectas y bifurcadas. Láminas continuas de pelitas. F3b: óndulas más grandes, de crestas sinuosas hasta complejas. Pelitas en senos	0,3-3	Moderada a muy intensa	Decantación y tracción alternantes. Flujos combinados contrapuestos.	Plataforma interna hasta transición al "shoreface" bajo
F4	Vaques bioclásticos	Laminación entrecruzada planar y en artesa. Gradación normal. Bioclastos convexos hacia arriba. Bases netas y planas. Techos ondulosos. Intercalan en la facies 3	0,02-0,2	Moderada a intensa	Migración de óndulas 2D y 3D durante flujos unidireccionales (tormentas)	Plataforma interna hasta transición al "shoreface" bajo
F5	Areniscas muy finas y finas	Laminación ondulítica. Sets menores a 2 cm. Raras ondulitas preservadas. Bases transicionales y techos netos.	< a 5	Moderada	Agradación de óndulas asimétricas por olas traslatorias	"Shoreface" bajo
F6	Arenas muy finas y finas	"Hummocky-cross stratification". Lineación "parting". Estructuras de corte y relleno. Capas individuales o bancos tabulares amalgamados. Las bases siempre netas y a veces toques con óndulas	0,03-0,6	Moderada	Flujos oscilatorios o combinados. Migración de megaóndulas 2D a ligeramente 3D	"Shoreface" bajo y transición a plataforma interna
F7	Areniscas finas a medianas y calcarenitas ("packstones")	Estratificación entrecruzada tangencial-sigmoidal (sets de 0,40 a 0,70 m). Intraclastos pelíticos y bioclastos en las caras de avalancha. Rara estratificación horizontal. Bases planas.	2-3	Leve a moderada	Migración de megaóndulas 2D por flujos mareales dominantes	Planicies submareales
F8	Areniscas finas y medianas	Estratificación entrecruzada en artesa. Sets de 0,15 a 0,40 m. Intraclastos pelíticos frecuentes. Por arriba de bancos bioclásticos con geometría acanalada. Generalmente pasan a F7	1-2	Leve	Migración de megaóndulas 3D a partir de flujos unidireccionales	Senos interbarras
F9	Areniscas medianas cuarzosas	Estructura masiva secundaria. Bancos tabulares de 0,10-0,20 m o fuerte amalgamación. Bases y techos netos	< a 10	Intensa	Ambiente dominado por una alta energía de olas	"Shoreface" alto
F10	Calcarenitas bioclásticas-oolíticas	Estructura masiva y textura clasto-sostén. Distribución caótica de fragmentos esqueléticos, ooides y granos detríticos. Bancos tabulares con bases netas o ligeramente transicionales. Muchas veces gradan a F11	0,2-0,5	Leve	Condiciones de alta energía deposicional	"Shoals" carbonáticos o mixtos en "shoreface" alto
F11	"Wackestones" hasta calcilimolitas	Estructura masiva o más a menudo gradación en el contenido de bioclastos, normal o inversa. Bases y techos transicionales	0,2-1,5	Leve	Variaciones en la tasa de sedimentación efectiva. Sustratos bien oxigenados	Plataforma y "shoreface" bajo
F12	"Floatstones"	Estructura masiva. Empaquetamiento suelto. Bioclásticos generalmente mayores a 2 mm. Disposición al azar. Bancos tabulares con bases y techos netos	0,1-0,6	Fuerte bioerosión	Muy baja energía deposicional y bajo aporte silicoclástico. Niveles condensados	Plataforma externa
F13a	"Boundstones" de ostras pequeñas	<i>Ceratostreon</i> (hasta 3 cm) cementadas entre sí y con serpulidos. Empaquetamiento apretado. Estructura masiva. Fuerte tabularidad	0,5-4,8	Escasas perforaciones	Sustrato duro y baja energía	Biostromas en la plataforma interna
F13b	"Packstones" de ostras grandes	<i>Aetostreon</i> (hasta 15 cm) dispersas en material esquelético abundante, junto a otros bivalvos infaunales. Estructura masiva. Fuerte tabularidad. Bases transicionales.	0,2-7	Abundantes perforaciones en valvas	Sustrato suelto sujeto a cierta influencia de oleaje	Plataforma interna a "Shoreface" bajo

**Tabla 1. Descripción e interpretación de facies de la Formación Mulichinco.**  
**Table 1. Facies description and interpretation of the Mulichinco Formation.**

características similares a las de F1) y delgados bancos de limolitas arenosas hasta areniscas muy finas. Es importante resaltar que el término heterolítico no hace alusión al ambiente deposicional en que se origina, sino que es puramente descriptivo. La relación arenisca/pelita sería menor a 0,2.

Los niveles arenosos tienen entre 1 y 5 cm (raramente hasta 15 cm), suelen mostrar muy poca continuidad lateral (pueden desaparecer en menos de 2 m) y geometría irregular (Fig. 6a). Las bases son netas, generalmente planas u onduladas. A veces presentan gradación normal de bioclastos (paralelos a la estratificación) y/o intraclastos pelíticos. La estructura interna puede ser una laminación paralela, ondulítica o monticular de pequeña escala ( $\lambda < a$  35 cm), siempre muy fina. Los techos son netos y en su mayoría ondulados, con desarrollo de óndulas simétricas o levemente asimétricas de crestas rectas y angulosas. Muestran muy pocos rasgos de bioturbación y sólo se ha hallado *Gyrochorte*, en baja densidad.

Algunos niveles poseen en sus bases pavimentos de bivalvos articulados (*Pinna*s) con una fuerte orientación bimodal en planta (Fig. 7). Allen (1990) sugiere que este tipo de distribución en ciertos moluscos (*Turritella*, por ejemplo), sería un claro indicador de la acción de corrientes oscilatorias que los colocarían en forma transversal a la dirección de propagación de las olas.

La existencia de estructuras generadas por flujos unidireccionales (laminación paralela) y por flujos oscilatorios o combinados (laminación ondulítica y monticular) indica una transición entre depósitos que se comportan como turbiditas (Walker & Plint, 1992) y otros que están dominados por flujos orbitales (Myrow & Southard, 1991). De esta forma, la facies 2 se interpreta como generada en una plataforma abierta, en las cercanías del tren de ola de tormenta, tanto por debajo (Walker & Plint, 1992; Colquhoun, 1995), como por arriba (Prave et al., 1996; Fig. 18 de Banerjee & Kidwell, 1991). En dicho ambiente la acumulación de fango se produciría en las condiciones normales de buen tiempo. Periódicamente se vería afectado por corrientes oscilatorias o combinadas, poderosas, inducidas por tormentas que permitirían la erosión parcial de aquéllos y la depositación de los niveles limo-arenosos. Los mismos flujos serían los encargados de modelar los techos ondulados durante el decrecimiento de su intensidad. Por los indicadores substratales, las olas oscilatorias se propagarían del norte al sur o viceversa.

### F3) Facies heterolítica ondulosa-flaser

Esta facies comprende potentes paquetes de limolitas hasta areniscas finas donde intercalan finas láminas de fangolitas. Estas últimas tienen una participación minoritaria y generalmente disminuyen al techo de las secuencias. El espesor de la facies abarca desde unos decímetros hasta unos pocos metros de espesor. Sobre la base de la abundancia y disposición de las láminas pelíticas se reconocen dos

subfacies: heterolítica ondulosa y heterolítica flaser

La facies heterolítica ondulosa o “wavy” (F3a), está formada por un apilamiento de niveles con óndulas de ola que se presentan aisladas o en trenes de cierta extensión lateral, en espesores menores a 2 cm (Fig. 6b). Por lo general las crestas son rectas y continuas, tanto redondeadas y muy planas, como más angulosas y empinadas ( $\lambda$  menor a 10 cm). La estructura interna es discordante (fuera de fase) y muestra una dirección de migración bimodal y contrapuesta, al norte y al sur (Fig. 7). Las láminas pelíticas se encuentran recubriendo las crestas y senos y tienen menos de 2 cm de espesor (relación arenisca/pelita cercana a 1).

Con la disminución del porcentaje pelítico, que ahora se concentra sólo en los senos, se pasa a la subfacies 3b, heterolítica flaser, en donde la relación arenisca/pelita es mayor a 1. Aquí aparecen niveles arenosos más potentes (hasta 10 cm) con óndulas de mayor tamaño ( $\lambda = 15$  a 20 cm). Estos trenes suelen ser sinuosos hasta muy complejos (con montículos y depresiones). En su mayoría las crestas se orientan aproximadamente E-O (Fig. 7), con una fuerte migración de capa frontal, con preferencia al norte. Niveles similares de óndulas también suelen intercalar en la subfacies 3a.

*Teichichnus* es el icnogénero más distintivo de la subfacies 3a y *Bergaueria* lo es de la 3b. *Gyrochorte*, en llamativa alta densidad es muy conspicuo en ambas. Además acompañan otras icnitas como *Paleophycus*, *Phycodes*, *Skolithos* (de alta densidad). La bioturbación va de moderada a muy intensa, llegando a obliterar casi por completo la estructura primaria. Así, se puede afirmar que una de las características más destacables de esta facies es la profusa diversidad y alta densidad de trazas fósiles.

Debido a la alternancia pelita-arena con óndulas se infiere que esta facies se desarrollaría en un fondo afectado en forma intermitente por procesos de decantación y de tracción. Los depósitos pelíticos corresponderían a períodos de buen tiempo o intertormenta y las capas arenosas delgadas se deberían tanto a corrientes oscilatorias (F3a) como traslatorias o combinadas (F3b), relacionado con eventos tempestíticos que acumularían sedimentos rápidamente por debajo de la base de ola permanerete de buen tiempo (Bridge & Willis, 1994). De este modo, la litofacies 3 pone de manifiesto un ambiente de plataforma interna hasta la transición hacia el “shoreface” bajo (Figura 18 de Banerjee & Kidwell, 1991; Abbot, 1998).

### F4) Facies de vaques bioclásticos

Facies compuesta por bancos delgados (10 cm de promedio) de areniscas muy finas hasta finas, con un alto porcentaje de matriz fangosa. Estas sedimentitas pueden presentar cemento calcáreo y generalmente son bioclásticas. Esta litofacies se caracteriza por la presencia de laminación entrecruzada planar y en artesa.

