

## **Análisis sobre la actividad de vertientes submarinas en fiordos de Patagonia Central – Chile**

**Dra. Rosemary Vieira**

Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil

rosemary.vieira@ufrgs.br

### **RESUMEN**

Se estudia los fenómenos de vertientes en el fondo de fiordos y canales de la Patagonia Central mediante análisis de los registros de un perfilador de subfondo de 3.5 kHz. Fueron seleccionadas algunas áreas en los fiordos donde distintas clases de movimientos de masa submarinos son identificadas (fiordos Eyre, Falcon, Europa y Peel) y en el canal Icy, además de las zonas de confluencia de los fiordos Calvo y Amalia. Fueron elaborados mapas de pendientes y perfiles longitudinales reproduciendo parte de la topografía submarina. La masa sedimentaria movilizada por varios fenómenos de remoción en masa ha generado formas junto a la base de las vertientes, involucrando materiales sin cohesión, posiblemente asociados a flujo de detritos. *Plunge pools* también son observados junto a la base de las vertientes. Como en las vertientes submarinas de la costa de fiordos de la Patagonia Norte y de otras costas del mundo, gran parte de los fenómenos de vertientes se dan más efectivamente en pendientes de hasta 10°, siendo también común deslizamientos en vertientes con menos de 1°. La actividad de las vertientes en esta costa de fiordos posiblemente está relacionada al comportamiento de las partes frontales de los glaciares (avance / retroceso), a diferencia de los fiordos de la costas de la Patagonia Norte, en donde predominan actualmente las actividades fluviales y marinas.

**Palabras clave:** Fiordos, vertientes submarinas, movimientos en masa, mecanismos genéticos.

## **Analysis of the submarine slopes activity in Central Patagonian fjords – Chile**

### **ABSTRACT**

Submarine slope in fjords and channels of Central Patagonia are studied using subbottom profiler 3.5 kHz data. Some areas of fjords Eyre, Falcon, Europa and Peel, Icy channel, and the convergence zone of Calvo and Amalia fjords are selected to analysis. Slope maps and longitudinal profiles are elaborated to represent the submarine topography. The sedimentary body mobilized by some mass removing processes has generated forms close to the slope base, involucrate no cohesion material, possibly associated to debris flow. Plunge pools are also observed close to the slope base. As occurring in Northern Patagonia fjord coast and in other fjord coast around the world, the most of slope activities is found at slopes until 10°, and slides are also common at slopes lower than 1°. Slope activities in this part of the fjord Chilean coast are possibly related rather to the behavior of the glacier frontal zones (advance / retreat) than fluvial and marine activities, which predominate at the present time on submarine slopes in fjord coast of North Patagonia.

**Key words:** Fjords, submarine slopes, mass movements, genetic processes.

## INTRODUCCIÓN

Sedimentos por flujo de gravedad, deslizamientos y otros mecanismos de vertientes han sido documentados en una gran variedad de sitios y ambientes glaciomarininos. Son también reconocidos o inferidos mediante registros sísmicos y de testigos de sedimentos, colectados en fiordos englaciados, plataformas continentales y en vertientes adyacentes a las plataformas (Stravers, 1007).

Los movimientos de masa submarinos en fiordos englaciados pueden ser iniciados por las tasas elevadas de depositación, pendientes abruptas a raíz de la sedimentación o erosión glacial, derrumbe de témpanos o actividad sísmica (LOCAT y LEE, 2000). En ambientes glacio-lacustres y glacio-marinos, flujos en masa son responsables por eventos rápidos e intensos de transferencia de gran volumen de detritos que pueden construir secuencias sedimentarias espesas, además de erosionar sedimentos preexistentes y redepositarlos más allá de la vertiente (MULDER y COLCHONAT, 1996; LOCAT y LEE, 2000).

Actualmente existen abundantes registros sedimentarios y sísmicos de sitios glaciales y paleoglaciales en ambos hemisferios, los cuales indican que sedimentos no consolidados pueden acumularse con espesores suficientes para inducir inestabilidad, incluso en vertientes con pendientes inferiores a 1-2° (STRAVERS, 1997).

En Chile, la costa de fiordos se extiende por cerca de 1.600 km (41° - 56° S), cubriendo un área de cerca de 241.000 km<sup>2</sup> (SYVITSKI et al., 1987). Sobre la cabecera de los fiordos en Patagonia Central, la mayoría de los glaciares es drenada desde el Campo de Hielo Patagónico Sur. Ellos descargan grandes cantidades de sedimentos vía plumas de agua de fusión subglacial y desde los témpanos. El interior de los fiordos se caracteriza por largas y profundas cuencas, donde se encuentran espesos depósitos sedimentarios.

Considerando la importancia de las actividades de vertientes submarinas y la ausencia de estudios en ese tema en la costa de fiordos de Chile, ARAYA-VERGARA (1998) da inicio a su investigación y ella es expandida por VIEIRA (2001, 2002), en fiordos de la Patagonia Norte, utilizando los registros generados por el crucero CIMAR FIORDO, en 1995.

Utilizando los registros del crucero Campo de Hielo Sur, en 1995, ARAYA-VERGARA (1999) hace en la costa de fiordos de la Patagonia Central una zonación de formas submarinas y su relación con los eventos de glaciación y de deglaciación desde el Último Máximo Glacial y a lo largo del Holoceno. En ella, diferencia la costa de fiordos externa de la interna e identifica formas asociadas a las variaciones del comportamiento de los glaciares, como bancos morrénicos y sedimentos estratificados, los cuales son caracterizados como rasgos morfológicos marginales al hielo. En esa tarea da inicio también a la identificación de algunos fenómenos de vertientes en los fiordos de la costa interna.

Utilizando los mismos registros obtenidos por el crucero Campo de Hielo Sur (CONA, 1996), efectuado en 1995, el presente trabajo tiene como objetivo analizar la dinámica de las vertientes submarinas en fiordos y canales de la Patagonia Central, y compararla con las actividades ya estudiadas de los fiordos y canales de la Patagonia Norte.

### Historia Glacial

Los Andes Patagónicos ya presenciaron glaciaciones antes de 4,6 Ma, con expansión de los campos de hielo entre 2,4 y 1,2 Ma (RABASSA y CLAPPERTON, 1990). Las mayores glaciaciones en Patagonia se han desarrollado durante el Pleistoceno, con los glaciares avanzando centenas de kilómetros hacia el este de las montañas, y hacia el oeste alcanzando también la plataforma continental en el océano Pacífico al sur de 43° S (RABASSA y CLAPPERTON, 1990). Se-



gún esos autores, el Pleistoceno medio pudo haber sido caracterizado por un largo periodo interglacial o por glaciaciones más cortas. Eventos de solevantamiento también se produjeron en ese periodo, lo que acentuó la disección del relieve. Los flujos principales de los glaciares de valle en las glaciaciones subsiguientes, en el Pleistoceno tardío, siguieron ese nuevo patrón de drenaje.

Durante el Holoceno reciente (10.000 – 5.000 años antes del presente), el avance de los glaciares parece haber sido pequeño, lo que significa que pudieron alcanzar un porte similar o menor, comparado con los glaciares de los días actuales (CLAPPERTON y SUIGDEN, 1988). Avances no se han dado desde antes de 6.000 años A.P., periodo que coincide con un episodio de enfriamiento intenso (GLASSER et al. 2004).

Existen evidencias de eventos de expansión de los glaciares en el Holoceno tardío: (i) 4.700-4.200, 2.700-2.000  $^{14}\text{C}$  años antes del presente y durante la Pequeña Edad del Hielo – (Mercer en GLASSER et al., 2004), (ii) 3.600-2.300  $^{14}\text{C}$  años antes del presente, entre 1.850-1.600  $^{14}\text{C}$  años antes del presente y (iii) durante la Pequeña Edad del Hielo (Aniya en GLASSER et al., 2004). Actualmente, un retroceso generalizado es observado en 42 glaciares del campo de hielo Patagónico Sur (ANIYA et al., 1997).

Según ARAYA-VERGARA (1999), se asume que el hielo ocupó los fiordos y canales de la región en el Último Máximo Glacial, pero que en el Holoceno sólo pudo operar en los fiordos que están asociados a glaciares desprendentes, en especial, en la costa interna de fiordos.

#### MATERIALES Y MÉTODOS

Fueron seleccionadas algunas áreas donde distintas clases de movimientos submarinos de masa son identificadas:

Área 1 – fiordos Eyre, Falcon y canal Icy;

Área 2 – fiordo Europa;

Área 3 – fiordo Peel y zonas de confluencia de los fiordos Calvo y Amalia (Fig. 1). La importancia de esta área se basa en su topografía (subaérea y submarina), que es producto de la interacción entre clima, glaciares y deformación de la corteza (CONA, 1996).

Las cartas náuticas a escalas 1:50.000 y 1:70.000 (SERVICIO HIDROGRÁFICO y OCEANOGRÁFICO, 1996a-c) fueron georeferenciadas utilizando el programa ERDAS 32. Las imperfecciones geométricas fueron corregidas con el polinomio de 1° grado (lineal) y la cantidad mínima de 20 puntos de control identificables en la cartografía. En secuencia fueron efectuados los procesos de interpolación y elaboración de datos de elevación. Por fin, fueron construidos mapas de pendientes y diagramas en 3D reproduciendo parte de la morfología submarina.

Fueron analizados los registros del perfilador de subfondo 3.5 kHz, obtenidos durante el crucero Campo de Hielo Sur, en 1995. Los perfiles se localizan principalmente sobre el eje longitudinal de los fiordos y canales, y se encuentran incompletos hacia la cabecera de los fiordos debido al hielo flotante y los témpanos existentes. La exageración vertical de los registros varía entre 12x y 26x, lo que puede distorsionar la mayoría de las formas, pero amplía mucho los rasgos no discernibles con menor exageración. La velocidad acústica adoptada para el cálculo de la profundidad y del espesor de sedimentos es de 1.500 m/s<sup>-1</sup>. En la identificación de distintos ambientes deposicionales fueron empleadas características acústicas, incluyendo el carácter de la reflexión (como la continuidad del reflector) y la geometría externa (DAMUTH, 1978; STOCKER et al., 1997; DUCHESNE et al., 2001), además de las experiencias de ARAYA-VERGARA (1998, 1999) y de VIEIRA (2001, 2002).

