

Paleoambientes sedimentarios de la Formación Apeleg, Cretácico Inferior de la Cuenca de Aisén, Región XI, Chile

Gustavo González-Bonorino

Departamento de Geología, Universidad Nacional de Salta,
Buenos Aires 177, (4400) Salta, Argentina

Manuel Suárez

Servicio Nacional de Geología y Minería,
Avda. Santa María 0104, Santiago, Chile

RESUMEN

Areniscas y pelitas subordinadas, marinas y continentales, del Cretácico Inferior, afloran en la Región XI de Chile, entre el Cerro Katterfeld y Coihaique (45°-46°S). Estos depósitos son equiparables en edad y facies con los de la Formación Apeleg, definida en la región vecina del Lago Fontana, Argentina. En Chile, la Formación Apeleg conforma una sucesión granocreciente divisible en un Miembro Inferior, mayoritariamente compuesto por depósitos marinos, y un Miembro Superior, con estratos principalmente continentales. El contacto entre ambos miembros es neto, pero sin erosión marcada en los afloramientos estudiados. Los estratos del Miembro Inferior representan ambientes sedimentarios de plataforma o prodelta, frente deltaico y costero-sublitoral. En el Miembro Superior, se distinguieron depósitos de planicie arenosa de mareas y de llanura aluvial y deltaica; estos últimos se reconocen por el retrabajo por oleaje y mareas de capas fluviales. La Formación Apeleg conforma el tramo regresivo de un ciclo de transgresión-regresión, que se inicia con coquinas y bancos de ostras del Berriasiano (Formación Cotidiano), tapizando un relieve volcánico (Formación Ibáñez) y sigue con pelitas euxínicas (Formación Katterfeld). La progradación de los sistemas de depósitos arenosos de la Formación Apeleg pudo haber estado controlada por un nivel eustático estable en el Hauteriviano-Barremiano.

Palabras claves: Facies sedimentarias, Formación Apeleg, Cretácico Inferior, Aisén, Chile.

ABSTRACT

Sedimentary paleoenvironments of the Apeleg Formation, Lower Cretaceous of the Aisén basin, Región XI, Chile. Lower Cretaceous marine and terrestrial sandstones, and subordinate shales, crop out in southern Chile, between Cerro Katterfeld and Coihaique (45°-46°S). These beds are equivalent in age and facies with strata in the Apeleg Formation defined in neighbouring Argentina. In Chile, the Apeleg Formation conforms a coarsening upwards succession divisible into a Lower Member, mostly composed of marine deposits, and an Upper Member with mainly terrestrial beds; the contact between these members is sharp but not markedly erosional in the studied exposures. Beds in the lower member represent the following major sedimentary environments: shelf or prodelta, delta front and coastal to sublittoral. Strata in the upper member represent sandy tidal flat and alluvial and deltaic plain deposits; the latter are recognized through wave and tidal reworking of fluvial beds. The Apeleg Formation terminates a transgressive-regressive cycle that begins with Berriasian coquinae and oyster beds (Cotidiano Formation), mantling a volcanic relief (Ibáñez Formation), and follows with euxinic shales (Katterfeld Formation). Progradation of the sandy Apeleg depositional systems may have been controlled by an eustatic stillstand in the Hauterivian-Barremian.

Key words: Sedimentary facies, Apeleg Formation, Lower Cretaceous, Aisén, Chile.

Revista Geológica de Chile, Vol. 22, No. 1, p. 115-126, 10 Figs., Julio 1995.

Formación Cotidiano y brechas aluviales de la Formación Tres Lagunas, y culmina con pelitas negras marinas de la Formación Katterfeld. El tramo de regresión, por su parte, está representado por el paulatino enriquecimiento en areniscas que comienza en el tramo superior de la Formación Katterfeld y culmina con la Formación Apeleg, que está casi enteramente constituida por areniscas en los afloramientos estudiados. El Grupo Coihaique refleja, entonces, la instauración de una cuenca sedimentaria marina sobre un arco magmático del Jurásico y Cretácico Inferior. El sector proximal de esta cuenca, en Argentina, se conoce como 'Engolfamiento de Río Mayo' (Aguirre y Ramos, 1981) y su extensión en Chile como 'Cuenca de Aisén' (M. Suárez y R. De la Cruz, 1992¹ (*op. cit.*); Bell *et al.*, 1994; Fig. 1).

El presente trabajo describe afloramientos de la

Formación Apeleg en Chile, con énfasis en el reconocimiento de paleoambientes y en la reconstrucción paleogeográfica de la porción central de la Cuenca de Aisén. Regionalmente, la Formación Apeleg alcanza espesores máximos de ca. 700 m en Argentina (Hechem *et al.*, 1993), y ca. 350 m en Chile (M. Suárez y R. De la Cruz, 1993)² (*op. cit.*). Fauna marina recolectada en la Formación Apeleg, en afloramientos de Chile y de Argentina, ha dado edades en el intervalo Valanginiano tardío-Aptiano temprano (Aguirre y Ramos, 1981; M. Suárez y R. De la Cruz, 1992¹ (*op. cit.*); Hechem *et al.*, 1993). En Chile, M. Suárez y R. De la Cruz (1992¹; 1993²) (*op. cit.*) distinguieron en la Formación Apeleg un Miembro Inferior, compuesto por depósitos francamente marinos y un Miembro Superior con intercalaciones de probables depósitos fluviales (Fig. 2).

