

Estratigrafía y sedimentología de las unidades del Cretácico superior-Paleógeno aflorantes en la margen sureste del lago Viedma, provincia de Santa Cruz, Argentina

Sergio A. MARENSSI¹, Silvio CASADÍO² y Sergio N. SANTILLANA³

¹ Instituto Antártico Argentino, CONICET y FCEyN (UBA). Cerrito 1248, Buenos Aires (1010), Argentina.
E-mail: smarensi@dna.gov.ar

² Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, UNLaPampa. Uruguay 151, Santa Rosa (6300), La Pampa, Argentina.

³ Instituto Antártico Argentino y FCEyN (UBA), Cerrito 1248, Buenos Aires (1010), Argentina.

RESUMEN. En el sureste del lago Viedma afloran sedimentitas del Cretácico superior y Paleógeno de la cuenca Austral. En el perfil de Barrancas Blancas se describen 28 m de areniscas y fangolitas amarillentas correspondientes al Miembro La Asunción de la Formación Anita que son cubiertas en forma concordante y transicional por 390 m de areniscas y pelitas grisáceas de la Formación Cerro Fortaleza. Las primeras representan la progradación de ambientes de plataforma marina dominada por el oleaje mientras que las segundas atestiguan la sedimentación en ambientes transicionales, fluviales y fluviales con acción mareal. La evolución general de los paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales, la procedencia de las areniscas y direcciones de paleocorrientes indican que estas rocas fueron depositadas durante la etapa de cuenca de retroarco (*sag*). En el cerro Pirámides se hallan presentes sedimentitas terciarias que se disponen en contacto tectónico sobre las rocas de la Formación Cerro Fortaleza. El escaso espesor preservado de las areniscas verdes de la Formación Man Aike (<1m) no permite un análisis detallado del paleoambiente de sedimentación. Por encima, en fuerte discordancia, se disponen 75 m de conglomerados, areniscas y pelitas, ocasionalmente carbonosas, correspondientes a la Formación Río Leona. Estas rocas son interpretadas como el registro de sistemas fluviales que rápidamente gradan desde alta a baja energía y que finalmente pasan en transición a más de 3 m de areniscas, fosilíferas, de ambiente marino litoral de la Formación Centinela. El arreglo de las litofacias y evolución de los paleoambientes sedimentarios, junto con la dirección de las paleocorrientes indican que estas rocas fueron depositadas durante la etapa de cuenca de antepaís.

Palabras clave: Cuenca Austral, Cretácico Superior, Paleógeno, Sedimentología, Estratigrafía

ABSTRACT. *Stratigraphy and sedimentology of the Late Cretaceous-Paleogene units cropping out at the south-eastern margin of Lake Viedma, Santa Cruz Province, Argentina.* Late Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Austral Basin crop out on the south-eastern margin of Lake Viedma. In the Barrancas Blancas section, 28 m of yellowish sandstone and mudstone of the La Asunción Member of the Anita Formation are transitionally covered by 390 m of greyish sandstone and mudstone of the Cerro Fortaleza Formation. The former represent a prograding barred nearshore system, whereas the latter correspond to paralic, fluvial and fluvial-tidal sedimentation. The evolution of the depositional sequences, sedimentary palaeoenvironments, sandstone provenance and palaeocurrents indicate that the sediments were deposited during the back-arc (*sag*) stage of the basin. At Cerro Pirámides, Tertiary sedimentary rocks rest with fault contact on top of the Cerro Fortaleza Formation. The limited thickness (<1m) preserved of greenish sandstone of the Man Aike Formation precludes any attempt to interpret its depositional environment. Conglomerate, sandstone and mudstone (locally carbonaceous) of the Río Leona Formation (75 m) rest with erosional contact on the former. These rocks represent a rapid transition from a high energy to low energy fluvial systems that eventually graded into marginal marine environments represented by the fossiliferous sandstones of the Centinela Formation (<3m). The facies arrangement, evolution of the palaeoenvironments, and palaeocurrents suggest that these sediments were deposited during the foreland basin stage.

Key words: Austral Basin, Late Cretaceous, Paleogene, Sedimentology, Stratigraphy

Introducción

La cuenca Austral o de Magallanes yace en el margen sur de la placa Sudamericana y se asienta sobre corteza continental de edad paleozoica (Biddle *et al.* 1986). La misma se encuentra limitada al O por la faja plegada, al E por la dorsal de Dungeness y el Macizo del Deaseado al Norte. La cuenca ha estado activa desde el Jurásico

al Neógeno acumulando un relleno de 9000 metros de espesor; sus inicios se remontan al período de extensión relacionado con la separación de Sudamérica y África, para luego evolucionar paralelamente al orógeno andino. Una síntesis de la evolución de la cuenca se puede consultar en Biddle *et al.* (1986); Arbe (2002); Riccardi y Roller (1980); Dalziel *et al.* (1974) y Zilli *et al.* (2002) entre otros. La cuenca Austral, re-

gistra durante el Cretácico superior-Paleógeno una fuerte subsidencia en su margen occidental debida a la carga producida por el avance hacia el E de la faja plegada y corrida, con rasgos típicos de una cuenca de antepaís (Biddle *et al.* 1986). Durante esta etapa se desarrolla una compleja interdigitación de depósitos marinos y continentales que responde no sólo a los cambios eustáticos sino a la evolución tectónica de la cuenca.

El objeto de este trabajo es describir las rocas sedimentarias aflorantes entre el flanco occidental del cerro Pirámides y las Barrancas Blancas, suroeste de la provincia de Santa Cruz (Fig. 1a y b), proponer los posibles ambientes de sedimentación y su correlación con otras unidades de la cuenca Austral. Así mismo, se da a conocer una edad $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ sobre una conchilla de *Crassostrea? hatcheri* coleccionada en el tope del perfil estudiado.

El cerro Pirámides se ubica a los 49° 52' 05" S y 72° 13' 06" O, entre los lagos Viedma y Argentino. Este cerro, de 771 m de altura, forma parte del cordón que limita por el oeste el valle del río La Leona y que es interrumpido hacia el sur por el valle del arroyo Matas Negras o El Turbio. La localidad conocida con el nombre de Barrancas Blancas (Arbe y Hechem 1984), se ubica frente a la margen sur del lago Viedma, sobre el curso inferior del río Guanaco a unos 8 km al norte del cerro Pirámides (Fig. 1b).

La metodología de trabajo consistió en el reconocimiento y descripción de las litofacies, superficies limitantes y cuando fue posible geometría de los depósitos. Los perfiles se levantaron utilizando un telémetro binocular laser Leica Vector IV, el que fue también usado para el mapeo de las unidades aflorantes, sobre la base del mapa geológico de Kraemer (1991). Se utilizó el código propuesto por Miall (1996) para las litofacies y los elementos arquitecturales de los sistemas fluviales.

Estratigrafía y antecedentes

En este sector de la cuenca Austral afloran extensamente sedimentitas del Cretácico Superior tanto marinas como de ambientes transicionales (Formación Anita) y continentales (Formación Cerro Fortaleza). Un pequeño asomo de sedimentitas paleógenas, diversamente atribuidas a las Formaciones Man Aike y Calafate (Kraemer, 1991; Kraemer y Riccardi, 1997), se registra en el cerro Pirámides. El Cuadro 1 contiene un resumen de las unidades que afloran entre el lago Viedma y el lago Argentino a lo largo del meridiano de 72° 10' aproximadamente mientras que la Figura 1c muestra el mapa geológico de la región estudiada.

En Barrancas Blancas, y a lo largo del curso inferior del río Guanaco, se perfilan 418 m de sedimentitas correspondientes a las formaciones Anita y Cerro Fortaleza las que presentan rumbo E-O e inclinan 5° al sur,

sin base ni techo expuestos. El tope de la Formación Cerro Fortaleza sólo fue localizado fuera de la zona de este estudio, en la margen derecha del valle del río La Leona, en la base de los acantilados de la estancia La Porfía (Fig. 1b) a lo largo de la ruta nacional 40, en donde esta unidad es cubierta en discordancia por areniscas y conglomerados de la Formación La Irene (Macellari, *et al.* 1989). En la zona comprendida entre las proximidades del arroyo El Turbio y el cerro Pirámides, el contacto de la Formación Cerro Fortaleza con las unidades suprayacentes es tectónico.

En el cerro Pirámides, por encima de las rocas de la Formación Cerro Fortaleza aflora una columna de sedimentitas terciarias de 79 m de espesor en donde están representadas las Formaciones Man Aike, Río Leona y Centinela. El contacto inferior sobre las rocas de la Formación Cerro Fortaleza se encuentra cubierto, pero posiblemente sea tectónico ya que se ubica a lo largo de una zona de corrimientos (Kraemer 1991) evidenciado por actitudes anómalas de los estratos que en algunos casos presentan fuertes inclinaciones hacia el Este.

