



**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO**  
**ESCUELA DE POSTGRADO**

***MORFOGENESIS Y DINAMICA DE LAS VERTIENTES  
SUBMARINAS EN LA COSTA DE FIORDOS DE NORPATAGONIA,  
CHILE***

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN GEOGRAFIA**

**AUTOR : ROSEMARY VIEIRA**

**PROFESOR GUIA : JOSE FRANCISCO ARAYA-VERGARA**

**SANTIAGO – CHILE**

**2002**

*Dedico ese trabajo a  
WILSON y ELZA VIEIRA  
mis padres,  
y a  
ROSANGELA VIEIRA FRANCO, mi  
amada hermana*

*Nao se afobe, não  
Que nada é para já  
O amor não tem pressa  
Ele pode esperar em silêncio  
Num fundo de armário  
Na posta-restante  
Milênios, milênios  
No ar*

*E quem sabe, então  
O Rio será  
Alguma cidade submersa  
Os escafandristas virão  
Explorar sua casa  
Seu quarto, suas coisas  
Sua alma, desvãos*

*Sábios em vão  
Tentarão decifrar  
O eco de antigas palavras  
Fragmentos de cartas, poemas  
Mentiras, retratos  
Vestígios de estranha civilização*

*Nao se afobe, nao  
Que nada é pra já  
Amores serão sempre amáveis  
Futuros amantes, quiçá  
Se amarão sem saber  
Com o amor que um dia  
deixei pra você*

*CHICO BUARQUE*

## AGRADECIMIENTOS

En la realización de ese trabajo varias personas tuvieron participación, a quienes expreso mis más sinceros agradecimientos y cariños.

Para empezar, a mi gran y admirado maestro José Francisco Araya Vergara, que me ha confiado tan compleja e inédita tarea. Que por su experiencia y sabiduría me motivó desde el primer día de clase, y fue decisivo para la elección del tema de investigación. Le agradezco por su atención, cariño, buen humor, y también por la honestidad de sus críticas y opiniones que me hicieron madurar y crecer personalmente. No tengo medios suficientes para expresarle mi cariño.

A los amigos de Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), en especial Sr. Jorge Maturana, Sr. Manuel Campillay y Sgt. Alberto Vidal, quienes me proporcionaron los materiales esenciales para este estudio.

A los profesores de la Universidad de Chile:

- Enrique Zarate, por las clases y orientaciones esenciales en el manejo de Sistema de Información Geográfica.
- Claudio Meneses, por su eterna alegría y apoyo en todos los momentos.
- Fernando Pino, por la simpatía y preocupación constantes.
- Carmen Paz, Francisco Ferrando, Margarita Riffo y M<sup>a</sup> Victoria Soto, por la gran amistad construida en este periodo de intenso trabajo, y que deseo que perdure y se solidifique con los años.

Al Prof.de Andinismo, Jorge Quinteros (una leyenda viva de las nieves y glaciares de Chile), que reconoció y apoyó desde el inicio mi pasión por las montañas y por los hielos.

Al Prof. Ross Powell, (Northern Illinois University – USA), por sus importantes aportes y comentarios.

Al Prof. Andrés Rivera, a quien quiero expresarle que he intentado en estos años aprender, compartir ideas y trabajos, con dedicación y honestidad.

A Carmen Cornejo, Secretaria del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile, por su fundamental colaboración y por la constante sonrisa y paciencia.

A mis dos grandes amigas que compartieron con cariño todos los momentos (los buenos y los más difíciles), Leo Segura, Secretaria de la Escuela de Postgrado de la Universidad de Chile y, Carolina Martínez, compañera de largas jornadas de estudio y terrenos, con quien la amistad ha dejado una importante huella en nuestras vidas.

A los amigos del Laboratorio de Glaciología (en especial Alexia Wolodarsky) y del Laboratorio de Magíster (Susana Delgado), que fueron compañeros de montaña, de largas horas de computador, y también de los entretenidos momentos del tradicional café.