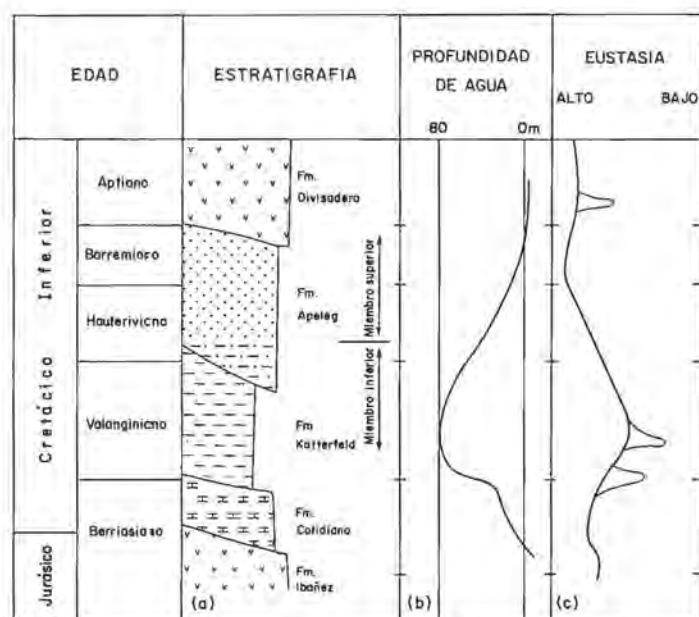


FIG. 2. a- columna litoestratigráfica generalizada para el Cretácico Inferior en la porción norte de la Cuenca de Aisén. b- profundidad de agua estimada según datos en el texto. c- curva eustática de segundo orden (trazo grueso) y picos regresivos de tercer orden (trazo fino) basado en Haq *et al.* (1987).

FORMACION APELEG

Se estudiaron afloramiento de la Formación Apeleg en cuatro localidades principales: el Cerro Katterfeld, el Cerro Bayo, la ladera sur del Estero Los Mallines cerca de la confluencia con el Estero Diunco, y sobre el Río Simpson (detrás de la posada Casa de Campo), a 5 km de Coihaique (Fig. 1). La calidad de los afloramientos de la Formación Apeleg es buena; sólo

su base, transicional a la Formación Katterfeld, está generalmente mal expuesta bajo una cubierta de derrubio. La deformación estructural consiste en un fallamiento en bloques y un alabeo de los estratos del orden de 10-20°. En los afloramientos descritos en este trabajo el espesor máximo de la Formación Apeleg es de ca. 200 m en el Cerro Bayo.

AMBIENTES SEDIMENTARIOS

La Formación Apeleg consiste en areniscas y el 5% restante en pelitas; sólo se observaron algunos bancos de areniscas conglomerádicas y conglomerados. Alrededor del 90% de los depósitos estudiados de la Formación Apeleg pueden atribuirse a cinco ambientes sedimentarios: de plataforma o prodelta, de frente deltaico, costero a sublitoral, planicie de mareas y llanura aluvial.

DEPOSITOS DE PLATAFORMA O PRODELTA

Se distinguen tres facies:

Facies P1: lutita gris oscura, alternando con láminas (<0,5 cm) de limolita y delgados (<5 cm) estratos de arenisca gris clara, fina, que en muchas partes muestran contactos ondulados por acción del oleaje. Puede incluir concreciones calcáreas de hasta 1 m de diámetro. Esta facies da intervalos de varios metros de espesor (Figs. 3b y c).

Facies P2: arenisca gris mediana de grano fino, con una laminación horizontal, en partes obliterada por bioturbación de tipo *Chondrites*, en estratos de 0,5 a 2 m de espesor de contactos transicionales a pelitas de la facies P1.

Facies P3: arenisca fina gris clara, en estratos de 5 a 40 cm de espesor, con bases netas, planas, y laminación en domo ('hummocky cross-stratification'; Fig. 4). Algunos bancos muestran gradación normal y pasaje hacia arriba de laminación en domo a ondulitas de oleaje. Estratos de esta facies comúnmente se intercalan en intervalos de facies P1. Estas areniscas forman de uno a varios bancos en todos los perfiles estudiados.