Para facilitar la visualización y comprensión de las actividades de vertientes fue adicionada a las imágenes una escala gráfica de

pendiente, basada en ARAYA-VERGARA (1998). Como la escala vertical produce gran exageración vertical, las reproducciones de los registros contienen una escala gráfica de pendientes expresada en grados, siguiendo una razón de 2 a 1.

## RESULTADOS

### Área 1: Fiordo Eyre, Fiordo Falcon y Canal Icy

El fiordo Eyre se inclina desde la cabecera hasta su parte central. De ese punto hasta el canal Icy se observa una secuencia de cuencas profundas, de aproximadamente 300 m de profundidad separadas por umbrales rocosos, algunos de los cuales constituyen prolongaciones del relieve subaéreo en el ambiente submarino. La parte más profun-

da se encuentra en la confluencia del fiordo Falcon, donde sobrepasa la profundidad de 500 m (Fig. 2a).

El perfil del fiordo Falcon se distingue por su forma de *plateau* en la parte central, donde se destaca un umbral raso a 90 m de profundidad. La ubicación del umbral coincide con la confluencia de otro fiordo desde el sur, el que aísla una cuenca interior, cuya profundidad alcanza 400 m (Fig. 2b).

Los diversos umbrales rocosos y morrénicos a lo largo del fiordo Eyre y los desniveles del perfil longitudinal producen diversas cuencas que contienen capas de sedimentos estratificados donde los movimientos en masa operan sobre las vertientes. El espectro de pendientes es variado a lo largo del fiordo debido a su topografía irregular y a los sectores de estrechamiento (Fig. 2c).

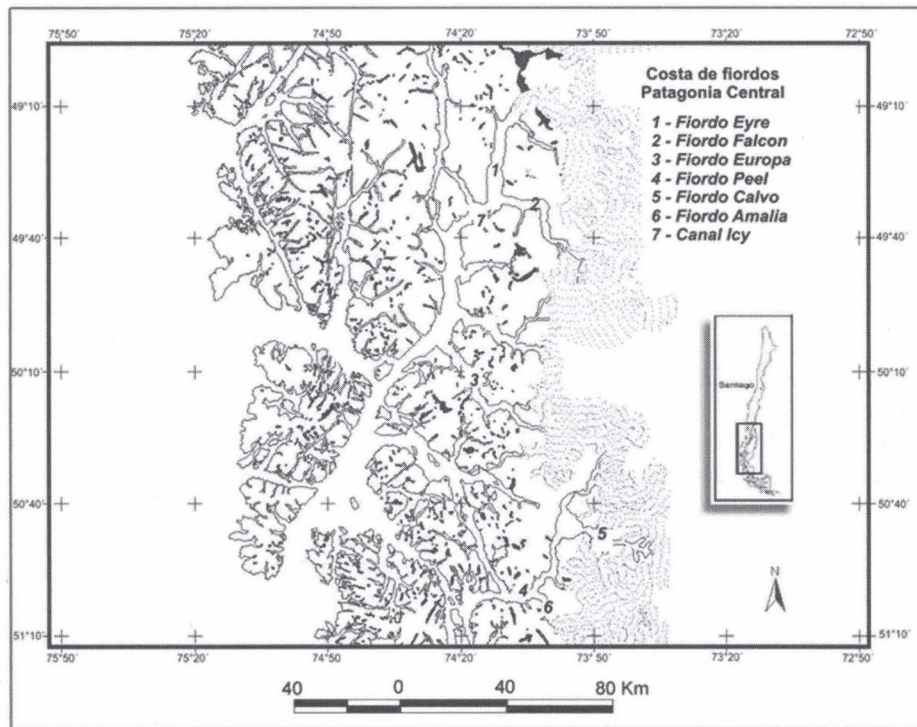


Figura 1. Costa de fiordos de Patagonia Central, Chile.

Figure 1. Central Patagonia fjord coast.



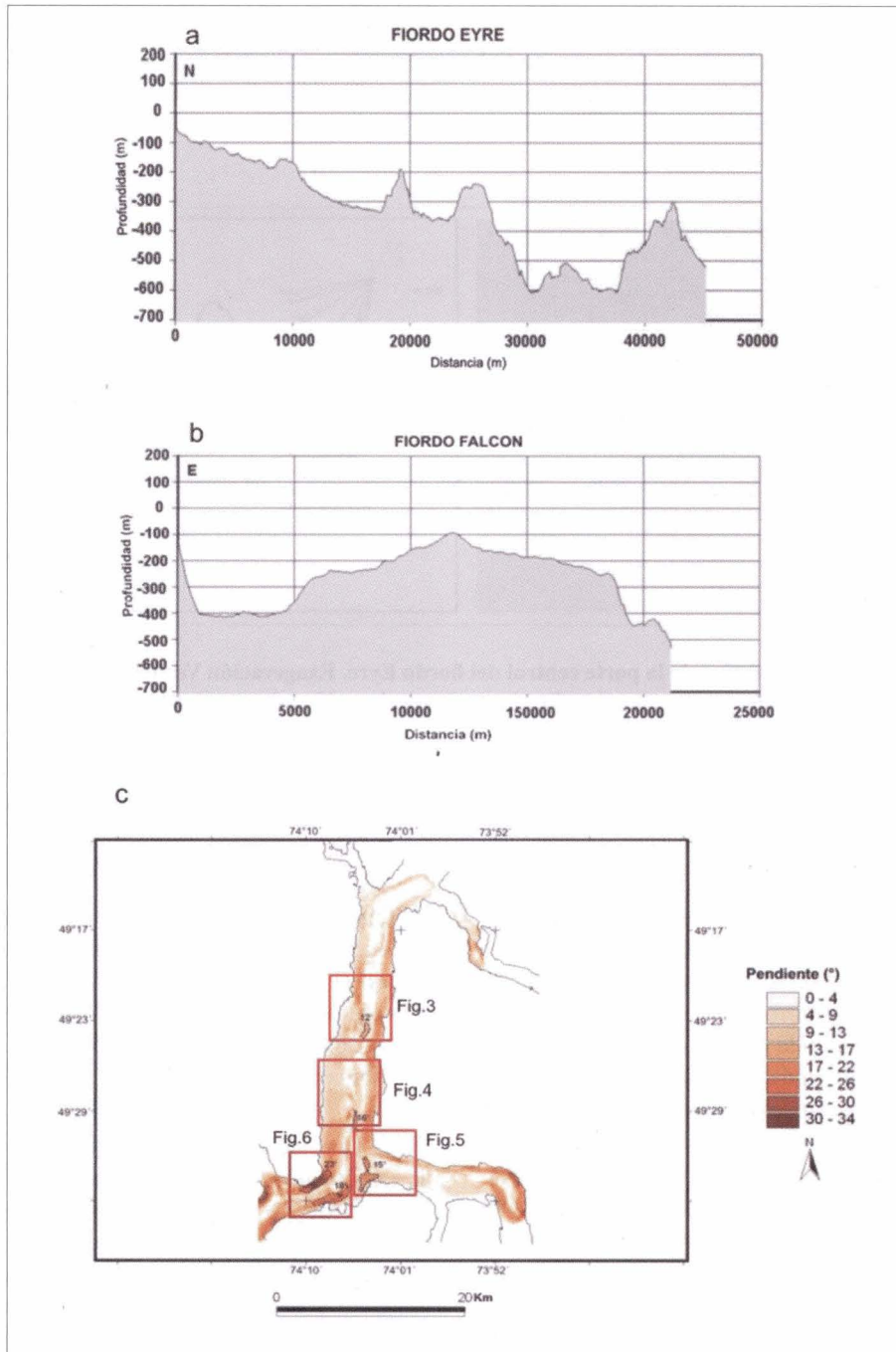
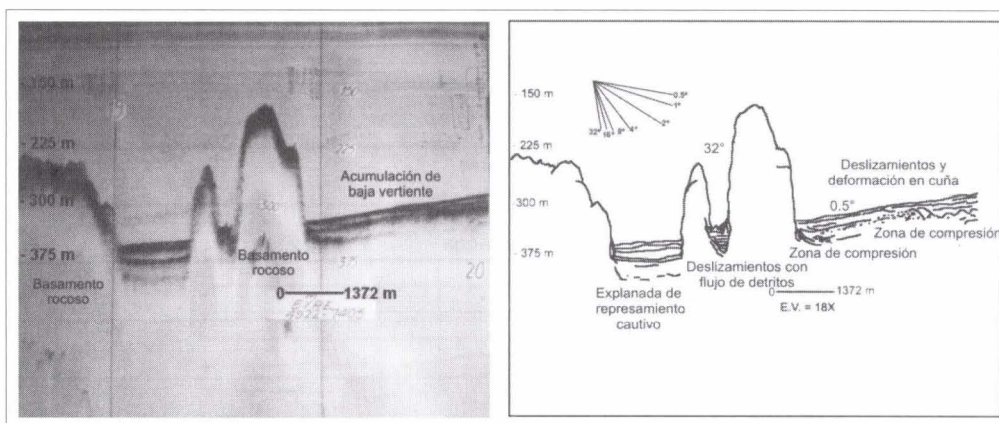


Figura 2. (a-b): Perfiles longitudinales de los fiordos Eyre y Falcon; (c): Mapa de pendientes de los fiordos Eyre y Falcon. Las líneas segmentadas representan el eje de los registros acústicos. Los rectángulos representan los sectores de los fiordos analizados en las Figs. 3, 4, 5 y 6.