A mi familia chilena, que me ha acompañado a cada paso, desde la llegada en al país: Yasmin Fariña (amiga, hermana y madre en muchos momentos), Carlito (mi amado chico) y la pequeña Dixie (mi ángel).

Finalmente, a mi familia y amigos en Brasil, que si no fuera por ellos, nada de eso habría sido posible.

## RESUMEN

Se estudia los fenómenos de vertientes submarinas y su relación con el fondo de las cubetas. El análisis de los registros de perfilador de fondo y subfondo (3kHz) de canales y de fiordos de Norpatagonia, Chile, han revelado la existencia de actividades en las vertientes submarinas. Por las características de las estructuras de las explanadas, se observa la relación entre esas con la dinámica de las vertientes. Las estructuras superficiales estratificadas de fondo de las cubetas, que representan una fase genética posterior, sufren deformaciones productos de deslizamiento efectuado en las vertientes. Geoformas resultantes de tales procesos son representadas por las “depressiones compresionales” y “sedimentos remodelados”, que se forman próximo a la base de vertientes más suaves. Los “plunge pools” también se forman junto a la base de las vertientes, pero esas presentan pendientes más elevadas y se encuentran en mayores profundidades. Los movimientos en masa en las estructuras subsuperficiales y con características acústicas distintas, representan una fase genética anterior, y muestran actividades junto a la base de la vertiente, involucrando materiales aparentemente no cohesos. Se observa en los deslizamientos un desplazamiento de la masa sedimentaria más allá de la base, mientras que en las estructuras de los sedimentos de la fase anterior, las actividades están más concentradas en la base de la vertiente y, posiblemente, están asociadas a flujos de detritos. Como lo verificado en vertientes submarinas de las plataformas continentales, y en algunos fiordos, en la zona de canales y fiordos de Norpatagonia, la mayoría de los fenómenos de vertientes se dan más efectivamente en pendientes con menos de 10°. El empleo futuro de técnicas generadoras de datos morfométricos permitirá el análisis más profundizado de la dinámica de vertientes y de procesos en distintos ambientes sedimentarios marinos.

## ABSTRACT

The activities of the Northern Patagonia submarine slopes and their relation with the basins events and morphology are studied. The morphological features and the 3.5 kHz subbottom profiles records of the ponding esplanade reveal how the slopes mass movements on the bottom structure act. The surface stratified sediments, which represents the genetic upper phase, underwent deformities processes, as a product of slides. Resulting landforms of such processes are known as “compressional depression” and “remoulded sediments”, which has developed at the local less steep. The “plunge pools” landform also developed at the toe, but at local slope steeper and deeper. The mass movement in the internal structure with distinct acoustic features represents a genetic lower phase and also has developed activities close the toe of the slope, but with cohesionless material. During the slides activities there are displacements, which can reach as far as the slope base, while at the lower phase sedimentary structure, the slope activities are concentrated at the slope toe and, possibly, are related to debris flows activities. As the verified in the continental submarine slope, and in some basins fjords too, the majority of slope activities occur, effectively, on slopes less than 10°. The future employment of new technologies will be able to provide a important insight into landslide dynamics and process in different submarine sedimentary environment.