Interpretación: la facies P1, a juzgar por la abundancia de pelita y los techos retrabajados por oleaje, representa ambientes a profundidades cercanas al nivel de base del oleaje durante tormentas, el cual suele estar entre 30 y 70 m de profundidad en plataformas abiertas. Las intercalaciones de limolita y de arenisca son interpretadas como tempestitas. La facies P2 sugiere abundante provisión de arena, y posiblemente materia orgánica, para mantener la infauna (*fodinichnia*) en posiciones generalmente por debajo del nivel de base de olas con mar calmo, el cual comúnmente se encuentra entre 5 y 15 m de profundidad. Las facies P1 y P2 pueden atribuirse a ambientes de plataforma o de prodelta. Las areniscas

con laminación en domo de la facies P3 se generaron por efecto de tormentas y se acumularon a profundidades francamente por encima del nivel de base de olas de tormenta; estas areniscas pueden representar la anteplaya distal ('lower shoreface'). Los depósitos de estas facies ocupan aproximadamente el 20% de los afloramientos estudiados de la Formación Apeleg, restringidos a su Miembro Inferior.

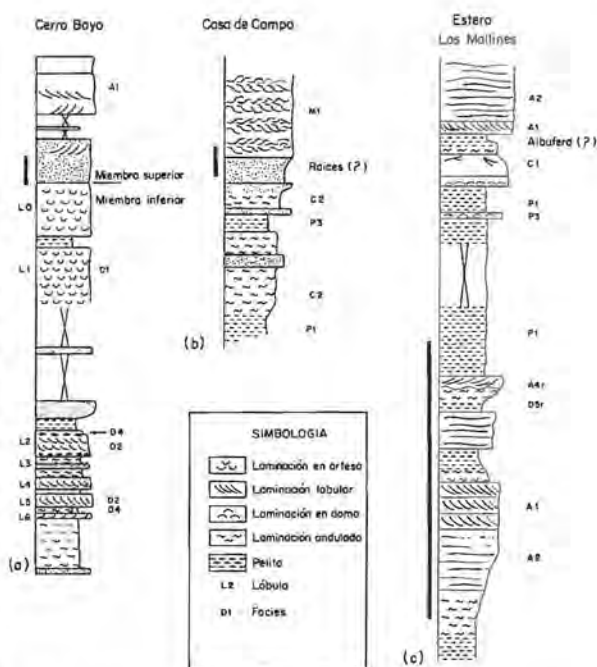


FIG. 3. Columnas de detalle en la Formación Apeleg. Las barras a la izquierda de cada perfil representan 10 m de espesor.



FIG. 4. Arenisca fina con laminación en domo ('hummocky cross-stratification'). Facies P3. La lapicera mide 12 cm de largo. Afloramiento en Estero Los Mallines.

DEPOSITOS DE FRENTE DELTAICO

Se distinguen cinco facies:

Facies D1: arenisca gris clara de grano mediano, con abundante laminación en cubetas de hasta 1 m de ancho, que da intervalos de 5-7 m de espesor (Fig. 5a).

Facies D2: arenisca gris clara, de grano mediano a grueso (raramente conglomerádica; clastos <5 cm), en estratos amalgamados que dan cuerpos de 2-7 m de potencia con abundante estratificación diagonal a bajo ángulo, en conjuntos de 0,3-0,7 m de espesor. Estos cuerpos se apoyan netamente sobre depósitos de plataforma (Fig. 5b).

Facies D3: arenisca mediana, maciza, intensamente bioturbada, con gruesos tubos oblicuos a la estratificación, que ocupa los 0,2-0,6 m superiores de los cuerpos de areniscas D2, a las cuales pasa gradualmente hacia abajo.

Facies D4: bancos de coquina de 0,1-0,4 m de espesor, lateralmente discontinuos. En partes muestran bases irregulares y transicionales a areniscas de las facies D2 y D3 (Fig. 6).

Facies D5r: (el sufijo indica retrabajo). Arenisca gris clara de grano mediano a fino, en estratos lenticulares fuertemente modificados por la bioturbación y por la acción del oleaje (Fig. 5c).

Interpretación: las facies D1 y D2, en conjunto, son interpretadas como producto de la acumulación subácuea de arena, a tasas relativamente altas, para impedir la colonización y la obliteración de las estructuras por el oleaje. Estas condiciones sugieren que se trata de un depósito de lóbulos deltaicos, incluyendo la barra de desembocadura. Las bases netas de las facies D1 y D2 sugieren una abrupta implantación de los lóbulos sobre el fondo fangoso. Las diferencias estructurales entre las facies D1 y D2 serían consecuencia de la distinta profundidad de agua en que se acumularon, más somera para la facies D1. Esta idea surge de que en el perfil de Cerro Bayo la facies D1 en partes ocupa posiciones intermedias entre la D2 y los depósitos aluviales, tanto lateral como verticalmente (Fig. 3a).

La facies D3 se interpreta como el producto de la bioturbación del techo de los lóbulos deltaicos, luego que se tornaran inactivos, presumiblemente por avulsión. En algunos lóbulos abandonados, colonias de organismos esqueletales fueron destruidas por tormentas y redepositadas como coquinas D4. La facies



FIG. 5. Afloramientos en Cerro Bayo. Depósitos deltaicos. a- arenisca mediana con abundante estratificación en cubeta. Facies D1. Lóbulo 1 en figura 3a.