La Formación Anita (Arbe y Hechem 1984), presenta en la zona comprendida entre la margen sur del lago Viedma, el arroyo el Turbio y el río La Leona, afloramientos que corresponden al Miembro La Asunción de los citados autores. Este miembro comprende limolitas, areniscas limosas y areniscas correspondientes a depósitos submareales a mareales de alta energía y en él han sido registrados restos de bivalvos indeterminables y *Haplophragmoides* sp. (Arbe y Hechem 1984). El arreglo granocreciente de las litofacies representa una megasecuencia progradante de depósitos litorales de plataforma que hacia el Este engrana con la Formación Cerro Fortaleza (Arbe y Hechem 1984). Según Kraemer y Riccardi (1997) la base de la Formación Anita sería de edad campaniana temprana, mientras que Arbe y Hechem (1984) y Arbe (2000) sobre la base de consideraciones estratigráficas le asignaron a esa unidad una edad campaniana, restringiendo al Maastrichtiano a la Formación Chorrillo.

La Formación Cerro Fortaleza (Arbe y Hechem 1984) corresponde a lo que Feruglio (1949) denominó como "Estratos con Dinosaurios", a la Formación Pari Aike de Riccardi y Rolleri (1980) y parcialmente a la Formación Chorrillo de Leanza (1972) y Nullo *et al.* (1981). Sin embargo, Arbe y Hechem (1984) la distinguieron como una nueva unidad litoestratigráfica y la diferencian tanto de la Formación Pari Aike como de la Formación Chorrillo, de las cuales se hallaría separada por sendas discordancias.

La Formación Cerro Fortaleza alcanza el mayor desarrollo y sus exposiciones más espectaculares en su localidad tipo, la margen oriental del río La Leona, por debajo del cerro Fortaleza. Allí, Macellari *et al.* (1989) describieron e interpretaron estos afloramientos y los asignaron al Campaniano tardío. Según estos autores, la unidad comprende 460 m de arcilitas grises friables y areniscas amarillentas a castañas poco consolidadas

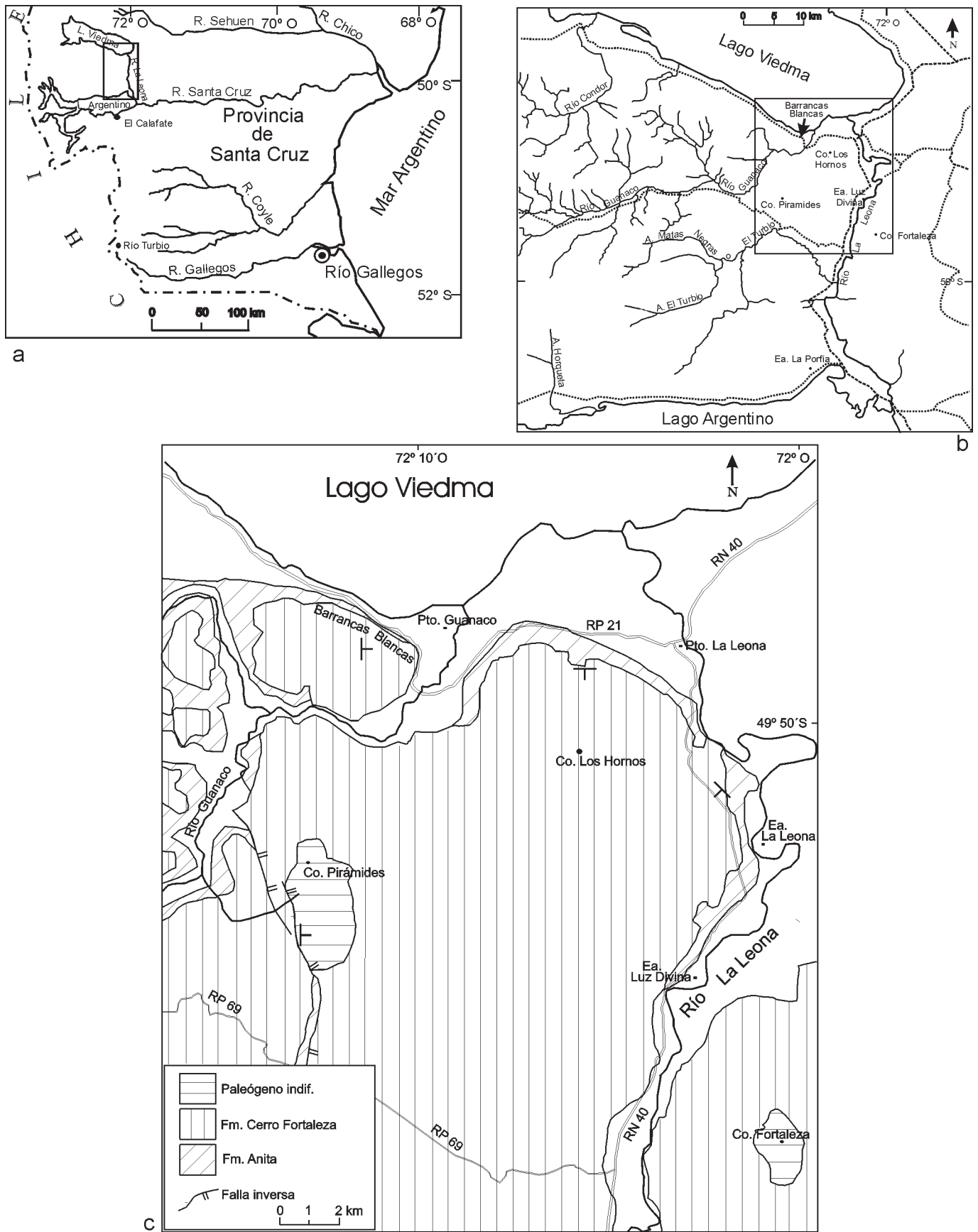


Figura 1: Mapa de ubicación general (a, b) y geología (c) del área estudiada.

Cuadro 1: Cuadro estratigráfico integrado para el área mencionada en este trabajo. Los espesores dados entre paréntesis y la edad de las unidades son tomados de las referencias citadas

FORMACIÓN	ESPESOR (m)	EDAD	REFERENCIAS
Centinela	>3 (230)	Oligoceno sup.-Mioceno inf.	Furque 1973; Casadío <i>et al.</i> 2000
Río Leona	75 (200)	Eoceno tard.-Oligoceno temp	Malumian y Caramés 1997
Man Aike	>1 (110)	Eoceno medio	Camacho <i>et al.</i> 2000
Calafate	(250)	Maastrichtiano	Arbe y Hechem 1984; Macellari <i>et al.</i> 1989
Chorrillo	(>50)	Maastrichtiano	Arbe y Hechem 1984; Macellari <i>et al.</i> 1989
La Irene	(>20)	Maastrichtiano	Macellari <i>et al.</i> 1989; Kraemer y Riccardi 1997
Cerro Fortaleza	390 (460)	Campaniano-Maastrichtiano?	Macellari <i>et al.</i> 1989; Kraemer y Riccardi 1997
Anita (La Asunción)	28 (20-30)	Campaniano	Macellari <i>et al.</i> 1989; Kraemer y Riccardi 1997

que se acuñan hacia el Oeste y son reemplazadas por conglomerados, areniscas y fangolitas que se disponen en ciclos granodecrecientes de entre 5 y 10 m de espesor.

Según Macellari *et al.* (1989) la Formación Cerro Fortaleza corresponde a depósitos fluviales generados por ríos meandriformes con canales de descarga relativamente continua y gran proporción de carga en suspensión, que hacia el tope de la unidad intercalan intervalos fluvio-lacustres. La llamativa ausencia de superficies de migración lateral es atribuida a la baja sinuosidad de los canales, que se habrían desarrollado durante un período de alta subsidencia de la cuenca, mientras que los depósitos más occidentales se atribuyen a facies proximales del mismo sistema fluvial meandriforme.

Para Arbe y Hechem (1984) esta unidad (facies P, Q, R, S y T de estos autores) comprende fangolitas, areniscas y areniscas conglomerádicas tobáceas amarillo grisáceo con estratificación entrecruzada y limolitas y arcilitas oliva, macizas o laminadas. Según estos autores estas rocas representan depósitos de lagunas costeras que pasan a depósitos de barras de canal de cursos de baja sinuosidad y moderada energía con depósitos finos de planicie aluvial; depósitos de mantos de crecientes en cuencas centrípetas y depósitos de ambientes fluvio-palustres de cuencas cerradas. En la base de esta unidad (Facies P) estos autores citaron la presencia de restos de gasterópodos y bivalvos, entre los que reconocieron *Ostrea* sp., mientras que en la parte media (Facies R) mencionaron frecuentes restos de dinosaurios y troncos silicificados.

Oviedo (1982) halló ostreidos y *Melanopsis* sp. en niveles equivalentes a la base de la Formación Cerro Fortaleza, mientras que en niveles medios y superiores

registró palinomorfos (*Nothofagidites* sp.) y una intercalación con microplancton marino.