Las bases son netas y planas, con fragmentos de valvas



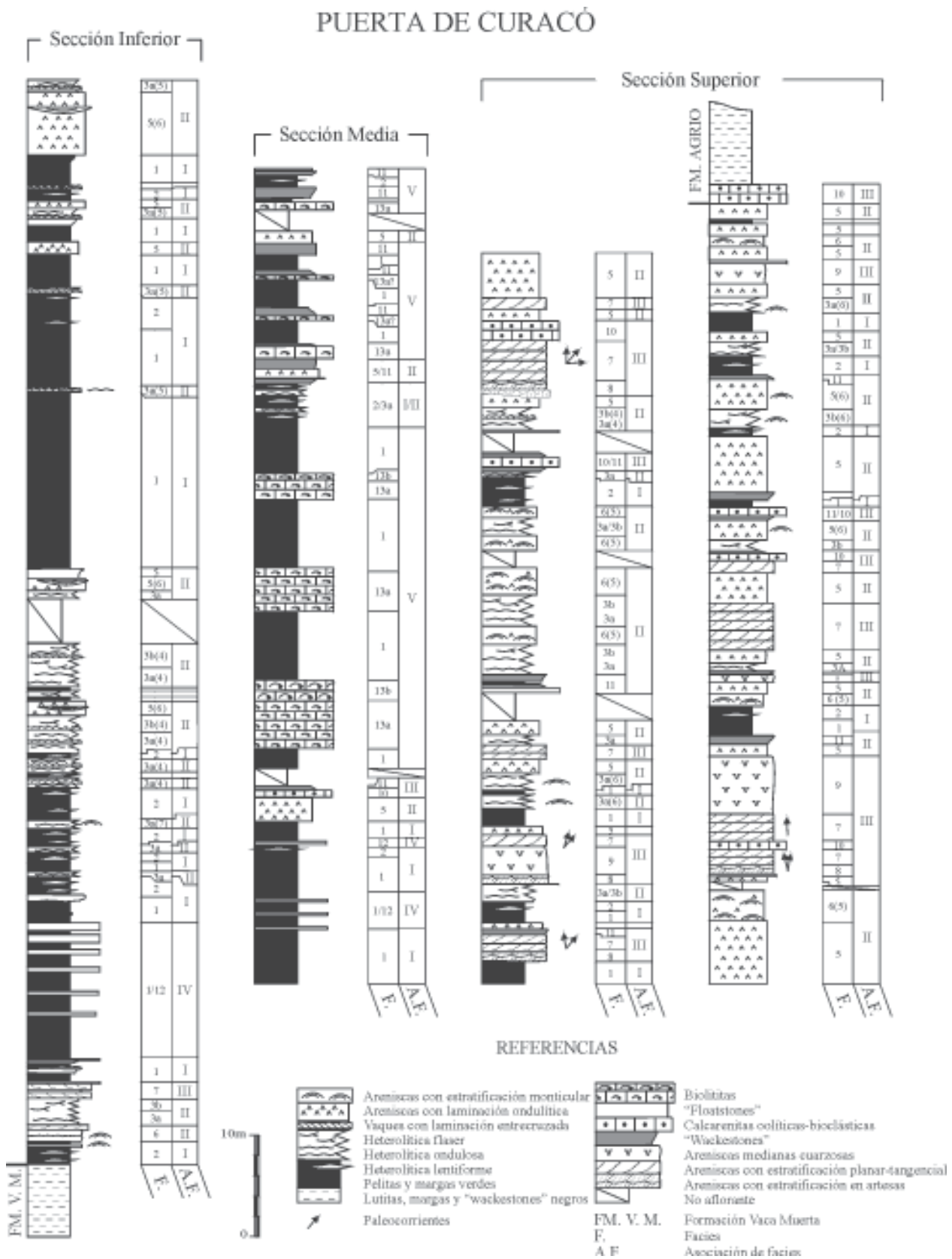


Figure 4. Columna sedimentológica de detalle de la Formación Mulichinco en la localidad Puerta de Curacó, Cuenca Neuquina.  
 Figure 4. Detail stratigraphic log of the Mulichinco Formation at Puerta de Curacó, Neuquén Basin.

desarticulados y retrabajados, que se disponen en su mayoría convexos hacia arriba y pueden mostrar una gradación normal. También suelen poseer intraclastos pelíticos. En los topes aparecen trenes de óndulas asimétricas no muy bien definidos. La facies 4 se encuentra generalmente intercalada en la facies 3, más raramente en la facies 5.

Tanto las bases como los techos están profusamente bioturbados, mostrando una alta densidad y diversidad, con *Gyrochorte*, *Paleophycus*, *Phycodes*, *Planolites*, *Chondrites*, *Arenicolites* y *Mamilichnis*.

Las estructuras primarias son óndulas bi y tridimensionales, posiblemente originadas durante breves períodos dominados por corrientes traslacionales (flujos unidireccionales o combinados con predominio unidireccional, Myrow & Southard, 1991). Por su íntima asociación con la facies 3 estos depósitos podrían vincularse con episodios de tormenta en la plataforma interna. Se infiere que los flujos serían levemente erosivos debido a la presencia de intraclastos pelíticos, material esquelético retrabajado y bases planas. Por su parte, el alto porcentaje de matriz podría estar relacionado con la incorporación de abundante material fino durante el transporte (Scasso & Limarino, 1996).

#### **F5) Facies de areniscas con laminación óndulítica**

Esta facies está estrechamente relacionada con la facies 3, puesto que la desaparición de las pelitas entre los niveles arenosos con óndulas marca el pasaje de una a la otra. De este modo, aquí se incluye a arenas muy finas y finas, con laminación ondulítica en sentidos opuestos, predominantes hacia el norte, conformando "sets" de unos pocos centímetros, a veces con óndulas preservadas (Fig. 6c). Aparecen constituyendo potentes secuencias individuales con un marcado carácter agradable (hasta 5 m de espesor), en las cuales suelen intercalar capas de facies 4 y 6. El contenido icnológico incluye: *Gyrochorte*, *Paleophycus*, *Arenicolites*, *Skolithos*, *Phycodes*, *Scolicia* y *Thalassinoides* (?). La densidad es moderada a elevada y la diversidad es alta.

El arreglo bimodal de la laminación de ola y el carácter netamente arenoso de esta facies sugiere una acumulación constante por encima del nivel de ola de buen tiempo y, en consecuencia, se infiere un ambiente de "shoreface" bajo.

#### **F6) Facies de areniscas con estratificación entrecruzada en montículo (HCS)**

Esta facies comprende arenas muy finas y finas, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada en montículo ("hummocky cross stratification"). Son bancos decimétricos (0,10 a 0,50 m de potencia), con laminación muy fina, de bajo ángulo hasta horizontal que desarrolla montículos y cubetas muy chatos y bastante isótropos (Cf. Cheel & Leckie, 1993). En algunos casos sólo se observa el desarrollo de cubetas ("swaley cross stratification"), mientras

que la lineación "parting" es común.

Las bases siempre netas y planas presentan intraclastos laminares pelíticos y bioclastos retrabajados, dispuestos en su mayoría con su convexidad hacia arriba. Por otro lado, es frecuente que los topes tengan óndulas preservadas de crestas rectas hasta sinuosas, simétricas a ligeramente asimétricas. En otras ocasiones, los techos muestran patrones muy complejos de óndulas (diseños poligonales). Se han reconocido icnitas en los topes, tales como *Gyrochorte*, *Phycodes*, *Arenicolites*, *Skolithos*, *Paleophycus*, *Scolicia* y *Teichichnus*.

Las capas pueden poseer geometría lenticular e intercalarse en la facies 3 y 5, o bien amalgamarse, conformando cuerpos arenosos tabulares (Fig. 6d) con una apreciable continuidad lateral (decenas de metros) y espesores de 0,80 a 2,50 metros.

Estos sedimentos habrían sido transportados como carga en suspensión (Dott & Burgeois, 1982) desde la zona del "nearshore" hacia la plataforma durante eventos de tormentas. Myrow & Southard (1991) atribuyen esta facies a la acción de flujos oscilatorios puros o combinados dominados por oscilación, que (en el modelo) generarían la migración de megaóndulas tridimensionales simétricas a ligeramente asimétricas. Esta migración sería la responsable de la estructura en montículo. Sin embargo, Cheel & Leckie (1993) proponen la existencia de un mecanismo que tendría una primera etapa de ligera erosión y luego sobrevendría un período de decantación desde suspensión, que recubriría la microtopografía monticular generada durante el primer evento, fuera del equilibrio hidrodinámico.

Las capas discretas con bases y topes definidos, y predominio de trenes de óndulas bien marcados, se generarían por debajo de la base de olas de buen tiempo, situación que permitiría mantener parcialmente las características originales del depósito. En cambio, el desarrollo de paquetes tabulares con gran extensión lateral conformados por numerosos bancos amalgamados de areniscas con HCS, correspondería a condiciones un poco más someras, posiblemente del "shoreface" bajo (Cheel & Leckie, 1993; Prave et al., 1996). Allí el retrabajo del oleaje permanente sería intenso y modificaría sustancialmente la morfología original del depósito (Brenchley et al., 1993).