FIG. 5b. Lóbulo deltaico, en mitad superior de la foto, compuesto por areniscas medianas en estratos amalgamados con laminación diagonal de bajo ángulo y contactos suavemente discordantes (Facies D2), apoya netamente sobre depósitos de plataforma de la facies P1. Lóbulo 2 en figura 3a.



FIG. 5c. Areniscas de frente deltaico casi enteramente retrabajadas por oleaje detrás del martillo. Facies D5r. Lóbulo 3 en Figura 3a.

D5r representaría areniscas de tipo D2 pero acumuladas a una tasa suficientemente lenta para que el oleaje y los organismos tuvieran tiempo de obliterar la estratificación. En general, la preeminencia de estructuras generadas por la migración de dunas o barras permite inferir el desarrollo de deltas dominados por procesos fluviales, aunque localmente estuvieran dominados por oleaje, a juzgar por la facies D5r.

Los depósitos de frente deltaico conforman alrededor del 10% de las secciones estudiadas de la Formación Apeleg. Las facies D1 y D2 son las más abundantes en estos depósitos. Las facies D1 y D4 están bien expuestas en el Cerro Bayo (Fig. 3a). Las areniscas bioturbadas D5r afloran bien en el sur de Lago Aro y aisladamente en el Cerro Katterfeld.

DEPOSITOS COSTEROS A SUBLITORALES

Se distinguen dos facies:

Facies C1: arenisca gris clara, fina a mediana, en partes con laminación en cuenco ('swaley cross-stratification') y en otras con laminación plana inclinada a bajo ángulo en conjuntos, que a su vez, se entrecortan a bajo ángulo. Un tramo del perfil de Estero Los Mallines (Fig. 3c) muestra la superposición de estas subfacies.

Facies C2: arenisca fina a gruesa, con abundante laminación de ondulitas de olas (Fig. 6). En partes esta facies da unidades granocrecientes de hasta ca. 2 m de espesor, que hacia abajo gradan a la facies P1 y cuyos techos pueden ser abruptos bajo un manto de pelita de plataforma o una capa de conglomerado de rezago ('lag conglomerate').

Interpretación: la facies C1 representa profundidades entre la línea de rompientes con tormenta, donde se forma la laminación en cuenco, y la playa subaérea, donde se genera la laminación plana alabeada. Esta interpretación es coherente con el arreglo estratigráfico (Fig. 3c) que registra una somerización progresiva hacia arriba, desde un ambiente de plataforma hasta la playa. En el perfil de Estero Los Mallines, los depósitos de playa están cubiertos por fangolitas sin fósiles, que con dudas se atribuyen a un ambiente de albufera detrás de una isla barrera representada por C1 (Fig. 3c). La facies C2 representa barras sublitorales que por la acción del oleaje crecieron de un fondo fangoso hasta ser truncadas por erosión bajo las rompientes. Los depósitos costeros a

sublitorales, siendo estos últimos los más abundantes, conforman alrededor del 15% de la Formación Apeleg estudiada.



FIG. 6. Arenisca de lóbulo deltaico al pie de la foto, en contacto (donde se apoya el martillo) con un banco de coquina (facies D4). En contacto neto sobre la coquina hay arenisca fina con abundante laminación de ondulitas de oleaje (facies C2). Estas pasan a depósitos de llanura aluvial (más claros) hacia arriba. Afloramiento en Cerro Bayo.

DEPOSITOS DE PLANICIE DE MAREAS

Se distinguen dos facies:

Facies M1: arenisca gris clara, fina a mediana, en conjuntos de laminación sigmoide de mediana escala (0,1-0,5 m de espesor; Fig. 7a). Internamente, la laminación da subconjuntos separados por particiones pelíticas. En muchos casos estas particiones resultan de la concentración de rodados discoidales de pelita de hasta 3 cm de diámetro. El espesor de las particiones comúnmente disminuye pendiente arriba en la cara de avance. A su vez, el espesor de los subconjuntos aumenta y disminuye con una cierta regularidad en la dirección de avance (Fig. 7b).



FIG. 7. Afloramientos en Casa de Campo. a- Depósitos de marea. Areniscas medianas en estratos mal definidos por particiones de pelita y de acumulaciones de rodados planos de pelita (facies M1). Conjunto de laminación sigmoidal en el centro de la fotografía. Las particiones tienden a desaparecer pendiente arriba en las caras de avance. La variación en el espaciado de las particiones podría reflejar la variación en la competencia de las corrientes de mareas en cuadratura y sicigia. El techo del conjunto sigmoidal está retrabajado por oleaje. Ca. 6 cm bajo la lapicera los depósitos de marea están en contacto neto con fangolitas con gruesos tubos y posibles raíces. La lapicera mide 13,5 cm de largo.



FIG. 7b. Estrato con laminación sigmoidal donde apoya el mango del martillo. Notar la variación en la densidad de las particiones pelíticas.