## INDICE GENERAL

	<b>Pág.</b>
1. ANTECEDENTES .....	<b>1</b>
1.1 OBJETIVO	
1.1.1 <i>Objetivo general</i> .....	<b>6</b>
1.1.2 <i>Objetivos específicos</i> .....	<b>6</b>
2. MATERIALES Y METODOS	
2.1 AREA DE ESTUDIO	<b>7</b>
2.1.1 <i>Antecedentes generales</i>	<b>7</b>
2.1.1.1 <i>Base geológica</i>	<b>9</b>
2.1.1.2 <i>Historia glacial</i>	<b>11</b>
2.1.1.3 <i>Formas deposicionales del fondo marino</i>	<b>13</b>
2.2 ADQUISICION DE DATOS Y PROCESAMIENTO	<b>13</b>
2.2.1 <i>Registros de alta resolución (3.5 kHz)</i>	<b>13</b>
2.2.2 <i>Escala vertical</i>	<b>14</b>
2.2.3 <i>Escala gráfica de pendientes</i>	<b>14</b>
2.2.4 <i>Cartografía</i>	<b>14</b>
2.2.5 <i>Morfoestructuras, formas deposicionales y dataciones</i>	<b>15</b>
2.2.6 <i>Clasificación de los movimientos en masa</i>	<b>17</b>
2.2.7 <i>Estilos de interacción entre vertientes y fondo</i>	<b>17</b>
2.3 REVISION DE MODELOS DE PROCESOS SUBMARINOS DE VERTIENTES	<b>18</b>

2.4	TERMINOLOGIA	20
	a) <i>Abombamiento proximal</i>	20
	b) <i>Bancos morrénicos</i>	20
	c) <i>Creep fold</i>	21
	d) <i>Depresión compresional</i>	21
	e) <i>Deslizamiento rotacional</i>	21
	f) <i>Deslizamiento traslacional</i>	21
	g) <i>Estructura pool</i>	22
	h) <i>Explanada de represamiento</i>	22
	i) <i>Grounding - line</i>	22
	j) <i>Plunge – pools</i>	23
	l) <i>Punta de compresión</i>	23
	m) <i>Sedimentos de contacto con el hielo (ice contact sediment)</i>	23
	n) <i>Tidewater glacier</i>	24
	o) <i>Unifite bed</i>	24
3.	RESULTADOS	
3.1	MORFOLOGIA GENERAL DEL PERFIL LONGITUDINAL	25
3.2	DESCRIPCION Y DISTRIBUCION DEL CARACTER ACUSTICO	34
3.3	FENOMENOS DE VERTIENTES	51
	3.3.1 <i>Formas asociadas a los fenómenos de vertientes</i>	51
	3.3.2 <i>Distribución de los fenómenos de vertientes</i>	68
	3.3.3 <i>Estilos de interacción entre vertientes y fondo</i>	76
4.	DISCUSION	
4.1	DINAMICA DE VERTIENTES Y DEPOSITO DE FONDO	78
	4.1.1 <i>Deformaciones asociadas a deslizamientos</i>	78
	4.1.2 <i>Deformaciones asociadas a flujos de detritos o avalanchas</i>	81
	4.1.3 <i>Deformaciones asociadas a creeping</i>	83
	4.1.4 <i>Relación entre vertientes y fondo en el Canal Jacaf</i>	83

4.2	VARIACION DE PENDIENTE Y PROFUNDIDAD	85
4.3	CAUSAS DE LOS FENOMENOS DE VERTIENTES	86
4.4	DISCUSION TEMPORAL DE LOS FENOMENOS DE VERTIENTES	87
5.	CONCLUSION	90
6.	REFERENCIA BIBLIOGRAFICA	92

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1:	Datación del crucero Polar Duke PD93-06	16
Tabla 2:	Geocronología de los sedimentos en la acumulación de Pb <sup>210</sup>	16
Tabla 3:	Carácter acústico de explanadas de fondo de cuenca	34
Tabla 4:	Carácter acústico de las formas de umbral y de cuencas	35
Tabla 5:	Fenómenos de vertientes más representativos en los fiordos y canales de Norpatagonia	68
Tabla.6:	Diagrama esquemático de secciones de fiordos mostrando estilos de interacción entre vertientes y fondos	77