Recientemente, Novas *et al.* (2002) describieron y analizaron el perfil de la Formación Cerro Fortaleza (Pari Aike de esos autores) en Barrancas Blancas y el cerro Los Hornos, interpretando la unidad como el producto de la acumulación en una planicie costera con dominio fluvial. Estos autores reportan una variada fauna de vertebrados (dinosaurios, tortugas, cocodrilos y peces) y restos vegetales (troncos y hojas), sugiriendo para la unidad una edad acotada entre el Coniaciano y Santoniano. Así mismo dividen la columna en una sección inferior de 120 m de potencia aflorante en Barrancas Blancas y otra superior de 180 m expuesta en el cerro Los Hornos. La sección inferior comprende hasta un 50 % de cuerpos arenosos de geometría cordoniforme, mientras que en la sección superior su participación disminuye hasta un 15 %, son mantiformes y desarrollan superficies de acreción lateral.

La Formación Man Aike (Furque 1973) ha sido reconocida tanto en superficie como en subsuelo en el sector sudoccidental de Santa Cruz desde el río homónimo hasta el lago Cardiel, siendo su localidad tipo el cerro Fortaleza ubicado en la margen izquierda del río La Leona, unos 15 km al SO del cerro Pirámides (Fig. 1b). Camacho *et al.* (2000) realizaron una revisión detallada de los antecedentes de esta unidad, la descripción de la misma y de su fauna de invertebrados en 5 perfiles en el Oeste de la provincia de Santa Cruz. Según estos autores, esta unidad se compone de areniscas de grano variable hasta conglomerádicas con estratificación diagonal e intercalaciones de coquinas. Hacia los niveles inferiores son frecuentes las intercalaciones arcillosas y los niveles glauconíticos. Se encuentra en relación de discordancia tanto sobre la Formación Calafate como

debajo de la Formación Río Leona (Camacho *et al.* 2000). Sobre la base de su contenido macro y microfósilífero se establece que la misma representa al Eoceno medio y puede ser correlacionada con parte de la Formación Río Turbio (Camacho *et al.* 2000; Malumian y Caramés, 1997).

La Formación Río Leona (Feruglio 1944) fue redefinida por Furque (1973) para el conjunto de sedimentos continentales que afloran al sur de El Calafate. Los mismos están compuestos por areniscas, arcilitas, conglomerados y tobas, alcanzando un espesor de 180 metros. Su base es discordante (Marensi *et al.* 2000) y pasa en transición a las sedimentitas marinas supra-yacentes. Su edad ha sido variadamente asignada desde el daniano (Furque 1973) hasta el eoceno tardío-oligoceno temprano (Malumian y Caramés 1997).

Furque y Camacho (1972) establecieron la Formación Centinela para caracterizar las sedimentitas que se conocían como "Patagoniano". En la región sur del lago Argentino esta unidad está constituida por areniscas finas amarillentas a grises, con alternancia de tobas blancas. Entre las primeras es frecuente la intercalación de bancos fosilíferos y de areniscas gruesas a conglomerádicas (Furque y Camacho 1972). Estos autores la asignaron al Oligoceno superior-Mioceno inferior sobre la base de su contenido fosilífero, ubicándola en discordancia sobre la Formación Río Leona y por debajo de la Formación Santa Cruz. Esta edad es coincidente con una datación $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ y datos palinológicos (Casadío *et al.* 2000).

Estructura

El área que abarca este estudio queda completamente comprendida dentro de la faja plegada y corrida externa de la cuenca Austral según el esquema de Kraemer *et al.* (2002). Según estos autores, esta faja posee un estilo de deformación mixto de basamento (*thick-skinned*) y de cobertura (*thin-skinned*). A la latitud del río Leona (50° S) la faja plegada y corrida presenta suaves plegamientos con sus ejes orientados al N y NO y flancos buzantes entre 5° y 10° que se interpretan como estructuras de basamento (*thick-skinned*) originadas por reactivación de fallas normales mesozoicas, aunque más hacia el oeste se desarrollan sistemas de corrimientos con vergencia dominante al N y NO interpretados como típicos del estilo de cobertura (*thin-skinned*), con acortamientos de entre 2,5 y 3 km (Kraemer *et al.* 2002).

En particular, el área de Barrancas Blancas exhibe una suave estructura sinclinal con su eje buzante suavemente hacia el sur. Las areniscas amarillentas del tope de la Formación Anita constituyen un buen nivel guía. Estas capas inclinan 5° a 10° al E en Barrancas Blancas por lo que inmediatamente al este del río Guanaco quedan cubiertas por las sedimentitas de la Formación Cerro Fortaleza. Poco más al Este, inmediatamente al N de la

base del cerro Los Hornos se las puede observar en posición subhorizontal o inclinando muy suavemente al S y en la margen derecha del río Leona, a la altura del parador de la estancia Luz Divina sobre la ruta nacional 40, vuelven a emerger con inclinación hacia SO (Fig. 1c).

En cambio, la región del cerro Pirámides presenta una estructura más compleja. Por el SO la zona de estudio está limitada por un corrimiento (antecorrimiento, Kraemer *et al.* 2002) de rumbo NO-SE que levanta las areniscas amarillentas del tope de la Formación Anita por encima de las sedimentitas de grano fino de la sección superior de la Formación Cerro Fortaleza, produciendo por arrastre una fuerte inclinación en estas últimas, lo que puede ser visto con claridad en la margen derecha del arroyo Matas Negras. Hacia el sur, desde el arroyo Matas Negras hasta la margen N del lago Argentino, este bloque preserva intacta la columna sedimentaria del Cretácico superior (Fig. 1c) que conforma un suave sinclinal buzante al sur cuyo techo corresponde a niveles cuspidales de la Formación Calafate. Sin embargo, inmediatamente al norte de la intersección del antecorrimiento con la ruta provincial 69, otra estructura (retacorrimiento, Kraemer *et al.* 2002), ahora de rumbo N-S, sobrepone conglomerados y areniscas terciarias por encima de aquellas de la Formación Cerro Fortaleza. En la intersección de ambos corrimientos se observa una fuerte inclinación (llegan a estar verticales) en los conglomerados de la base de la Formación Río Leona que se atenúa progresivamente hacia el norte. De este modo, en el cerro Pirámides se ha preservado una columna sedimentaria paleógena única para la margen occidental y la más completa de todo el valle del río La Leona.

Descripción de las unidades

El cuadro 2 resume de las facies, litofacies e interpretación paleoambiental de las unidades que se describen a continuación.

1. Perfil de Barrancas Blancas y cerro Los Hornos (Figs. 2 y 3)

La Formación Anita, Miembro La Asunción de Arbe y Hechem (1984) no presenta base visible en el perfil descripto. Esta unidad comprende 28 m de areniscas y sabulitas castañas a amarillentas que se disponen conformando una columna grano y estratocreciente. Comienza con 7 m de areniscas fangosas friables grises, con colores castaños en superficie de meteorización (Facies A). Si bien el espesor de los bancos individuales es difícil de determinar se estima que el mismo es del orden de los 0,3 a 0,7 metros. Estas rocas son similares a la facies Ñ de Arbe y Hechem (1984). Las psamitas son desde finas a gruesas mayormente macizas (Sm) y

Cuadro 2: Cuadro estratigráfico de las unidades descriptas en este trabajo, indicando sus facies, litofacies e interpretación paleoambiental.

FORMACION	FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACION
Centinela	J	St, Sr, Sf, Sm	Marino litoral
Río Leona	I	Gm, Gib, St, Sp, Sr Fm, Fl, Sm, Fcl	Fluvial de baja energía
	H	Gm, Gt, Gp, Gh, SGt, St, Sh, Sm	Fluvial entrelazado arenoso
	G	Gm, Gt, Gp, Gh, St, Sp, Sr	Fluvial entrelazado gravoso
Man Aike	F	St, Sr, Sm	Marino litoral
Cerro Fortaleza	E	St, Sp, Sr, Sw Fm, Fl, Fr, Ff, Sm	Fluvial de alta sinuosidad con influencia mareal
	D	Gt, Sgt, Gp, Sgp, St, Sp, Fm, Fl, Fr, St, Sp, Sh, Sr, Sl	Fluvial de baja sinuosidad
	C	St, Sl, Sr, Fm	Lagoon/ planicie deltaica
Anita	B	Gt, Gp, St, Sp(h), Sl	Submareal de alta energía (shoreface)
	A	Sm, Sr, St	Submareal de baja energía (transición)

fuertemente bioturbadas aunque en algunos lugares se pueden distinguir relictos de estructuras sedimentarias mecánicas tales como laminación ondulítica de corriente (Sr) y estratificación entrecruzada en artesa (St) de pequeño porte (10 cm de espesor). Como rasgo distintivo se destaca la presencia de gránulos o guijarros dispersos entre el material psamítico y la abundante matriz pelítica. Son frecuentes las trazas asignadas a *Thalassinoides* sp. En depósitos de estas facies que afloran a lo largo de la ruta nacional 40 a la altura del parador de la estancia Luz Divina, fueron observadas areniscas con estratificación hummocky. Por encima se disponen 21 m de areniscas desde finas a gruesas y sabulitas bien cementadas de color castaño amarillento claro (Facies B), homologables a la facies O de Arbe y Hechem (1984). Los bancos individuales son lenticulares a sigmoides con espesores de 0.5 a 0.8 m, aunque forman fajas lateralmente continuas por centenares de metros. Internamente revelan abundantes estructuras tractivas tales como estratificación entrecruzada tanto en artesa como tabular de hasta 1 m de potencia (facies SGt, SGp, St y Sp), laminación de bajo ángulo (Sl) y laminación ondulítica (Sr). Ocasionalmente se ha percibido bipolaridad en la facies Sp (estratificación herringbone) y bioturbación.