Facies M2: arenisca mediana, maciza, en estratos delgados (<10 cm) de base erosiva y techo gradacional a M1. Ocurre en proporción muy inferior a M1.

Interpretación: la forma sigmoidal de los conjuntos, y la variación periódica en el espesor de los subconjuntos, sugieren su depósito por corrientes de marea, probablemente como acreción de barras laterales. Así, la arenisca M2, con base erosiva y grano más

grueso que M1, se interpreta como un depósito de rezago en el fondo del canal. El espesor de los conjuntos indica que la profundidad de los canales habría sido de algunos decímetros. Por su parte, la acumulación de clastos blandos es coherente con un ambiente de planicie intermareal, donde el fango intercanal se deseca y se abarquilla durante la bajamar, y en el siguiente ciclo, la marea de reflujo arranca y hace rodar trozos de ese fango, redondeando sus cantos, y los deposita en el fondo de los canales.

Los depósitos de planicie de mareas dan cuenta de aproximadamente 5% de los afloramientos visitados de la Formación Apeleg. Ambas facies están bien expuestas en el perfil de Casa de Campo (Fig. 3b).

DEPOSITOS DE LLANURA ALUVIAL Y DELTAICA

Se distinguen cuatro facies:

Facies A1: arenisca gris clara, mayormente de grano mediano a grueso, en estratos potentes (0,5-1 m de espesor) de contactos mal definidos por particiones pelíticas discontinuas. Internamente pueden mostrar un bandeado y una laminación granalométrica horizontal, y también estratificación diagonal tabular y en artesa que da conjuntos de 0,05-0,5 m de espesor; la artesa puede medir 1 m de ancho (Fig. 8a). Raramente esta facies contiene intercalaciones de arenisca conglomerádica en las cuales los clastos mayores (<3 cm) son de pelita. En partes (e.g. Cerro Katterfeld), intervalos con facies A1 rematan con un conjunto único de estratificación tabular, con una dirección de avance coherente por varios metros (limitado por el ancho del afloramiento) y crestas levemente sinuosas.

Facies A2: consiste en areniscas medianas en estratos irregulares y discontinuos (0,03-0,3 m de espesor), separados por particiones carbonosas con fragmentos de tallos de hasta 5 cm de diámetro (Fig. 8b). Las facies A1 y A2 muestran pasajes graduales entre sí, tanto vertical como lateralmente.

Facies A3r: areniscas medianas y gruesas en estratos delgados (comúnmente <15 cm de espesor) inclinados ca. 10° sobre una capa horizontal contra la cual se acuñan y terminan abruptamente (Figs. 8c y d). Internamente los estratos pueden mostrar laminación paralela al estrato, o conjuntos de laminación tabular, atribuibles a la migración de dunas con crestas rectas. Los contactos entre los estratos muestran formas de ondulitas simétricas que reflejan el retrabajo y la erosión por oleaje (Figs. 8 b, c, d).



a



c



b



d

FIG. 8. Depósitos de llanura aluvial. a- estratos de arenisca mediana a gruesa con conjuntos superpuestos de laminación en artesa a tabular (facies A1). El alto de la pared es de 1,5 m. b- dos intervalos estrato-crecientes con bases en sendas intercalaciones fangolíticas, una al pie de la foto y otra por el centro del martillo. El inferior comprende capas con manteo a bajo ángulo y contactos ondulados que evidencian retrabajo por oleaje (facies A3r). El intervalo superior es tipo facies A3r en los 0,2 m basales, pero más arriba pierde la evidencia de retrabajo por oleaje (al nivel donde se apoya el mango del martillo) y pasa a la facies A2. En contacto neto por encima sigue un banco de la facies A1. c- dos intervalos de estratificación con manteo a bajo ángulo en contacto erosivo donde apoya el martillo. El intervalo inferior muestra la tendencia estrato-creciente y además que el manteo interno aumenta hacia arriba. d- estratos inclinados en arenisca gruesa apoyan netamente sobre un estrato horizontal. Internamente los estratos muestran laminación paralela a los contactos pero, en partes, se ven caras de avance (esto no se aprecia en la foto). Afloramientos en Cerro Bayo.

Facies A4r: areniscas en estratos inclinados como en la facies A3r, pero con numerosos clastos de pelita en los tramos inferiores.

Interpretación: las facies A1 y A2, por la abundante estratificación en artesa y tabular, la abundancia de arenisca gruesa, la muy baja proporción de pelita intercalada y la escasa a nula bioturbación, son atribuidas a un sistema fluvial entrelazado. Las particiones carbonosas típicas de A2 pudieron formarse por decantación de detrito vegetal en cuerpos de agua sobre la llanura aluvial. La facies A3r se interpreta como producto de avenidas fluviales que alcanzaron el mar y descargaron allí el sedimento que seguidamente fue retrabajado por oleaje. Cada estrato inclinado fue construido, ya sea por la acreción vertical de láminas de arena, o por el avance de dunas pendiente abajo; el diferente comportamiento tal vez refleje la velocidad de la avenida. El origen de la

facies A4r es similar, pero bajo una influencia de corrientes de marea dominante sobre la del oleaje. Las facies A3r y A4r se atribuyen a barras de desembocadura de deltas. En Cerro Bayo las facies A1 y A2 muestran niveles con influencia marina a lo largo de varias decenas de metros de espesor.