Figure 2. (a-b): Longitudinal profiles of Eyre and Falcon fjords; (c): Slope map of Eyre and Falcon fjords. Segmented lines represent the axis of acoustic data. The rectangles areas show the analyzed sectors of fjord in the Figs. 3, 4, 5 and 6.

En el fiordo Eyre fueron seleccionados dos sectores con actividades de vertientes. El primero está localizado en la parte central del fiordo. En esa zona, cuencas más anchas son rellenas por capas de sedimentos de

configuración interna estratificada, que pueden alcanzar 30 m de espesor, y que a su vez, sobreyacen a las capas con reflectores de carácter semitransparente, pero caótico (Fig. 3).



**Figura 3. Perfil acústico de la parte central del fiordo Eyre. Exageración Vertical = 18X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 2b.**

**Figure 3. Acoustic profile of central zone of Eyre fjord. Vertical Exaggeration = 18X. Slope values in degrees are showed in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 2b.**

Se observa que las capas más superficiales, con cerca de 12 m de espesor, deslizan sobre aquellas de subfondo en pendientes con valores aproximados a  $0,5^\circ$ . Dicho valor corresponde a un desnivel de la cuenca, cuya profundidad del fondo varía entre 275 y 330 m aproximadamente. Los sedimentos deslizados en forma de cuña son capaces de producir deformaciones en las capas subyacentes. Los sedimentos superficiales y subsuperficiales se deforman con la aproximación de una zona de compresión, como se observa en la Fig. 3.

Puede suceder que capas subsuperficiales, ya deformadas por el contacto con la zona de compresión, sufran deformación epigénica, por el proceso de desplazamiento de las capas superiores más recientes.

El segundo sector observado corresponde a las cuencas separadas por umbrales loca-

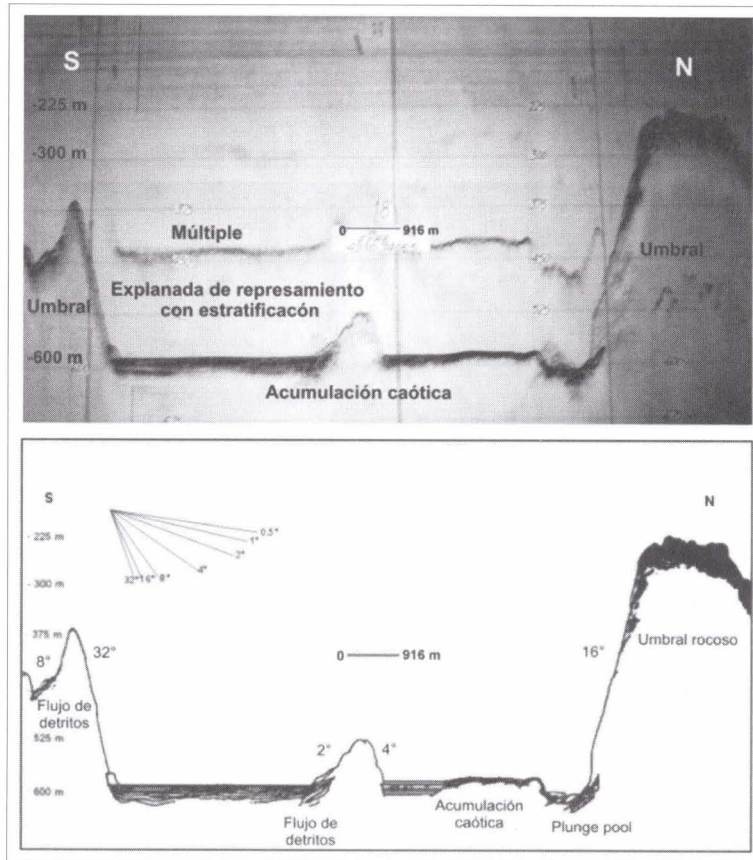
lizados en la parte centro-distal del fiordo, aproximándose a la confluencia del fiordo Falcon (Figs. 2c y 4). Las pendientes son más elevadas, lo que produce formas notables producto de la actividad de las vertientes submarinas.

En la base de la vertiente abrupta ( $> 36^\circ$  de pendiente) del umbral rocoso (Fig. 4), rupturas de los sedimentos producen una extensa depresión conocida como plunge pool. Dicha depresión posee  $\sim 20$  m de profundidad y se localiza en la base del umbral rocoso. La extensión de la cuenca es de 100 m aproximadamente, lo que podría ser entendido como un canal submarino. Sin embargo, una elevación de sedimentos en la parte distal de la depresión acumula detritos desplazados hacia la dirección opuesta de la vertiente de los deslizamientos y avalanchas, lo que caracteriza los plunge pools. Además, la estructura caótica de los reflec-

tóres acústicos de los depósitos en el centro de la cuenca y los de la base de la vertiente indican depósitos producidos por flujos de detritos o, en este caso, por avalanchas.

Más hacia al sur, un umbral de cerca de 75m de elevación, con respecto al fondo de 600m, subdivide la cuenca en dos segmentos.

La vertiente sur de ese umbral tiene pendientes menos abruptas que la vertiente norte (8 y 16°, respectivamente). Flujos de detritos de configuración interna caótica, caracterizan la vertiente sur. Los sedimentos de flujo de gravedad se precipitan sobre los sedimentos estratificados de la cuenca sur.



**Figura 4.** Perfil acústico de la parte distal del fiordo Eyre. Exageración Vertical = 18X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 2.

**Figure 4.** Acoustic profile of distal zone of Eyre fjord. Vertical Exaggeration = 18X. Slope values in degrees are showed in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 2.

La cuenca sur es delimitada por dos umbrales (Fig. 4). El umbral sur se encuentra a 375 m de profundidad y se eleva 225 m desde la base de la cuenca. La vertiente norte tiene más de 30° de declive y en su base se acumulan de-

pósitos de flujo de detritos sobre sedimentos estratificados. La pendiente de la vertiente sur del umbral varía entre 8 y 16°, y presenta deslizamientos y flujos de detritos que se acumulan en su base, a 450m de profundidad.



Los sedimentos estratificados represados en la cuenca logran alcanzar 30 m de espesor medio y tiene configuración de relleno del tipo sobrepuesto (*onlap*). Sin embargo se aprecian deformaciones de los estratos de subfondo.

Existe una compresión en la base de la vertiente y la deformación está asociada al carácter represado de la cuenca observado por la elevación de los reflectores internos opacos en la Fig. 4. Las capas superficiales cubren la elevación, por lo tanto, se manifiestan de forma aplanada.

En la confluencia del fiordo (Fig. 2c) la acumulación de sedimentos caóticos ha originado estructuras deposicionales en forma de rampas con distintos niveles, cuyos materiales de la vertiente se mezclan con capas de estructura aparentemente estratificada. El bloque de sedimentos tiene pendientes externas entre 0,5 y 8° (Fig. 5). Los tres niveles de la formación sedimentaria están a 200, 400 y 550 m de profundidad, respectivamente.

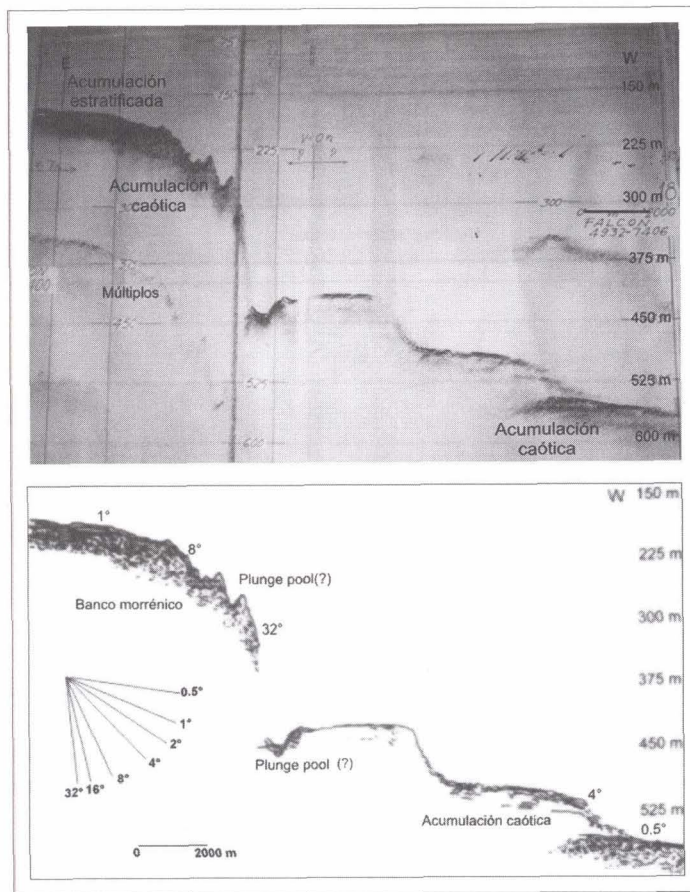


Figura 5. Perfil acústico de la zona de confluencia del fiordo Eyre con fiordo Falcon. Exageración Vertical = 26.6X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 2.

Figure 5. Acoustic profile of the confluence zone of Eyre and Falcon fjords. Vertical Exaggeration = 26.6X. Slope values in degrees are showed in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 2.

El depósito se encuentra separado de la pared de cerca de 32° de inclinación (correspondiente a la salida del fiordo Falcon) por una depresión a 430 m de profundidad, aproximadamente, que puede ser interpretada como *plunge pool*. Esa depresión posee tamaño menor si es comparada con la del fiordo Eyre, pero igualmente se nota un desplazamiento de material sedimentario hacia la vertiente opuesta, lo que indica que en ese punto hubo desprendimientos de detritos.