#### **F7) Facies de areniscas y calcarenitas ("packstones") con estratificación entrecruzada planar tangencial**

Es una facies relativamente poco abundante pero muy distintiva. Se compone de areniscas finas a medianas verdes-blanquecinas y calcarenitas bioclásticas grises, con estratificación entrecruzada planar tangencial (Fig. 6e). En algunos casos se han observado estratificaciones horizontales asociadas. Los "sets" entrecruzados tienen entre 0,20 y 0,70 m de espesor, con bases planas o ligeramente cóncavas y, en total, los conjuntos alcanzan hasta 3 m. Forman claros resaltes en afloramiento y tienen gran extensión lateral (cientos de metros). La bioturbación oscila de baja a moderada y el

### BARRANCA DE LOS LOROS

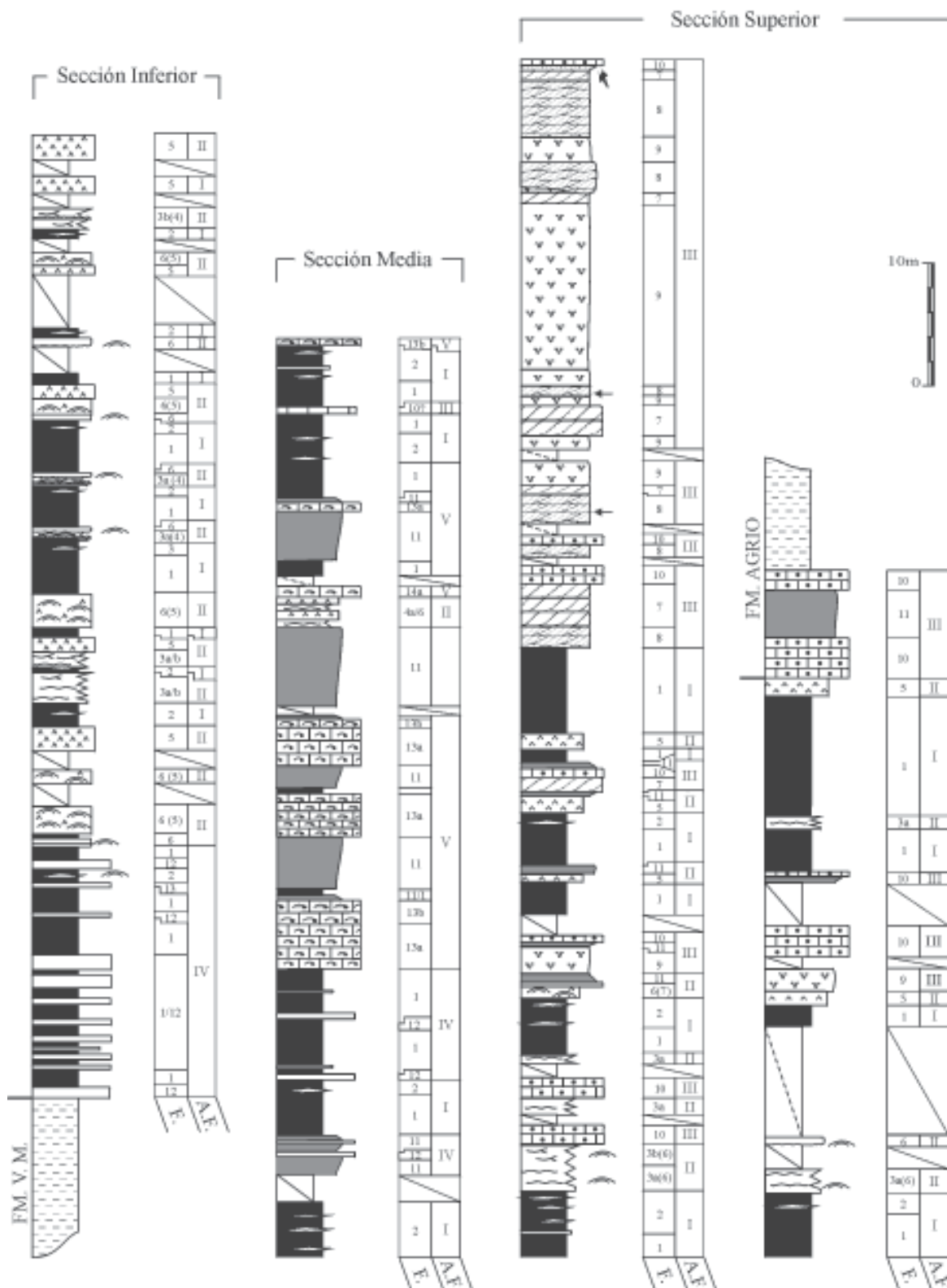


Figure 5. Columna sedimentológica de detalle de la Formación Mulichinco en la localidad Barranca de los Loros, Cuenca Neuquina. Referencias en Figura 4.

Figure 5. Detail stratigraphic log of the Mulichinco Formation at Barranca de los Loros, Neuquén Basin. For references see Figure 4.

contenido icnológico consta de *Arenicolites*, *Skolithos*, *Paleophycus* y *Thalassinoides*.

Las superficies de entrecruzamiento generalmente son de mediano a alto ángulo (promedio 25°) y suelen tener recubrimientos de fango, intraclastos pelíticos y/o bioclastos laminares convexos hacia arriba, incorporados a las caras frontales. Si bien no existe un claro desarrollo de “bundles” mareales, se han reconocido paquetes con láminas gruesas exclusivamente arenosas y porciones más finas heterolíticas, con láminas más delgadas de fangolitas y areniscas con óndulas (Fig. 6e), comparables con ciclos de cuadratura-sicigia (Visser, 1980). Las ondulitas pueden ser tanto de corriente como de oleaje y sus crestas se disponen aproximadamente este-oeste. Por otro lado, las paleocorrientes de las caras frontales muestran una orientación preponderante hacia el N, con evidencias subordinadas hacia el S y E (Fig. 7). En contadas ocasiones también se han reconocido superficies de reactivación, en general de bajo ángulo.

Esta facies se ha acumulado en un ambiente marino por arriba del nivel de base de olas de buen tiempo, tal cual lo atestiguan la estratificación entrecruzada de alto ángulo y la asociación de icnitas. La presencia de recubrimientos pelíticos, desarrollo de ciclos de cuadratura-sicigia y flujos en sentidos contrapuestos sugieren una fuerte influencia mareal en el desarrollo de esta facies (Visser, 1980; Allen & Homewood, 1984; Nio & Yang, 1991). Estructuras con estas características han sido reconocidas en ambientes fósiles (Allen & Homewood, 1984) y han sido generadas en experimentos de laboratorio (formas Tipo IV de Allen, 1980); también se han descrito en ambientes actuales (“Inclined Cross Bedding” de Dalrymple, 1984) formas que poseen varios de los atributos mencionados, pero donde no se registran recubrimientos pelíticos, posiblemente por ser de ambientes intermareales.

El desarrollo de la estratificación entrecruzada se debería a la migración de megaóndulas bidimensionales transversales al flujo dominante (Dalrymple 1984; Dalrymple et al., 1990; Colquhoun, 1995), que a su vez podrían estar sobreimpuestas a formas de lecho de mayores dimensiones (ondas de arena o “sand waves”), siempre que exista suficiente aporte de material (Dalrymple, 1992). La presencia de intervalos regulares con depósitos heterolíticos y depósitos arenosos pone de manifiesto una variación estacional del régimen hidrodinámico (Visser, 1980, Yang & Nio, 1985). En este sentido, las óndulas de oleaje o combinadas indicarían la acción de olas en períodos de bajamar (Allen & Homewood, 1984).

Los recubrimientos pelíticos ubicados a espacios regulares y la escala decimétrica de los “sets” son buenas evidencias de ambientes subtidales cercanos a la costa, parcialmente canalizados o en engolfamientos (Middleton, 1991; Johnson & Baldwin, 1996). En el presente caso no existen claras evidencias de canalización (superficies de migración lateral, márgenes de canales, etc), pero sí en cambio se conoce que todo el depocentro habría estado parcialmente restringido comportándose como un engolfamiento (Legarreta

& Uliana, 1991; Spalletti et al., 2000).

#### **F8) Facies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa**

Está compuesta por areniscas finas y medianas. Los “sets” de artesas poseen entre 0,15 y 0,40 m de espesor y 0,60 a 1 m de extensión. Pueden presentar óndulas en los techos, generalmente de ola o con fuerte interferencia y son comunes los intraclastos pelíticos y las láminas de arcillas. Existen también “sets” de artesas con geometría más aplana (0,30-1 m de espesor y 2-4 m de extensión), de granulometrías algo más gruesas y sin pelitas asociadas. Los “cosets” oscilan entre 1 y 2 m de espesor y, por lo general, apoyan sobre bancos bioclásticos que tienen geometría acanalada (desde 0,10 a 1,50 m) y restos esqueléticos mal preservados de trigónidos dispuestos paralelamente al plano de estratificación. La bioturbación es leve y sólo se han reconocido muy escasas trazas de *Ophiomorpha* y *Arenicolites*. Los ejes de artesa indican paleocorrientes al oeste (Fig. 7).

Esta facies se habría generado por la migración de megaóndulas tridimensionales, desde muy asimétricas hasta poco asimétricas, a partir de flujos unidireccionales y unimodales (Dalrymple et al, 1990). De aquí se desprende que esta facies implicaría una mayor energía que la anterior. Dado que esta facies apoya generalmente sobre cuerpos acanalados bioclásticos y no posee evidencias de intemperismo se propone una acumulación en los senos interbarras. “Lags” bioclásticos residuales similares a los descritos han sido asignados a relleno de fondo de canales mareales (Kidwell, 1991b; Dean, 1987). Sin embargo, no se descarta que las artesas más chatas y sin evidencias de períodos con decantación pelítica, pudieran estar relacionadas con grandes olas de rompiente (Clifton et al., 1971), formadas durante o poco después de períodos de tormenta, a profundidades muy cercanas a la zona de rompiente (Colquhoun, 1995).

#### **F9) Facies de areniscas masivas**

Existen sucesiones de areniscas finas a medianas masivas, blanquecinas, cuarzosas, moderadamente bien seleccionadas, friables y con escaso a alto grado de bioturbación. En general se disponen en bancos tabulares de 0,10-0,20 m o bien se amalgaman conformando bancos de hasta 10 m. En raras ocasiones se aprecia una estructura de laminación de ola muy difusa, en especial en aquellos sectores donde el grado de homogeneización no ha sido extremo. Los icnogéneros típicos de esta facies son *Ophiomorpha* y *Arenicolites*. *Paleophycus* y *Skolithos* acompañan con relativa baja frecuencia, mostrando alta densidad, pero relativa media diversidad. En escasa proporción se han hallado restos de trigónidos.

La presencia de granulometrías relativamente gruesas y cuarzosas, sumada a una típica asociación de icnofacies de *Skolithos*, permite inferir un ambiente de “shoreface” alto.