La Formación Cerro Fortaleza se apoya en forma normal sobre la anterior y su contacto con la suprayacente Formación La Irene no se encuentran en el sector analizado. Se trata de aproximadamente 390 m de areniscas, pelitas y conglomerados castaño blanquecinos y grises

que coinciden en parte con las facies P, Q, R y S de Arbe y Hechem (1984). Estas sedimentitas portan frecuentes restos de troncos silicificados y fragmentos de huesos de dinosaurios, placas de tortugas y dientes indeterminados (peces y/o cocodrilos?). En el área estudiada se diferenciaron tres secciones. La basal de 30 m de espesor corresponde a areniscas carbonosas friables y pelitas que se apoyan en forma aparentemente normal sobre las areniscas bien cementadas del tope de la Formación Anita. La sección intermedia de 105 m de espesor presenta un arreglo granocreciente-granodecreciente, en donde se destacan bancos arenosos-conglomerádicos castaños rojizos bien cementados que en Barrancas Blancas forman paredones verticales de algunos metros de altura y alternan con bancos arenosos y pelíticos más friables. Finalmente, los 255 m superiores corresponden a areniscas castañas y pelitas grisáceas friables a poco consolidadas se encuentran muy bien expuestas en el cerro Los Hornos (Fig. 1b).

La sección basal (Facies C) se compone de ciclos granodecrecientes que comienzan con areniscas medianas a finas, castañas a blanquecinas, carbonosas, friables, de entre 0,5 y 2 m de espesor. Estos ciclos se apoyan sobre un banco de fangolitas oscuras macizas (Fm) muy cubiertas. Los bancos arenosos presentan estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (St) o laminación de bajo ángulo (Sl) y pasan a areniscas finas a muy finas con laminación ondulítica (Sr). Por encima se ubican pelitas oscuras, verdosas a ne-

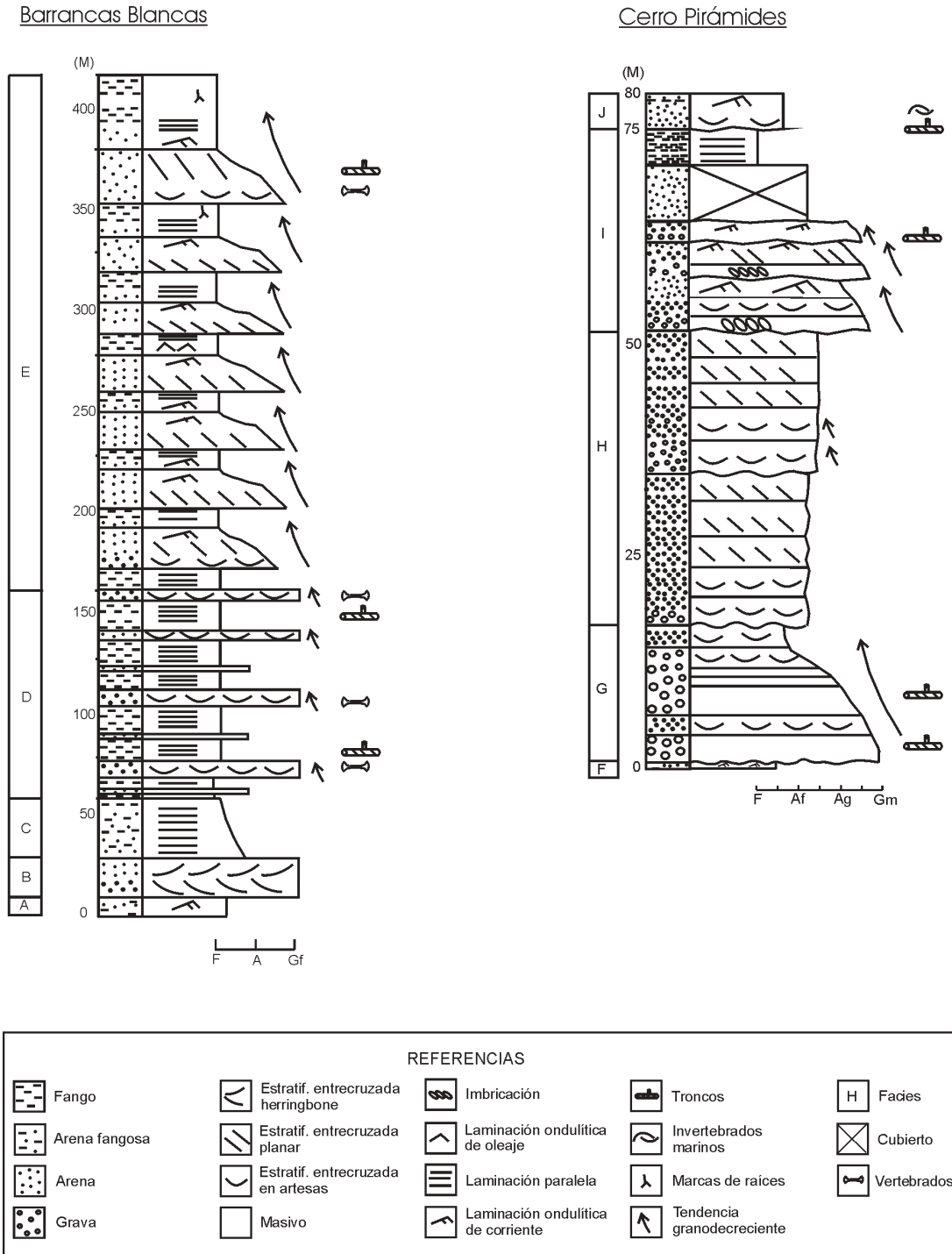


Figura 2: Secciones columnares esquemáticas de las unidades descritas en este trabajo.

gras, macizas (Fm) en paquetes de entre 12 y 14 m de espesor. El carácter friable de estas rocas y el hecho de encontrarse mayormente cubiertas, dificultan las observaciones en cuanto a la geometría de los bancos y tipo de contactos, pero muy probablemente los mismos sean análogos a los que se describen en la sección superior.

La sección intermedia (Facies D) se destaca por la presencia de bancos arenosos espesos de gran continui-

dad lateral, fuertemente consolidados que alternan con otros friables de granulometría más fina. Los primeros corresponden a fajas de canales areno-conglomerádicos de hasta 7 m de espesor (promedio 2 m) y hasta 300 m de ancho (promedio 100 m), limitados en sus bases por superficies de 5 orden, netas planas y suavemente erosivas. Internamente se componen de bancos lenticulares de hasta 1,2 m de espesor y 10 a 50 m de metros