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Área de estudio	8
Figura 2:	Parte de la imagen Landsat 2 - Canal Jacaf, Canal Puyuguapi y Seno Ventisquero	9
Figura 3:	Parte de la imagen Landsat 2 - Fiordo Aysen, Fiordo Quitalco, Fiordo Elefantes y Fiordo Cupquelán.	10
Figura 4:	Clasificación de movimientos en masa por gravedad en ambientes acuáticos por NEMEC (1990)	18
Figura 5:	Clasificación global de los movimientos en masa por gravedad en ambientes acuáticos por MULDER & COCHONAT (1996)	19
Figura 6a:	Batimetría del fiordo Aysén	29
Figura 6b:	Batimetría del fiordo Aysén – área proximal	30
Figura 7:	Morfología submarina del fiordo Aysén a través de visualización espacial en 3D	31
Figura 8a:	Morfología submarina del golfo Elefantes a través de visualización espacial en 3D	32
Figura 8b:	Morfología submarina de la Laguna San Rafael a través de visualización espacial en 3D	33
Figura 9:	Distribución areal de las formas de fondo - canales Jacaf y Puyuguapi	36
Figura 10:	Distribución areal de las formas de fondo – fiordo Aysén	37
Figura 11:	Distribución areal de las formas de fondo – fiordo Quitalco	38

Figura 12:	Distribución areal de las formas de fondo - fiordo Cupquelán y fiordo Elefantes	<b>39</b>
Figura 13:	Canal Jacaf – Parte central y confluencia con el canal Puyuguapi. Foto aérea oblicua y ubicación de los registros 3.5 kHz	<b>42</b>
Figura 14:	Canal Jacaf. Parte central y confluencia con el canal Moraleda. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz	<b>43</b>
Figura 15:	Seno Ventisquero. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz	<b>44</b>
Figura 16:	Canal Puyuguapi – Área proximal a la desembocadura del río Cisnes. Foto aérea oblicua (1945) y registros 3.5 kHz	<b>45</b>
Figura 17:	Fiordo Aysén. Parte central y proximal a la cabecera del fiordo. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz	<b>46</b>
Figura 18:	Fiordo Aysén. Parte central y distal a la cabecera del fiordo. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz	<b>47</b>
Figura 19:	Fiordo Quitalco. Parte proximal y central a la cabecera del fiordo. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz	<b>48</b>
Figura 20:	Fiordo Cupquelán. Parte distal. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz.	<b>49</b>
Figura 21:	Fiordo Elefantes. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz	<b>50</b>
Figura 22:	Fiordo Elefantes	<b>52</b>
Figura 23:	Fiordo Quitalco	<b>53</b>
Figura 24:	Fiordo Quitalco	<b>54</b>
Figura 25:	Fiordo Cupquelán	<b>55</b>
Figura 26:	Seno Ventisquero	<b>57</b>
Figura 27:	Seno Ventisquero	<b>57</b>
Figura 28:	Fiordo Puyuguapui	<b>58</b>
Figura 29:	Fiordo Aysén – Isla Cinco Hermanos	<b>59</b>
Figura 30:	Fiordo Aysén – Sector central	<b>60</b>
Figura 31:	Fiordo Aysén – Isla Cinco Hermanos	<b>61</b>
Figura 32:	Fiordo Aysén – Sector distal	<b>62</b>
Figura 33:	Canal Jacaf	<b>63</b>
Figura 34:	Canal Jacaf	<b>64</b>
Figura 35:	Canal Jacaf	<b>66</b>
Figura 36:	Fiordo Aysén –Sector proximal	<b>67</b>
Figura 37:	Ubicación de los movimientos en masa de acuerdo con la pendiente. y a la profundidad	<b>70</b>
Figura 38:	Distribución de los movimientos en masa por clases de pendientes.	<b>70</b>
Figura 39:	Distribución por frecuencia de los movimientos en masa.	<b>71</b>
Figura 40:	Distribución de las pendientes por los fiordos y canales.	<b>71</b>