Lo mismo se observa en la secuencia de acumulaciones caóticas observada en la misma Fig. 5. En ese punto hay una secuencia de depósitos que, por su geometría externa y por las características acústicas internas, podrían estar asociados a bancos morrénicos. Entre las paredes de ellos, pequeñas depresiones se forman aproximadamente a 10

m de profundidad, junto a las vertientes con inclinaciones que varían de 8 a 32°. En la parte superior de la vertiente, en pendientes inferiores a 1°, los sedimentos se moverían por deslizamiento y flujos de detritos.

La Fig. 6 muestra las actividades de vertiente en un sector del canal Icy, a continuación de la salida del fiordo Eyre (Fig 2c). En ese sector, las zonas de acumulación de sedimentos estratificados están dispuestas en niveles topográficos distintos, entre 300 y 450 m de profundidad, y separados por una pendiente de valores superiores a 16°. Los sedimentos acústicamente estratificados se desplazan sobre pendientes inferiores a 4° hasta alcanzar una zona de compresión representada por elevaciones topográficas formadas por sedimentos probablemente ya consolidados.

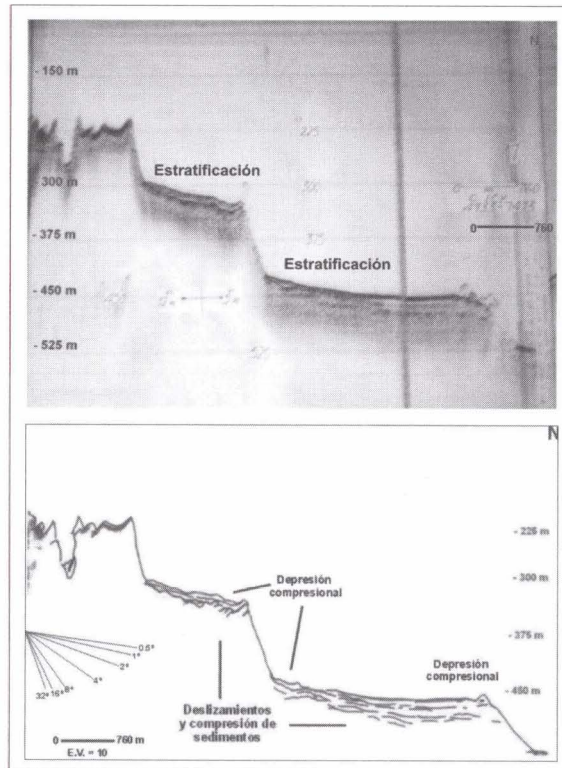


Figura 6. Perfil acústico del canal Icy. Exageración Vertical = 10X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 2.

Figure 6. Acoustic profile of Icy. Vertical Exaggeration = 10X. Slope values in degrees are showed in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 2.

Si bien los sedimentos estratificados pueden alcanzar 25 m de espesor y el gradiente de inclinación de un nivel a otro es elevado, no existen indicios de *plunge pool*. Bajo las capas estratificadas, sedimentos acústicamente caóticos también se desplazan por la vertiente suave y producen depresiones compresionales en los mismos puntos.

### Área 2: Fiordo Europa

La principal área de análisis del fiordo Europa comprende el sistema de contacto con el hielo depositado en su zona proximal. Los depósitos ocurren como un amplio y asimétrico cordón superior a 5 km de extensión, abarcando tres sectores con distintos fenómenos de vertientes, desde la parte proximal

hacia la parte central. El primer sector representa la secuencia de sedimentos acústicamente estratificados localizada al Este del umbral (Fig. 7). La secuencia consta de dos clases distintas de reflectores: la superior de aproximadamente 30 m de espesor y la subyacente de 25 m de espesor. Ambas poseen configuración interna regular y paralela, indicando depositación uniforme de los estratos. No obstante, los reflectores internos de las secuencias superficiales son un poco más precisos y coherentes que los de las capas inferiores, ya que se mezclan con reflectores caóticos. Junto al umbral se produce una deformación o encubrimiento de parte de las capas estratificadas por flujos de detritos originados en la vertiente interna del umbral, cuya pendiente sobrepasa los 8°.

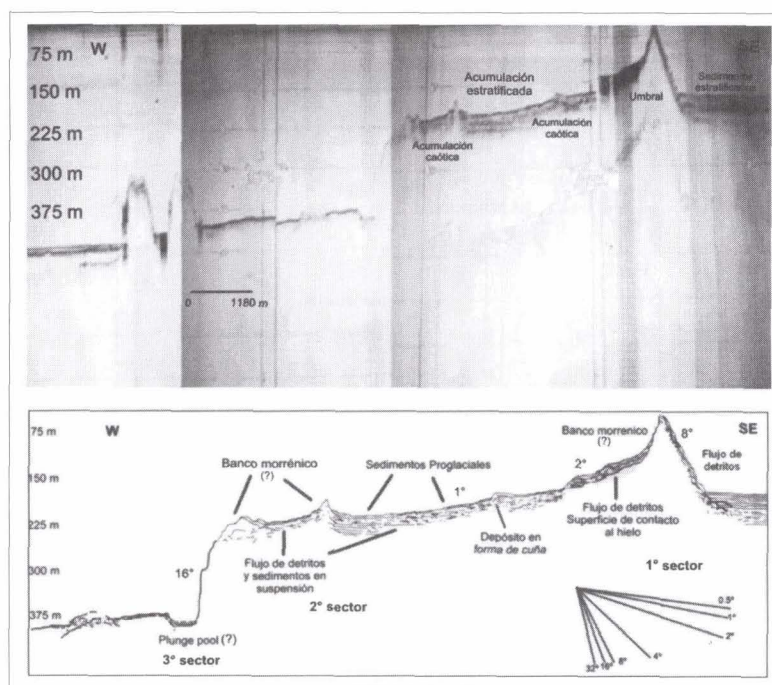


Figura 7. Perfil acústico de la parte proximal del fiordo Europa. Exageración Vertical = 15.7X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes.

Figure 7. Acoustic profile of proximal zone of Eyre fjord. Vertical exaggeration = 15.7X. Slope values in degrees are showed in the graphic scale of slopes.

Dicha configuración resulta de un proceso análogo de depositación de los estratos y de sedimentos no estratificados glaciogé-

nicos (diamictos) desde la vertiente norte del umbral (posiblemente de origen morrénico), y que se ha vuelto inestable desde el



desplazamiento del frente del glaciar hacia la actual zona de cabecera del fiordo. Dichas características son similares a aquellas identificadas por SERAMUR et al. (1997) en *Muir Inlet*, y por CAI et al. (1997) en *Taar Inlet*, Alaska.

El segundo sector corresponde al sistema de *grounding line*. Ese consiste en depósitos de flujos de detritos asociados al ambiente de contacto con el hielo (reflectores acústicos internos de configuración caótica), que se mueven en pendientes de 2° aproximadamente. Esos están intercalados con depósitos en suspensión de plumas proximales al hielo (reflectores acústicos internos laminados y paralelos), acumulados en vertientes con 1° de gradiente (Fig. 7).

La arquitectura interna de ese cordón revela un sistema acústico complejo. Reflectores inclinados de configuración caótica representan un ambiente donde los sedimentos de contacto con el hielo han sido depositados sobre superficies inclinadas progradadas en dirección oeste. La altura del banco morrénico y la disposición de los sedimentos sugiere que ese cordón fue formado durante un período de semi-estabilidad del glaciar, en que tasas más elevadas de sedimentación produjeron actividad en las vertientes y la formación de depósitos de flujos de detritos.

El tercer sector se refiere a la zona de *plunge pool*. La depresión está a 50 m bajo el cordón morrénico ubicado a 400 m abajo del nivel del mar, y posee aproximadamente 10 m de profundidad. La vertiente que separa las dos cuencas presenta 16° de inclinación.

### Área 3: Fiordo Peel y zonas de confluencia de los fiordos Calvo y Amalia

En el fiordo Peel, la zona elegida para análisis presenta gran variación de gradiente, representada por las abruptas paredes al sur de la bahía Chubretovich, como muestra el mapa de pendientes (Fig. 8).

Los reflectores internos caóticos y la morfología externa tipo *hummocky* revelan defor-

maciones, principalmente por deslizamientos y flujos de detritos en la vertiente del umbral rocoso (identificada por reflectores hiperbólicos y precisos), que está orientada hacia el norte del fiordo, como se observa en la Fig. 9.

Los sedimentos estratificados en esa vertiente han sufrido deformaciones hacia la cuenca profunda. El sistema acústico no penetró en toda la secuencia sedimentaria, pero se puede inferir a partir de reflectores tenues hiperbólicos, que capas espesas de sedimentos estratificados rellenaron ese sector de la vertiente y han sufrido algún tipo de compresión hacia las partes más profundas de la cuenca. Dicho proceso puede ser observado por la deformación del cuerpo sedimentario en el borde de la vertiente con 4° de inclinación. Algunos metros abajo, la capa de sedimento superior se desplaza sobre la inferior. No obstante, es importante aclarar que los reflectores hiperbólicos pueden igualmente ocurrir por difracciones de cuerpos irregulares.

Sobre la cima del umbral, localizado en el sector norte de la Fig. 9, se pueden apreciar dos tipos de deformación en las microcuencas que se formaron en él: (i) deformación sinsedimentaria en los sedimentos que rellenan las depresiones y que cubren elevaciones debido a la adaptación de estos a las irregularidades topográficas; y (ii) corte de parte de las capas, dándoles un aspecto de terrazas. La primera clase de deformación es igualmente encontrada en fiordos y canales de la Patagonia Norte, como en el fiordo Aysén y en el canal Jacaf (VIEIRA, 2002). Sin embargo, tales deformaciones presentan rasgos pos-sedimentarios (epigénicos), debido a la existencia de sedimentos remodelados por deslizamientos, al mismo tiempo que deformaciones convexas posiblemente producidas por empuje. La respuesta acústica semitransparente es interpretada como sedimentos glaciomarininos depositados tras el retroceso del glaciar en ese sector del fiordo. Lo mismo puede ser observado en la zona de umbrales de la parte distal del fiordo Amalia (Fig. 11).

