

PERFILES SUBMARINOS POR LOS PIEDMONTS DEL ESTRECHO DE MAGALLANES Y BAHÍA NASSAU, CHILE AUSTRAL

SUBMARINE PROFILES THROUGH THE PIEDMONTS OF THE MAGELLAN STRAIT AND NASSAU BAY, SOUTHERNMOST CHILE

José F. Araya-Vergara¹

RESUMEN

Se estudia la morfogénesis de los piedmonts submarinos de Magallanes, mediante el análisis morfoacústico de registros de perfilador de subfondo. Se puede reconocer dos zonas de piedmont: interna y externa, tomando como referencia la posición de las morrenas subaéreas de Segunda Angostura, Ba. Inútil y el sur de Navarino. Se aprecia buena correspondencia entre el emplazamiento costero de las grandes formas subaéreas producidas por la deriva glacial, los fondos someros de los piedmonts y el predominio de formas erosionales en éstos. Los rasgos morfoacústicos indican que, en la fase glacial de Segunda Angostura, el hielo debe haber dragado el fondo en la mayor parte de la zona interna. Conjuntamente, reafirman el carácter proglacial y subaéreo que debió haber tenido la zona externa. Los rasgos superficiales del fondo sugieren el efecto de la transgresión post-glacial. Consecuentemente, se deduce la presencia de grandes piedmonts glacio-marinos, para cuyos fondos se propone las siguientes denominaciones: *explanada proglacial de transgresión*, correspondiente a la zona externa; *explanada de línea de varadura (grounding line)* y *de transgresión*, coincidente con la zona interna distal; *explanada de represamiento ondulada*, en la zona interna proximal.

Palabras clave: Geomorfología submarina, piedmont glacio-marino, explanada glacio-marina, línea de varadura.

ABSTRACT

The morphogenesis of the submarine Magellan piedmont is studied here, by means of analysis of subbottom profiler records. Two piedmont zones are recognized: outer and inner, taking as reference the subaerial moraines of Segunda Angostura, Ba. Inútil and Navarino Island. Good relationship is observed between the setting of the big subaerial landforms produced by the glacial drift, the shallow piedmont bottoms and the predominance of erosional features in them. The morphoacoustic characters indicate that, during the glacial phase of Segunda Angostura, the ice was grounded on the major part of the inner zone, when the outer zone was proglacial and subaerial. Some features of bottom and subbottom are thought to be produced by transgression effect. Consequently, the presence of big glacio-marine piedmonts is deduced. The following expressions are proposed for their bottoms: *proglacial and transgression esplanade*, corresponding to the outer zone; *grounding-line and transgression esplanade*, coinciding with the inner distal zone; *ponding and undulating esplanade* in the inner proximal zone.

Key words: Submarine geomorphology, glacio-marine piedmont, glacio-marine esplanade, grounding line.

¹Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Cas. 3387, Santiago, Proyecto Cimar-Fiordo 3, Comité Oceanográfico Nacional.

INTRODUCCIÓN

La determinación del campo de las últimas glaciaciones hecha por Caldenius (1932), permitió demostrar por primera vez que la costa oriental del estrecho de Magallanes y de bahía Inútil fue modelada en operaciones de glaciares de piedmont. La configuración lobular se da desde isla Dawson hasta el Atlántico, incluyendo bahía Inútil (Figs. 1 y 2). Perfiles submarinos de sísmica de reflexión (Brambati & Colantoni 1991) indican que la deformación de las rocas del basamento acústico es cada vez menor desde isla Dawson hacia el Atlántico. Geomorfológica y geocronológicamente, los últimos máximos de la Última Glaciación están datados en Segunda Angostura, a partir de observaciones de formas subaéreas (Caldenius 1932, Marangunic 1974, Porter 1989, Prieto & Winslow 1992, Clapperton *et al.* 1995).

Esta referencia será denominada en este trabajo con la expresión de Porter (1989) sistema morrénico de Segunda Angostura. Estos máximos también están documentados para bahía Inútil (Caldenius 1932, Raedecke 1978, Clapperton *et al.* 1995), donde se han identificado formas lacustres posteriores a ellos (Heusser *et al.* 1989-1990). En Clapperton *et al.* (1995) se indica evidencias de reavances que afectaron Paso Ancho y el interior de Ba. Inútil (2 y 3 en Fig.2). Una revisión geomorfológica y geocronológica de McCulloch & Bentley (1998), apoyada en referencias tefrocronológicas, permite admitir que el último reavance conocido alcanzó a cubrir Paso del Hambre y canal Whiteside aproximadamente entre 12 y 10 ka A.P. (límite de San Francisco en isla Dawson, 3 en Fig. 2). Para este último pulso, la terraza glacialacustre proyectada en el dominio proglacial indica un paleolago desarrollado hacia Paso Ancho y Ba. Inútil, con profundidades hasta más de 400 m, a partir de un frente glacial con probables tasas altas de desprendimiento (*calving*). De los trabajos de Prieto & Winslow (1992) y Clapperton *et al.* (1995) se infiere que, desde Segunda Angostura hacia el E, la sección correspondiente del Estrecho debió haber estado eustáticamente emergida durante esta fase de la glaciación.

Esto es consistente con el modelo glacioisostático de Clark & Bloom (1979) para la costa patagónica oriental. En esta sección, de bajas profundidades (Figs. 2 y 7 a 9), Clapperton *et al.* (1995) dibujaron un canal de *outwash* – submarino en el presente y deducido de la batimetría – el cual interpretan como posible efecto de la deglaciación con que terminó la fase del Sistema Morrénico de Segunda Angostura, puesto que está diseñado

también en la parte interna de éste (Figs. 1 y 2). Las indicaciones de las fases transgresivas consecuentes a la deglaciación, están en los niveles marinos observados como formas encajadas en la escarpa que corta las formas costeras del sistema de deriva glacial. Sus rangos altimétricos han sido establecidos entre 3,5 y 10 m sobre el nivel de pleamares actuales (Caldenius 1932, Auer 1970, Porter *et al.* 1984, McCulloch & Bentley 1998). La distribución de las clases texturales de los sedimentos superficiales del fondo parece reflejar la diferencia entre las zonas interna y externa con respecto a Segunda Angostura. Brambati *et al.* (1991) hallaron fango arenoso en las partes más profundas y arena fangosa en las más someras de los lóbulos internos (Paso del Hambre-Paso Ancho y Ba. Inútil); en cambio, encontraron grava arenosa a arena gravosa en los fondos someros de los lóbulos externos. La grava arenosa se localiza esencialmente en la zona del canal de *outwash*, donde pueden encontrarse sectores de gravas gruesas redondeadas. En las angosturas interlobulares (Primera y Segunda Angostura) se halló afloramientos rocosos. Complementariamente, DaSilva *et al.* (1997) señalan un perfil sísmico levantado a bordo del R/V Polar Duke por la parte central entre Paso del Hambre e isla Dawson (Fig. 1), que es la transición entre las secciones rectilínea y lobular del Estrecho. El registro indica material acústicamente transparente a semitransparente, poco denso, representando una capa superficial con material relativamente grueso.

Con respecto al piedmont de bahía Nassau (Fig. 1, recuadro B), Araya-Vergara (1978) encontró en isla Navarino el sistema morrénico de bahía Windhond y de punta Guanaco (Fig. 10), compuesto por cuatro arcos sucesivos, expuestos subaéreamente, que indican un empuje glacial ejercido desde el S. Este sistema contiene, en su zona interna, formas y depósitos que gradan desde facies de *till* en la base hasta varves glaciolacustres en la parte superior, conformando un sistema aterrazado glaciolacustre en el interior de Ba. Windhond. Estos rasgos y las profundidades menores a 100 m predominantes en bahía Nassau, permitieron reconstituir el piedmont glacial de Nassau, consecuente a la paleocordillera de cabo de Hornos, que debió contener la paleodivisoria de hielos. La discusión sobre la morfogénesis – manejando las teorías glacioeustática e isostática y el probable espesor del hielo – permitió admitir que éste debe haber operado en línea de varadura (*grounding line*) en la fase de glaciación y estabilidad. Esta reconstitución del campo y representación cinemática de la última glaciación en Ba. Nassau es totalmente diferente a la supuesta por Kranck

y Caldenius (Caldenius 1932) y seguida conjeturalmente por Raedeke (1978). Estos autores suponen un flujo glacial desde el W, por extrapolación de lo conocido para el estrecho de Magallanes e inmediaciones y no por observación de terreno. La subsiguiente transgresión marina está documentada en los niveles marinos de 10 y 5 m descritos por Araya-Vergara (1978) en bahía Windhond. El nivel marino al menos 3,5 m sobre el actual en canal Beagle (6 a 5 ka A.P.) encontrado por Porter *et al.* (1984), indica que la curva de nivel del mar del modelo de Clark & Bloom (1979) provee una predicción razonable acerca de niveles marinos holocenos en la región. Es probable que la frecuente presencia de gravas y arenas hallada por Pineda *et al.* (1999) en el fondo de este piedmont esté relacionada con la herencia morfogenética de la operación glacial.

Si los resultados de los trabajos anteriores indican dos tipos de piedmont submarino con respecto a su estado durante los últimos máximos glaciales, uno subglacial y otro subaéreo, el propósito del presente trabajo es estudiar la relación entre los tipos citados y las formas deposicionales submarinas asociadas. Se intenta, además, realizar aportes a la sistemática y construcción de teoría sobre piedmonts submarinos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los recuadros A y B (Fig. 1) encierran las dos áreas estudiadas y su emplazamiento con respecto a la paleodivisorio de hielos en la última glaciación. Ella fue trazada teniendo en cuenta la localización de los casquetes de hielo remanentes y la divisorio entre fiordos; al sur de canal Beagle, difiere de la trazada por Caldenius (1932), pues sigue el eje de la paleocordillera de cabo de Hornos, denominada así por Araya-Vergara (1978).