Figura 41:	Profundidad donde se verifican los movimientos en masa más significativos	<b>72</b>
Figura 42:	Distribución de los movimientos en masa por clases de profundidad	<b>72</b>
Figura 43:	Distribución de los deslizamientos por clases de pendiente.	<b>73</b>
Figura 44:	Distribución por clases de pendientes de los flujos de detritos.	<b>73</b>
Figura 45:	Distribución de plunge - pool y de deformaciones compresionales de acuerdo con la pendiente y con la profundidad.	<b>74</b>
Figura 46:	Distribución de plunge - pools y de deformaciones compresionales de acuerdo con la profundidad.	<b>74</b>
Figura 47:	Distribución de plunge - pool y de deformaciones compresionales de acuerdo con la pendiente.	<b>75</b>
Figura 48:	Relación logarítmica entre pendiente y altán	<b>75</b>

## **1. ANTECEDENTES**

Los movimientos en masa son importantes procesos erosionales y deposicionales, y son un efectivo mecanismo que actúa sobre la forma y el desplazamiento de grandes cantidades de sedimentos en ambientes submarinos (McADOO *et al.* 2001; McADOO, 2000a y b), sin embargo, la gran mayoría de estudios ha se concentrado más en áreas de la plataforma continental que en los fiordos, debido a las actividades económicas que se desarrollan en las primeras, como la petrolífera.

Hasta los últimos 25 años los fiordos figuraban como una nota de página en textos geológicos; eran mejor conocidos en la literatura de geomorfología y geología glacial, e identificados por su profundidad y por la presencia de umbrales. Las investigaciones se concentraban generalmente en procesos de circulación involucrando el intercambio de aguas entre los umbrales, o en actividades biológicas y biogeoquímicas desarrolladas en los varios ambientes semicerrados formados dentro de los fiordos. El público los imaginaba localizados solamente en Noruega, mientras los habitantes de otros países los identificaban a través de denominaciones locales, tales como *inlets*, *sounds*, *lochs* y canales de montañas (SYVITSKI, 1998).

Solamente a partir de los años setenta, con la utilización de nuevas tecnologías de reflexión sísmica y acústica, que se iniciaron los primeros estudios de la dinámica glacial y de los sedimentos en las aguas profundas de los fiordos. A partir de los años de los 80 y 90 las vertientes submarinas y sus correspondientes depósitos de movimientos en masa pasan a ser identificados y medidos, y los investigadores empiezan a buscar las relaciones entre los depósitos y los procesos que actuaron sobre ellos (SYVITSKI, 1998).

En la costa de fiordos del mundo, la gran mayoría de los estudios submarinos han se desarrollado basados en propósitos más geológicos que geomorfológicos. Sin embargo, dichos estudios geológicos han dado una significativa contribución a la identificación de movimientos en masa, sus depósitos y morfogénesis correspondientes. Entre ellos se encuentran las investigaciones efectuadas en los fiordos y en el margen continental en Canadá (KING & FADER, 1986; JOSENHANS & FADER, 1989; SYVITSKI, 1989; STRAVERS & SYVITSKI, 1991; MYROW & HISCOTT, 1991; SYVITSKI & SCHAFER, 1996; LØNNE & SYVITSKI, 1997; STRAVERS & POWELL, 1997; SYVITSKI

& LEE, 1997; SHAW & COURTNEY, 1997); en Groenlandia (SYVITSKI *et al.* 1996; DOWDESWELL, *et al.* 1994, 1997, 2000; GILBERT *et al.* 1998); en Antártica (GRIFFITH & ANDERSON, 1989; THE GRAPE TEAM, 1990; DOMACK, 1990; POREBSKI *et al.* 1991; DOMACK & ISHMAN, 1993; YOON *et al.* 1997; REBESCO *et al.* 1998; CANALS *et al.* 1998; PRIETO *et al.* 1999); en Nueva Zelanda (BARNES & LEWIS, 1991; PICKRILL *et al.* 1992); en Noruega, a partir de los años de los 50, donde es considerado un tema de gran interés tanto científico como industrial, en especial para las industrias petrolíferas (TERZAGI, 1956; HOLTEDAHL, 1965; BJERRUM, 1971; FLAATE & JANBU *in* BØE *et al.* 2000; SYVITSKI *et al.* 1987; JANSEN *et al.* 1987; AARSETH *et al.* 1989; AARSETH, 1997); y en Spitsbergen (PRIOR *et al.* 1981; SEXTON *et al.* 1992; LØNNE, 1997).