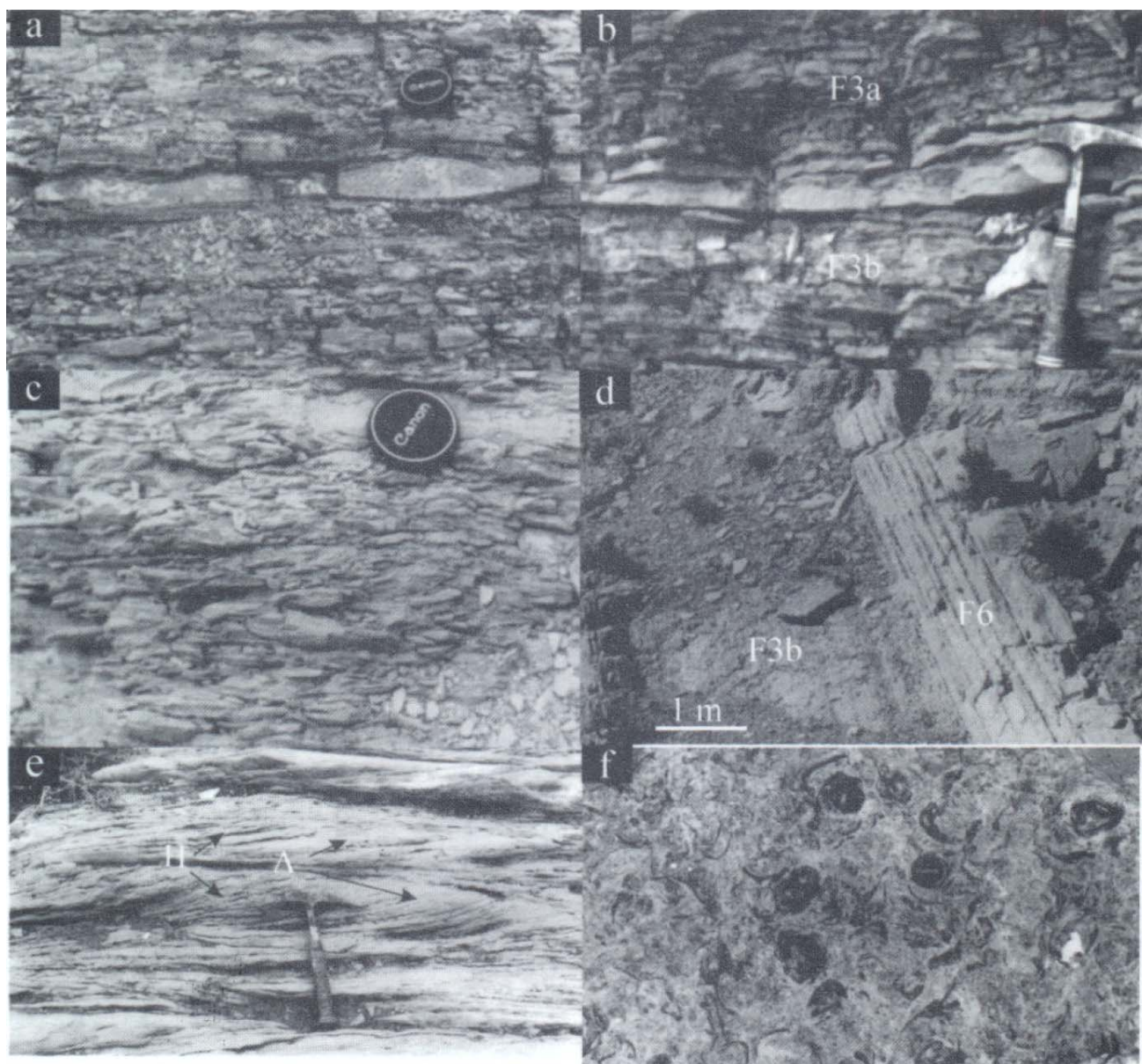


Figura 6. a) Facies heterolítica lentiforme (F2), nótese el techo ondulado del nivel limoarenoso. b) Facies heterolítica ondulosa (F3a) y flaser (F3b). c) Paquetes arenosos con laminación ondulítica de facies 5. d) Geometría tabular de los depósitos arenosos con HCS, facies heterolíticas (F3) por debajo. e) Estratificación entrecruzada planar tangencial de facies 7, nótese los paquetes más arenosos (A), y otros más heterolíticos (H) con óndulas (flujo dominante hacia la izquierda). f) Vista en planta de facies 13b, nótese la existencia de ostras grandes en posición de vida.

Figure 6. a) Lenticular heterolithic facies (F2), note the undulated top. b) Detail of wavy (F3a) and flaser (F3b) heterolithic facies. c) Aggrading ripple-laminated beds of facies 5. d) Tabular geometry of HCS sandy deposits overlaying heterolithic facies (F3). e) Planar tangential cross-bedding of facies 7, note the occurrence of pure sandy packages (A) and more heterolithic sand-mud packages (H) with ripples (dominant flow to left). f) Plan view of facies 13b, note the life position of some big oysters.

La actividad de los organismos habría obliterado casi por completo las estructuras primarias (laminación ondulítica y/o de acreción de playa?), que estarían reflejando alta energía de ola en zonas costeras.

#### **F10) Facies de calcarenitas (“packstones”-“grainstones”)**

#### **bioclásticas-oolíticas**

Esta facies está conformada por materiales silicoclásticos (granos medianos de cuarzo) y carbonáticos (ooides y/o bioclastos) en proporciones similares. Se caracteriza por una textura

clasto-sostén, buena selección y estructura masiva. Los fragmentos esqueléticos poseen hasta 4 cm de tamaño y son principalmente de ostras, gasterópodos y trigónidos, aunque también aparecen restos de amonites y pectínidos. Su distribución es caótica. Los ooides llegan a 0,5 mm de diámetro y pueden tener o no el núcleo; algunos se presentan ligeramente deformados. Los bancos son tabulares, con bases planas, netas o transicionales y espesores entre 0,20 y 2,50 m. Con la excepción de escasos *Thalassinoides*, no es frecuente la presencia de trazas fósiles.

Dado su importante contenido bioclástico y oolítico, se presume que esta litofacies conformaría “shoals” o parches carbonáticos o mixtos en condiciones de alta energía depositacional. La escasa diversidad y densidad de trazas podría deberse a la inestabilidad ambiental causada por el elevado grado de energía de acumulación (Spalletti et al, enviado).

#### F11) Facies de “wackestones”

Aquí se agrupan desde “wackestones” hasta calcilimolitas con contenido bioclástico en variada proporción, del que participan restos de ostras, trigónidos y gasterópodos, cuyo tamaño generalmente ronda los 0,5 mm y a veces alcanza hasta 2 cm. Se disponen en forma caótica con respecto al plano de estratificación y en raras ocasiones se concentran formando parches. Suele haber además moldes de bivalvos semi e infaunales articulados (*Pinnas*, *Erhyphyla*, *Panopea*). La bioturbación varía de leve a moderada y sólo se han reconocido escasas icnitas de *Palaeophycus*, *Phycodes* y *Teichichnus*. Los estratos pueden tener entre 0,20 y 1,50 m de espesor y presentan estructura masiva o gradada, ya sea normal o inversa. La gradación puede ser de abundancia y/o de tamaño de los restos esqueléticos.

La concentración fósil siempre está en estrecha relación con la sedimentación efectiva o “net sedimentation” (Cf. Kidwell, 1991b). Ésta, a su vez, resulta de la interacción entre la acumulación de sedimentos y su erosión. Es probable entonces que los arreglos gradados respondan a variaciones de la tasa de sedimentación efectiva, que permitirían una menor o mayor dilución del material bioclástico en el registro final. Dada la presencia de organismos infaunales, bioturbación moderada y litologías intermedias esta facies se habría desarrollado en sustratos sueltos, estables y bien oxigenados (Aberhan, 1993) en amplias porciones de la plataforma, tanto por debajo como por arriba de la base de olas de buen tiempo.

#### F12) Facies de “floatstones”

Son capas de geometría tabular, sin estructuras tractivas, intercaladas entre depósitos pelíticos. Los espesores individuales varían entre 0,10 y 0,60 m, y están conformadas

por material bioclástico, generalmente mayor a 2 mm, dispersos en una matriz micrítica, que determina un empaquetamiento abierto. Estos atributos permiten clasificarlos como “floatstones” en el sentido de Cuffey (1985). Los restos esqueléticos se disponen al azar y pueden corresponder a ostras (hasta 10 cm de tamaño), gasterópodos, serpúlidos, amonites y pectínidos. También acompañan trigónidos y otros bivalvos con alto a moderado grado de articulación que, con frecuencia, presentan evidencias de bioerosión e incrustación. Se destaca también la presencia de glauconita, tanto en forma de cemento como en granos (2 mm máximo de diámetro) y una coloración ocre dominante de los estratos.

Estos niveles han sido acumulados en ambientes de muy baja energía, sin influencia de corrientes de fondo. La presencia de glauconita y la mezcla de restos infaunales enterrantes y epifaunales cementantes puede explicarse debido a un nulo a escaso suministro silicoclástico, bajo un estado hambriento, que permitiría fuerte erosión biogénica de los componentes esqueléticos. En tal sentido también podrían corresponder a niveles condensados (Cf. Fürsich, 1995), posiblemente acumulados en ambientes por debajo de la base de olas de tormentas (Kidwell, 1991b; Fig. 6 en Fürsich, 1995).

#### F13) Facies de biolititas

Litologías carbonáticas, donde las ostras constituyen el elemento faunístico principal. Se presentan como cuerpos tabulares masivos y muy extensos que, por sus características de consolidación producen marcados resaltes en las laderas estudiadas y pueden seguirse lateralmente por varios kilómetros. A partir del contenido faunístico esta facies puede ser subdividida en dos subfacies: “boundstones” de ostras pequeñas (13a) y “packstones” de ostras grandes (13b).

Los “boundstones” de ostras pequeñas (Cf. Cuffey, 1985) poseen bases planas y netas, aunque raras veces se aprecia una delgada gradación desde la facies 11, hasta que se constituye enteramente en cuerpo de ostras. Éstas pueden encontrarse enteras o desmembradas, cementadas entre sí y alcanzar tamaños máximos de 3 cm. Considerando estudios taxonómicos sobre material del área y de la Provincia de Mendoza (Damborenea et al., 1979; Rubilar et al., 2000), pueden asignarse tentativamente al género *Ceratostreon*. El otro elemento esencial lo constituyen anélidos coloniales, serpúlidos, con diámetros muy variables (0,2 a 1 cm). El espesor del conjunto oscila entre 0,50 y 4,80 m.

Los “packstones” de ostras grandes son comparativamente mucho menos abundantes que la facies anterior y siempre la suprayacen. A veces sólo se presentan como un nivel de escasos 15 cm, pero puede alcanzar hasta 2 m de espesor. Las bases de los cuerpos son transicionales y los techos son netos. Las ostras (afines a *Aetostreon*, Cf. Damborenea et al., 1979; Rubilar et al., 2000) también pueden estar tanto desarticuladas, rotas y con fuerte bioerosión, como en

## *Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Septentrional.*

posición de vida (Fig. 6f). Cuando se encuentran ambos patrones en el mismo banco, siempre los desarticulados están por debajo, inmersos en un sedimento esquelético de tamaño arena. Las ostras pueden alcanzar hasta 15 cm de tamaño, y un rasgo muy común es la presencia de perforaciones en sus gruesas paredes. Restos de bivalvos infaunales, pectínidos, gasterópodos y equinoideos acompañan en menor proporción mostrando generalmente alto grado de fragmentación.