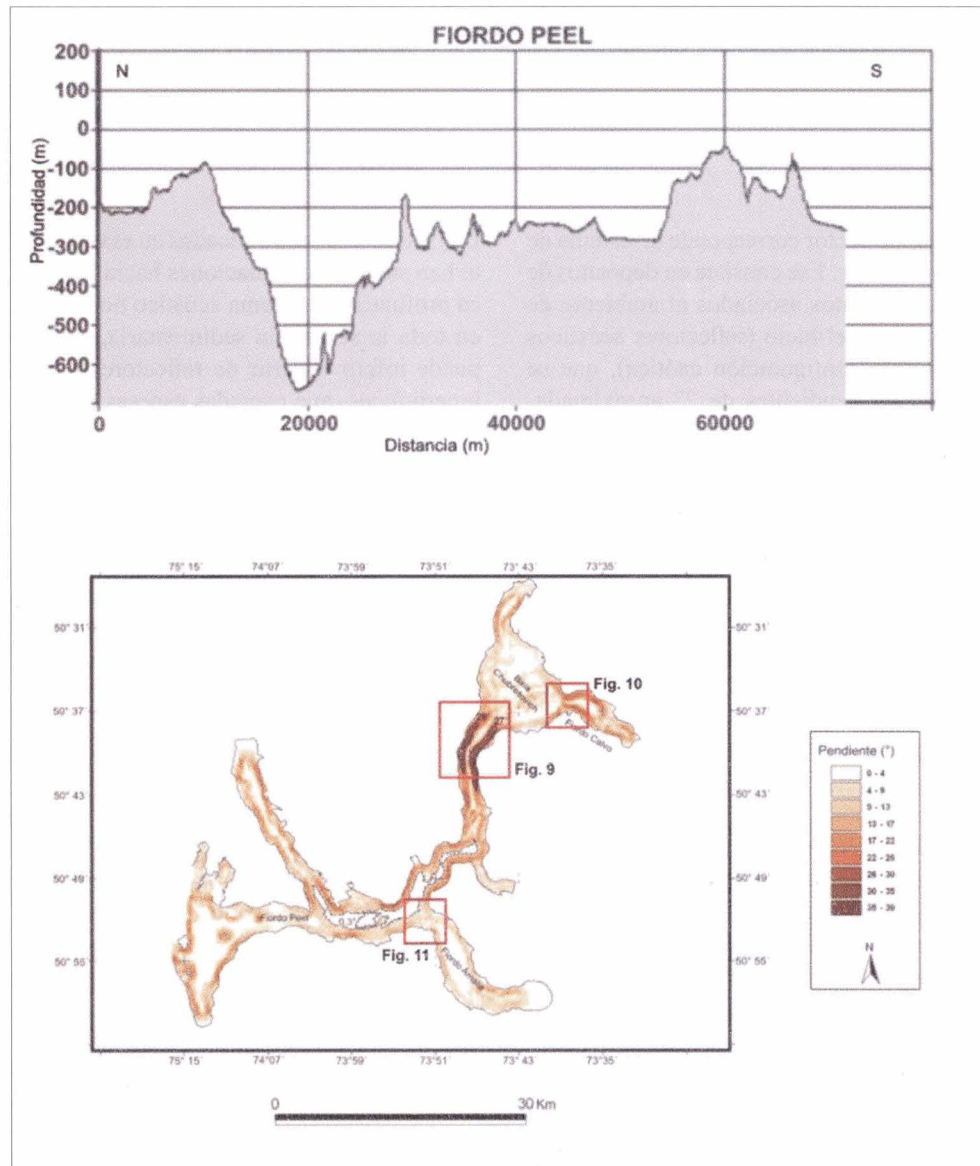


Figura 8. Mapa de pendientes de los fiordos Peel, Calvo y Amalia. Los cuadrados y rectángulos representan los sectores de los fiordos analizados en las Figs. 9-11.

Figure 8. Slope map of Peel, Calvo and Amalia fjords. The square and rectangle areas show the sectors of analyzed fjords in the Figs. 9-11.

En la zona distal del fiordo Calvo (Fig. 10), el relleno de cuencas intra-umbrales produjo deslizamientos y flujos de detritos en vertientes que varían de 4° a más de 16° de pendiente. Reflectores semitransparentes de las capas superficiales corresponden a depositación de sedimentos glaciomarineros

en la fase de retroceso de los glaciares desde esos puntos identificados en el registro. Los estratos sedimentarios se acomodaron a la topografía, mientras que en la base de las vertientes más abruptas se han formado depósitos de flujos de detritos.

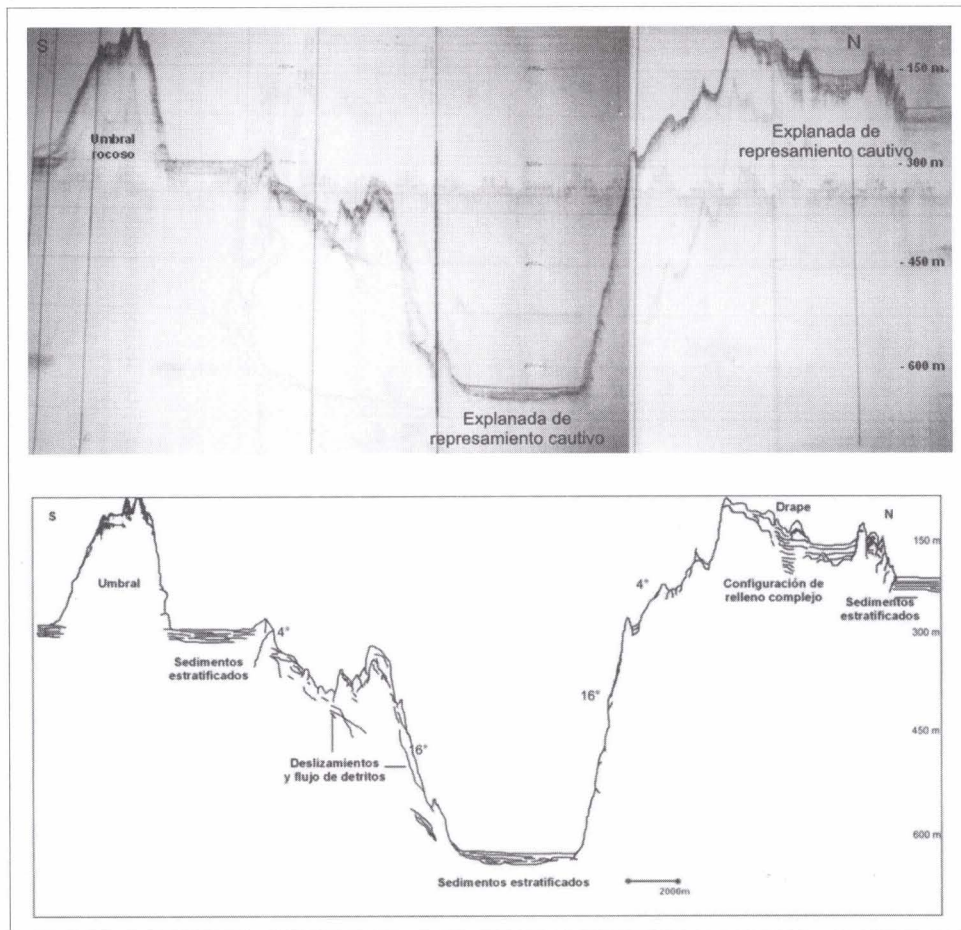


Figura 9. Perfil acústico de la parte centro-proximal del fiordo Peel. Exageración Vertical = 26.6X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 8.

Figure 9. Acoustic profile of centre-proximal zone of Peel fjord. Vertical exaggeration = 26.6X. Slope values in degrees are showed in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 8.

El umbral ha servido como barrera al desplazamiento de los sedimentos, aparentemente proglaciales, que se movieron hacia su dirección. Por la forma de cuña del cuerpo sedimentario y su ubicación referente al umbral (que no alcanza a tener contacto) se infiere que el material sedimentario subyacente no ha sido deformado por el desplazamiento de las capas superiores.

En la zona distal del fiordo Amalia (Fig. 11), las distintas ubicaciones de las formas que podrían estar asociadas a bancos morrénicos, lo que significa también posiciones frontales de los glaciares en diferentes periodos, han generado actividad en las vertientes. Los reflectores caóticos apuntan a depósitos sucesivos de flujo de detritos, distribuidos en gradientes que varían de  $1^\circ$  a  $16^\circ$ .



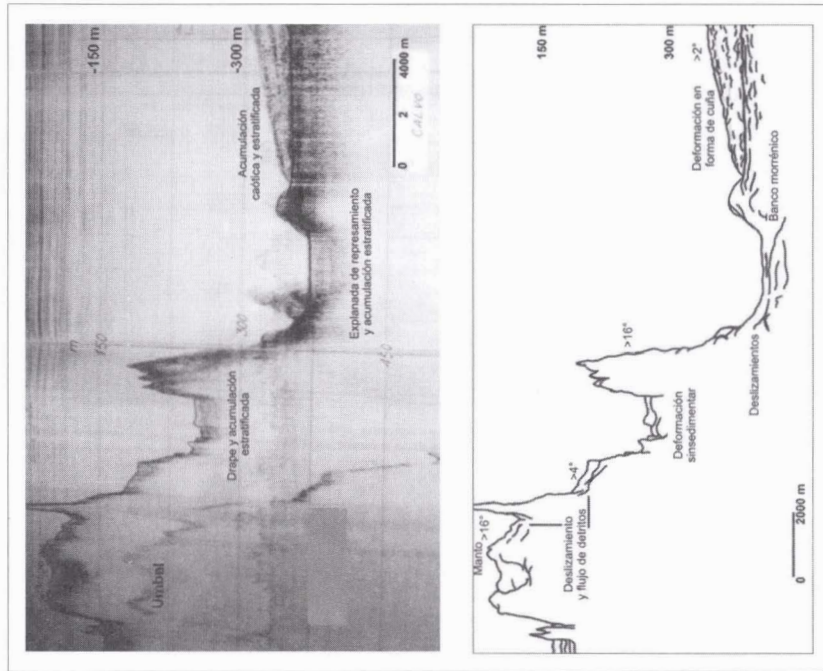


Figura 11. Perfil acústico de la zona distal del fiordo Amalia. Exageración Vertical = 26,6X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 8.