Para la observación de los rasgos submarinos, se trabajó esencialmente sobre la base de perfiles obtenidos durante el crucero Cimar-Fiordo 3, a bordo del AGOR Vidal Gormaz, a partir de registros del ecosonda de alta resolución Edo Western, modelo 248 E, que operó en frecuencia de 3,5 kHz, en el modo de perfilador de subfondo. Sus escalas horizontales fueron calculadas a partir de las coordenadas GPS y las cartas náuticas 1: 500 000 para el sector del estrecho de Magallanes y 1: 200 000 para bahía Nassau. Las exageraciones de escala vertical son diferentes para cada sección de registro, razón por la que algunas imágenes tienen escala gráfica de pendientes, normalizadas en altanes (ángulo en función del log tan, Araya-Vergara 1998).

Para el estrecho de Magallanes y bahía Inútil (Fig. 2), la transección sigue aproximadamente su línea media, salvo en el caso del lóbulo externo de Ba. Posesión, donde se acerca más a la costa norte. En Ba. Inútil, su posición es longitudinal, pero siguiendo una paralela más al norte que la línea media, acercándose a ésta sólo en la estación más interna. En Ba. Nassau (Fig. 1, recuadro B y Fig. 10), los perfiles siguen rumbos longitudinales, transversales y oblicuos al flujo del hielo pleistocénico, asumido desde el S.

El conocimiento directo de los materiales, en función de la forma del fondo, sólo fue posible para sedimentos superficiales, no de subfondo, a partir de los resultados de Brambatí *et al.* (1991) y Pineda *et al.* (1999) citados en la introducción. Por lo tanto, la observación de la estructura sedimentaria de subfondo fue hecha esencialmente por métodos acústicos. El transductor de 3,5 kHz puede penetrar desde decenas de metros en substratos fangosos blandos hasta pocos metros en arenas (Carlson 1989). La resolución vertical, inversamente proporcional a la longitud de pulso (Grant & Schreiber 1990), permitió trabajar considerando la relación directa entre densidad del material e impedancia y su efecto en los ecos, indicada en investigaciones básicas (American Society of Civil Engineers 1998).

Para describir rasgos acústicos, se usó la clasificación de caracteres acústicos de Damuth (1978), complementada por Pratson & Laine (1989) y con modificaciones de Kuhn & Weber (1993). Debido a la naturaleza acústica de los fondos de piedmont observados, se puso especial atención en la especificación de ecos imprecisos, prolongados y en su grado de continuidad. Experiencias de Damuth (1978), basadas en la comparación de *piston cores* y ecogramas a 3,5 kHz, indican que la prolongación (longitud vertical) del eco superficial aumenta con la proporción de sedimentos gruesos (gravas, arenas y limos). Sin embargo, la interacción acústica en la zona representada por el espesor de la prolongación de ecos, limita la capacidad del transductor de 3,5 kHz para penetrar al subfondo más allá de la prolongación misma (Carlson 1989). Esto concuerda con resultados recientes sobre comportamiento ultrasónico de sedimentos marinos (Maa *et al.* 1997); permite interpretar la gradación desde ecos precisos (*distinct*) hasta imprecisos (*undistinct*), con distintos grados de prolongación. Los posibles efectos perturbadores de reflectividad acústica – por operación del sistema – se ponderaron siguiendo regionalmente las estructuras acústicas. La escala del registro original permite aplicar esto a rasgos de detalle (Mars & Vriesendorp 1994), teniendo

en cuenta el nivel de resolución de ecos precisos (*distinct echoes* de Damuth 1978), variable entre 1 y 3 m según la exageración de la escala vertical. Las estructuras acústicas de conjunto fueron definidas según la clasificación de estilos estratigráficos de Syvitski *et al.* (In Syvitski 1989). Para resaltar los reflectores, fotos de los registros fueron digitalizadas por scanner y procesadas con los microsfts Photo Editor y Corel Photo Paint, con corrección Gama, transformación a negativo y selección de escenas ampliadas.

Como referencias para la interpretación morfogénica de las estructuras acústicas en aguas someras, se seleccionó dos modelos de sedimentación glaciolacustre de los coleccionados por Brodzikowski (1993): para deposición de canal subacuático frente al margen de hielo varado y para deposición de canal subacuático frente a *ice shelf* de zona terminal. Su uso es limitado, pues se refieren a facies glaciolacustres, lo que es aplicable sólo a la primera fase de deglaciación. Para la interacción deglaciación-transgresión se usó el modelo esquemático para sedimentación glaciomarina en Ba. Maxwell, Antártica (Yoon *et al.* 1997), durante el retroceso tardiglacial, que se puede relacionar con la secuencia sedimentaria reconocida por Syvitski (1994). Conjuntamente, para la zona de línea de varadura (*grounding line*) se empleó el modelo de superposición reológica de Hicock & Fuller (1995), pero con cambio reológico, debido a la interacción entre ascenso del nivel del mar y extensivo *calving*.

RESULTADOS

Piedmont submarino del estrecho de Magallanes y de bahía Inútil. Este piedmont puede dividirse en dos zonas a partir de Segunda Angostura (Fig. 1, recuadro A): de lóbulos internos, entre isla Dawson y Segunda Angostura, y de lóbulos externos, entre Segunda Angostura y la boca oriental del Estrecho. La zona de lóbulos internos (Fig. 2) es mostrada con dos perfiles panorámicos: A-B por Paso Ancho y lóbulo de Brunswick y C-D por bahía Inútil (Fig. 3). Ellos tienen propiedades comunes:

- Ambos están estructuralmente controlados por el basamento acústico, expresado por una superficie reflectora de eco fuerte y prolongado, indicando una parte proximal relativamente profunda y accidentada y otra distal de aguas someras y plana (Fig. 3).
- Sus partes proximales están en Paso Ancho,

a profundidades entre 100 y 280 m. En las cubetas más profundas se observa rasgos homólogos (recuadros B' y B, Figs. 3,4 y 5) con estilo estratigráfico repesado (*ponded*) sobre el basamento acústico, un eco preciso de fondo y cuatro reflectores paralelos de subfondo (dos precisos y dos imprecisos). La potencia de las capas resueltas es de unos 12 m, sumando 3 capas con espesor medio de 4 m cada una (Fig. 4). La inferior tiene material acústicamente transparente y está subdividida por un reflector impreciso y tenue, visible en el registro original; su reflector superior es preciso. La capa media es acústicamente semitransparente y su reflector superior muy preciso y espeso. La superior es semitransparente y está subdividida por un reflector tenue e impreciso. Su superficie reflectora corresponde al lecho submarino; es precisa y aguda. La capa inferior parece ser una unidad de diamictón estratificado, lo que es sugerido por su transparencia acústica, característica de los sedimentos gruesos. En la figura 5 el fondo de depresión presenta la misma secuencia de capas que en la figura 4, aunque es más difícil distinguirlas debido a la reducción de la escala con respecto al registro original. La vertiente del borde de depresión, representada por el basamento acústico, parece mostrar restos de movimientos en masa, lo que se deduce de la deformación de la concavidad basal, donde el material representado por el reflector oscuro tiende a recubrir como una lengua la superficie de la capa superior (CC) de fondo. En subfondo, la capa FG sobreyace a una superficie reflectora más discontinua que en la vertiente inmediata, lo que parece indicar aportes de sedimentos gruesos desde ésta, depositados sobre el basamento. Las figuras 4 y 5 indican estilo estratigráfico repesado (*ponded*) en estos fondos de depresión, por lo que geomorfológicamente corresponden a explanadas de represamiento poco desarrolladas, en las que capas de baja potencia se adaptan a la forma del basamento.

- Sus partes distales definen los lóbulos (de Brunswick y bahía Inútil en figura 2). Son muy planas y se encuentran en aguas someras, con profundidades de ~50 m o inferiores (Fig. 3). La superficie reflectora del basamento acústico se sigue presentando sin solución de continuidad, y carente de cobertura sedimentaria con estilo repesado. Su eco es menos prolongado que en la zona proximal. En ambos perfiles hay

depresiones que son rasgos homólogos. En bahía Inútil hay mayor claridad morfoacústica (Fig. 3, recuadro C y Fig. 6a). En la base visible (secuencia inferior), el eco es prolongado intermitente; denota estratificación gradual, porque el material es acústicamente semitransparente abajo, terminando con eco nítido arriba. Suprayaciéndolo, hay otra secuencia de estratificación gradual (secuencia superior), de escasa transparencia en la base y material denso, de alta impedancia, eco prolongado y fuerte en la parte superior. La potencia total en la parte más profunda es ~25 - 30 m. Cada secuencia gradual parece representar material grueso en la base y fino en la parte superior. La secuencia inferior debiera contener el material más grueso presentando una superficie rugosa hacia el material suprayacente, lo que se deduce de la intermitencia del eco en la base visible. La parte distal del estrecho de Magallanes en el lóbulo de Brunswick, frente a Ba. Catalina (Figs. 2, 3 recuadro X' y 6b) muestra rasgos análogos, aunque con menor claridad morfoacústica. En las figuras 6 a y b, la falta de reflectores más profundos puede reflejar insuficiente penetración acústica en los materiales gruesos. Donde las depresiones faltan, no es posible distinguir depósitos sobre el basamento, probablemente por su baja potencia y alta densidad.