En Canadá, el Saguenay Fjord, Quebec, es uno de los primeros sitios donde sistemas de adquisición de datos (multibeam y sidescan sonar, principalmente) han sido empleados para generar un mapa de los movimientos en masa submarinos (COUTURE *et al.* 1993, HAMPTON *et al.* 1996 *in* LOCAT & LEE, 2000; LOCAT & SANFAÇON, 2001). Como el fiordo se encuentra en una región de actividades sísmicas, es considerada la asociación entre ellas y los movimientos en masa.

En Noruega, algunos de los fiordos de la costa sudoeste presentan movimientos en masa y depósitos correspondientes al Holoceno (BØE *et al.* 2000), mientras que en la mayoría de los fiordos de la costa oeste, la sedimentación glacimarina a partir de la deglaciación en el Weichselian Tardío y Holoceno Superior (AARSETH, 1997) ha producido espesas y distintas secuencias sedimentarias, muchas de las cuales no son estables y expuestas, por lo tanto, a las actividades de deslizamientos, como las ubicadas en confluencia de fiordos o en deltas submarinos (LØNNE, 1997). En fiordos con características anóxicas (PAETZEL & SCHRADER, 1992), se ha verificado un importante rol de los deslizamientos en la secuencia sedimentaria en esta clase de cuencas más profundas, que en general tienen limitaciones para la circulación de agua y de sedimentos. En estas cuencas cerradas, denominadas como “mini-océanos” (SYVITSKI *et al.* 1987), en donde la elevada sedimentación junto a la deposición no alterada produce completas secuencias sedimentarias, la inserción de depósitos de deslizamientos sería la única forma ocasional de interrupción de esas secuencias.

Considerando la importancia crucial de los depósitos de contacto al hielo (*ice - contact glacimarine deposits*) en la historia y dinámica del frente de los glaciares en cuencas marinas, LØNNE (1995; 1997) busca establecer, a través de estudios alostratigráficos un criterio de definición para ese sistema de depósitos (i.e. conos y deltas submarinos de contacto), y su discriminación tiene respecto a deltas glaciofluviales y deltas de *outwash*. En el concepto de alostratigrafía (WALKER, 1990, 1992; WALKER & JAMES, 1992 *in* LØNNE, 1995) el registro estratigráfico es dividido en cuerpos sedimentarios mapeables definidos e identificados basado en sus discontinuidades límite. Por otro lado, al utilizar los depósitos de flujo de detritos (*debris flow*) en las vertientes superiores de los bancos morrénicos en fiordos de Noruega, LØNNE & NEMEC (2001) relacionan la forma de suministro subglacial con la dinámica del glaciar.

En Alaska, importantes aportes a la teoría de la morfogénesis y de la dinámica de las vertientes submarinas han sido desarrollados a partir de las investigaciones del comportamiento de los *tidewater glaciers* en el complejo de fiordos de Glaciar Bay - sudeste de Alaska (POWELL, 1981, 1983, 1984, 1988, 1990, 1991; MEIER & POST, 1987; PELTO & WARREN, 1991, HUNTER *et al.* 1996; POWELL & ALLEY, 1997; FISCHER & POWELL, 1998; COWAN & POWELL, 1991; CAI *et al.* 1997; SERAMUR *et al.* 1997).