Figure 11. Acoustic profile of distal zone of Amalia fjord. Vertical exaggeration = 26.6X. Slope values in degrees are shown in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 8.

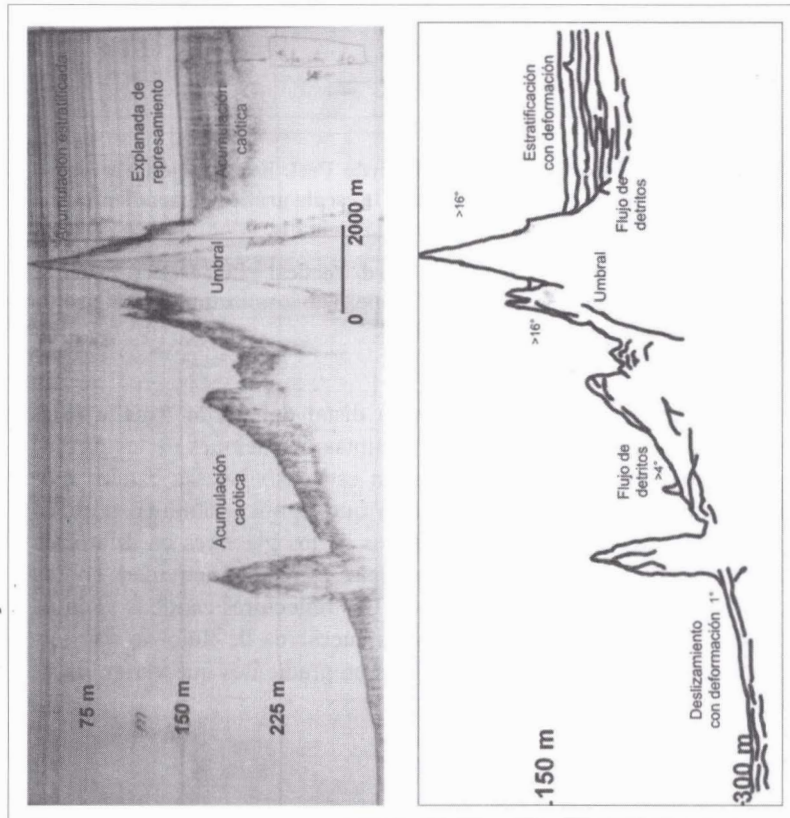


Figura 10. Perfil acústico de la zona distal del fiordo Calvo. Exageración Vertical = 26,6X. Valores de las pendientes en grados son visualizados en la escala gráfica de pendientes. La ubicación de ese perfil puede ser observada en la Fig. 8.

Figure 10. Acoustic profile of distal zone of Calvo fjord. Vertical exaggeration = 26.6X. Slope values in degrees are shown in the graphic scale of slope. The localization of this profile can be observed in the Fig. 8.

### Distribución de los fenómenos de vertiente

Según los perfiles acústicos de subfondo y de la Tabla 1 se puede hacer constar que:

- a. Los movimientos en masa se desarrollan frecuentemente en vertientes con gradientes de 1° a 32°, aproximadamente, pero también son identificados en aquellas con pendientes inferiores a 1°. El espectro de pendiente más activo se encuentra entre 4° y 16°. Por otro lado, la acumulación de sedimentos se torna más difícil en pendientes superiores a 16°. Las vertientes más inclinadas se encuentran en el fiordo Eyre y en la confluencia de ese con el fiordo Falcon (Figs. 3 – 5).
- b. La ocurrencia de actividad en las vertientes sucede con mayor intensidad entre 150 y 450 m de profundidad. Los eventos más profundos igualmente son observados en el fiordo Eyre y en la confluencia del fiordo Falcon, donde las profundidades superan los 400 m (Figs. 4 y 5).
- c. Los deslizamientos se dan en vertientes más suaves (menos de 4°), sin embargo pueden también desarrollarse en pendientes con menos de 1°. No fueron observados deslizamientos en pendientes superiores a 8°. Los flujos de detritos se realizan en todas las clases de pendientes, siendo más activos entre 4° y 16°.
- d. Rasgos como *plunge pools* y depresiones compresionales se desarrollan en ambientes distintos. Los *plunge pools* son formados en la base de fuertes rupturas de pendiente, generalmente superior a 16°. La localización de esos rasgos corresponde a fiordos suspendidos, como en el fiordo Falcon respecto al fiordo Eyre, a las cuencas internas separadas por umbrales rocosos, como en el caso del fiordo Eyre, y umbrales morrénicos como el fiordo Europa. No

se ha observado *plunge pools* en profundidades inferiores a 200 m.

La profundidad de ocurrencia de esos rasgos es de 400 m. Las depresiones compresionales están asociadas con procesos de deslizamientos, mientras los *plunge pools* se relacionan genéticamente con los flujos de detritos y, posiblemente, con eventos de avalanchas.

### DISCUSIÓN

De acuerdo con los resultados obtenidos en la zona de fiordos interiores de Patagonia Central, deberían ser considerados como:

#### Deformaciones asociadas a deslizamientos

Los depósitos formados en la parte inferior de vertientes suaves que reflejan movimientos originados en las zonas interiores de los fiordos, como lo observado en la parte proximal del fiordo Eyre (Fig. 3) y en el canal Icy (Fig. 6). Dichos depósitos, que son denominados por ARAYA-VERGARA (1998) como “sedimentos remodelados” y “puntas de compresión de deslizamiento”, igualmente son identificados por VIEIRA (2001, 2002) en los fiordos Quintralco, Cupquelán y Puyuguapi, en la costa de fiordos de la Patagonia Norte. Rasgos morfológicos análogos son descritos por SYVITSKI et al. (1987) en fiordos canadienses como “depresión compresional”. Dependiendo del espesor y la pendiente, el material desplazado sobre la vertiente se extiende a mayor distancia, hacia una zona potencial de compresión. Esto si las capas sedimentares están asentadas sobre una base rocosa irregular o cubriendo antiguos sedimentos glaciogénicos. Los ejemplos del fiordo Eyre y canal Icy dejan ver que sedimentos modernos sufrieron deformaciones por deslizamientos que los comprimieron contra una elevación topográfica.

Las deformaciones en forma de cuña observadas en los fiordos Eyre y Calvo y en el canal Icy (Figs. 3 y 5), que son nom-



bradas por ARAYA-VERGARA (1998) como “lenguas de material caótico” pueden estar relacionadas a las “formas de cuña glaciomarina” (*glacimarine wedge shape* – POWELL y ALLEY, 1997). Dichos rasgos son considerados relativos al sistema de *grounding line*, y son comunes entre bancos morrénicos, donde los flujos de gravedad de las vertientes se mezclan con inter-laminaciones. Por otro lado, algunos autores nombran dichas formas como lóbulos de detritos (ELVERHØI et al., 1983). La deformación indicaría el transporte de material vertiente abajo mediante empuje, producido por procesos de avance del glaciar, de *surge* o durante periodos de estabilidad (BOULTON et al., 1996).

Según ELVERHØI et al. (1983), la fuerza de flotación del agua y los sedimentos glaciales blandos, fácilmente deformables, reducen la fricción basal de los glaciares que fluyen en ambientes marinos. En muchos casos, tales ambientes son propicios para la realización de pulsos de avances (*surging*). Para RIVERA et al. (1997), pulsos en el glaciar Pío XI han inducido la ocupación de la parte norte del fiordo Eyre, interrumpiendo la conexión con la parte más interior del fiordo, y dando origen al actual lago Greve (WARREN y RIVERA, 1994). Sin embargo, su régimen pulsante no ha sido plenamente explicado. Por eso, según ARAYA-VERGARA (1999), la cuenca interna del fiordo, que no tiene cobertura acústica, posiblemente exhibe rasgos específicos de tal comportamiento atípico de avance, en comparación con otros fiordos de la región que han retrocedido en los últimos años.

Ya en la zona de confluencia del fiordo Eyre y del fiordo Falcon la depositación y distribución de los sedimentos pudieron haber operado en una situación de hielo flotante, como lo planteado por ARAYA-VERGARA (1999), debido a las grandes profundidades en esa área, las cuales superan los 400 m.

Las deformaciones de las estructuras estratificadas observables en el fiordo Eyre y en

el canal Icy (Fig. 3 y 6) son probablemente resultado de compresión. Como se observa en las figuras, las deformaciones ocurren en las secuencias próximas a las acumulaciones caóticas.

Estas acumulaciones caóticas están fosilizadas por capas estratificadas y las deformaciones de las capas inferiores son distintas de las verificadas en las capas superficiales. Se infiere que el material caótico fosilizado ha sido favorable para la deformación tanto de las capas inferiores como de las superiores. Los ejemplos de los fiordos Eyre y del canal Icy revelan que sedimentos modernos han sufrido deformaciones por deslizamientos que los comprimieron contra una elevación topográfica.

#### **Deformaciones asociadas a flujos de detritos y/o avalanchas**

Materiales acústicamente opacos, no coherentes, encontrados bajo las capas estratificadas y de morfología redondeada en la base de las vertientes indican flujos de detritos. Tales estructuras ya fueron citadas por GILBERT et al. (1993), en *Expedition Fiord* (Ártico Canadiense) y por YOON et al. (1997), en *Maxwell Bay* (Islas Shetland del Sur – Antártica).