En la zona de lóbulos externos, con profundidades bajas (aproximadamente 25 - 75 m; mayor frecuencia < 50 m), el basamento acústico es imperceptible, debido a los rasgos indicados más adelante (Fig. 2). En el perfil E-F (Fig. 7) el fondo es plano, con escasa rugosidad. El eco es impreciso, intermitente y prolongado; sin reflectores de subfondo. Los trazos son relativamente tenues. Se trata, por lo tanto, de material de mediana densidad e impedancia, de 3 a 6 m de espesor, a juzgar por la marcada prolongación del eco, que sugiere un contenido importante de gravas y arenas. Conjuntamente, la falta de reflectores de subfondo puede deberse a insuficiente penetración acústica en materiales arenosos y gravosos. Por esto, no es posible pronunciarse sobre las características del subfondo que subyace a la prolongación acústica. Esta estructura acústica es similar en los perfiles G-H e I-J (Figs. 2, 8 y 9), pero en éstos se observa mayor rugosidad del fondo. Dentro de G-H (Fig. 8), Primera Angostura muestra un fondo rugoso. Donde las profundidades son las mayores (~ 75 m) hay una sucesión de elevaciones y depresiones,

probablemente relacionadas con el canal de *outwash* dibujado por Clapperton *et al.* (1995). También hay rasgos de dunas hidráulicas, descritos más adelante. En I-J (Fig. 9) la rugosidad de fondo es menor que en Primera Angostura. Los rasgos de dunas hidráulicas son más claros; existen donde la profundidad aumenta (~ 50 m) y el eco prolongado se atenúa con mayor cantidad de espacios acústicamente transparentes. Esto debe reflejar un aumento en la proporción de sedimentos gruesos. Las ondas tienen amplitud entre 2,5 y 4,2 m y longitud mayor entre 96 y 160 m (más frecuentemente ~ 87 m). Como estas ondulaciones no son claramente asimétricas, puede tratarse de dunas reversas. Este rasgo desaparece hacia el E a partir de punta Catalina, siendo reemplazado por un fondo plano y suave, pero siempre expresado por ecos imprecisos, intermitentes y prolongados.

Piedmont submarino de bahía Nassau. Las referencias para su identificación son la paleodivisorio de hielos en la paleocordillera de cabo de Hornos y el sistema de morrenas marginales de isla Navarino (Fig. 1, recuadro B; Fig. 10). Los perfiles levantados son aproximadamente transversales o longitudinales a la dirección asumida del hielo pleistocénico (S-N).

a) Los perfiles transversales se desarrollan en la parte sur de A-B y D-E. Siendo similares, D-E es mejor para la descripción (Fig. 11). Predominan las profundidades entre 60 y 70 m. Las partes más profundas alcanzan entre 100 y 125 m. El fondo es rugoso, probablemente por acanaladuras transversales al perfil (longitudinales a la dirección asumida del hielo), correspondientes a incisiones frecuentes de ~20 a 30 m y más excepcionalmente hasta de ~50. El eco es impreciso, pero fuerte; prolongado y sin reflectores de subfondo. Esto caracteriza al basamento acústico. Sobreyaciéndolo, hay rasgos difícilmente observables, que pueden representar una cobertura sedimentaria fina de espesor métrico.

b) Los perfiles longitudinales son B-C, D-C y E-F (Fig. 10), siendo más ilustrativo el primero. El perfil B-C (Fig. 12) presenta dos secciones: B-β y β-C. En B-β predominan las profundidades entre 70 y 80m, con máximos entre 130 y 140 m y mínimos del orden de los 50. El fondo es ondulado suave; menos rugoso que en D-E. Como allí, el eco es impreciso, pero fuerte; prolongado y sin reflectores de subfondo; debe

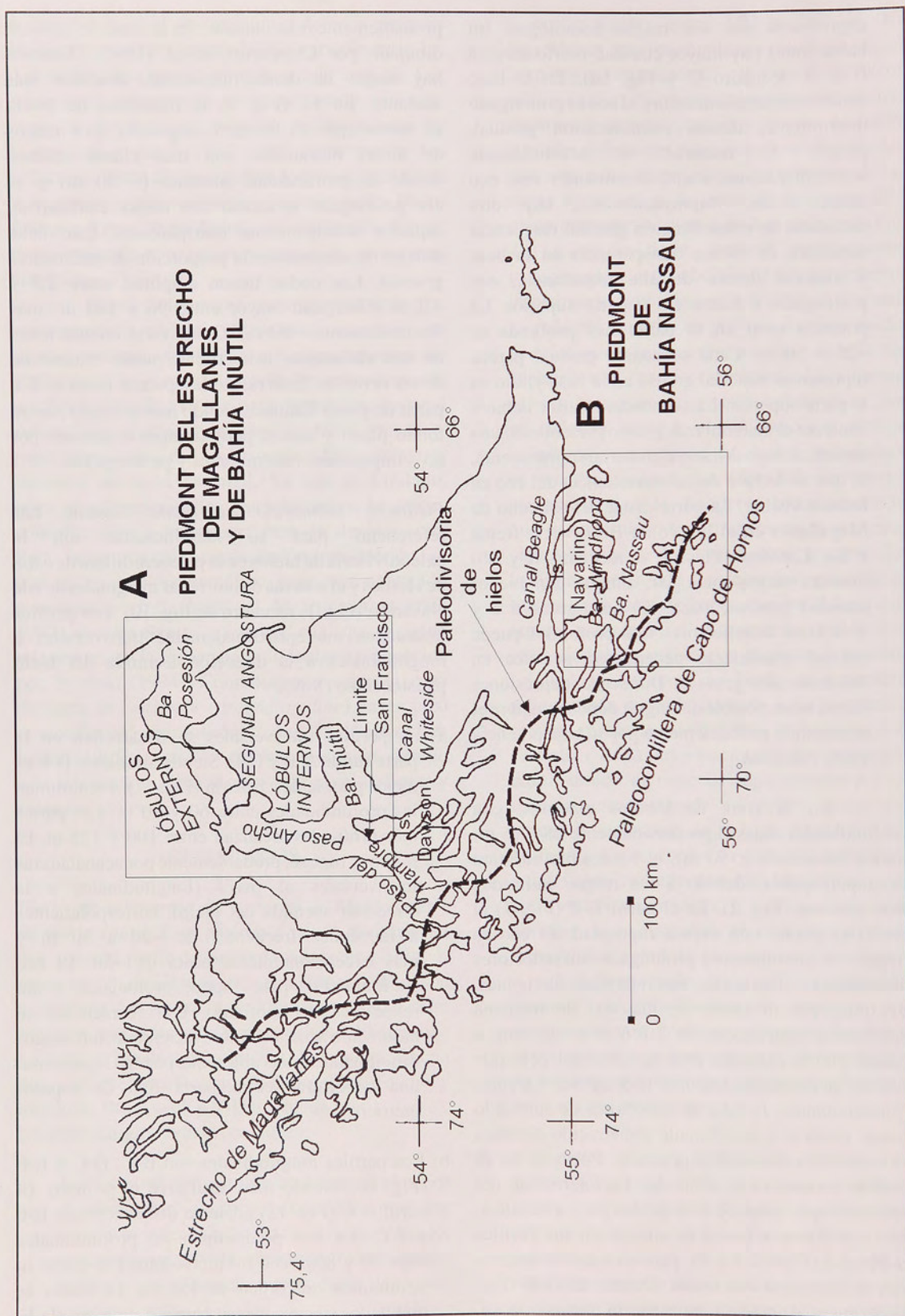


Fig. 1. Mapa de ubicación de los piedmont estudiados.

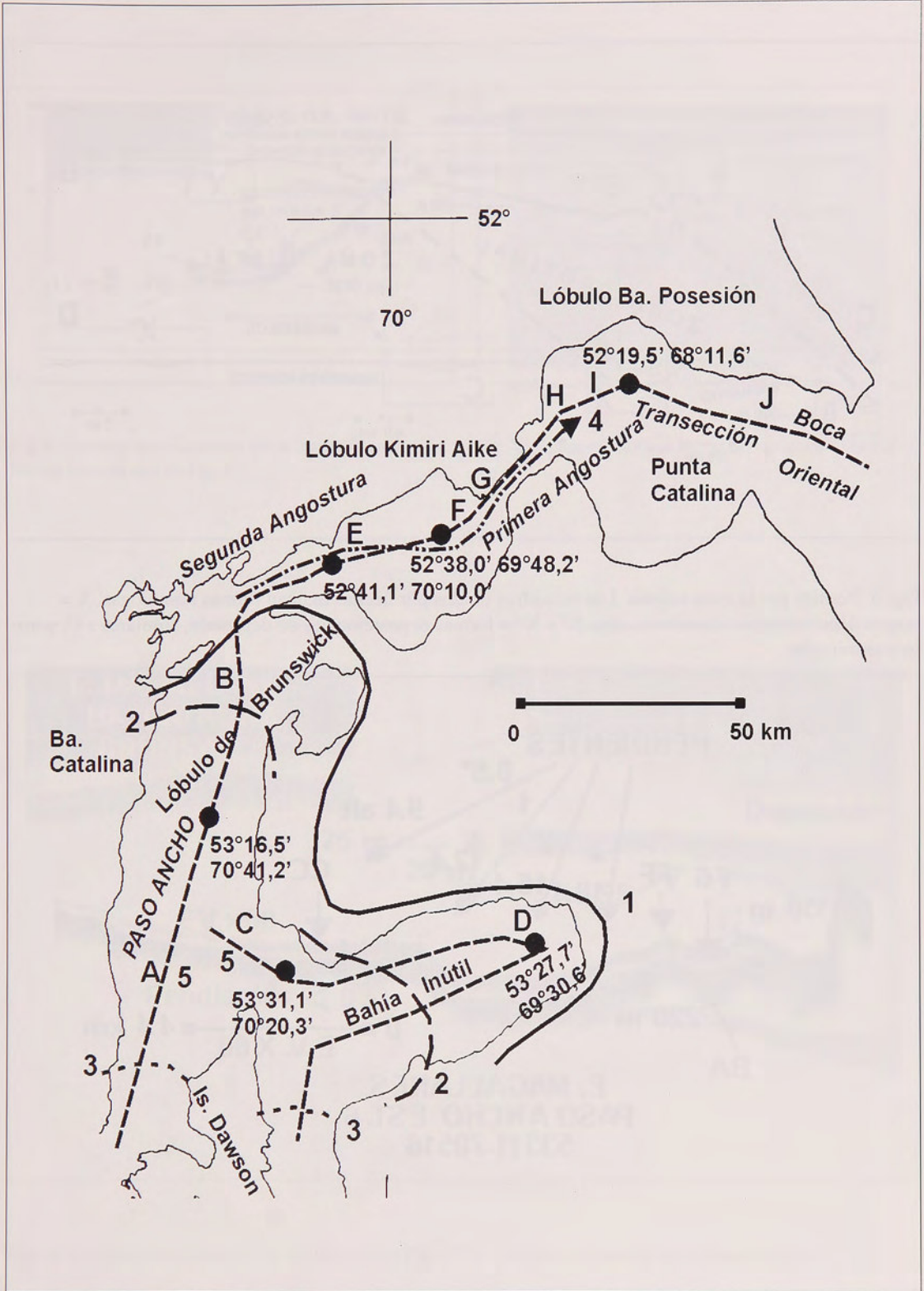


Fig. 2. Detalle del recuadro A de Fig. 1: A-J = perfiles; 1, 2 y 3 = máximo glacial de Segunda Angostura y reavances (Clapperton *et al.* 1995); 4 = canal de outwash (Clapperton *et al.* 1995); 5 = transección.