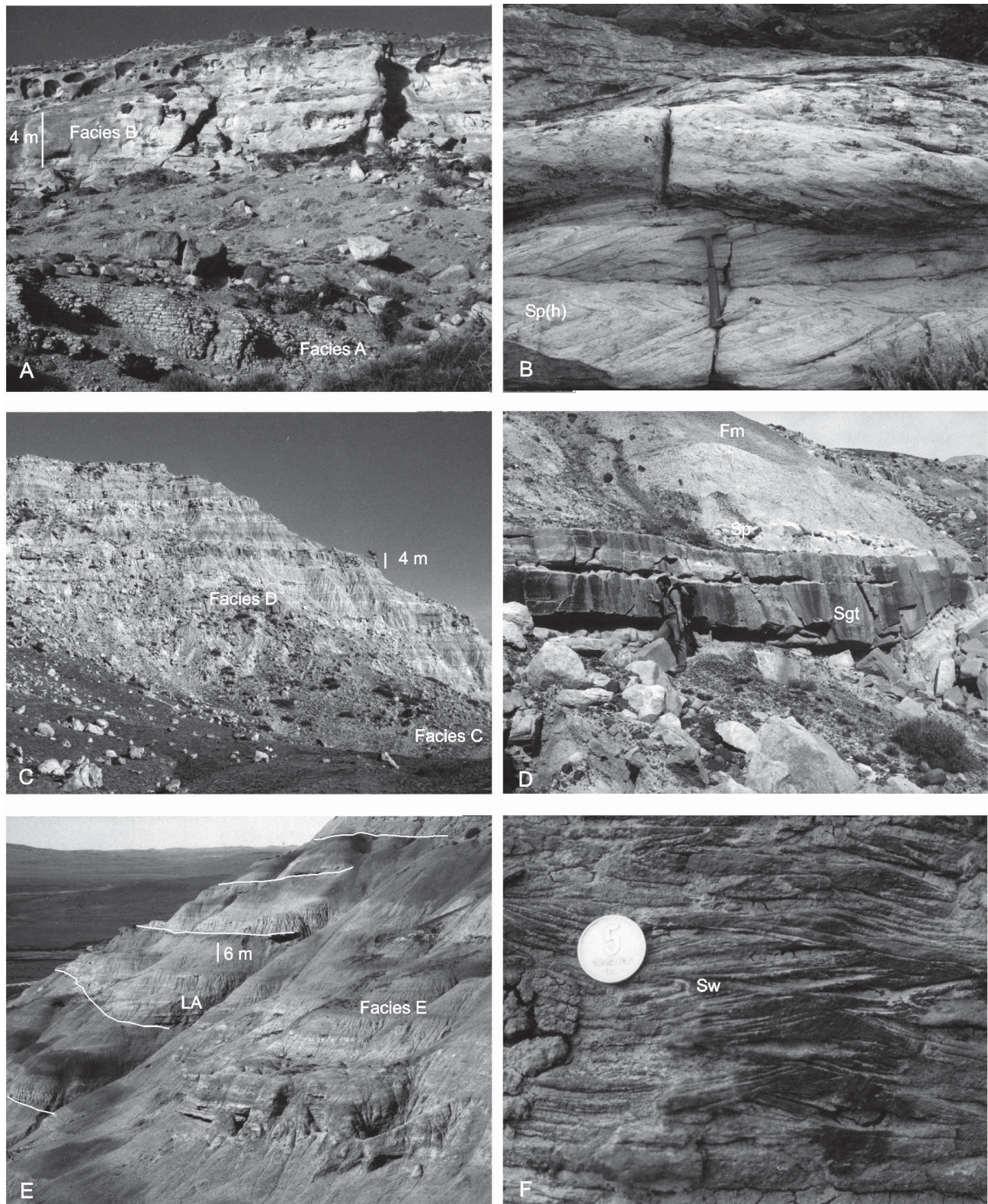


Figura 3: Fotografías de las sedimentitas aflorantes en Barrancas Blancas. **a**, Aspecto de los afloramientos de las facies A (base) y B (tope) de la Fm. Anita. **b**, Detalle de la facies B. Obsérvese la geometría lenticular a sigmoidal de los bancos y la estratificación *herringbone*. **c**, Aspecto de los afloramientos de las facies C (primer plano en la base) y D de la Fm. Cerro Fortaleza. Obsérvese la alternancia de bancos más resistentes y otros más friables, tabularidad y continuidad lateral de los mismos. **d**, Detalle de los canales de la facies D. Nótese el carácter multiepisódico y ausencia de superficies de migración lateral. **e**, Aspecto de los afloramientos de la facies E de la Fm. Cerro Fortaleza. Obsérvese la recurrencia de ciclos granodecrecientes, desde areniscas (bancos claros) a pelitas (oscuros) y las superficies de migración lateral de gran escala en el ciclo intermedio. **f**) Detalle de la laminación ondulítica de oleaje en los depósitos de planicie de la facies E

de ancho, limitados en sus bases por superficies de 4 orden, fuertemente erosivas. Estos canales presentan un arreglo granodecreciente y comúnmente comienzan con conglomerados finos y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada, tanto en artesa (Gt, SGt) como tabular (Gp, SGp) de escala grande (hasta 1 m) a mediana que pasan a areniscas gruesas con estratificación entrecruzada (St y Sp) de escala menor. El desarrollo lateral de los canales está limitado a pocas decenas de metros y no se observaron superficies de acreción lateral. Ocasionalmente han quedado preservados reducidos espesores de pelitas dentro de la faja de canales. Si bien no se han realizado suficientes mediciones de paleocorrientes como para obtener resultados estadísticamente válidos, los ejes de los canales y algunas estructuras mayores (en facies Gt, SGt, Gp, SGp) parecen indicar paleoflujos hacia el S y SO. Los paquetes más friables representan depósitos de planicie de entre 6 y 20 m de espesor. Éstos están formados principalmente por bancos tabulares de hasta 0,5 m de espesor de pelitas macizas (Fm) a laminadas (Fl) y ocasionalmente con laminación ondulítica (Fr y Sr), de colores grises a verdosos y raramente morados. Con frecuencia se encuentran bancos lenticulares de areniscas gruesas a finas de hasta 1 m de potencia y pocos metros de ancho castaños a blanquecinos. Estos canales menores revelan arreglo interno granodecreciente, con estratificación entrecruzada (St y Sp) de escala mediana a pequeña hacia la base y laminación paralela (Sh) o de bajo ángulo (Sl) que pasan a laminación ondulítica (Sr) hacia el tope. Las bases son cóncavas, y fuertemente erosivas.

La sección superior (Facies E) se caracteriza por la ausencia de bancos duros y está constituida por el apilamiento de ciclos (al menos 7) de entre 10 y 12 m de espesor que comienzan con areniscas blanquecinas y rematan en pelitas grisáceas y verdosas. Los espesores de los intervalos pelíticos se incrementan hacia arriba constituyendo en promedio el 50% del espesor de cada ciclo. Las areniscas son gruesas, muy ocasionalmente gravosas, a finas con espesores de entre 4 y 6 m y las pelitas tienen espesores promedio de 6 metros. El carácter friable de estas rocas impide apreciar la geometría interna de los depósitos. Sin embargo, a escala del afloramiento, se observa que las areniscas conforman cuerpos canalizados con grandes superficies de migración lateral que inclinan en promedio 5° hacia el E y SE y que pasan transicionalmente a las pelitas suprayacentes. Las psamitas presentan estratificación entrecruzada en artesa (St) y tabular (Sp) de escala mediana, laminación ondulítica (Sr) y ocasionalmente rematan con delgados bancos (15 cm) con laminación ondulítica de oleaje (Sw). Las pelitas, de colores oscuros son grises o verdosas, macizas (Fm) con marcas de raicillas, ocasionalmente laminadas (Fl) o con laminación ondulítica (Fr), estructuras "heterolíticas" tipo ondulosa y lenticular (Fh) y pueden contener concreciones botroidales ferruginosas asociadas a los niveles afecta-

dos por el oleaje (Sw). Dentro de estos paquetes se intercalan delgados (hasta 15 cm) lentes o niveles de areniscas castañas con laminación ondulítica (Sr) o macizas (Sm).

En el cerro Los Hornos la Formación Cerro Fortaleza es cubierta por sedimentitas de aspecto caótico con grandes bloques de areniscas gruesas a conglomerádicas con abundante fauna de moluscos entre ellos grandes ejemplares de ostreidos que podrían corresponder a las unidades terciarias aflorantes en el cerro Pirámides y/o cerro Fortaleza.

2. Perfil del cerro Pirámides (Figs. 2 y 4)

La sedimentitas paleógenas aflorantes en el cerro Pirámides comienzan con 1 m de areniscas finas a medianas verdosas, mayormente macizas (Sm) con fuerte bioturbación y ocasionales relictos de estratificación entrecruzada posiblemente en artesa (St) de escala pequeña (Facies F). Pocas son las trazas reconocibles, entre ellas tubos en U y J con fina cubierta pelítica y tubos verticales y oblicuos simples, sin *spreiten*, rellenos con arena fangosa.

En contacto fuertemente erosivo le siguen 17 m de conglomerados y areniscas gruesas con una tendencia granodecreciente desde conglomerados medianos a areniscas medianas (Facies G). Los conglomerados (15 m) son medianos a finos, clasto sostén con matriz arenosa y polimícticos. La selección es moderada a buena. Los bancos son gruesos, de 1 a 2 m de espesor en los conglomerados de la base, e internamente son macizos (Gm) o con estratificación entrecruzada en artesa (Gt) de escala grande (sets de 50 cm). Los clastos están bien redondeados y sus diámetros máximos llegan hasta 30 centímetros. La fracción más abundante se ubica entre los 5 y 10 centímetros. Entre los clastos dominan los de areniscas verdosas similares a las infrayacentes (Facies F) y pelitas verdes; también hay vulcanitas, cuarzo, metamorfitas, escasos granitoides y frecuentemente grandes troncos silicificados. Las areniscas (2 m) son muy gruesas a medianas (Foto 4) con estratificación entrecruzada en artesa (St) de escala grande (sets hasta 80 cm). Intercalan lentes de conglomerados finos macizos (Gm) o estratificados (Gh).