La proximidad estratigráfica a depósitos marinos, y las intercalaciones de facies A3r y A4r, indican que la mayor parte de estos depósitos fluviales se acumularon a cotas muy cercanas al nivel del mar. Los depósitos de Cerro Bayo se habrían acumulado en canales distributarios y llanura de inundación asociados a los lóbulos deltaicos. Los depósitos de Estero Los Mallines, en cambio, probablemente progradaron sobre un complejo de barrera-albufera. Los depósitos de llanura aluvial y deltaica dan cuenta de aproximadamente el 50% de las rocas estudiadas de la Formación Apeleg, restringidos a su Miembro Superior.

PALEOCORRIENTES

Los datos de paleocorrientes provienen de conjuntos de laminación en artesa a tabular ($n=73$) en depósitos fluviales y deltaicos, y de estratificación inclinada a bajo ángulo de lóbulos deltaicos (facies D2; $n=9$) y de planicie deltaica (facies A3r; $n=4$) (Fig. 9). La estratificación de bajo ángulo en los depósitos de frente deltaico en Cerro Bayo indica avance hacia el oeste y sudoeste para los dos lóbulos más potentes (Fig. 9a) y hacia el norte para el más delgado. Las cuatro mediciones de acreción fluvio-deltaica (facies A3r) son compatibles con una descarga hacia el cuadrante oeste (Fig. 9b). En los depósitos de mareas no se hicieron mediciones sistemáticas. En afloramientos de Casa de Campo las direcciones dominantes de migración de las barras laterales son hacia el norte y hacia el sur, lo que indicaría canales con orientación este-oeste, aproximadamente.

Los depósitos fluviales dan direcciones promedio de transporte similares en los perfiles Estero Los Mallines y Cerro Bayo, hacia el oeste y oeste-sudoeste (Figs. 9b, c). Las ocho mediciones que caen en el cuadrante, este provienen de conjuntos de laminación inclinada de menos de 15 cm de espesor, atribuibles a formas de lecho pequeñas, cuya migración se

postula aquí, habría sido fuertemente controlada por la topografía local del fondo y no reflejan la dirección media de transporte.

La semejanza de facies en el Cerro Bayo y en el Estero Los Mallines, sugiere sistemas fluviales similares en ambas localidades. No obstante, las distribuciones de paleocorrientes son claramente diferentes: unimodal con una dispersión moderadamente baja en Estero Los Mallines, y bimodal, modas hacia el oeste y hacia el sur, con una dispersión amplia, en Cerro Bayo. La dispersión mayor en Cerro Bayo puede atribuirse a que el muestreo allí representa un volumen de roca que, a grosso modo, es ocho veces mayor que en Estero Los Mallines (esta cifra surge del hecho que los frentes de afloramiento muestreados aproximadamente miden 50 m de espesor por 2.000 m de largo, y 20 m de espesor por 500 m de largo, respectivamente, y el mayor volumen tiene el efecto de incrementar la varianza). Por último, las mediciones en Cerro Katterfeld provienen de tres bancos; en uno de ellos se midieron sendos conjuntos en la base, el centro y el techo hacia el sector sur (Fig. 9d). En conjunto las paleocorrientes indican proveniencia desde el este, con una componente hacia el sur.