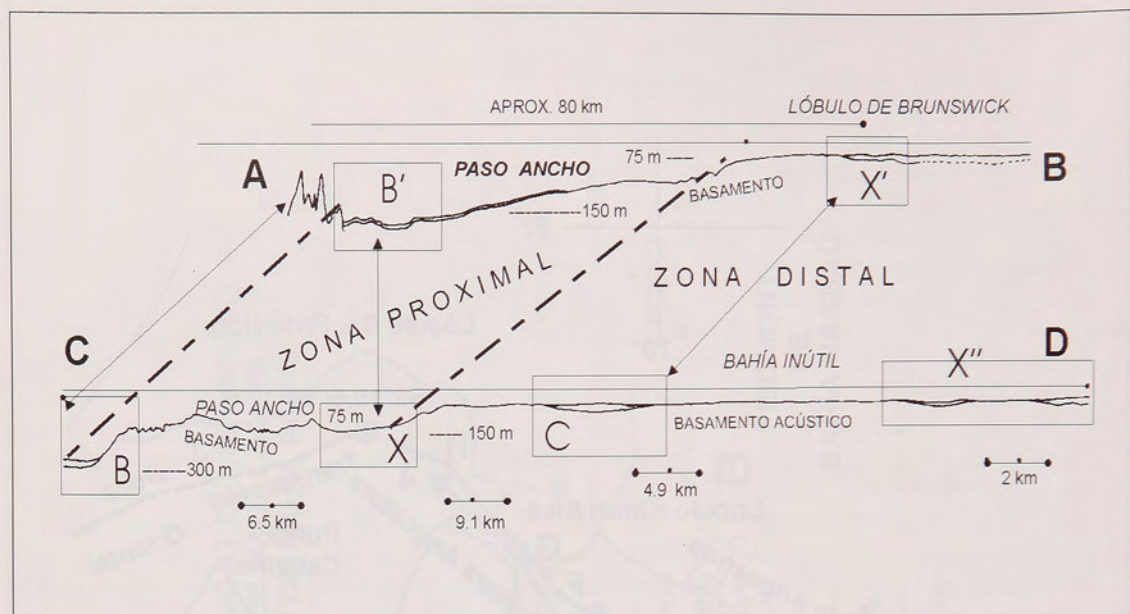


Fig. 3. Perfiles por la zona interna. Los recuadros unidos por flechas indican formas homólogas. X = rasgos deposicionales indeterminados. X' y X'' = formas deposicionales de depresión, similares a C, pero indeterminadas.

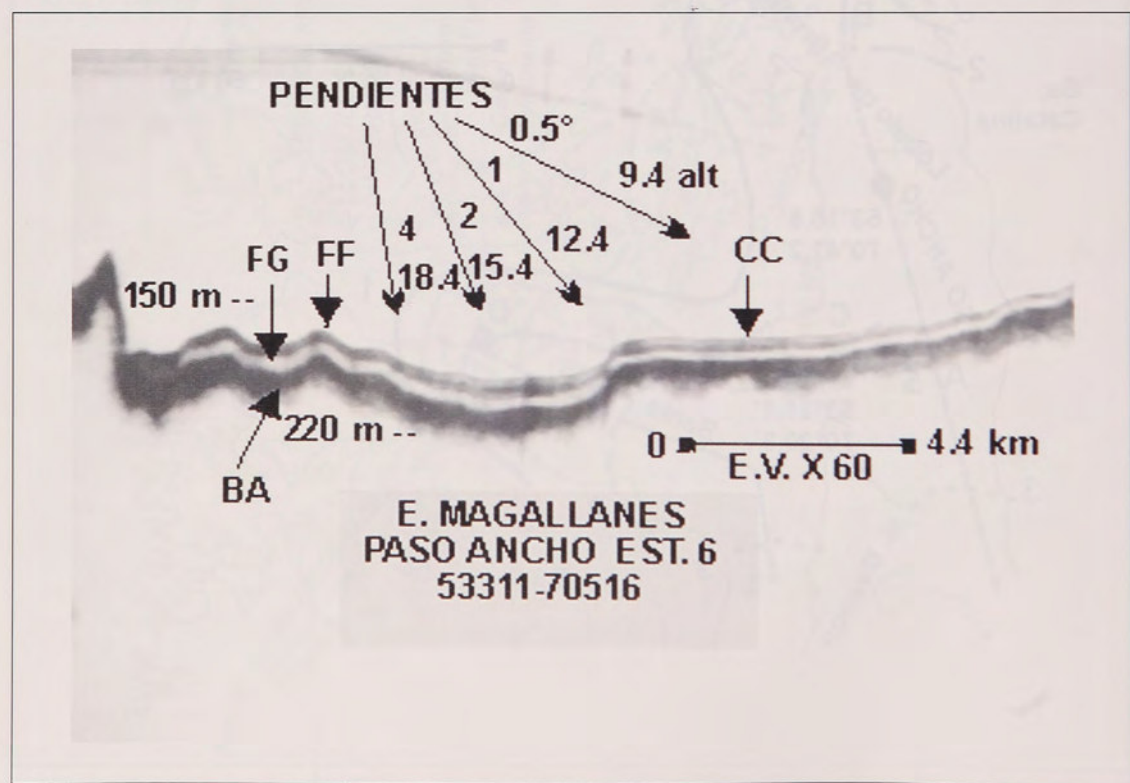


Fig. 4. Carácter morfoacústico del recuadro A en Fig. 3. BA = basamento acústico; FG = facies de sedimentos gruesos; FF = facies de sedimentos finos; CC = cobertura compleja.

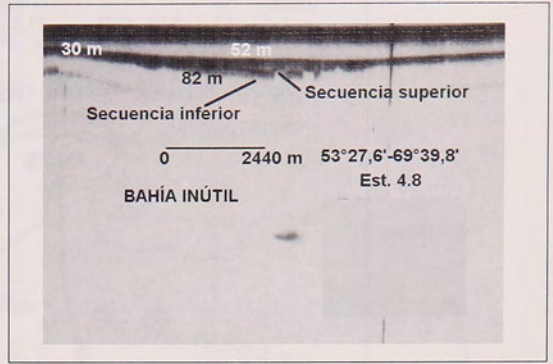
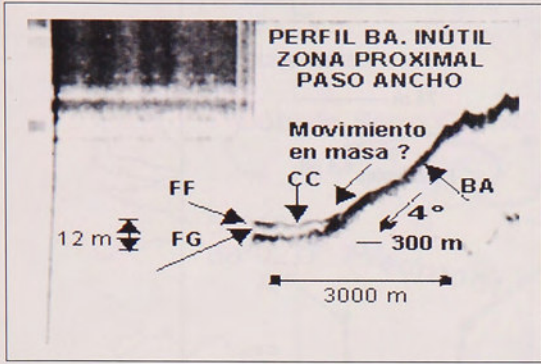


Fig. 5. Carácter morfoacústico del recuadro B en Fig. 3. Misma leyenda que en Fig. 4.

Fig. 6a. Carácter morfoacústico del recuadro C en Fig. 3.

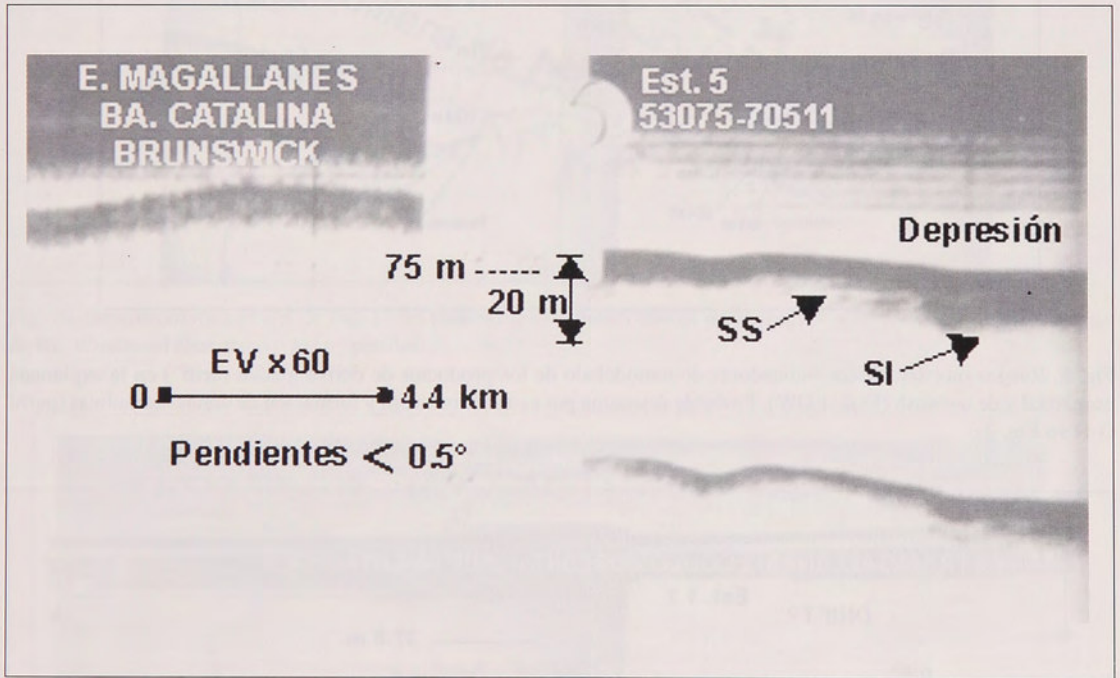


Fig. 6b. Carácter morfoacústico del recuadro X' en Fig. 3. SS = secuencia superior; SI = secuencia inferior.