En forma transicional le siguen 18 m de areniscas conglomerádicas (Facies H) con estratificación entrecruzada en artesa (SGt). Las areniscas son gruesas a conglomerádicas y ocasionalmente conglomerados finos arenosos con tamaños máximos de clastos en 7 cm y los más frecuentes entre 1 y 3 centímetros. Clastos bien redondeados. La composición es de vulcanitas, cuarzo y pelitas castañas. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada en artesa (St) de escala mediana con sets de entre 35 y 10 centímetros. Las paleocorrientes indican transporte hacia el E y NE.

En contacto neto erosivo le suceden nuevamente 17 m de conglomerados. Éstos son finos, ocasional-

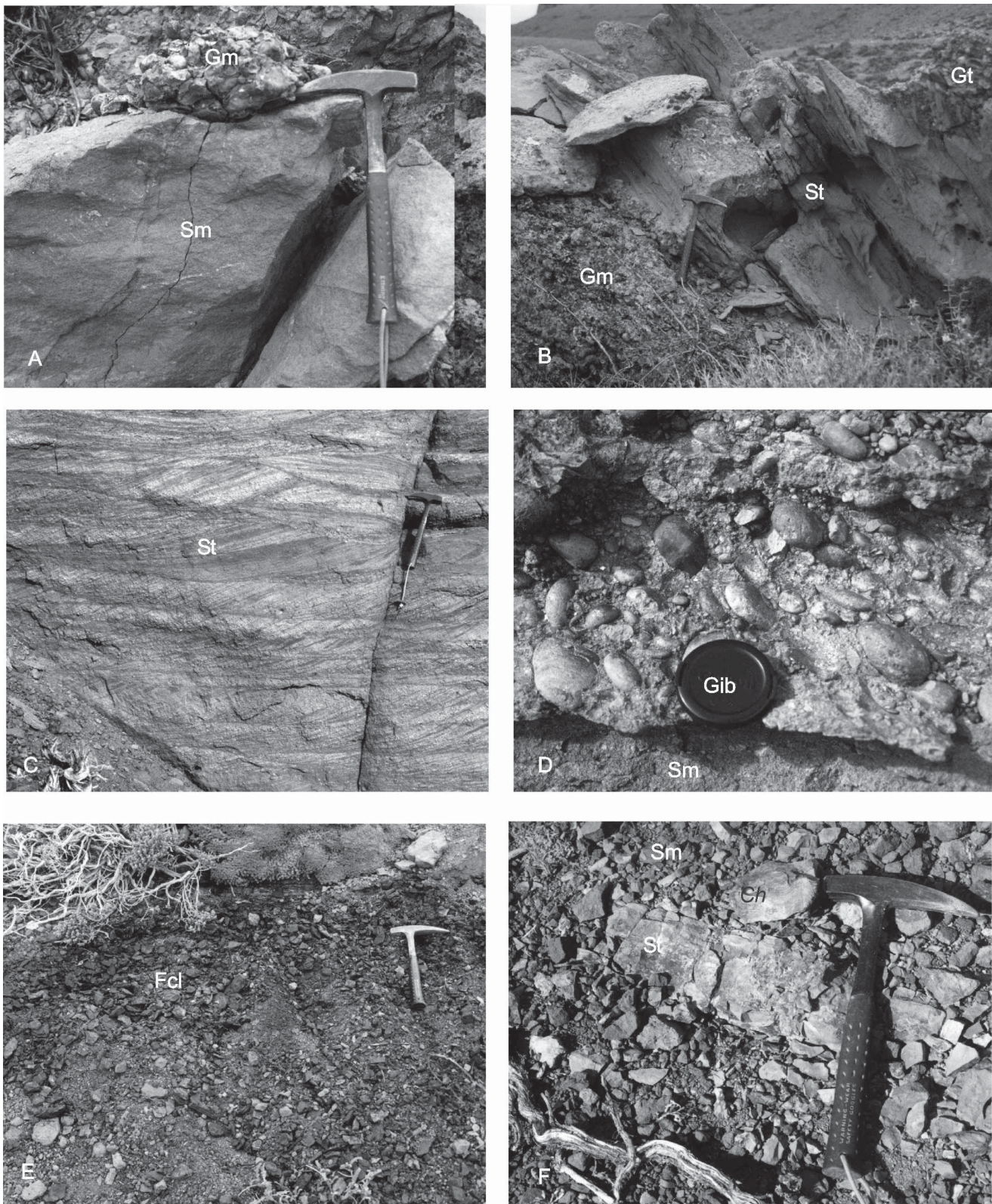


Figura 4: Fotografías de las sedimentitas aflorantes en el cerro Pirámides. **a**, Contacto entre las areniscas macizas, bioturbadas de la Fm. Man Aike (facies F) y los conglomerados masivos de la Fm. Río Leona (facies G). **b**, Detalle de la facies G (Fm. Río Leona). Obsérvese la intercalación de areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte. **c**, Coset de estratificación entrecruzada característico de la facies H (Fm. Río Leona). Obsérvese la consistencia en la orientación. **d**, Detalle de la imbricación de las gravas en depósitos de la base de la facies I (Fm. Río Leona). **e**, Pelitas carbonosas en el tope de la Fm. Río Leona (facies I). **f**, Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y areniscas fangosas macizas con restos de *Crassostrea hatcheri* (ch) de la facies J (Fm. Centinela).

mente medianos, clasto sostenidos y con matriz arenosa gruesa. Presentan estratificación horizontal (Gh), entrecruzada en artesa (Gt) y tabular (Gp) en sets de escala grande (hasta 1m) que luego pasan gradualmente a areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt) como las del paquete infrayacente.

En forma transicional le siguen 10 m de conglomerados finos, areniscas y pelitas (Facies I) que conforman 3 ciclos grano y estrato decrecientes de aproximadamente 3 m de espesor cada uno. Las pefitas (1 m) que se ubican en la base del paquete, son ortoconglomerados polimícticos clasto sostén, macizos (Gm) o con imbricación de clastos (Gib) y tienen geometría lenticular (relación ancho:espesor de 20:1 a 30:1). La imbricación de clastos en los conglomerados indican paleoflujos hacia el Este. Estos bancos gradan a areniscas gruesas a medianas pobremente expuestas (sueltas) en bancos de 10 a 20 cm de espesor que posiblemente porten estratificación entrecruzada (St o Sp) y luego a areniscas finas con laminación ondulítica (Sr). Rematan fangolitas verdes macizas (Fm) a laminadas (Fl) que intercalan lentes de 30 a 40 cm de espesor de areniscas muy finas macizas (Sm).

En contacto neto erosivo continúan 13 m de una secuencia granodecreciente compuesta por conglomerados tobáceos finos, sabulitas y pelitas bituminosas. En la base se observan bancos lenticulares de 1 m de espesor y 10 m de ancho compuesto por conglomerados finos, tobáceos o lapillíticos, macizos (Gm) que incluyen fragmentos de troncos y gradan a areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y luego a areniscas finas con laminación ondulítica (Sr). Le siguen 8 m muy pobremente expuestos de sabulitas que rematan en 3 m de pelitas bituminosas laminadas (FCl) a hojosas.

Por encima, el perfil culmina con 3 m de areniscas finas a muy finas y areniscas fangosas (Facies J). Las areniscas finas son macizas (Sm) o presentan estratificación entrecruzada en artesa de escala pequeña (St), las areniscas muy finas muestran laminación ondulítica (Sr) y flaser (Sf), mientras que las areniscas fangosas parecen ser macizas (Sm) debido a fuerte bioturbación. Estas últimas portan grandes ostras y fragmentos de troncos.

Interpretación

1. Barrancas Blancas

El arreglo granocreciente, presencia de fauna marina, tabularidad de los bancos y estructuras sedimentarias sugieren que los depósitos descritos para la Formación Anita correspondan a una sedimentación en una plataforma marina somera progradante, tal cual lo indicado por Arbe y Hechem (1984). Las areniscas fangosas de la base del perfil (Facies A) contienen estructuras que indican sedimentación por debajo de la línea de la

baja marea (submareal o *shoreface* bajo). Los bancos con estructura hummocky y fauna marina citados por Arbe y Hechem (1984) sugieren depositación en la zona del *shoreface* de una costa dominada por el oleaje con eventos de tormenta. Los cuerpos psamíticos suprayacentes (Facies B), por su textura, geometría y estructuras sedimentarias representan el desarrollo de canales (inlets?) y deltas de marea. Las sedimentitas de estos subambientes se depositan por debajo del nivel del mar, por lo que tienen un mayor potencial de preservación y usualmente constituyen el único registro de la faja costera arenosa.

Los depósitos de la sección basal (Facies C) de la Formación Cerro Fortaleza representan la continuación de la progradación de facies costeras sobre aquellas marinas de la Formación La Anita. Estas sedimentitas contienen una granulometría fina, con preservación de materia orgánica y corresponderían entonces a sistemas transicionales restringidos (lagoon o bahías interdistributarias), alimentados por un sistema fluvial pero con evidente vinculación con el mar como lo atestiguan los fósiles marinos citados por Riccardi (1983).