El carácter epifaunal cementante de los invertebrados que conforman la subfacies 13a (ostras y serpulidos) revela la generación de un sustrato duro (“hardground”). Esta situación se relaciona con períodos prolongados caracterizados por bajo suministro clástico, poniendo de manifiesto un estado hambriento o “sediment starvation” (Cf. Brett, 1995). La geometría tabular de estos depósitos y el desarrollo de construcciones permitiría interpretarlos como cuerpos bioconstruidos (biostromas). Por su parte, la fuerte masividad y escasos rasgos de retrabajo sugieren una acumulación en ambientes de baja energía, por debajo del nivel de olas normales, posiblemente en condiciones de plataforma interna.

En contadas ocasiones se produjo una evolución posterior hacia otra asociación faunística de ostras grandes (F13b), las cuales poseen un modo de vida reclinado o posado, parcialmente enterrados en sedimentos firmes (Damborenea et al., 1979, Ruffel & Wach, 1998). Este cambio debe haber sido inducido por modificaciones en las condiciones ambientales, que permitieron una mayor disponibilidad de sedimento carbonático esquelético (mayor cercanía al tren de ola de buen tiempo?). Este sustrato fue colonizado a su vez por abundantes organismos infaunales.

### **DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS DE ASOCIACIONES DE FACIES**

A partir de la distribución vertical y lateral de los distintos litosomas se han reconocido diversas asociaciones de facies nominadas en orden creciente por números romanos. Su distribución a lo largo de las secciones levantadas se muestra en las figuras 4 y 5.

#### **Asociación I (F1-F2)**

Esta asociación agrupa a las facies más finas compuestas principalmente por sedimentos terrígenos. Como se puede ver en las figuras 4 y 5, a lo largo de toda la sucesión estudiada es común encontrar un pasaje gradual desde la facies de pelitas verdes (F1), hacia la facies heterolítica lentiforme (F2). La aparición de frecuentes niveles limo-arenosos delgados de las facies 2 indicaría una transición desde un tipo de sustrato estable, con escasa comunidad bentónica, hacia otro, ocasionalmente afectado por flujos originados por tormentas y de mayor inestabilidad. En líneas generales se podría afirmar que esta asociación caracteriza a la depositación desde la plataforma externa hasta la interna

distal.

Los espesores de este conjunto de facies oscilan entre 0,50 y 17 m. Por lo general aparece en forma brusca sobre depósitos someros y pasa en forma gradual a la siguiente asociación.

#### **Asociación II (F3-F4-F5-F6)**

Esta asociación de facies es una de las más distintivas de la unidad en el área de estudio (Figs. 4 y 5). Se compone de potentes sucesiones (espesores hasta 18 m) claramente progradantes en donde la facies heterolítica ondulosa-flaser (F3) pasa a la facies de areniscas finas con laminación ondulítica (F5) y/o a las sedimentitas con estratificación monticular en paquetes tabulares (F6). Aquí también se incluye a los niveles de vaques generados por flujos unidireccionales o combinados (F4) y algunas areniscas delgadas con estratificación monticular (F6). El arreglo vertical de esta asociación pone de manifiesto un progresivo aumento en la oxigenación del sustrato y en la energía deposicional de los flujos tractivos de tormenta. Además, se observa una mayor actividad de organismos productores de icnitas, incremento en la relación arenisca/pelita y en la escala de las estructuras mecánicas. La asociación II caracteriza a la depositación en la plataforma interna hasta el “shoreface” bajo.

#### **Asociación III (F7-F8-F9-F10, F11 subordinada)**

Esta asociación aparece en la base de la unidad en PUC y predomina ampliamente en la sección Superior de la Formación Mulichinco en ambas localidades (Figs. 4 y 5). Generalmente apoya sobre las sedimentitas del conjunto de facies anterior y se caracteriza por granulometrías gruesas, estratificaciones entrecruzadas de alto ángulo e importante participación de calizas bioclásticas.

Si bien las facies pueden aparecer individualmente en la secuencia, existen paquetes de esta asociación con un arreglo vertical de facies, desde las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (F8), a las sedimentitas clásticas y carbonáticas con estratificación entrecruzada planar tangencial (F7), que pasan después a calcarenitas bioclásticas-oolíticas (F10) o a areniscas medianas cuarzosas bioturbadas (F9). Esta asociación representa las condiciones más someras de acumulación, es decir el “shoreface” alto, con influencia de alta energía de olas y corrientes mareales. En PUC la asociación III presenta espesores entre 1,50 y 10m, mientras que en el perfil ADL (Fig. 5) puede alcanzar hasta 30 m.

#### **Asociación IV (F12-F1, F11 subordinada)**

Está conformada por potentes intercalaciones (hasta 7 m) de margas (F1) y “floatstones” masivos (F12) en proporciones similares. En forma subordinada aparecen asociados

niveles de “wackestones” (F11). Esta asociación de facies se reconoce únicamente en el inicio de las secciones Inferior y Media (Figs. 4 y 5). La mezcla de hábitos paleoecológicos en la facies 12 y la baja proporción de partículas silicoclásticas en los materiales pelíticos (F1) indican que esta asociación de facies se habría desarrollado durante etapas de bajo a nulo suministro clástico (estado hambriento), que permitiría cierta retroalimentación tafonómica (Kidwell, 1991a). Tanto la facies fina como los carbonatos estarían indicando un ambiente de plataforma externa.

#### Asociación V (F13-F11-F1)

Esta asociación de facies es exclusiva del sector medio de los perfiles analizados (Figs. 4 y 5) y está caracterizada por litofacies masivas, eminentemente carbonáticas. Los sedimentos finos corresponden a margas verdes (F1) que gradan a hacia arriba a “wackestones” con invertebrados bentónicos semi e infaunales y leve bioturbación (F11). Los “boundstones” de organismos epifaunales cementantes (“shellstones”, Cf. Cuffey, 1985) se desarrollan súbitamente y se forman cuerpos biostromales tabulares con una gran distribución areal (F13a). Ocasionalmente, también se acumulan biolititas dominadas por ostras reclinadas en sedimentos esqueléticos arenosos (F13b). Este arreglo deposicional se distingue claramente en ADL (Fig. 5), donde se repite hasta tres veces mostrando un desarrollo de ciclos de alta frecuencia. En PUC en cambio, suelen faltar los niveles con “wackestones”. El espesor máximo del conjunto alcanza los 30 m.

Esta asociación conformada por litofacies carbonáticas sin estructuras tractivas y escasas evidencias de retrabajo por olas, se habría originado durante períodos de baja tasa de suministro silicoclástico, por debajo del nivel de olas de buen tiempo. Es decir, desde la plataforma externa hasta la transición al “shoreface” bajo.

#### ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES

Se han recolectado datos de paleocorrientes de diferentes estructuras sedimentarias mecánicas y biogénicas, con las cuales se ha realizado un análisis orientativo dada la relativa escasez de datos. Para una mejor comprensión de dicha información se discriminó entre las mediciones de las secciones Inferior y Superior de la Formación Mulichinco (Fig. 7).

En la sección Inferior los trenes de óndulas de olas y combinadas de la subfacies heterolítica ondulosa (F3a) están orientados preferencialmente E-O, y muestran una distribución bimodal al norte y al sur de su estructura interna. En la subfacies heterolítica flaser (F3b) se mantiene la orientación de los trenes y las óndulas tridimensionales que migran de preferencia al norte y noroeste, minoritariamente al sur. Por otro lado, los organismos con orientación bimodal en la

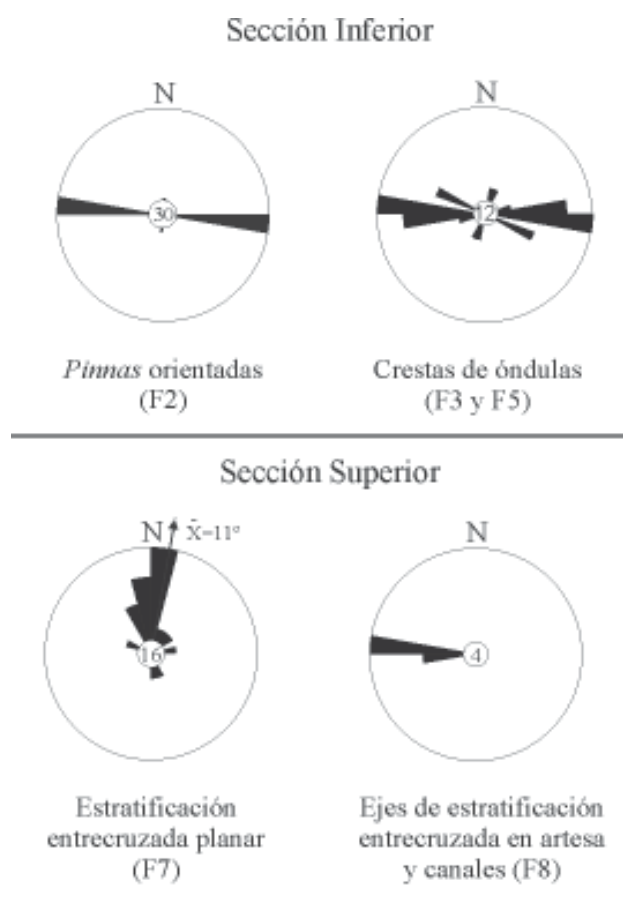


Figura 7. Paleocorrientes de la Formación Mulichinco en la zona de trabajo. (X: Vector Medio)

Figure 7. Paleocurrents data of the Mulichinco Formation in the studied area. (X: Vector Mean)

base de tempestitas distales de la facies heterolítica lentiforme (F2), indican propagación de olas oscilatorias de gran tamaño hacia el norte o sur (Fig. 7).

Para la sección Superior de la Formación Mulichinco se han medido paleocorrientes a partir de estratos entrecruzados de las areniscas y “packstones” pertenecientes a la facies 7. Se distingue claramente una preponderancia de capas frontales al norte y, en forma subordinada, otras hacia el sur y este (Fig 7). Queda claro entonces que las formas mareales bidimensionales migraban hacia el norte, con sus crestas transversales al flujo dominante (Allen, 1980).