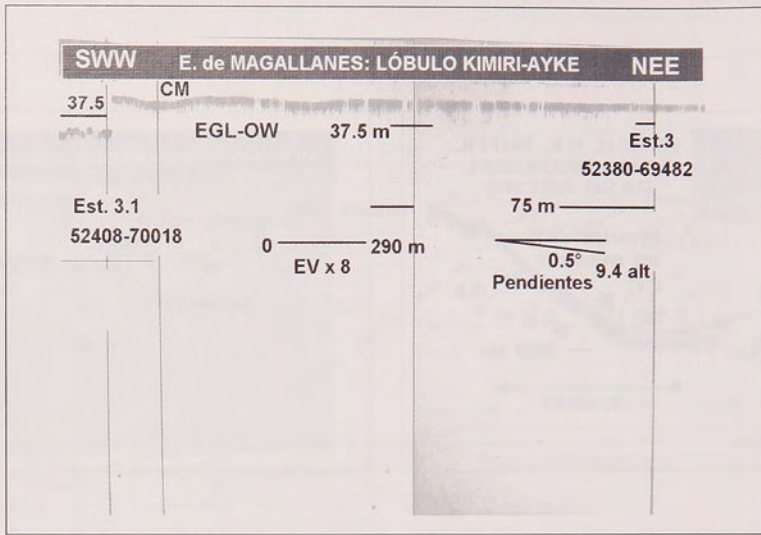


Fig. 7. Rasgo morfoacústico del perfil E-F en Fig. 2. CM = probable cobertura marina de transgresión; EGL-OW = explanada proglacial y de outwash remanente.

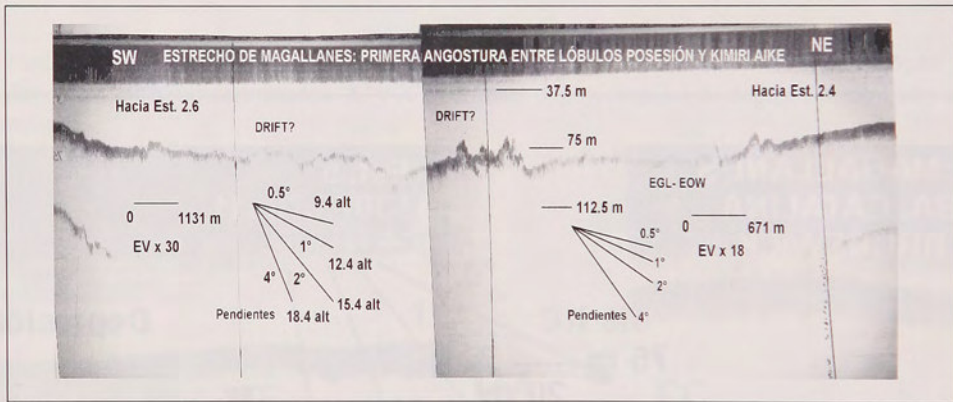


Fig. 8. Rasgos morfoacústicos indicadores de remodelado de los productos de deriva glacial (drift?) en la explanada proglacial y de outwash (EGL-EOW). Probable disección por canal de outwash y formación de dunas hidráulicas (perfil G-H en Fig. 2).

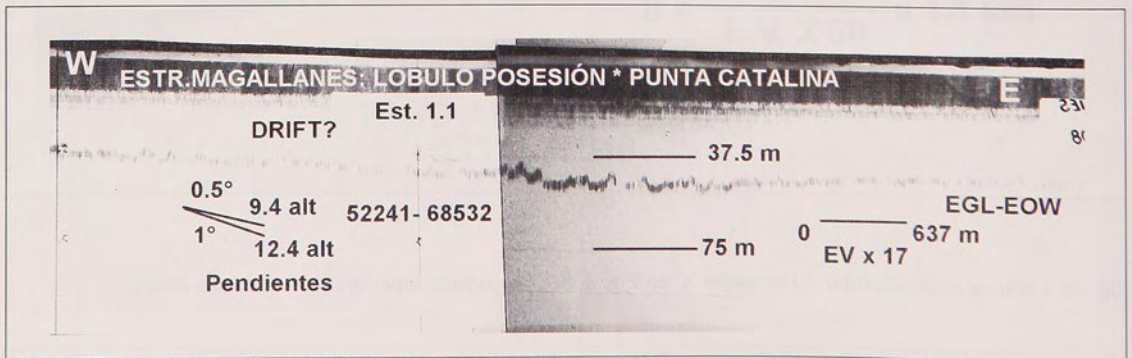


Fig. 9. Perfil I-J en Fig. 2. Posibles dunas hidráulicas reversas en probable material de deriva glacial y de transgresión.

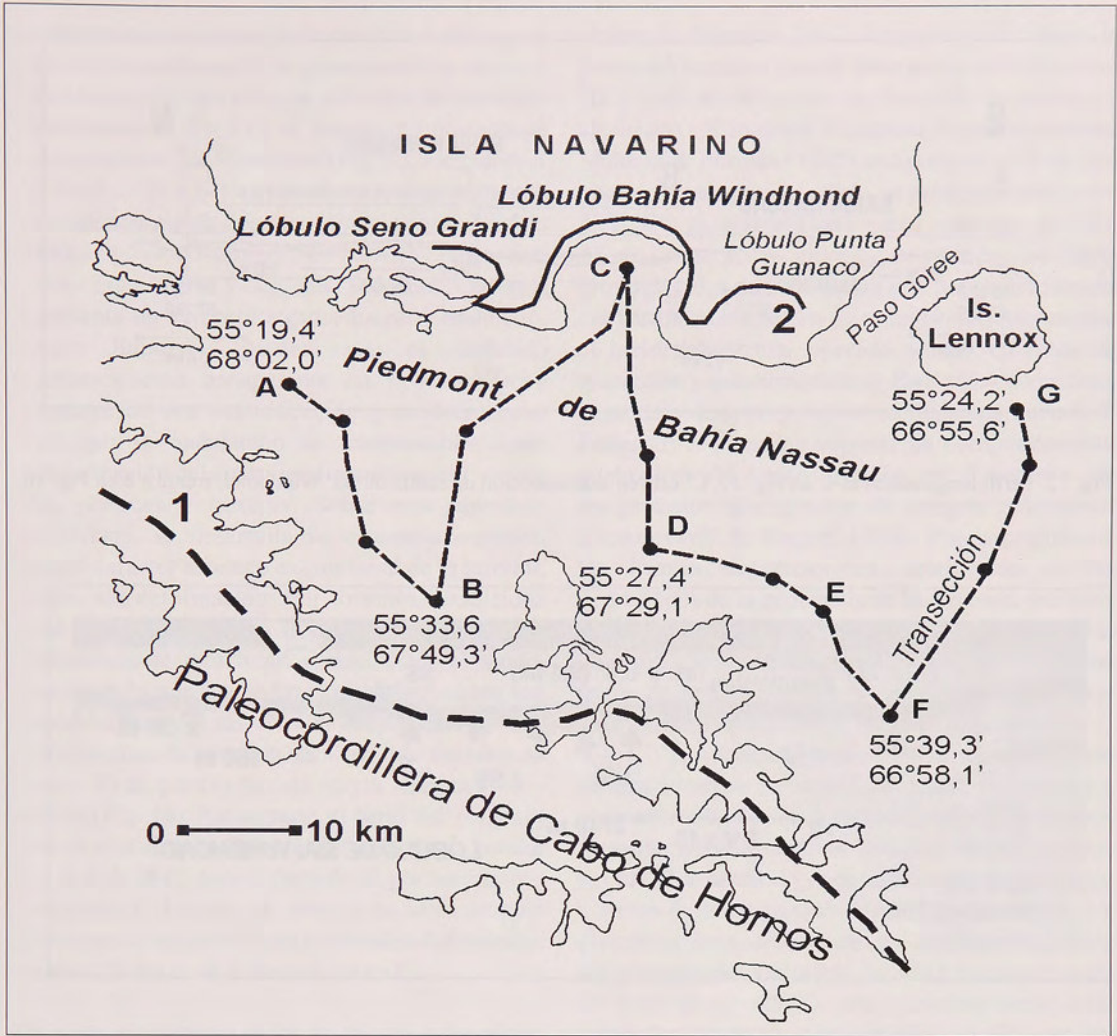


Fig. 10. Detalle del recuadro B de Fig. 1: 1= paleo-divisoria pleistocénica de hielos; 2= morrenas marginales de la fase de Ba. Windhond (Navarino); A-F = perfiles.