Por encima de estos, se encuentran los depósitos fluviales de la sección intermedia (Facies D). Los canales no presentan marcada migración lateral sino que se amalgaman formando fajas de canales. Los depósitos de planicie de inundación indican decantación de material fino en la cuenca de inundación y esporádicos eventos de desbordes. En estos últimos las areniscas en bancos lenticulares podrían caracterizar canales de crevasse mientras que aquellas de geometría más mantiformes los lóbulos de desbordamiento (crevasse splay). En suma, los depósitos de la facies D corresponderían a sistemas fluviales, probablemente anastomosados, de baja sinuosidad y moderada energía.

Sobre los anteriores el sistema fluvial (Facies E) evolucionaba hacia un ambiente de mucha menor energía, como podría ser una llanura costera. El arreglo granodecreciente, la repetitividad de los ciclos y las estructuras sedimentarias (incluyendo aquellas originadas por oleaje y probablemente mareas) sugieren que la facies E representa grandes canales de moderada sinuosidad que transportaban abundante carga en suspensión y que mostraban influencia mareal, la cual parece acentuarse hacia los términos cuspidales en donde se halló microplancton marino (Oviedo, 1982). Considerando como espesor promedio de la sección granodecreciente de los ciclos (espesor promedio de las pointbars) 4 a 6 m y aceptando que este espesor es aproximadamente igual a la profundidad del canal (h), se pueden calcular algunos parámetros del sistema fluvial (Leeder, 1973). De esta manera se estima que el ancho de los canales ($w=6,8h^{1,54}$) era de aproximadamente entre 60 y 100 metros. Por otra parte, se pueden corroborar estos cálculos utilizando el ángulo de inclinación de la superficie de acreción lateral (β), con lo cual ($w=1,5h/\tan \beta$) se obtendrían valores aproximados de entre 70 y 100 m, muy similares a los anteriores. Consi-

derando estos valores, la relación ancho/profundidad (w/h) es de 15 a 17, lo que indica que los canales eran sinuosos. Estos datos son consistentes con la clasificación de canales aluviales de Schumm, (1985), correspondiendo a sistemas de carga mixta (3 a 11% de carga de lecho), con w/h entre 10 y 40 que presentan sinuosidad moderada. Los mismos son típicos de distributarios deltaicos y distributarios de planicie aluvial (Schumm, 1985).

2. Cerro Pirámides

Las areniscas verdes de la base del perfil (Facies F) no pueden ser confidentemente asignadas a ninguna unidad litoestratigráfica debido a su reducido espesor. Sin embargo, sus características litológicas, intensa bioturbación y posición estratigráfica fuertemente sugieren que las mismas podrían pertenecer a la Formación Man Aike (Furque 1973) de edad eocena media (Concheyro 1991; Camacho *et al.* 2000). Esta unidad que representa ambientes marinos litorales cubre en discordancia a la Formación Cerro Fortaleza en el cerro Fortaleza (Oviedo 1982), margen oriental del valle del río La Leona.

El paquete sedimentario suprayacente se apoya en fuerte discordancia erosiva y las litofacies representan un pasaje transicional entre depósitos fluviales de alta energía en la base (Facies G) hasta depósitos marinos litorales en el tope (Facies J). El arreglo de las litofacies, la presencia de niveles carbonosos y el hallazgo de *Crassostrea? hatcheri* por encima de éstos, permiten asignar a estas rocas a las Formaciones Río Leona (Facies G, H e I) y Centinela (Facies J), ya que estas relaciones son coincidentes con las observadas por los autores entre las unidades mencionadas en la estancia 25 de Mayo, margen sur del lago Argentino. En particular, el análisis de las relaciones de los isótopos de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) llevados a cabo en conchillas de *Crassostrea? hatcheri* del perfil del cerro Pirámides y otras de la base de la Formación Centinela en la estancia 25 de Mayo, dieron valores análogos, avalando su correlación. Los análisis arrojaron valores promedios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,708370 (N = 15) y 0,708375 (N = 14) para las muestras del cerro Pirámides y de 0,708323 (N = 23) y 0,708308 (N = 25) para las muestras del sur del lago Argentino. Estas relaciones, indican edades comprendidas entre 21,4 Ma para las primeras y 23 Ma para las segundas (Mioceno temprano) según la tabla de Howarth y McArthur (1997). Sin embargo, muestras de la sección basal de la Formación Centinela en la estancia 25 de Mayo han proporcionado palinomorfos de edad oligocena tardía (Casadío *et al.* 2000).

En cuanto al origen de los depósitos, las rocas asignadas a la Formación Río Leona corresponderían al menos a tres ambientes de sedimentación diferentes:

1) Las sedimentitas predominantemente conglomerádicas de la Facies G tienen gran similitud con las de

sistemas fluviales entrelazados gravosos someros ("shallow gravel-bed braided rivers") descritos por Miall (1996). Estos son sistemas fluviales proximales que carecen de depósitos de gravedad. Presentan canales inestables de baja sinuosidad que cambian constantemente de posición y dentro de los cuales se depositan una serie de formas de lecho (barras) gravosas. Los canales tienen típicamente profundidades del orden del metro y sus márgenes son difusos por lo cual es muy difícil de reconocerlos en afloramientos de secuencias antiguas. El elemento arquitectural dominante son las barras gravosas (GB) caracterizadas por las litofacies Gm, Gh, Gp y Gt, mientras que durante el abandono de canales en épocas de estiaje se acumulan lentes y cuñas de arena (litofacies St) que son representadas por el elemento DA o SB.

2) Los depósitos areno-conglomerádicos de la Facies H muestran características similares a las de los sistemas entrelazados arenosos perennes someros ("shallow perennial sand-bed braided river") de Miall (1996) que caracterizan porciones más distales de los sistemas fluviales que los anteriores. Estos ríos se caracterizan por un diseño entrelazado de los canales durante el período de estiaje que durante las crecientes forma un único canal muy ancho. Los canales son muy poco profundos y por ellos migran campos de dunas con topes planos que corresponden al elemento DA y están tipificados por depósitos de la litofacies St o Sp.

3) Las sedimentitas del tope de la Formación Río Leona (Facies I) indican un cambio sustancial dentro del sistema fluvial, con la preservación de depósitos de planicie de inundación (elemento OF), representada por las litofacies Fm, Fl, FCI y Sm. El espesor de los ciclos y su arreglo granodecreciente, junto con la relación ancho/profundidad de los canales sugieren sistemas fluviales con canales confinados (elemento CH), de diseño poco a moderadamente sinuosos, caracterizados por las litofacies Gm, St, Sp y Sr. Los depósitos de la litofacies Sm que rellenan canales menores dentro de las planicies pueden ser interpretados como pequeños canales de desbordamiento (crevasse o chute). La litofacies FCI (pelitas carbonosas) indican ambientes reductores, permanentemente inundados, con abundante concentración de materia orgánica y menor aporte clástico, lo que preanuncia la transgresión marina. Estas características pueden corresponder tanto a sistemas fluviales de baja energía, de diseño anastomosado, como a canales distributarios y áreas interdistributarias de un sistema deltaico. Se señala además, como elemento de correlación, la participación de material piroclástico tamaño lapilli en los 13 m superiores de perfil lo que indica actividad volcánica explosiva contemporánea.

Finalmente las sedimentitas fosilíferas atribuidas a la Formación Centinela (Facies J) representarían depósitos marinos someros de planicies submareales arenosas y mixtas, caracterizadas por la migración de pequeñas formas de lecho como ondulitas y dunas o megaóndulas de pequeño porte.

Evolución tectosedimentaria

Las sedimentitas aflorantes en Barrancas Blancas y el cerro Los Hornos pertenecen a las Formaciones Anita (Miembro La Asunción) y Cerro Fortaleza. Su contacto transicional sugiere que las mismas pertenecen a un mismo ciclo sedimentario. La Formación Anita representa sedimentación en ambientes submareales (*shoreface*) de una plataforma marina progradante. Las rocas de la Formación Cerro Fortaleza fueron divididas en tres facies (C,D y E), la primera de las cuales representa una transición, en ambientes de lagoon o planicie deltaica, entre los depósitos marinos infrayacentes (Formación Anita) y la secuencia fluvial de baja sinuosidad de la facies D, desarrollada durante un período de intenso vulcanismo explosivo (Novas *et al.* 2002). Los depósitos agrupados en la facies C son los más representativos de esta unidad y afloran ampliamente en el valle del río La Leona. Ellos son interpretados como el registro de sistemas fluviales de alta sinuosidad con influencia mareal que se habrían desarrollado en una planicie costera. En resumen, las sedimentitas descritas registran un período inicial de progradación de las facies continentales seguido por otro de progresiva inundación. La direcciones de paleocorrientes hacia el S y SO, la composición de las areniscas que indican procedencia desde un bloque continental (Macellari *et al.* 1989) junto con la evolución general de los paleoambientes y de las secuencias depositacionales (Arbe 2002), sugieren que en el Campaniano esta porción de la cuenca Austral aún continuaba en la etapa de sag (cuenca de retroarco).