Por otro lado, los pocos datos de orientación de ejes de artesa y de canales pequeños de la facies 8 indican flujos unidireccionales provenientes del este, que generaban la migración al oeste de megóndulas tridimensionales (Fig. 7). Sin embargo, existen dos tipos de entrecruzamiento que difieren mucho en su geometría y litología. Aquél formado por areniscas finas, con pausas de arcillas y óndulas asociadas (ver más arriba) se relaciona con formas 3D mareales migrando en forma perpendicular a las ondas de arena, posiblemente durante picos de intensidad de las corrientes



## *Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Septentrional.*

(Dalrymple, 1984). Las restantes artesas, más chatas, compuestas por granulometrías más gruesas y sin pausas de arcilla, deben estar relacionadas con la acción de olas y constuir canales de retorno, asociados a momentos de tormentas.

Existen, como en la sección Inferior, óndulas simétricas y asimétricas con sus crestas orientadas en sentido latitudinal en las facies 3 y 5. También se han reconocido dichas estructuras asociadas con la estratificación entrecruzada, mostrando tanto migración al norte como al sur. Estas últimas se relacionan en general con flujos combinados de olas y mareas.

### **MODELO DEPOSICIONAL**

El análisis detallado de las litofacies, sus asociaciones y los datos de paleocorrientes de la Formación Mulichinco en el sector más septentrional de la provincia del Neuquén permite elaborar un modelo de acumulación (Fig. 8), en el cual se tiene en cuenta la configuración fundamental de plataforma postulada por Mitchum & Uliana (1985) para el Engolfamiento. Así, se han podido reconocer distintos subambientes que, lejos de poder compartimentarse, representan variaciones transicionales a lo largo de toda la plataforma, en muchos casos con desarrollo contemporáneo. Por otra parte, también es importante considerar la fuerte variabilidad que presenta el registro vertical de la unidad.

Las porciones más distales de la plataforma (Fig. 8a) están representadas por la continua acumulación de fango a partir de procesos de decantación, con esporádicos flujos de fondo hacia las partes más someras, que generarían tempestitas distales (Asociación I). La escasa comunidad bentónica se habría desarrollado en sustratos poco oxigenados y con limitada circulación vertical de las aguas. Estas condiciones contrastan con respecto a la situación que evidencian los niveles superiores de la Formación Vaca Muerta y aquéllos de la base de la Formación Agrio. Allí predomina una asociación de lutitas, margas y "wackestones" oscuros acumulados en ambientes de rampa externa a cuenca que registran condiciones anaeróbicas perdurables en el tiempo (Legarreta & Uliana, 1991; Spalletti et al., 1999). Dicha situación no se alcanza nunca durante la depositación de los cuerpos de roca pertenecientes a la Formación Mulichinco.

La plataforma interna, es decir aquella porción de la plataforma por encima del nivel de olas de tormentas (Fig. 8a), está caracterizada por poseer un fondo afectado en forma intermitente por procesos de decantación y de tracción. Los niveles pelíticos corresponden a la acumulación durante períodos de buen tiempo o intertormenta. Con frecuencia, ese sustrato fangoso es afectado por corrientes inducidas por tormentas que producen la acumulación de delgados niveles de arenas (Dott & Burgeois, 1982; Colquhoun, 1995). Hacia las porciones más proximales de la plataforma interna se produce un incremento en la energía deposicional de los

flujos tractivos, que se vuelven en su mayoría combinados, dominados por traslación, o directamente unidireccionales ("shoaling zone", Cf. Reading & Collinson, 1996). En forma consecuente aumenta la relación arenisca/pelita y la escala de las estructuras mecánicas. La importante densidad y diversidad de trazas fósiles sugiere que una rica asociación de organismos bentónicos coloniza ese sustrato antes, durante y después de los episodios de tormenta. En forma eventual se produce la influencia de corrientes tractivas de mayor envergadura, que generan cierta erosión del sustrato e introducción de material esqueletal alóctono. El conjunto de facies que refleja estas condiciones deposicionales pertenece a la asociación II.

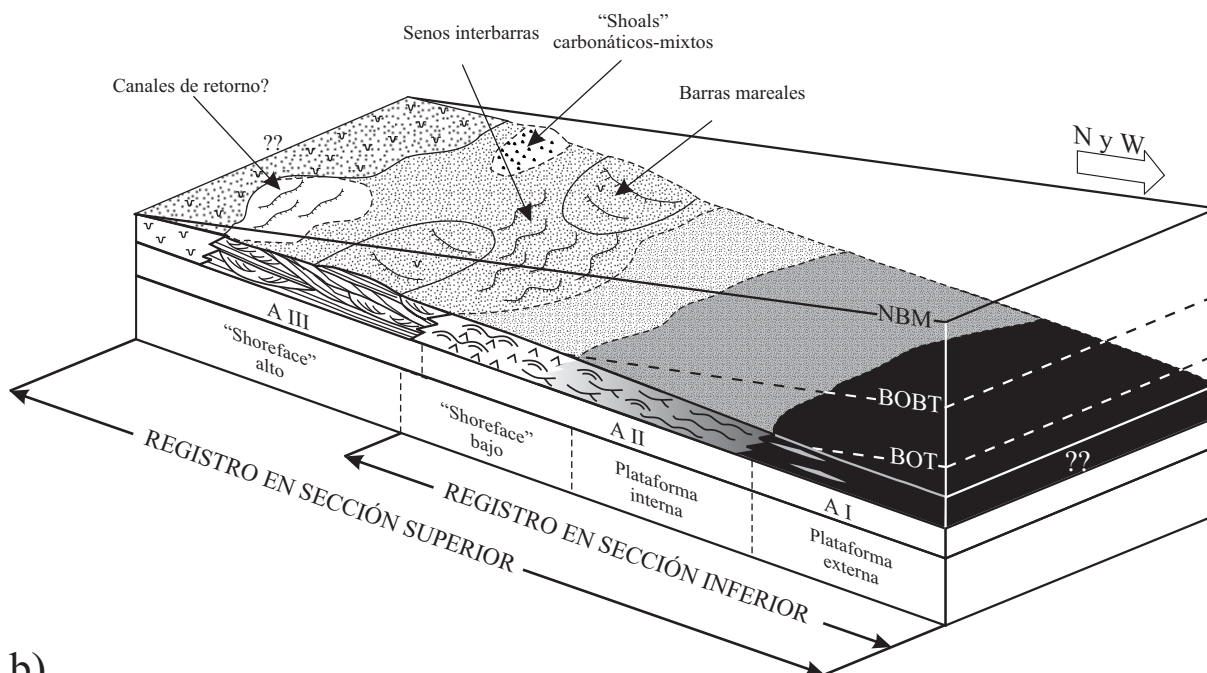
Por encima del nivel de base de olas de buen tiempo el sustrato está permanentemente afectado por flujos tractivos que posibilitan la acumulación de sucesiones continuas de arenas finas con laminación ondulítica. Estos sedimentos clásticos constituyen la sedimentación del "shoreface" bajo (Fig. 8a), el que se caracteriza por sustratos sueltos, bien oxigenados y aptos para la proliferación de organismos. Los eventos de tormenta acumulan niveles delgados de arenas finas con estratificación monticular en las partes más profundas. Hacia el continente estas capas se vuelven más potentes hasta conformar paquetes tabulares con bancos amalgamados, separados por significativas discontinuidades indicando que en las áreas más someras los flujos acarrear y depositan mayores volúmenes de material y poseen mayor poder erosivo (Walker & Plint, 1992). Este subambiente queda caracterizado por las facies más gruesas de la asociación II con leves interdigitaciones de la asociación III hacia las partes más someras.

En el "shoreface" alto el sistema deposicional resulta marcadamente más complejo que en los casos anteriores (Fig. 8a), puesto que a la continua acción de olas (normales y de tormenta) se suma la influencia de corrientes mareales (Bridge & Willis, 1994; Colquhoun, 1995; Prave et al., 1996). A continuación se analizará el posible contexto ambiental de estos depósitos, característicos de la sección Superior de la Formación Mulichinco.

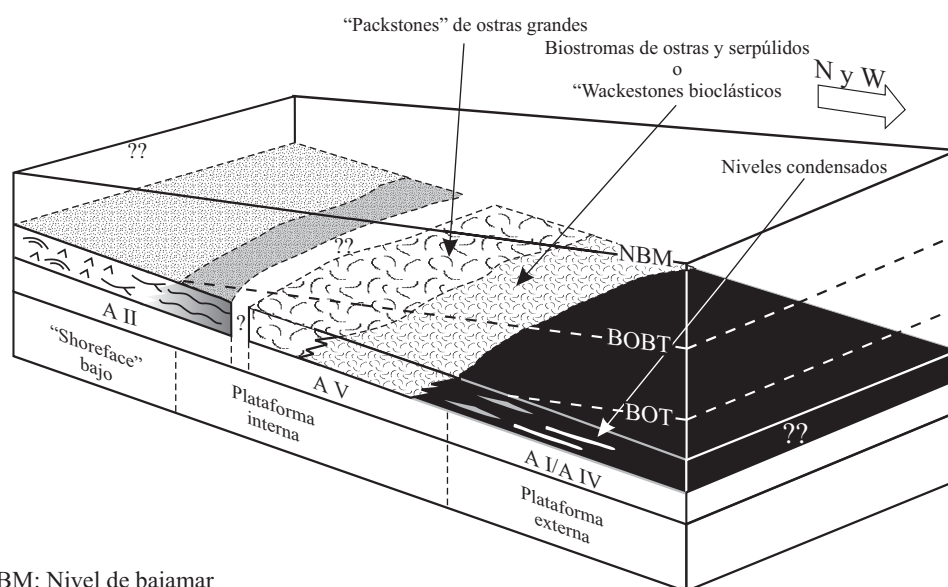
La influencia mareal no alcanzó para desarrollar (o permitir la preservación) de depósitos inter y supramareales. Con este escenario no parece probable un ambiente dominado o altamente influenciado por mareas, con régimen mesomacromareal, ya sea este un estuario o delta (Dalrymple, 1992).