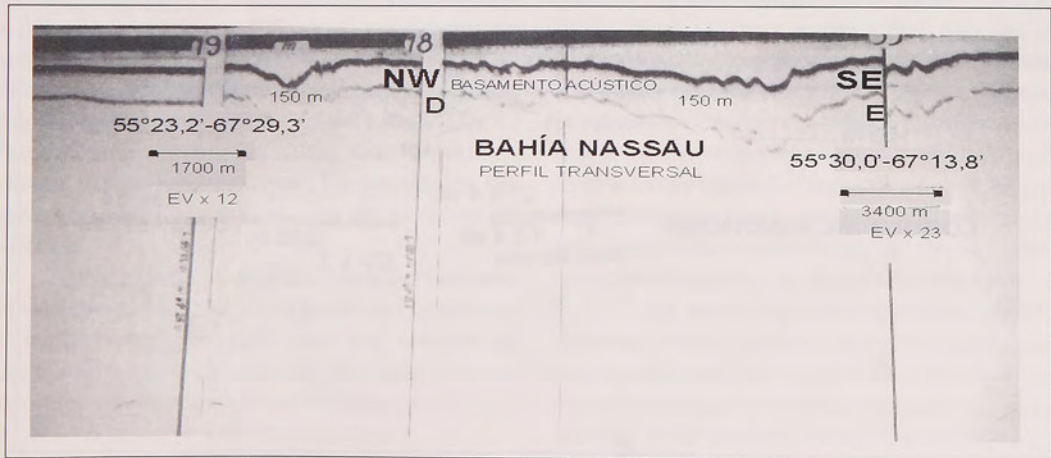


Fig. 11. Carácter morfoacústico del perfil transversal D-E en Fig. 10.

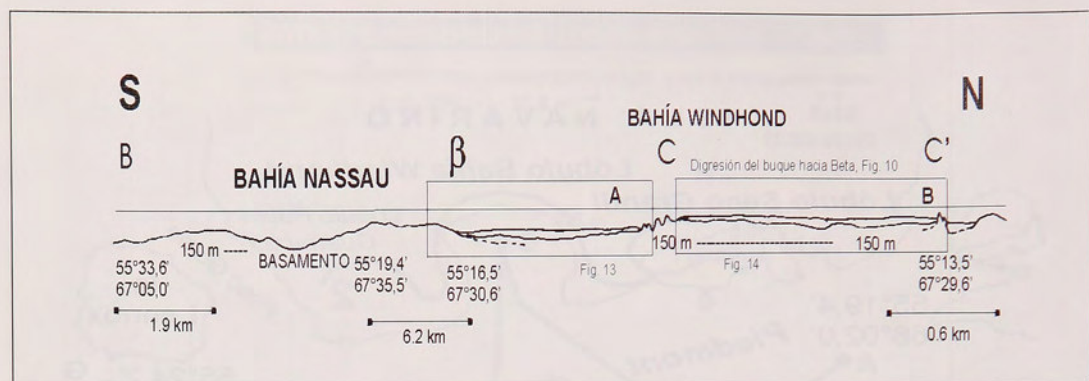


Fig. 12. Perfil longitudinal B-C en Fig. 10. C' está en la transección de salida de Ba. Windhond, frente a β en Fig. 10.

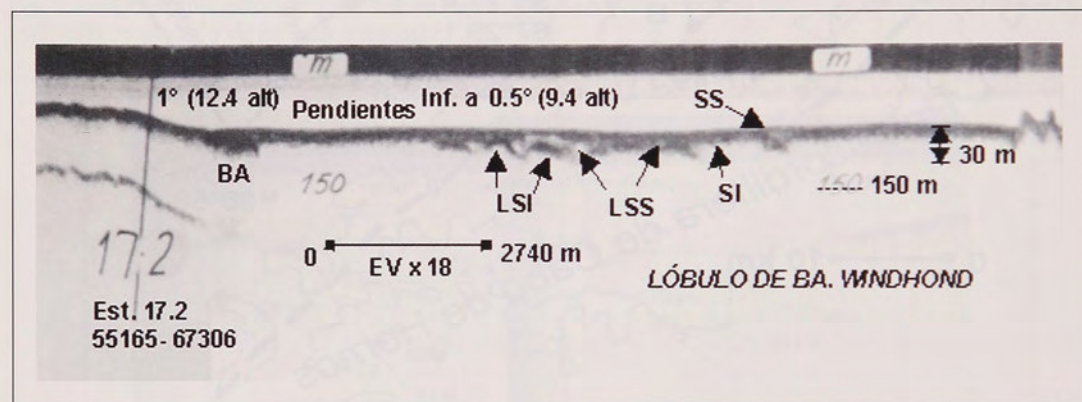


Fig. 13. Rasgos morfoacústicos del recuadro A de Fig. 12: BA = basamento acústico; SS = secuencia superior; SI = secuencia inferior; LSS = límite entre secuencias; LSI = deformación en secuencia inferior.

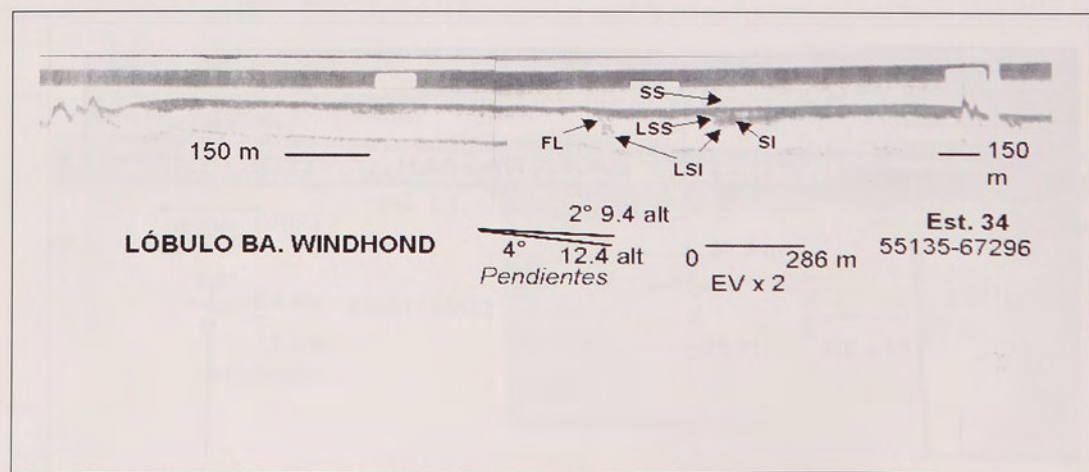


Fig. 14. Rasgos morfoacústicos del recuadro B de Fig. 12: FL = flexura; lo demás, como en Fig. 13.

corresponder también al basamento acústico, en la sección proximal a la paleocordillera de cabo de Hornos. No se ve rasgos acústicos de cobertura sedimentaria. En β -C, el basamento presenta la depresión de Ba. Windhond (Fig. 12, recuadros A y B; Figs. 13 y 14), cuyo relleno está estratificado acústicamente en dos secuencias, como en bahía Inútil y el lóbulo de Brunswick (comparar con Figs. 6 a y b). La secuencia inferior presenta un eco prolongado, fuerte y ondulado, cuyo límite es gradual con el subfondo acústicamente transparente en la base. Debe tratarse de una estratificación granodecreciente, en que la ondulación es interpretable como deformación del cuerpo sedimentario, con rasgos de pliegues y flexuras. Sobre esta superficie ondulada, se desarrolla la secuencia superior, cuyo carácter acústico es similar al de la inferior, pero sin deformación. Por lo tanto, condiciona un fondo muy plano del lecho marino de la depresión de Windhond, donde el eco es nítido, sugiriendo que los sedimentos superficiales son esencialmente finos. Para el conjunto de las dos secuencias, la potencia total visible máxima es de ~ 30 m, pero la flexura mayor alcanza ~ 45 – 50 m (Fig. 14). Por su parte, el perfil E-F (Fig. 10) es el más simple. Su carácter acústico es similar a B- β de B-C, pero difiere de él por no mostrar rugosidad. Luego, se trata esencialmente del basamento acústico, cuya profundidad disminuye desde 70-80 m en E hasta < 50 en F.

Zonación morfológica de los piedmonts submarinos. Debido a las características submarinas diferenciales descritas, el sistema lobular del estrecho de Magallanes puede dividirse en dos zonas a partir de Segunda Angostura: la zona interna - integrada por los lóbulos internos - y la externa, constituida por los lóbulos externos. Pero si se compara el piedmont del estrecho de Magallanes con el de bahía Nassau, se constata que las características del fondo de este último son similares a las de la zona interna del primero, en su sección distal. En Nassau no hay rasgos como los de la zona externa del piedmont del Estrecho.

Por lo tanto, la dualidad zonal del piedmont del estrecho de Magallanes no existe en el piedmont de bahía Nassau, el cual debe ser considerado como característico de zona interna distal, aspecto importante que será tratado en la discusión.

DISCUSIÓN

Morfogénesis de la zona interna (parte distal). De acuerdo con la altura de las morrenas marginales

(Prieto & Winslow 1992, Araya-Vergara 1978), la pared del terminal glacial debe haber oscilado entre 50 y 110 m de altura en Segunda Angostura y alcanzado ~50 m en Ba. Windhond. Como referencia, Solheim & Pfirman (1985) encontraron en Svalvard que un frente glacial varado en profundidades entre 30 y 100 m, muestra una pared subaérea de 25 a 35 m s.n.m. Estos órdenes de tamaño, las bajas profundidades de los lóbulos y la mayor frecuencia del basamento acústico en el registro, sugieren que el hielo debe haber operado varado en fases de glaciación y estacionamiento. Para casos como éste, el modelo de superposición reológica de Hicock & Fuller (1995) permite suponer un comportamiento quebradizo del fondo dragado, en el contexto de los procesos glaciogénicos de margen continental (Dowdeswell & Siegert 1999). Por consiguiente, las formas deposicionales, restringidas a las depresiones de la explanada de basamento, debieran estar relacionadas preferentemente con la fase de deglaciación y de transgresión marina. Se debe tratar de interpretar por separado las secuencias sedimentarias reconocidas en estas formas.