Sin embargo, es difícil identificar con exactitud los movimientos en masa submarinos. La masa en deslizamiento puede perder su cohesión durante la ruptura y desintegrarse a lo largo de su transporte hasta la base (DIKAU et al., 1996). Por lo tanto, lo que se puede considerar como flujo de detritos, a través del carácter acústico y de la morfología superficial del depósito, puede también ser deslizamiento de detritos. Los flujos de detritos se realizan en vertientes cubiertas con materiales no consolidados (DIKAU et al., 1996), mientras que los deslizamientos de detritos son generados por los propios eventos de deslizamiento, incluso transformándose posteriormente en avalanchas de detritos, dependiendo de la pendiente (DIKAU et al., 1996).



**‘TABLA I. ACTIVIDADES DE LAS VERTIENTES MÁS REPRESENTATIVAS DE LOS FIORDOS.\***  
**TABLE I. FJORDS MORE REPRESENTATIVE SLOPE ACTIVITIES.**

Fiordo	Profundidad (m)	Pendiente (°)	Tipo*	Figura
Eyre	300	0,5	deslizamiento	3
Eyre	600	16	flujo de detritos	4
Eyre	600	2	flujo de detritos	4
Eyre	600	32	flujo de detritos	4
Eyre	600	2	deslizamiento	4
Falcon	200	1	deslizamiento	5
Falcon	225	8	flujo de detritos	5
Falcon	450	32	flujo de detritos	5
Falcon	450	8	flujo de detritos	5
Falcon	500	4	flujo de detritos	5
Falcon	525	0,5	flujo de detritos	5
Icy	300	16	deslizamiento	6
Icy	350	4	deslizamiento	6
Icy	430	16	deslizamiento	6
Icy	450	2	deslizamiento	6
Icy	450	1	deslizamiento	6
Europa	225	8	flujo de detritos	7
Europa	200	2	deslizamiento	7
Europa	225	1	deslizamiento	7
Europa	375	16	flujo de detritos	7
Peel	300	1	deslizamiento	9
Peel	100	4	deslizamiento	9
Peel	150	4	flujo de detritos	9
Peel	500	16	flujo de detritos	10
Calvo	150	2	deslizamiento	10
Calvo	170	4	deslizamiento	10
Calvo	32	16	flujo de detritos	10
Calvo	320	1	deslizamiento	11
Ámalia	200	16	flujo de detritos	11
Amalia	180	4	flujo de detritos	11
Amalia	300	1	flujo de detritos	

(\*) – Las actividades de vertientes fueron identificadas a partir de las respuestas de los reflectores acústicos y de su morfología externa.

Es de difícil determinación si el movimiento en masa ha ocurrido por deslizamiento, flujo de detritos, derrumbe de bloques, u otro proceso, basándose apenas en la morfología superficial. Por otro lado, caracteres acústicos asociados principalmente a la estructura interna de la masa sedimentaria (reflectores de fondo y de subfondo de tono medio a elevado, ABAZURRA, 1991); y estructura interna caótica (ELVERHØI et al., 1983; STOCKER et al., 1997) indican deposición y deformación por flujos de masa por gravedad (DAMUTH, 1978, 1980).

Rasgos como *plunge-pools*, presentes en la zona de contacto entre las vertientes de fuerte pendiente y el fondo de la cuenca, son evidencias morfológicas de las actividades anteriormente mencionadas (Figs. 4, 5a y 7). La génesis de los *plunge-pools*, en tanto formas generalmente relacionadas a procesos de avalanchas en vertientes subaéreas de elevado gradiente (LUCKMAN, 1992; BLIKRA y NEMEC, 1998), está poco documentada en ambientes submarinos. AARSETH et al. (1989) y SEXTON et al. (1992) identificaron *plunge-pools* en fiordos de Noruega y de Svalbard, respectivamente. En Chile, fueron identificados por VIEIRA (2001, 2002) en la costa de fiordos de la Patagonia Norte. Todos los ejemplos fueron encontrados en ambientes donde el desplazamiento de masa desde la parte superior de la vertiente hasta el fondo se verificó de forma muy abrupta.

### Variación de pendiente y profundidad

Gran parte de los movimientos en masa se producen en profundidades entre 150 y 450 m.

Por lo verificado en los resultados, se observa la importancia de la pendiente en el desplazamiento de la masa sedimentaria desde la vertiente hasta el fondo marino. La mayoría de las actividades en las vertientes se produce en pendientes entre 4° y 16°. No obstante, así como lo verificado en fiordos de la Patagonia Norte y en otras costas de fiordos en el mundo, estos deslizamientos

igualmente se desarrollan en vertientes submarinas con gradientes inferiores a 1°.

Aunque en los fiordos analizados de Patagonia Central exista una concentración de las actividades de vertientes en el dicho rango de pendientes, hay posiblemente un ángulo crítico en el cual una variación puede ser responsable de la discriminación de los movimientos en masa, como los deslizamientos que fueron identificados principalmente hasta 4° de gradiente, a partir de la cual los eventos de flujos de detritos pasaron a ser observados con más frecuencia.

### Causas de los fenómenos de vertientes

Ha sido abordada la importancia de la variación de la pendiente en la estabilidad de las vertientes, no obstante ese no parece ser el factor preponderante en la determinación de la ruptura de la masa sedimentaria y de su desplazamiento en las vertientes submarinas de los fiordos de Patagonia Central. La complejidad de los movimientos en masa submarinos pueden ser mas intensas si son consideradas las varias posibles fases desde el inicio de la vertiente hasta su deposición final en el fondo marino (LOCAT & LEE, 2000).

Una de las causas más comunes de las actividades de vertientes es el aumento del gradiente de la pendiente de vertientes deposicionales por acumulación rápida o prolongada de sedimentos en una zona marginal al glaciar en condiciones estables o semi-estables. Bajo condiciones de hielo apoyado en el fondo marino, sedimentos son suministrados por el transporte de detritos basales, rápida fusión del hielo frontal y en actividades de *outwash* (STRAVERS, 1997).

En el análisis de los perfiles submarinos de fiordos de la Patagonia Central, ARAYAVERGARA (1999) asocia los depósitos submarinos a la dinámica de los glaciares en esa zona a lo largo del Holoceno, portándose en algunos momentos como hielo apo-



yado en el fondo, y en otros, como lenguas de hielo flotantes.

En los depósitos de contacto con el hielo, como los bancos morrénicos identificados en los fiordos analizados en ese estudio, la acumulación de sedimentos ha alcanzado espesores suficientes para inducir inestabilidad de las vertientes, incluso en pendientes inferiores a 2°. Además, inestabilidad en las vertientes igualmente se da en aquellas de origen morrénico cuando el glaciar sufre retracción y la pared frontal del hielo se desplaza desde el umbral, como lo que puede ser inferido en la parte proximal del fiordo Europa (Fig. 7).

Por otro lado, en márgenes continentales tectónicamente activos, la inestabilidad inducida por actividades sísmicas puede movilizar sedimentos morrénicos y proglaciales en fiordos o en plataformas continentales.

#### **Discusión temporal de los fenómenos de vertiente**

Según ARAYA-VERGARA (1999), los procesos en el fondo marino de los fiordos en esa zona deben ser confrontados con los resultados de HEUSSER (1990 y 1997) y LEVENTER et al. (1995), sobre la operación de la Última Glaciación y del Holoceno. Las edades de sus bases son cercanas a la de la base del Holoceno. Según HEUSSER (1990 y 1997) hubo rápido retroceso de los glaciares entre 13.000 y 11.000 años A.P., así como eventos de expansión de los glaciares en el Holoceno Superior (GLASSER et al., 2004). Los sedimentos colectados en el canal Icy por el R/V Polar Duke a 8 m de subfondo datan de 3.000 años A.P. (LEVENTER et al., 1995).

Siendo así, ARAYA-VERGARA (1999) propone que la distribución de las formas, y consecuentemente, de las actividades de vertientes no parece corresponder a ubicaciones de máximo avance y de estabilidad del hielo, sino a un mecanismo de oscilación.

#### **Comparaciones con la costa de fiordos de Patagonia Norte**

Fiordos de Patagonia Norte, que no sufren acción directa de los glaciares (fiordos Puyuguapi, Aysén, Cupquelán, Quintralco y canal Jacaf), fueron analizados respecto a su morfogénesis y a la dinámica de las vertientes submarinas, donde fueron observadas relaciones entre la estructura de fondo de las subcuencas y la dinámica de las vertientes (VIEIRA, 2001, 2002). Los procesos en vertientes más observadas incluyen deslizamientos, *creep* (o reptación) y flujo de detritos. Los ambientes más propensos a dichas actividades son: (i) sobre una base topográfica marcada por vertientes (umbrales); (ii) áreas de fallas; (iii) cercanías de áreas con fuerte o constante actividad de sedimentación (deltas). Las paredes laterales de los fiordos también son zonas susceptibles a los movimientos en masa, como desprendimiento de rocas y avalanchas. Sin embargo, el área de estudio carece de perfiles acústicos transversales, que abarquen esas zonas.

En los fiordos de esa costa, las estructuras laminadas están, en general, asociadas a bloques de deslizamientos compactos, mientras que estructuras no estratificadas y de configuración caótica lo están a los movimientos de materiales no consolidados, como los flujos de detritos. Además, el carácter deslizante de los primeros se vincula a la deformación de los sedimentos no solo vertiente abajo, sino también la deformación del fondo de la cuenca. El movimiento del material no consolidado tiene una dinámica e influencia sobre los sedimentos de escala local, concentrando así depósitos deformados en la base de la vertiente. La variación de los reflectores acústicos de los depósitos junto a las vertientes es lo que posibilita verificar esas distintas asociaciones.

En los fiordos de la costa interna de la Patagonia Central, directamente influenciados por glaciares, la geometría de los depósitos sedimentarios provee informaciones del ambiente deposicional y de las antiguas



ubicaciones del frente de los glaciares durante el Holoceno. Depósitos desarrollados en antiguas zonas de contacto con el glaciar fueron identificados en las zonas proximales y centrales de los fiordos como bancos morrénicos y otras formas de contacto. Actividades de vertiente, por lo tanto, están probablemente asociadas más al comportamiento del glaciar (avance, retracción o estabilidad), diferentemente de los fiordos de la costa norte, aludidos anteriormente.