En los ambientes de *outwash (marine - outwash fjords)*, en donde el frente del hielo ha retrocedido hacia la parte terrestre, un amplio delta, también conocido por *bayhead delta* (SYVITSKI & FARROW, 1983), se forma y prograda hacia la cabecera del fiordo (POWELL, 1981), conformando una intensa dinámica en las vertientes. En esos términos, CARLSON *et al.* (1989, 1991) y PHILLIPS & SMITH (1992), identifican en Glacier Bay muchos procesos sedimentarios que afectan el desarrollo del frente de deltas. Lo mismo ha sido verificado en fiordos de Columbia Británica (Canadá) por SYVITSKI & FARROW (1983) y KOSTASCHUK & McCANN (1987).

En los últimos años, contribución para los estudios de antiguas formas y sedimentos marinos, y su consecuente inferencia sobre el régimen termal pasado es aportada por COFAIGH *et al.* (1999). En sus investigaciones desarrolladas principalmente en fiordos en el Ártico Canadiense, la asociación de forma – sedimento en conjunto con

las características de las litofacies, permite una interpretación del ambiente de sedimentación y sus correspondientes procesos.

Con respecto a los estudios geomorfológicos que se han desarrollado en la costa de fiordos y canales de Chile, incluyendo la zona del Estrecho de Magallanes, estos se refieren a la geocronología de las formas subaéreas, resultantes de la operación de la deriva glacial en la última Glaciación y en el Holoceno (HEUSSER & FLINT, 1977; HEUSSER, 1990 *in* ARAYA – VERGARA, 1998; HEUSSER, 1993; DENTON *et al.* 1999; CLAPPERTON *et al.* 1995; BENN & CLAPPERTON, 2000).

En la región del Estrecho de Magallanes, investigaciones preliminares para el reconocimiento de diferentes morfologías submarinas basadas en la reflexión sísmica, y de los recientes procesos sedimentológicos fueron realizadas por BRAMBATI & COLANTONI (1991), BRAMBATI *et al.* (1991) y SETTI & VENIALE (1991), respectivamente. Posteriormente, DaSILVA *et al.* (1997) examinan facies sísmicas en transectas continuas abarcando 24° de latitud, entre los fiordos de Chile, de las Islas South Shetland y de la Península Antártica con el propósito de correlacionar cambios de las facies sísmicas a posibles fronteras climáticas. Ellos logran distinguir tres regímenes climáticos, del temperado marítimo al polar marítimo, pasando por un régimen de transición entre ellos, a través de la identificación de distintas facies sísmicas y rasgos geomorfológicos. Finalmente, WARREN & ANIYA (1999) estudian los fiordos chilenos utilizando datos de percepción remota, considerando el gran número de *tidewater glaciers*, que sufren intenso proceso de calving, y consideran la importancia relativa de controles climáticos, topográficos y glaciodinámicos en el comportamiento de esa clase de glaciares.

Desde el punto de vista de la morfología submarina, de la morfogénesis y procesos de los fondos y de las vertientes de los fiordos en Chile, inéditos estudios han sido desarrollados por ARAYA – VERGARA (1996, 1997, 1998, 1999a, b, 2000) teniendo como base un gran conjunto de registros de perfilador de subfondo de alta resolución y muestras de sedimentos que han sido recolectados durante los últimos seis años, a través de los cruceros de investigación efectuados por la Armada de Chile y por el Comité Oceanográfico Nacional - Cruceros CIMAR-FIORDO; de datos cronológicos generados por el mismo crucero (SALAMANCA, 1996) y por testigos del crucero R/V Polar Duke

PD93-06 (LEVENTER *et al.* 1995). La importancia de ese último crucero es que ningún control cronológico ha sido generado antes de él para la gran región de fiordos y canales interiores comprendida entre Puerto Montt y Punta Arenas.