La secuencia inferior indica un ambiente de dislocaciones de los depósitos difícil de definir. La reconstitución de un dominio proglacial subaéreo a partir de las terrazas glaciolacustres permite aplicar el modelo de deposición subacuática junto a frente de hielo varado (Brodzikowski 1993). La gradación granodecreciente en el depósito puede ser interpretada con ayuda del modelo esquemático de Yoon *et al.* (1997) para retroceso tardiglacial con hielo varado en ambiente glaciomarino, en que los depósitos generados gradan desde till basal en contacto con hielo (*ice contact*) hasta fango gravoso suprayacente. Esto se aproxima a la noción de secuencia sedimentaria en retroceso glacial (Syvitski 1994). Pero la falta de estructuras que permitan identificar facies de deriva glacial discernibles en subfondo, dificulta el reconocimiento de rasgos generados por estos procesos. Si la deformación se refleja en los sedimentos finos, puede ser porque su tasa de deformación para una tensión de ruptura dada tiende a ser mayor que para sedimentos gruesos bajo las mismas condiciones de tensión efectiva, según observaciones de Boulton (1996).

La secuencia superior parece reflejar un depósito tardío marino, con estructura gradual granodecreciente. La mayor frecuencia de arena gravosa y arena con variadas proporciones de fango halladas en el lecho de bahía Nassau por Pineda *et al.* (1999) es previsible, si se considera la estructura heredada del sistema glaciomarino y los factores influyentes en la riqueza de detritos (Hart & Roberts

1994, Rea & Whalley 1994, Lønne 1995, Yoon *et al.* 1997). La información sobre la distribución de gravas en el lecho es insuficiente para entrar en explicaciones profundas de su presencia.

Morfogénesis de la zona interna (parte proximal). El estilo estratigráfico represado (ponded) del fondo de la zona externa proximal sugiere aportes discretos de diamictón masivo, estratificados quizás por diferencia de velocidad de caída de los sedimentos. Este proceso es probable a condición de deglaciación con terminal flotante, hecho posible dado el orden de profundidades de Paso Ancho en el estrecho de Magallanes. Al respecto, una discusión entregada por Warren (1992), permite tener en cuenta que la dinámica de desprendimiento (calving) difiere entre terminales varados y flotantes. Además, la falta o escasez de sedimentos en las vertientes de borde de depresión, puede ser enfocada con un modelo de retroceso glacial, basado en varios estudios (Prieto *et al.* 1999), que muestra cómo sedimentos removidos desde las vertientes submarinas pueden ser depositados en el fondo de la cuenca vía corrientes de turbidez. Estos procesos pueden haber sido favorecidos por el rápido retroceso glacial conocido en la región. Porter & Swanson (1998) en Columbia Británica y Washington, en condiciones parecidas a las del conjunto Ba. Inútil – Paso Ancho, hallaron que la tasa media de retroceso glacial fue alrededor de dos veces la de avance, e intensificada en rapidez con desprendimiento donde el frente glacial cruzaba lagos proglaciales. Paso Ancho cumplió la función de un lago proglacial (McCulloch & Bentley 1998) y, con apoyo del modelo de Brodzikowski (1993) sobre deposición frente a ice shelf de zona terminal, se deduce que puede haber soportado este tipo de intensificación.

Morfogénesis de la zona externa. El carácter acústico de la superficie reflectora de la zona externa es concordante con la composición arenosa gravosa de sus sedimentos (Brambati *et al.* 1991). Estudios sobre la prolongación acústica sugieren que los ecos superficiales prolongados y muy prolongados se producen por reflexiones desde formas de fondo con sedimentos gruesos (Ewing *et al.* y Embley, in Damuth 1978). Complementariamente, Carlson (1989) observó que la penetración controlada por un transductor de 3,5 kHz al subfondo es insuficiente si el material superficial es arenoso y gravoso. Uchupi *et al.* (1996) encontraron, en el Golfo Pérsico, fondos impenetrables en la frecuencia de 3,5 kHz, debido a la presencia de sedimentos gruesos.

En el Estrecho, es probable que las texturas

gruesas en el lecho – además de representar un dominio proglacial originalmente subaéreo – reflejen el sistema de corrientes del presente, como lo indican otras experiencias (*e.g.* Manighetti & Carter 1999). En Primera y Segunda Angostura, las corrientes son intensas (hasta más de 400 cm seg^{-1}), con dirección e intensidad variables forzadas por la onda de marea (Salinas *et al.* 1999). Ellas deben afectar el fondo, debido a su baja profundidad (~ 50 m o menos). Así, es posible que la rugosidad interpretada como dunas hidráulicas reversas, se deba a corrientes de marea. El mayor grosor de los sedimentos y la profundidad menos baja en estos lugares en relación con sus inmediaciones parece responder a una intensificación de las corrientes actuales. El carácter reverso de las dunas hidráulicas parece explicable por la inversión de la corriente de marea.

Eustasia vs. glacioisostasia. El modelo glacioisostático de Clark & Bloom (1979) predice que en regiones cubiertas por manto de hielo la elevación holocena del terreno debe ser de decenas de metros, pero que puede no haber elevación – y al contrario depresión – en el área no glaciada inmediata, debido al colapso de la combadura anterior proglacial por ajuste isostático. Esto es consistente con el mapa de emersión post-glacial de Fenoscandia discutido por Ekman (1996), el que indica que la razón entre las tasas de emersión pasada y presente aumenta hacia el centro de emersión. Así, parece más probable aún que la zona externa observada fue subaérea durante la formación del sistema morrénico de Segunda Angostura.

Este fenómeno debe cotejarse con la posible interacción entre deglaciación y transgresión. Con respecto a la deglaciación, curvas dO^{18} indican que este proceso ha sido más rápido y menos interrumpido que el de glaciación, al menos a partir del Pleistoceno Medio (Winograd *et al.* 1997). Para la interacción en fase de glaciación, Gallup *et al.* (1994), mediante edades Th^{230} y razones U^{234}/U^{238} , encuentran que prolongados tiempos de retardo entre el comienzo del descenso de la insolación y la caída del nivel del mar (*e.g.* 10 000 años o más), aparecen como característica general de las transiciones desde interglaciales o interestadiales a edades glaciales. Hay que considerar que las determinaciones de dO^{18} en *cores* de hielo (Bender *et al.* 1994) indican que los interestadiales, tanto en la Antártica como en Groenlandia, duraron más que 2 000 años.

Con respecto a la interacción con la transgresión, en el último interglacial, el más antiguo nivel del mar alto y el pico de insolación son casi coincidentes, pero en el Holoceno la elevación

pico del nivel del mar fue alcanzada 5 000 años después que el pico de insolación. No obstante, datos sísmicos manejados por Lønne & Syvitski (1997) sugieren que el comportamiento individual de los glaciares tiene un patrón más complejo en relación con las variaciones del nivel del mar, lo que es convergente con la discusión de Warren (1992) sobre las diferencias dinámicas entre *ice shelf* y glaciar mareal varado. Estas complejidades evolutivas deben asumirse para los casos estudiados. Tomando en cuenta el comportamiento glacio-eustático global, datos presentados por Bard *et al.* (1996) señalan que – para la última deglaciación – el nivel del mar tomó ~14 000 años en ascender desde su nivel más bajo (~19 000 años A.P.), hasta unos pocos metros más alto que el actual (~5 000 años A.P.). La mitad del ascenso ocurrió ~7 000 o 12 000 años A.P., mientras que, para el estrecho de Magallanes, McCulloch & Bentley (1998), documentan un reavance glacial hasta Paso del Hambre-canal Whiteside 12 000 a 10 000 A.P.

Es probable, entonces, que la fase marina de transgresión en el área de estudio haya sido tardía con respecto al lapso de deglaciación para el proceso de inundación de la zona subaérea (externa), pero más temprana en la zona interna, hundida glacioisostáticamente. En ella, es posible que el ascenso del nivel del mar acompañara al retroceso glacial, dejando una plataforma continental subglacial y fango glacio-marino sobre ella, más o menos de la manera encontrada por Harris & O'Brien (1998) en la Antártica. Es probable que tanto en la zona externa como en la interna distal se hayan producido ambientes de sedimentación *parálcos* (como los descritos por Uchupi *et al.* 1996), en relación con la interacción deglaciación-transgresión.

CONCLUSIONES

El lapso de tiempo de morfogenesis considerado aquí comienza sólo en la fase glacial correspondiente al sistema morrénico de Segunda Angostura. Debido a las semejanzas en el modelado y facies submarinos, se estima que la fase de isla Navarino (Ba. Windhond y punta Guanaco) puede ser contemporánea a aquella. En ambos casos, las grandes morrenas marginales, las terrazas glacialacustres y los niveles marinos aparecen sólo como formas subaéreas. Se aprecia buena correspondencia entre el emplazamiento costero de éstas y la falta de formas glaciogénicas típicas en el fondo de los piedmonts, atribuida al dragado glacial, a la transformación de los depósitos por

efecto transgresivo o, probablemente, a vaciamientos súbitos de los antiguos lagos. En la zona externa, se suma al efecto transgresivo la transformación causada por las ondas de marea, agregando formas exclusivamente marinas.

Consecuentemente, se puede proponer los siguientes momentos principales para la evolución de los piedmonts submarinos de Magallanes: 1) Fase de los sistemas morrénicos de Segunda Angostura y de Navarino (durante la última glaciación): elaboración de fondos de lóbulos por dragado infraglacial en la zona interna y de formas proglaciales subaéreas en la externa; 2) Se ha producido la fase principal de deglaciación dejando depósitos sedimentarios discretos en el fondo de los lóbulos de la zona interna (probablemente desde el Tardiglacial hasta comienzos del Holoceno); 3) Con retardo, se ha producido la transgresión, inundando el mar primero la zona interna y después la externa (Holoceno). Es difícil simplificar el papel del ajuste isostático correspondiente a estas fases, debido a las restricciones prescritas en el modelo usado.