Comparando las distintas morfologías del fondo marino de la costa externa y de la costa central, se observan patrones regionales propios. Los fiordos de la costa norte, que siguen las líneas de fallas regionales, presentan la estructura denominada por SYVITSKI et al. (1987) de "estructura pool", es decir, fondo cóncavo y con la presencia de umbrales en la salida del fiordo o del canal. En los fiordos de la costa central predomina la topografía de fondo irregular, con la presencia de diversos umbrales a lo largo del eje longitudinal, tanto de origen rocoso como morrénico, subdividiéndose el fiordo en varias subcuencas.

### CONCLUSIONES

Las secuencias sedimentarias de la morfogénesis identificadas en los registros de perfilador de subfondo 3.5 kHz son resultado de procesos de sedimentación y de erosión que se han desarrollado producto de la dinámica de los glaciares, fenómeno dominante en los fiordos de la costa interna de la Patagonia Central.

Procesos de vertientes en la costa de los fiordos de la Patagonia Central, identificados por los reflectores acústicos y por la morfología externa, fueron generados principalmente por la dinámica glacial durante el Holoceno, como por ejemplo la acumulación de material en bancos morrénicos por actividades subglaciales, o por el desplazamiento del glaciar desde esos depósitos. Dichos procesos se diferencian de los iden-

tificados en fiordos de la Patagonia Norte, por la inserción de otros factores en los procesos de sedimentación, como por ejemplo, los procesos fluviales y marinos.

Mediante el análisis de los rasgos acústicos y morfológicos, se pudo establecer que el transporte y la depositación de los sedimentos se ha dado, entre otros procesos, a través de los flujos de gravedad. La morfología compleja, las distintas profundidades de las cuencas, el gradiente de los fiordos tributarios y, posiblemente, los márgenes antiguos de los glaciares han favorecido la actividad de las vertientes, intensificando así el transporte y la resedimentación.

El gran desafío en la profundización de los estudios de los procesos y formas submarinas en fiordos se relaciona a las dificultades de acceso y la visibilidad en esos ambientes, principalmente a grandes profundidades. Técnicas de muestreo *in situ* y mediciones integradas a métodos sísmicos/acústicos en 3D aún se encuentran en su etapa inicial de aplicación y de perfeccionamiento, como la utilización de SIG, que mediante los análisis morfométricos busca establecer relaciones espaciales entre la dinámica de los procesos morfológicos submarinos y sus formas resultantes.

### REFERENCIAS

- AARSETH, I., I. LØNNE & O. GISKEØDEGAARD, 1989. Submarine slides in glaciomarine sediments in some Western Norwegian fjords. *Mar. Geol.*, 88: 1-21.
- ABARRUZA, J., 1991. Sonar de barrido lateral y penetradores de sedimentos. España, Instituto Hidrográfico de la Marina, Cádiz, 280 p.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA & G. CASASSA, 1997. Recent variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alp. Res.*, 29: 1-12.

- ARAYA-VERGARA, J.F., 1998.** El problema genético de los fondos de los fiordos Norpatagónicos. *Invest. Mar. Valparaíso*, 26: 71-81.
- ARAYA-VERGARA, J.F., 1999.** Perfiles longitudinales de fiordos de Patagonia Central. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 22: 3-29.
- BLIKRA, L.H. & W. NEMEC, 1998.** Postglacial colluvium in Western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45: 909-959.
- BOULTON, G.S., J.J.M. VAN DER MEER, J. HART, D. BEETS, G.H.J. RUEGG, F.M. VAN DER WATERN & J. JARVIS, 1996.** Till and moraine emplacement in a deforming bed surge – an example from a marine environment. *Quatern. Sci. Rev.*, 15: 961-987.
- CAI, J., R.D. POWELL, E.A. COWAN & P.R. CARLSON, 1997.** Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glacial marine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Mar. Geol.*, 143: 5-37.
- CLAPPERTON, C.M. & D.E. SUGDEN, 1988.** Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quat. Sci. Rev.*, 7: 185-198.
- DAMUTH, J.E., 1978.** Echo character of the Norwegian-Greenland sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Mar. Geol.*, 28, 1-36.
- DAMUTH, J.E., 1980.** Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.*, 38, 51-75.
- DIKAU, R., D. BRUNDSSEN, L. SCHROTT & M.L. IBSEN, 1996.** *Landslide Recognition*. Londres: John Wiley, 251 p.
- DUCHESNE, M.J., R. URGELES, B.F. LONG & J. LOCAT, 2001.** Geomorphology and slope instability features in the Outardes delta area, Quebec, Canada. *Odys-sée de la Terre*, 371-378.
- ELVERHØI, A., Ø. LØNNE & R. SELAND, 1983.** Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment. *Polar Res.*, 1: 127-149.
- GILBERT, R., 2000.** Environmental assessment from the sedimentary record of high latitude fjords. *Geomorphology*, 32: 295-314.
- GLASSER, N.F., S. HARRISON, V., WINCHESTER & M. ANIYA, 2004.** Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Glob. Plan. Chang.*, 43: 79-101.
- GORRING, M.L., S.M. KAY, P.K. ZETTLER, V.A. RAMOS, D. RUBIOLO, M.I. FERNÁNDEZ & J.L. PANZA, 1997.** A slab window origin for Neogene Patagonian plateau lavas (46.5° to 49.5° S). *Tectonics*, 16: 1-17.
- GRUNOW, A.M., I.W.D. DALZIEL, T.M. HARRISON & M.T. HEIZLER, 1992.** Structural geology and geochronology of subduction complex along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1497-1514.
- LOCAT, J. & H.J. LEE, 2000.** Submarine landslides: advances and challenges. *Proceedings of the 8<sup>o</sup> International Symposium on Landslides*, Cardiff, Reino Unido. 30 p.
- MULDER, T. & P. COCHONAT, 1996.** Classification of offshore mass movements. *J. Sedim. Res.*, 66 (1): 43-57.
- MURDIE, R., D. PRIOR, P. STYLES, S. FLINT, R. PEARCE & S. AGAR, 1993.** Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21: 1095-1098.

- RABASSA, J. & C.M. CLAPPERTON, 1990.** Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quat. Sci. Rev.*, 9: 153-174.
- RAMOS, V.A. & S.M. KAY, 1992.** The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En Oliver, R.A., N. Vatin-Pergnon, y G. Laubacher (Eds.), *Andean Geo dynamics Symposium, Grenoble, Tectonophysics*, 25: 261-282.
- RIVERA, A., J. ARAVENA & G. CASASSA, 1997.** Recent fluctuations of glacier Pío XI, Patagonia. *An. Glaciol.*, 24: 66-71
- SERAMUR, K.C., R.D. POWELL & P.R. CARLSON, 1997.** Evaluation of conditions along the grounding-line of temperate marine glaciers: an example from Muir Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Mar. Geol.*, 140: 307-327.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE, 1996.** Chile, Seno Exmouth, Eyre y Estero Falcón, Escala 1:50.000, SHOA. Valparaíso.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE, 1996b.** Chile, Seno Europa, Escala 1:50.000, SHOA. Valparaíso.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE, 1996c.** Chile, Canal Pitt, Esteros Andrés y Peel, Escala 1: 70.000, SHOA. Valparaíso.
- SEXTON, D.J., J.A. DOWDESWELL, A. SOLHEIM, & A. ELVERHØI, 1992.** Seismic architecture and sedimentation in northwest Spitsbergen fjords. *Mar. Geol.*, 103: 53-68.
- SOLHEIM, A., 1997.** Ice-marginal and ice-contact features. In *Seismic methods and interpretation*. In DAVIES, T.A., T. BELL, A.K. COOPER, H. JOSENHANS, L. POLYAK, A. SOLHEIM, M.S. STOKER & J.A. STRAVERS (Eds.), *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*. Chapman & Hall, London: 75-76.
- STOKER, M.S., J.B. PHEASANT & H. JOSENHANS, 1997.** Seismic methods and interpretation. In DAVIES, T.A., T. BELL, A.K. COOPER, H. JOSENHANS, L. POLYAK, A. SOLHEIM, M.S. STOKER & J.A. STRAVERS (Eds.), *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*. Chapman & Hall, London: 9-26.
- STRAVERS, J.A., 1997.** Debris flows and slumps. In DAVIES, T.A., T. BELL, A.K. COOPER, H. JOSENHANS, L. POLYAK, A. SOLHEIM, M.S. STOKER & J.A. STRAVERS (Eds.), *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*. Chapman & Hall, London: 115-117.
- SYVITSKI, J.P.M., D.C. BURRELL & J.M. SKEI, 1987.** *Fjords: Processes and Products*. Springer Verlag, New York, 379 p.
- THOMSON, S.N., F. HERVÉ & B. STÖCKERT, 2001.** Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20 (5): 693-711.
- VIEIRA, R., 2001.** Morfogénesis y dinámica de las vertientes submarinas en la costa de fiordos de Norpatagonia, Chile. *Investig. Geogr. Chile*: 35, 101-124.
- VIEIRA, R., 2002.** Morfogénesis y dinámica de las vertientes submarinas en la costa de fiordos de Norpatagonia, Chile. 2002. 100 f. Tesis de Magíster – Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Santiago.
- WARREN, C. & A. RIVERA, 1994.** A non-linear climatic response of calving glacier: a case study of Pío XI glacier, Chilean Patagonia. *Rev. Ch. Hist. Nat.*, 67: 385-394.
- YOON, H.I., M.WHAN, B.K. PARK, J.K. OH & S.K. CHANG, 1997.** Glacimarine sedimentation and paleo-glacial setting of Mawell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. *Mar. Geol.*, 140: 265-282.