En el flanco occidental del cerro Pirámides aflora una columna sedimentaria de 79 m de espesor que se asigna al Paleógeno. Estas rocas apoyan en contacto tectónico sobre las sedimentitas de la Formación Cerro Fortaleza y de acuerdo a su litología, fauna y edad se relacionarían con las Formaciones Man Aike, Río Leona y Centinela.

La Formación Man Aike (Facies F) corresponde a depósitos marinos someros. La Formación Río Leona se apoya en discordancia sobre la anterior y representa la sedimentación en sistemas fluviales entrelazados gravosos y arenosos (Facies G, H e I) que evolucionan hacia sistemas fluviales anastomosados y/o distributarios deltaicos desarrollados durante un período de importante vulcanismo explosivo (Facies I). Finalmente la sección inferior de la Formación Centinela (Facies J) caracteriza la instauración de un ambiente marino somero con influencia mareal.

La discordancia que separa las Formaciones Man Aike y Río Leona y la presencia de abundantes clastos de la primera en los conglomerados basales de la segunda evidencia que la sedimentación marina eocena fue interrumpida por movimientos tectónicos que ascendieron y expusieron a la erosión sedimentitas del Eoceno medio ya diagenizadas. Esta superficie de extensión regional también puede ser reconocida en la

margen sur del lago Argentino (Marensi *et al.* 2000) y en la región de Río Turbio, en donde se ubicaría en la base de los paquetes conglomerádicos asignados a la Formación Río Guillermo (Malumián y Caramés 1997) que son correlacionables con la Formación Río Leona (Camacho *et al.* 1998). La misma marcaría un límite de secuencia depositacional (según Vail *et al.* 1984). El tope de la Formación Río Leona (Oligoceno) en el perfil del cerro Pirámides es transicional a los depósitos marinos de la Formación Centinela (Oligoceno tardío-Mioceno temprano). Estas dos unidades representan una secuencia depositacional (Marensi y Casadío, 2002) que se inicia con un importante influjo de sedimentos clásticos gruesos que se acumularon en sistemas fluviales entrelazados proximales (gravosos), los que son reemplazados en rápida transición por depósitos de planicies costeras y marinos someros debido a la fuerte subsidencia creada por apilamiento tectónico (etapa de cuenca de antepaís). Las paleocorrientes hacia el E y NE, la exhumación de las rocas cretácicas y hasta eocenas sugieren la presencia de un área emergida en el oeste. En cuencas de antepaís mixtas (con relleno en facies marinas y continentales) las principales acumulaciones fluviales tienen lugar tanto durante ascensos relativos en el nivel del mar como durante períodos de tectonismo y elevación de las áreas de aporte (Miall 1996). En el primero de los casos, el ascenso del nivel de base crea espacio de acomodación al mismo tiempo que disminuye el gradiente de los sistemas fluviales. Se descarta esta primera posibilidad ya que a partir del inicio de la glaciación continental en Antártida, ocurrida hacia fines del Eoceno (Dingle y Lavelle 1998), el Oligoceno es un período de descenso general del nivel del mar a nivel global (Haq *et al.* 1987). A esto se suma que las condiciones antes señaladas (disminución del gradiente) no favorecen el desarrollo de sistemas fluviales de alta energía. Se considera más aceptable la segunda opción ya que la fuerte subsidencia que acompaña el levantamiento de las escamas de corrimiento lleva al aumento en el espacio de acomodación con un incremento en el par sedimentario. Esta última posibilidad es coincidente con un período de estructuración de la cordillera Patagónica y con el carácter sinorogénico postulado para la Formación Río Leona (Malumián 2002).

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento al Instituto Antártico Argentino y al Gobierno de la provincia de Santa Cruz por las facilidades brindadas para la realización de las tareas de campo. A los Sres. Hugo De Vido y Francisco Mulet por su apoyo en las tareas de campaña. Al Sr. Eduardo Vidal por su hospitalidad y el acceso irrestricto a las áreas de trabajo.

Se agradece a los árbitros y editores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina por la lectura crítica

del manuscrito y por las sugerencias que ayudaron a su publicación. Este trabajo fue parcialmente financiado por la National Geographic Society (grants 6615-99 y 7125-01 a SAM).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*. I-8: 103-128. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Arbe, H.A. y Hechem, J. J., 1984. Estratigrafía y facies de depósitos marinos profundos del Cretácico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. *Actas IX Congreso Geológico Argentino*, 5: 7-41. San Carlos de Bariloche.
- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R., Fitzgerald, M. and Wright, R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *International Association of Sedimentology, Special Publication 8*, 41-61.
- Camacho, H.H., Chiesa, J.O. y Parma, S.G., 1998. Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 273-281.
- Camacho, H.H., Chiesa, J.O., Parma, S.G. y Reichler, V., 2000. Invertebrados marinos de la Formación Man Aike (Eoceno medio), Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 64: 187-208. Córdoba.
- Casadío, S., Guerin, G. R., Marensi, S., Santillana, S., Feldmann, R., Parras, A. y Montalvo, C., 2000. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. *Resúmenes Reunión Anual de Comunicaciones. Asociación Paleontológica Argentina*, p. Mar del Plata.
- Concheyro, A., 1991. Nanofósiles eocenos de la Formación Man Aike (SE del Lago Cardiel), Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 22(3-4): 385-399. Buenos Aires.
- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.J. and Palmer, K.F., 1974. A fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250: 291-294.
- Dingle, R. and Lavelle, M., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107: 79-101.
- Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 37: 3-255. Córdoba.
- Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3 volúmenes. Buenos Aires.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b Lago Argentino. *Boletín del Servicio Nacional Minero y Geológico N° 140*: 1-49. Buenos Aires.
- Furque, G. y Camacho, H.H., 1972. El Cretácico Superior y terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 61-75. Buenos Aires.
- Haq, B., Hardenbol, J. and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-235.
- Howarth, R.J. and McArthur, J.M., 1997. Statistics for strontium isotope stratigraphy. A robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0-206 Ma, with look-up table for the derivation of numerical age. *Journal of Geology* 105: 441-456.
- Kraemer, P.E., 1991. Estructura y evolución de los Andes Patagónicos entre los 49° 40' y 50° 40' lat. sur, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Kraemer, P.E. y Riccardi, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat.S), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(3): 333-360. Buenos Aires.
- Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V. y Ramos, V.A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica austral entre los 46° y los 52° S. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*. I-22: 353-364. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En A.F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina*, p. 689-706. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Leeder, M.R., 1973. Fluvial fining-upward cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geological Magazine*, 110: 265-276.
- Macellari, C.E., Barrio, C.A. y Manassero, M.J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of the South American Earth Sciences* 2(3): 223-239.
- Malumián, N., 2002. El Terciario marino. Sus relaciones con el eustatismo. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino* I-15: 237-244. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Malumián, N. and Caramés, A., 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of the South American Earth Sciences* 10(2): 189-201.
- Marensi, S.A. y Casadío, S., 2002. Estratigrafía secuencial de los depósitos fluviales y marinos del Paleógeno tardío, suroeste de Santa Cruz, Argentina. *Resúmenes IX Reunión Argentina de Sedimentología*, 55. Córdoba.
- Marensi, S.A., Santillana, S.N., Net, L.I. y Rinaldi, C.A., 2000. Facies conglomerádicas basales para la Formación Río Leona al sur del lago Argentino, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Resúmenes II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología*. 109-110. Mar del Plata.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. *Sedimentary facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, 582 p. Nueva York.
- Novas, F., Bellosi, E. y Ambrosio, A., 2002. Los "Estratos con Dinosaurios" del lago Viedma y río La Leona (Cretácico, Santa Cruz): Sedimentología y contenido fosilífero. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM. Artículo N° 315*. 7pp.
- Nullo, F., Proserpio, C.A. y Blasco de Nullo, G., 1981. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el Lago San Martín y Río Turbio. En W. Volkeimer y E. Mussachio (eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. P. 181-220. Buenos Aires.
- Oviedo, E.S., 1982. Geología del valle del río Leona. Provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Riccardi, A.C., 1983. Kosmaticeratidae (Ammonitina) y nomenclatura estratigráfica del Cretácico tardío en el Lago Argentino, Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 20 (3-4): 317-345. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. y Roller, E.O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En II Simposio Geología Regional Argentina, 2: 1173-1306. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Earth and Planetary Science, Annual Review*, 13: 5-27.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Todd, R.E., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *American Association Petroleum Geologists, Memoir* 36- 129-144.
- Zilli, N., Pedrazzini, M. y Peroni, G., 2002. La Cuenca Austral. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino* III-3: 607-662. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.

Recibido: 1 de julio, 2002

Aceptado: 13 de agosto, 2003