Caracteres tales como barras construidas por acción de olas y canales cortándolas pueden sugerir sistemas de islas barreras, generalmente asociados a regímenes micro a mesomareales (Reading & Collinson, 1996). Sin embargo, los cuerpos canalizados del presente estudio no pueden interpretarse como "tidal inlets", debido a sus escasas proporciones y rasgos que indiquen cierta duración en el tiempo (superficies de migración lateral, por ejemplo). Tampoco existen evidencias concluyentes de depósitos de "lagoon", ni deltas de mareas. Por otro lado, se puede afirmar que nun-

a)



b)



NBM: Nivel de bajamar  
 BOBT: Nivel de base de olas de buen tiempo  
 BOT: Nivel de base de olas de tormentas  
 A I: Asociación de facies I

Figura 8. Modelo de acumulación esquemático para la Formación Mulichinco propuesto en este trabajo (sin escala). a) secciones Inferior y Superior; b) sección Media.  
 Figure 8. Schematic depositional model for the Mulichinco Formation proposed in this work (not to scale). a) Lower and Upper sections; b) Middle section.

ca se alcanzaron las regiones costeras subáreas en las secciones estudiadas, situación que habría permitido la forma-

ción de dunas costaneras o depósitos de sobrelavado en un sistema de isla barrera. Todos estos argumentos hacen difícil

## *Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Septentrional.*

postular un sistema de esa naturaleza, ya que no se considera factible que todos o la mayoría de esos rasgos hubieran existido y no se hubiesen preservado en el registro sedimentario.

Las dos posibles alternativas que restan analizar podrían intentar explicarse con otros dos modelos conceptuales respectivamente. Por una parte, un sistema deltaico influenciado en forma mixta por olas y mareas. Aquí las areniscas con rasgos mareales corresponderían a barras de desembocadura y canales que progradan sobre áreas dominadas por tormentas y olas (Brigde & Willis, 1994; Dean, 1987). En este contexto, las sedimentitas carbonáticas se formarían durante etapas de bajo suministro clástico por abandono del lóbulo deltaico y consecuente transgresión localizada (Dean 1987; Boyd & Penland, 1988). Las facies de areniscas masivas gruesas podrían acumularse en las zonas costeras interdeltáicas dominadas por oleaje. Si bien este contexto permitiría justificar gran parte de las sedimentitas presentes y su arreglo vertical, el aspecto crítico determinante de esta hipótesis reside en las paleocorrientes que muestran las posibles barras mareales. Así, esos datos sugieren una dirección neta de transporte hacia el norte, lo cual a su vez implicaría la localización de sistemas deltaicos influenciados por mareas hacia el sur según los modelos propuestos (Dalrymple, 1992). Esta situación no se corrobora con la distribución de fajas de sedimentitas presentada más arriba para estos tiempos (ver Fig. 3).

El otro modelo deposicional considerado le asigna un papel importante a la morfología de la cuenca. De este modo, la semirestricción que posee el ambiente marino (Legarreta & Uliana, 1991; Spalletti et al., 2000) le proporcionaría características de un gran engolfamiento (Hayes, 1979). Aún con regímenes micro a mesomareales, el efecto amplificador de mareas en cubetas protegidas como ésta puede ser muy trascendente, y se ha reconocido tanto en ambientes actuales como interpretado del registro fósil (Ramos & Galloway, 1990; Barrio, 1989). En este escenario, las corrientes mareales se desplazarían principalmente en sentido paralelo a la costa, originando planicies submareales con desarrollo de megaóndulas y ondas de arena con crestas oblicuas hasta transversales a la costa (Levell, 1980). Durante períodos de máxima intensidad de estos flujos tractivos, se generarían canales o depresiones entre las barras, aproximadamente perpendiculares a ellas (Dalrymple et al, 1990). Hacia las porciones más someras, la acción de olas sería determinante en áreas con costas bastante rectilíneas con la presencia de fajas costeras y canales de retorno (Fig. 8a). Con respecto a esto, el hecho de que la sección septentrional estudiada (ADL) tenga mayor cantidad de sedimentitas influenciadas por olas (Fig. 5), podría deberse justamente a su ubicación hacia las partes menos restringidas del engolfamiento (Hayes, 1979; Ramos & Galloway, 1990). Los bancos carbonáticos podrían formarse sobre las barras en períodos de bajo aporte clástico o abandono de las mismas.

Una consideración especial merece la sección Media

de la Formación Mulichinco, para la que el medio de acumulación se ilustra en la figura 8b. En determinadas porciones de la plataforma externa aparecen niveles condensados y margas indicando condiciones de bajo a nulo suministro clástico, lo cual a su vez permitió la formación de minerales autigénicos y la retroalimentación tafonómica. Esta situación podría atribuirse en forma preliminar al inicio de un relativo ascenso del nivel del mar. En forma muy esporádica se sucedían flujos tractivos que originaban tempestitas distales.

Hacia la plataforma interna aparecen, o bien sustratos sueltos estables, de granulometrías intermedias, con presencia de organismos bentónicos infaunales, o bien sustratos duros, con una epifauna de ostras y serpúlidos que coloniza extensas áreas del depocentro. Estas diferentes asociaciones faunísticas parecerían desarrollarse en respuesta a modificaciones en la oxigenación del sustrato.

Las zonas más someras de la plataforma interna poseen un registro de "packstones" con ostras reclinadas junto a otros organismos infaunales en los períodos de escaso aporte terrígeno. En cambio, hacia las partes más altas de la sección Media, en forma concomitante con un mayor ingreso de clásticos al sistema, vuelven a ser frecuentes los pares pelita-arenisca en la plataforma interna. Estos pasan hacia arriba a areniscas con laminación ondulítica pertenecientes a un "shoreface" bajo con dominio de acción de olas.

## DISCUSIÓN

### Olas vs. mareas

El arreglo vertical de las sedimentitas en la sección Superior muestra claramente un pasaje desde áreas distales dominadas por acumulación bajo acción de olas (plataforma externa a "shoreface bajo"), hacia otro más proximal, con influencia de olas y mareas ("shoreface" alto). De este modo, es la posición particular dentro de la paleogeografía de la plataforma lo que determina qué regímenes hidrodinámicos gobernarán la depositación de los sedimentos en cada lugar (Prave et al., 1996). Esta hipótesis de acumulación contemporánea de cuerpos de roca dominados por la acción de olas y mareas en distintas partes de una cuenca concuerda con modelos ya propuestos (Levell, 1980; Johnson & Baldwin, 1996).

Por otra parte, las sedimentitas de las secciones Inferior y Superior que corresponden a la acumulación desde la plataforma hasta el "shoreface" bajo son muy similares. Pues bien, el hecho de que la sección Inferior carezca de sedimentitas con rasgos mareales podría deberse a que no existieron las condiciones que desencadenaran corrientes mareales poderosas, o bien, como parece ser éste el caso, que nunca se alcanzaron las porciones más someras de la cuenca marina estudiada, es decir el "shoreface" alto, donde siempre habría existido una importante influencia de mareas.

### Esquema paleogeográfico preliminar y aporte terrígeno

Los trenes de óndulas de olas se mantienen aproximadamente este-oeste a lo largo de toda la sucesión estudiada. A partir de estos datos puede postularse una línea de costa paralela a dichas crestas como primera hipótesis, tal cual lo proponen Leckie & Krystinik (1989), aún cuando los datos estadísticos no sean abundantes. Con todo, esto concordaría con lo propuesto en trabajos sedimentológicos y secuenciales de índole regional (Uliana, et al., 1977; Gulisano et al., 1984), en donde se ha indicado una paleopendiente o quiebre de plataforma hacia el norte. Esta situación es comprobable durante el desarrollo de la sección Inferior de la Formación Mulichinco dado que existen fajas de sedimentitas transicionales hasta continentales inmediatamente hacia el sur (Fig 3).

Durante la evolución temporal de la sucesión, estos sistemas fluvio/deltaicos van migrando hacia posiciones más septentrionales. No obstante esto, lejos de producirse una profundización relativa, la sección Superior es comparativamente más somera que la Inferior (ver más arriba). Esta situación sugiere un fuerte aporte terrígeno desde el este y sureste, pero que desgraciadamente no tiene registro en afloramientos, ya que esta sucesión se hunde al subsuelo en el engolfamiento Neuquino (Kozłowski et al., 1996). De todas formas, podría suponerse que en la sección Superior todavía existirían trenes de olas orientados en sentido latitudinal en las porciones más profundas de la plataforma. Pero, en regiones más someras, tendrían lugar sistemas de corrientes con trayectorias longitudinales orientados norte-sur, con relativa mayor influencia continental desde el este.

### CONCLUSIONES

1) Los depósitos de la Formación Mulichinco representan facies silicoclásticas, carbonáticas y mixtas desarrolladas en un ambiente de plataforma marina, durante el Valanginiano inferior medio a superior bajo.

2) En las secciones Inferior y Superior de dicha unidad se ha reconocido la fuerte influencia de la acción de olas, tanto de tormenta (facies heterolíticas y capas con HCS) como de tiempo normal, desde la plataforma hasta el "shoreface" bajo.

3) En la sección Superior existe un registro de "shoreface" alto, depositado bajo una combinación del influjo mareal (barras submareales con elongación paralela a la costa), alta energía de olas (areniscas masivas con icnofacies de *Skolithos*) y esporádico bajo aporte clástico localizado (calcarenitas oolíticas).

4) La acumulación en la sección Media se halla condicionada por un muy bajo suministro clástico a nivel cuencal, situación que permitió el desarrollo niveles condensados, cuerpos bioconstruidos de ostras y margas en amplias por-

ciones de la plataforma. Hacia la partes cuspidales, los sedimentos clásticos se acumularon bajo acción de olas, tanto por debajo como por encima de la base de olas de buen tiempo.

5) Existe una sedimentación tanto dominada por olas como influenciada en forma mixta (olas y mareas) que tiene lugar de manera contemporánea en distintas porciones de la plataformas.

6) El análisis de paleocorrientes y los aspectos regionales permiten sugerir una fuerte influencia de áreas emergidas hacia el sur durante la acumulación de la sección Inferior, con la paleolínea de costa regional posiblemente ubicada en sentido latitudinal. Para la sección Superior las evidencias son más contrapuestas, dado que existe un claro aporte terrígeno del este y corrientes longitudinales mareales de sur a norte. Es posible que el borde del engolfamiento elongado en sentido latitudinal haya actuado como línea de costa más cercana para estos tiempos.

**Agradecimientos.** A mi Director, Luis A. Spalletti, por su continuo estímulo y apoyo. A Gonzalo D. Veiga, por lo provechosas que han resultado para este trabajo las largas charlas sobre el tema. A Beatriz Aguirre-Urreta, por las determinaciones taxonómicas de los ammonoideos, que posibilitaron el ajuste bioestratigráfico. A Daniel G. Poiré, por su colaboración en la identificación e interpretación de las trazas fósiles. A los árbitros, por los comentarios y sugerencias vertidos en el manuscrito original. Esta contribución constituye un aporte al proyecto PIP CONICET N° 4352.

### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOT, S. T., 1998. Transgressive systems tracts and onlap shellbeds from middle-Pleistocene sequences, Wanganui Basin, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 68(2): 253-268.
- ABERHAN, M., 1993. Benthic macroinvertebrate associations on a carbonate-clastic ramp in segments of the early Jurassic back-arc basin of northern Chile (26-29°). *Revista Geológica de Chile* 20(2): 105-136.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134(4): 449-458.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1999a. Stratigraphic position of *Valanginites*, *Lissonia* y *Acantholissonia* in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén Basin, Argentina. En Olóriz & Rodríguez-Tovar (Eds.), *Advancing Research on Living and Fossils Cephalopods*. Kluwer Academic / Plenum Publishers: 521-529. New York.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. & P. F. RAWSON, 1999b. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: *Viluceras*, a new Valanginian subgenus of *Olcostephanus*. *Cretaceous Research* 20: 343-357.

*Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Septentrional.*

- ALLEN, J. R. L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology* 26: 281-328.
- ALLEN, J. R. L., 1990. Transport – Hydrodynamics (Shells). En D. E. G. Briggs & P. R. Crowther (Eds.), *Palaeobiology - a synthesis*. Blackwell Scientific Publications: 227-230. Oxford.
- ALLEN, P. A. & P. HOMEWOOD, 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology* 31: 63-81.
- BANERJEE, I. & S. M. KIDWELL, 1991. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Manville Group of Canada. *Sedimentology* 38: 913-934.
- BARRIO, C. A. 1989. Sedimentology of the Malargüe Group (Late Cretaceous - Early Tertiary), Neuquén Basin, Western Argentina. PhD Thesis, *Department of Geological Sciences, University of South Carolina*. 147 pp.
- BOYD, R. & S. PENLAND, 1988. A geomorphic model for Mississippi delta evolution. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions* 39: 331-340.
- BRACCACINI, I. O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXV: 275-282.
- BRENCHLEY, P. J., R. K. PICKERILL & S. G. STROMBERG, 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology* 40: 359-382.
- BRETT, C. E., 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios* 10: 597-616.
- BRIDGE, J. S. & B. J. WILLIS, 1994. Marine transgression and regression recorded in Middle Devonian shore-zone deposits of the Castkill clastic wedge. *Geological Society of America Bulletin* 106: 1440-1458.
- CLIFTON, H. E., R. E. HUNTER & R. L. PHILIPS, 1971. Depositional structures and processes in the nonbarred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 862-870.
- COLQUHOUN, G. P., 1995. Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Sedimentary Geology* 97: 69-98.
- CHEEL, H. G. & D. A. LECKIE, 1993. Hummocky cross-stratification. En V. P. Wright (Ed.), *Sedimentology Review* 1: 103-122.
- CUFFEY, R. J., 1985. Expanded reef-rock textural classification and geologic history of bryozoan reefs. *Geology* 13: 307-310.
- DALRYMPLE, R. W., 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* 31: 365-382.
- DALRYMPLE, R. W., 1992. Tidal Depositional Systems. En H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 195-218. Ontario.
- DALRYMPLE, R. W., R. J. KNIGHT, B. A. ZAITLIN, G. V. MIDDLETON, 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37: 557-612.
- DAMBORENEA, S., M. MANCENIDO & A. RICCARDI, 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Informe interno inédito Y.P.F.
- DEAN, J. S., 1987. Depositional environments and paleogeography of the Lower to Middle Jurassic Cuyan Group, Neuquen Basin, Argentina. PhD Thesis, *Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines*. Golden, Colorado. 587 pp.
- DIGREGORIO, J. H. & M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En J. C. M. Turner (Ed.), *Geología Regional Argentina, Tomo II*, Academia Nacional de Ciencias: 985-1032. Córdoba.
- DOTT, R. H. & J. BOURGEOIS, 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bulletin Geological Society of American* 93: 663-680.
- FÜRSICH, F. T., 1995. Shell concentrations. *Eclogae geol. Helv.* 88(3): 643-655.
- GRADSTEIN, F. M., F. P. AGTERBERG, J. G. OGG, J. HARDENBOL, P. VAN VEEN, J. THIERRY & Z. HUANG, 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication* 54: 95-126.
- GROEBER, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*: 177-208.
- GULISANO, C. A., A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1994. *The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province*. Asociación Geológica Argentina Series, E2, Buenos Aires, 111 pp.
- GULISANO, C. A., A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING & R. E. DIGREGORIO, 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 221-235, Bariloche.
- HAYES, M. O., 1979. Barrier island morphology in estuaries: an introduction to the symposium. En L. E. Cronin (Ed.), *Estuarine research, vol 2, Geology and Engineering*. Academic Press: 3-22. New York.
- HOMEWOOD, P. & P. ALLEN, 1981. Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65(12): 2534-2545.
- JOHNSON, H. D. & C. T. BALDWIN, 1996. Shallow clastic seas. En H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Scientific Publication: 154-231. Oxford.
- KIDWELL, S. M., 1991a. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Manville Group of Canada. *Sedimentology* 38:

- 913-934.
- KIDWELL, S. M., 1991b. The stratigraphy of shell concentrations. En P. A. Allison & D. E. G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press: 211-289. New York.
- KOZLOWSKI, E. E., C. E. CRUZ & C. A. SYLWAN, 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I*: 15-26, Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revista* 28: 97-132.
- LEANZA, H. A., 1980. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5: 1-49.
- LEANZA, H. A. & C. A. HUGO, 1977. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XXXII(4)*: 248-264.
- LEANZA, H., H. MARCHESE & J. RIGGI, 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XXXII(3)*: 190-208.
- LEGARRETA, L. & C. A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. Chebli & L. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- LEGARRETA, L. & E. KOZLOWSKI, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. *VIII Congreso Geológico Argentino, Actas II*: 521-543, San Luis.
- LEGARRETA, L. & M. A. ULIANA, 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. En D. I. Macdonald (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. IAS Special Publication 12: 429-450.
- LEVELL, B. K. 1980. A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, north Norway. *Sedimentology* 27: 530-557.
- MACELLARI, C. E. 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 373-418.
- MARCHESE, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XXVI(3)*: 343-410.
- MIDDLETON, G.V., 1991. A short historical review of clastic tidal sedimentology. En D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R. A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Memoir of Canadian Society Petroleum Geologist 16: ix-xv. Calgary.
- MITCHUM, R. M. & M. A. ULIANA, 1985. Seismic Stratigraphy of Carbonate Depositional Sequences, Upper Jurassic - Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En B. R. Bero & D. G. Woolverton (Eds.), *Seismic stratigraphy: an integrated approach to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 39: 255-274. Tulsa.
- MYROW, P. M. & J. B. SOUTHARD, 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 202-210.
- MCCRORY, V. L. C. & R. G. WALKER, 1986. A storm and tidally-influenced prograding shoreline—Upper Cretaceous Milk River Formation of Southern Alberta, Canada. *Sedimentology* 33: 47-60.
- NIO, S. D. & C. YANG, 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R. A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Memoir of Canadian Society Petroleum Geologist 16: 3-28. Calgary.
- PRAVE, A. R., W. L. DUKE & W. SLATERRY, 1996. A depositional model for storm- and tide-influenced prograding siliciclastic shorelines from the Middle Devonian of the central Appalachian foreland basin, USA. *Sedimentology* 43: 611-629.
- RAMOS A. & W. E. GALLOWAY, 1990. Facies and sand-body geometry of the Queen City (Eocene) tide dominated delta margin embayment, NW gulf of Mexico Basin. *Sedimentology* 37: 1079-1098.
- READING, H. G. & J. D. COLLINSON, 1996. Clastic coasts. En H. G. Reading, (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Scientific Publication: 232-280. Oxford.
- RICCARDI, A. C., 1998. The Cretaceous System of southern South America. *Geological Society of America Memoir* 168: 1-161. Boulder.
- RUBILAR, A., S. DAMBORENEA & M. MANCENIDO, 2000. Ostras del Tithoniano-Valanginiano en el sur de Mendoza (Argentina). *IX Congreso Geológico Chileno, Actas 1*: 549, Puerto Varas.
- RUFFEL, A. & G. WACH, 1998. Firmgrounds – key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle de Wight (southern England). *Sedimentology* 44: 91-107.
- SCASSO, R. A. & C. O. LIMARINO, 1996. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1, Buenos Aires, 259 pp.
- SPALLETTI, L. A., J. FRANZESE, S. D. MATHEOS & E. SCHWARZ, 2000. Sequence stratigraphy in a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp, The Tithonian of the Southern Neuquén Basin, Argentine. *Journal of the Geological Society of London* 157(2): 433-446.

*Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Septentrional.*

- SPALLETTI, L., Z. GASPARINI, G. VEIGA, E. SCHWARZ, M. FERNÁNDEZ & S. MATHEOS, 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen, Neuquén, Argentina). *Revista Geológica de Chile* 26(1): 123-137.
- SPALLETTI, L., D. POIRÉ, E. SCHWARZ & G. VEIGA, en arbitraje. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate - siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. Enviado al *Journal of South American Earth Sciences*.
- STIPANICIC, P., F. RODRIGO, O. L. BAULIES & C. G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXIII(2): 367-388.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ & G. A. PANDO, 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio (Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). *Petrotecnia* 31: 31-46.
- VERGANI, G. D., A. J. TANKARD, H. J. BELOTTI & H. J. WELSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez Soruco & H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402. Tulsa.
- VISSER, M. J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology* 8: 543-546.
- WALKER, R. G. & PLINT 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. En H. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada: 219-238. Ontario.
- WEAVER, V., 1931. Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous central Argentina. *University of Washington, Memoir*: 1-496. Seattle.
- YANG, C. & S. D. NIO, 1985. The estimation of paleohydrodynamical processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology* 32: 41-57.

**Ernesto SCHWARZ**  
**Centro de Investigaciones Geológicas**  
**(UNLP - CONICET)**  
**Calle 1 N° 644**  
**1900 La Plata**  
**República Argentina**  
**Teléfono: 54-221-4215677**  
**E-mail: eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar**

**Recibido:** 24 de marzo de 1999  
**Aceptado:** 23 de agosto de 2000