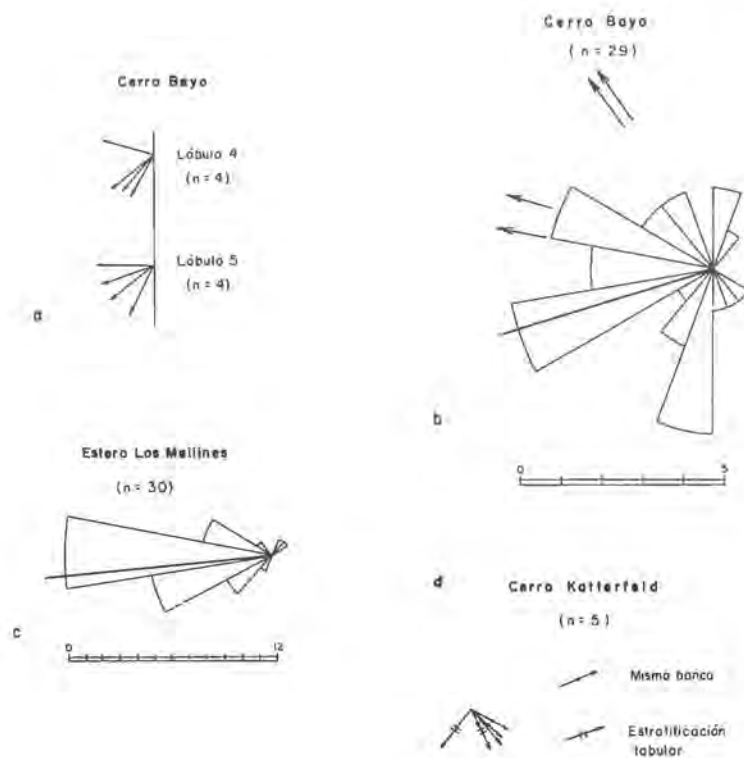


FIG. 9. Diagramas de paleocorrientes. a- mediciones de estratificación inclinada en lóbulos deltaicos de Cerro Bayo; direcciones individuales. La ubicación de los lóbulos se da en la figura 3a. b y c- mediciones de laminación en artesa y tabular en depósitos fluviales de Cerro Bayo y Estero Los Mallines. Las líneas gruesas dan la orientación media; este promedio carecería de sentido si la distribución en b es polimodal; las escalas dan el número de mediciones por intervalo. Las flechas en b indican direcciones de acreción en facies A3r. d- estratificación tabular (mediciones individuales) en depósitos fluviales de Cerro Katterfeld.

DISCUSION

La discusión se centra en dos aspectos: el primero es establecer una correlación litoestratigráfica preliminar entre los perfiles estudiados; el segundo es reconstruir la paleogeografía en la porción central de la Cuenca de Aisén.

En la Formación Apeleg, el paso del Miembro Inferior al Superior regionalmente es neto y coincide con la desaparición casi total de pelitas a favor de las areniscas. En Estero Los Mallines el contacto se ubica en la base del paquete fluvial, sobre posibles fangolitas de albufera (Fig. 3c); en Casa de Campo está en la base de depósitos de marea, separándolos de un intervalo de areniscas con marcas de raíces en su techo (Fig. 3b); en Cerro Bayo se ubica inmediatamente por encima del lóbulo L0 (Fig. 3a). Se postula que este contacto refleja una estabilidad o leve caída relativa en el nivel de base, sincrónica en esta porción de la Cuenca de Aisén, y constituye un límite entre dos secuencias de depósito ('depositional sequence boundary'). La información existente es insuficiente para extender confiadamente el límite de secuencia definido en este trabajo a las restantes exposiciones

de esta unidad en Chile y a los afloramientos de la Formación Apeleg, en Argentina. En forma preliminar se sugiere correlacionarlo con el límite entre las secuencias III y IV definidas por Hechem *et al.* (1993) al este de Cerro Katterfeld. Ello se justifica en que por encima de ese nivel la Formación Apeleg muestra depósitos fluviales en sectores centrales del Engolfamiento de Río Mayo.

En base a la correlación propuesta se dan paleoreconstrucciones de la Cuenca de Aisén para dos tiempos, respectivamente, equivalentes al Miembro Inferior alto y al Miembro Superior bajo de la Formación Apeleg. Para el tiempo más antiguo, en Cerro Bayo predominan sistemas deltaicos, en Estero Los Mallines posibles islas barrera y en Casa de Campo ambientes de plataforma dominados por oleaje y, en particular, barras sublitorales (Fig. 10a). El desarrollo de deltas a la altura del Engolfamiento de Río Mayo pudo haber sido favorecido por una depresión topográfica que habría focalizado el drenaje y la descarga detritica.

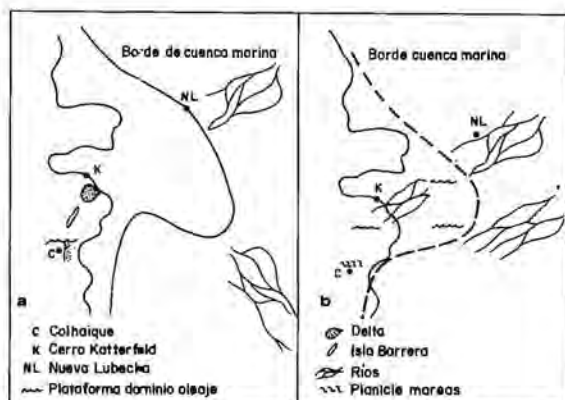


FIG. 10. Distribución de paleoambientes sedimentarios en la Cuenca de Apeleg para edades equivalentes a a- la parte alta del Miembro Inferior, y b- la parte baja del Miembro Superior de la Formación Apeleg.

Para el tiempo más joven, los ambientes fluviales y fluvio-deltaicos son predominantes, excepto en Casa de Campo, donde se desarrollan ambientes mareales. No obstante, en Cerro Bayo la influencia marina es manifiesta, en forma de niveles con valvas rotas, hasta por lo menos 40 m sobre la base del Miembro Superior (Fig. 3a). Para Argentina, Hechem *et al.* (1993) mencionan la incisión de valles fluviales en el límite entre las secuencias III y IV. En Chile no se ha observado incisión fluvial profunda asociada con el límite de secuencia. No obstante, dado lo espaciado de los perfiles estudiados, no se puede descartar la presencia de bahías o amplios estuarios que pudie-

ran haber favorecido el desarrollo de planicies de mareas.