Finalmente, se proponen las siguientes expresiones para denominar morfogénicamente los fondos de piedmont submarinos: *explanada proglacial* y *de transgresión*, para el fondo de la zona externa, debido a su evolución desde un ambiente subaéreo a uno submarino; *explanada de línea de varadura (grounding line)* y *de transgresión*, para el fondo de la zona interna distal, debido a que evolucionó desde un ambiente subglacial a uno submarino; y *explanada de represamiento ondulada*, para el fondo de la zona interna proximal, por mostrar estilo estratigráfico represado en zonas donde el hielo puede haber flotado.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su reconocimiento al Comité Oceanográfico Nacional, a su Secretario Ejecutivo, Cmdte. Alejandro Cabezas, al personal del AGOR Vidal Gormaz y a la Secretaría del Comité, por haber puesto a su disposición el material analizado. También agradece al Comité Editor de esta revista el haber proporcionado una revisión crítica acuciosa y útil del trabajo.

LITERATURA CITADA

- American Society of Civil Engineers 1998. *Hydrographic Surveying*. Asce Press, Reston, Va., 250 pp.
 Araya-Vergara, J.F. 1978. La función morfogénica

- de las islas del Cabo de Hornos en el Würm Superior. *Inform. geogr. Chile*. 25: 21-52.
- Araya-Vergara, J.F. 1998. El problema genético de los fondos de fiordo norpatagónicos. *Invest. Mar., Valparaíso*. 26: 71-81.
- Auer, V. 1970. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary problems of southern South America*. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A 3, (100). Helsinki, 194 pp.
- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, L. Cambioch, G. Faure & F. Rougerie 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*. 382: 241-244.
- Bender, M., T. Sowers, M.L. Dickson, J. Orchardo, P. Grootes, P.A. Mayewski & D.A. Meese 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100 000 years. *Nature*. 372: 663-666.
- Boulton, G.S. 1996. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *J. Glaciol.* 42(140): 43-62.
- Brambati, A. & P. Colantoni 1991. Preliminary report on a seismic survey in the Strait of Magellan. *Bol. Oceanol. Teorica ed Aplicata*. 9(2-3): 99-105.
- Brambati, A., G. Fontolan & U. Simeoni 1991. Recent sediments and sedimentological processes in the Strait of Magellan. *Bol. Oceanol. Teorica ed Aplicata*. 9(2-3): 217-159.
- Brodzikowski, K. 1993. *Glacilacustrine sedimentation, Part I: Depositional processes and lithofacies characteristics*. Acta Geogr. Lodziensia, 62. Societas Sci. Lodziensis, Lódz, 137 pp. (En polaco e inglés).
- Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geogr. Annaler*. 14: 1-64.
- Carlson, P.R. 1989. Seismic reflection characteristics of glacial and glaciomarine sediments in the Gulf of Alaska and adjacent fjords. *Mar. Geol.* 85: 395-416.
- Clapperton, C. M., D.E. Sugden, D.S. Kaufman & R.D. McCulloch 1995. The Last Glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quatern. Res.* 44: 133-148.
- Clark, J.K. & A.L. Bloom 1979. The effect of the Patagonian ice sheet on relative sea levels along the Atlantic coast of South America: A numerical calculation. In: Suguio, K., T.R. Fairchild, L. Martin & J.M. Flexor (Eds.): *1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, proceedings*. UNESCO, IUGS, IGCP, Sao Paulo, pp.61-76.
- Damuth, J.E. 1978. Echo-character of the Norwegian-Greenland Sea, relationship to Quaternary sedimentation. *Mar. Geol.* 28: 1-36.
- DaSilva, J.L., J.B. Anderson & J. Stravers 1997. Seismic facies changes along a nearly continuous 24° latitudinal transect: the fjords of Chile and the northern Antarctic Peninsula. *Mar. Geol.* 143: 103-123.
- Dowdeswell, J.A. & M.J. Siegert 1999. Ice-sheet numerical modeling and marine geophysical measurements of glacier-derived sedimentation on the Eurasian Arctic continental margins. *GSA Bulletin*. 111(7): 1080-1097.
- Ekman, M. 1996. A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*. 8: 158-165.
- Gallup, C.D., R.L. Edwards & R.G. Johnson 1994. The timing of high sea levels over the past 200 000 years. *Science*. 263: 796-800.
- Grant, J.A. & R. Schreiber 1990. Modern swath sounding and subbottom profiling technology for research applications: the Atlas Hydrosweep and Parasound systems. *Mar. Geophys. Res.* 12: 9-19.
- Harris, P.T. & P.E. O'Brien 1998. Bottom currents, sedimentation and ice-sheet retreat facies successions on the Mac Robertson shelf, East Antarctica. *Mar. Geol.* 151: 47-72.
- Hart, J.K. & D.H. Roberts 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation. I. Deformation styles and sedimentology. *Sedim. Geol.* 91: 191-213.
- Heusser, C.J., L.E. Heusser & A. Hauser 1989-1990. A 12000 yr B.P. tephra layer at Bahía Inútil (Tierra del Fuego, Chile). *Anales Instituto Patagonia Serie Cs. Nat. (Chile)* 19(1): 39-49.
- Hicock, S.R. & E.A. Fuller 1995. Lobal interactions, rheologic superposition, and implications for a Pleistocene ice stream on the continental shelf of British Columbia. *Geomorphology*. 14: 167-184.
- Kuhn, G. & M.E. Weber 1993. Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3.5 kHz systems: Related sedimentary processes on the Southeastern Weddel Sea continental slope, Antarctica. *Mar. Geol.*

- 113: 201-217.
- Lønne, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedim. Geol.* 98: 13-43.
- Lønne, I. & J.P. Syvitski 1997. Effects of readvance of an ice margin on the seismic character of the underlying sediment. *Mar. Geol.* 143: 81-102.
- Maa, J.P.Y., K.J. Sun & Q. He 1997. Ultrasonic characterization of marine sediments: a preliminary study. *Mar. Geol.* 141: 183-192
- McCulloch, R.D. & M.J. Bentley 1998. Late glacial ice advances in the Strait of Magellan, Southern Chile. *Quatern. Sci. R.* 17: 775-787.
- Manighetti, B. & L. Carter 1999. Across-shelf sediment dispersal, Hauraki Gulf, New Zealand. *Mar. Geol.* 160: 171-300.
- Marangunic, C. 1974. Los depósitos glaciales de la Pampa Magallánica. *R. Geogr. de Chile.* 22-23: 5-11.
- Mars, S. & R.J. Vriesendorp, 1994. Experiences in seismic profiling and processing. *The Hydrogr. J.* 73: 29-33.
- Pineda, V., G. Alfaro, S. Helle & X. Contardo 1999. Caracterización sedimentológica, mineralógica y geoquímica preliminar de los sedimentos del Canal del Beagle y Sur de Isla Navarino. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.): *Resultados Crucero Cimar-Fiordo 3: Resúmenes Ampliados*. CONA, Valparaíso: pp. 42-49.
- Porter, S.C., 1989. Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the Strait of Magellan. *Quaternary South America & Antarctic Pen.* 7: 35-49.
- Porter, S.C., M. Stuiver & C.J. Heusser 1984. Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. *Quatern. Res.* 22: 59-67.
- Porter, S.C. & T.W. Swanson 1998. Radiocarbon age constraints on rates of advance and retreat of the Puget Lobe of the cordilleran ice sheet during the Last Glaciation. *Quatern. Res.* 50: 205-213.
- Pratson, L.F. & E.P. Laine, 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Mar. Geol.* 89: 87-126.
- Prieto, M.J., G. Ercilla, M. Canals & M. De Batist 1999. Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment. *Mar. Geol.* 157: 47-68.
- Prieto, X. & M. Winslow 1992. El Cuaternario del Estrecho de Magallanes I: sector Punta Arenas-Primera Angostura. *Anales Instituto Patagonia Serie Cs. Nat.* (Chile) 21: 85-95.
- Raedecke, L.D. 1978. Formas del terreno y depósitos cuaternarios Tierra del Fuego Central, Chile. *R. Geol. de Chile.* 5: 3-31.
- Rea, B.R. & W.B. Whalley 1994. Subglacial observations from Øksfjordjøkelen, North Norway. *Earth Surf. Proc. and Land.* 19: 659-673.
- Salinas, S., M. Contreras & J. Fierro 1999. Propagación de la onda de marea en el Estrecho de Magallanes. En: Comité Oceanográfico Nacional (Ed.), *Resultados Crucero Cimar-Fiordo 3: Resúmenes Ampliados*. CONA, Valparaíso, pp. 21-26.
- Solheim, A. & S.L. Pfirman 1985. Sea-floor morphology outside a grounded, surging glacier; Bråsvellbreen, Svalbard. *Mar. Geol.* 65: 127-143.
- Syvitski, J.P.M. 1989. On the deposition of sediment within glacier influenced fjords: oceanographic controls. *Mar. Geol.* 85: 301-329.
- Syvitski, J. 1994. Glacial sedimentation processes. *Terra Antartica.* 1(2): 251-253.
- Uchupi, E., S.A. Swift & D.A. Ross 1996. Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian (Arabian) Gulf. *Mar. Geol.* 129: 237-269.
- Warren, C. R. 1992. Iceberg calving and the glacioclimatic record. *Progress in Phys. Geogr.* 16(3): 253-282.
- Winograd, I.J., J.M. Landwehr, K.R. Ludwig, T.B. Coplen & A.C. Riggs 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quatern. Res.* 48: 141-154.
- Yoon, H.I., M.W. Han, B.K. Park, J.K. Oh y S.K. Chang 1997. Glaciomarine sedimentation and palaeo-glacial setting of Maxwell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. *Mar. Geol.* 140: 265-282.