La Cuenca de Aisén se habría desarrollado en un ambiente tectónico extensional con tasas de subsidencia que fueron disminuyendo a lo largo del Cretácico temprano (cf. Hechem *et al.*, 1993). Alternativamente, Suárez y De la Cruz (1994) y Bell *et al.* (1994) han sugerido que la subsidencia que permitió la acumulación del Grupo Coihaique correspondería esencialmente a subsidencia térmica de 'post rift'. Cualquiera de estos comportamientos tectónicos podría haber dictado el ciclo de transgresión-regresión en el Grupo Coihaique. Para poner estas hipótesis a prueba, se compara la variación en la paleoprofundidad del Grupo Coihaique con el nivel eustático según Haq *et al.* (1987; Fig. 2). Las máximas profundidades de agua se dieron durante la acumulación de las pelitas negras de la Formación Katterfeld. Una estimación de esta profundidad a grosso modo, se obtiene del espesor estratigráfico entre el techo de la Formación Katterfeld y la base de los depósitos aluviales de la Formación Apeleg, y da ca. 40 a 60 m en Cerro Bayo, sin decompactar. La discrepancia entre ambas curvas es manifiesta, lo que apoya un control tectónico en la sedimentación del Grupo Coihaique. El mayor espesor de la Formación Apeleg en Argentina que en Chile, puede también tener una explicación estructural, ya que el Engolfamiento de Río Mayo ocupa un 'graben' y la Cuenca de Aisén se ubica sobre el flanco occidental de un alto estructural (cf. Scasso, 1989; Fig. 1).

CONCLUSIONES

La Formación Apeleg registra el enarenamiento del Engolfamiento de Río Mayo y de la Cuenca de Aisén por aporte fluvial. En una primera etapa, parte del aporte detrítico formó deltas a la latitud del Engolfamiento de Río Mayo, y el resto fue transportado hacia el sur por corrientes costeras, generando barras sublitorales e islas barrera. Posteriormente, los ambientes fluviales y fluvio-deltaicos se tornaron dominantes, con una influencia marina débil, excepto local-

mente, donde se desarrollaron planicies de mareas.

Los estratos de la Formación Apeleg forman el tramo regresivo de un ciclo de transgresión-regresión. La transgresión acompañó el cese del volcanismo del Jurásico tardío, y la regresión culminó con el inicio del volcanismo en el Cretácico temprano tardío. Estas relaciones, y la discrepancia entre la paleoprofundidad de agua en la cuenca y la eustasia, sugieren un control tectono-térmico en la sedimentación.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a V. Covacevich (SERNAGEOMIN), la información bioestratigráfica que gentilmente nos facilitó. Agradecemos también a los Drs. R. Charrier (Universidad de Chile), L. A. Spalletti (Universidad de la Plata) y S. Flint (University of Liverpool) los útiles

comentarios que hicieron al manuscrito original. El trabajo de campo fue financiado por el proyecto FONDECYT No. 1930246, y por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

REFERENCIAS

- Aguirre, M.B.; Ramos V. 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica. Provincia de Santa Cruz. In *Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas*, Vol. 3, p. 101-138. San Luis.
- Bell, C.M.; Townsend, M.J.; Suárez, M.; De la Cruz, R. 1994. The depositional environments of the Lower Cretaceous Coyhaique Group, Aysén Bank, Southern Chile (45°-46° S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 402-403. Concepción.
- Fuenzalida, H. 1935. Observaciones geológicas en el territorio de Aysén. *Museo Nacional de Historia Natural, Boletín*, Vol. 14, p. 1-5.
- Haller, M.J.; Lapido, O.R. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 35, p. 230-247.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, Vol. 235, p. 1156-1167.
- Hechem, J.J.; Figari, E.G.; Homovc, J.F. 1993. Secuencias deposicionales en el Neocomiano del Lago Fontana, Chubut, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas*, Vol. 2, p. 119-123, Mendoza.
- Niemeyer, H.; Skarmeta, J.; Fuenzalida, R.; Espinosa, W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 60-61, 80 p.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 47ab-«Lago Fontana», Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, No. 183, 135 p. Buenos Aires.
- Scasso, R.A. 1989. La cuenca sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la región sudoccidental del Chubut. In *Cuencas sedimentarias argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, L.A.; editores), *Universidad Nacional de Tucumán*, p. 395-417.
- Skarmeta, J.; Charrier, R. 1976. Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45°-46° Lat. Sur, Chile. In *Congreso Geológico Argentino, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 267-286. Bahía Blanca.
- Suárez, M.; De la Cruz, R. 1994. Estratigrafía y paleogeografía mesozoica de Aysén nororiental (45°-46° Lat. S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Vol. 1*, p. 538-542. Concepción.