La contribución a los estudios de la morfogénesis y de los fenómenos de las vertientes en la zona de fiordos y canales chilenos ha sido iniciada en Norpatagonia, donde ARAYA – VERGARA (1996, 1997) identifica los principales ambientes morfogenéticos submarinos; clasificando dos tipos de cuencas de fiordos: con explanadas de represamiento, y con explanadas de represamiento alternadas con acumulaciones caóticas (ARAYA – VERGARA, 1998). La discusión del investigador chileno avanza más hacia al sur, con la identificación de las formas submarinas principales de los fiordos de Patagonia Central y su confrontación con las formas del Würm y del Holoceno en el medio subaéreo de la región (ARAYA – VERGARA, 1999b); con el establecimiento de una secuencia espacio-temporal de las formas deposicionales del fondo de la fractura longitudinal de Patagonia Central (ARAYA – VERGARA, 1999a), y finalmente, con la morfogénesis de los piedmonts submarinos reconocidos en el Estrecho de Magallanes y Bahía Nassau, en Chile Austral, tomando como referencia la posición de morrenas subaéreas de la región (ARAYA – VERGARA, 2000).

Considerando las formas y procesos de las vertientes submarinas, los fiordos son un ambiente ideal para el estudio de casi todas las formas de depósitos de movimientos de masa en función de la existencia de vertientes con pendientes muy fuertes, y por las tasas de sedimentación que en muchos casos superan las tasas de consolidación (SYVITSKI, *et al.* 1987).

Pese la importancia de las vertientes en la distribución de los sedimentos en los fiordos, y del valor geocronológico de los procesos genéticos que involucran su arquitectura, esa clase de investigación solamente ha sido desarrollada en Chile por ARAYA – VERGARA (1996; 1997; 1998; 1999a, b, 2000), cuya labor ha sido analizar las secuencias y emplazamientos de formas deposicionales del fondo, para determinar fases de sus morfogénesis, además de iniciar la discusión sobre el origen y dinámica de las vertientes y su relación con las formas del fondo, identificadas a lo largo de fiordos y canales.

## **1.1. OBJETIVO**

### **1.1.1 Objetivo general**

Considerando la importancia de los inéditos datos originados por los cruceros CIMAR – FIORDO en la costa patagónica y de los estudios iniciados por ARAYA – VERGARA (1996, 1997, 1998, 1999a, b, 2000), este trabajo tiene el objetivo de avanzar en la sistemática sobre la morfogénesis, dinámica y evolución de vertientes submarinas en fiordos y canales de Norpatagonia; desde el punto de vista de los movimientos en masa y sus relaciones con la estructuración de fondos.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

1. Identificar y clasificar los registros del 3.5 kHz perfilador de subfondo de acuerdo a sus caracteres acústicos.
2. Sistematizar la morfogénesis, dinámica y evolución de las vertientes.
3. Relacionar las diferencias morfológicas entre las capas laminadas de las subcuencas de los fiordos y los mecanismos diferenciales asociados con el trabajo de las vertientes.
4. Comparar el trabajo de las vertientes entre los fiordos del área de estudio; de estos con fiordos de otras áreas de la Patagonia, y del mundo.
5. Elaborar una cartografía de distribución areal de procesos de vertientes de los fiordos estudiados.
6. Elaborar, basándose en los criterios de clasificación presentados por SYVITSKI et al. (1987) y SYVITSKI & SHAW (1995), un diagrama esquemático de estilos de interacción entre vertientes y fondos, para las subcuencas identificadas en los fiordos y canales del área de estudio.

## **2. MATERIALES Y METODOS**

### **2.1 AREA DE ESTUDIO**

El área de estudio comprende la costa de fiordos de sur de Norpatagonia, que incluye los siguientes fiordos y canales: (*Fig. 1*).

- \* Canal Jacaf – Canal Puyuguapi (Seno Ventisquero)
- \* Fiordo Aysén – Fiordo Quitralco
- \* Fiordo Cupquelán – Fiordo Elefantes

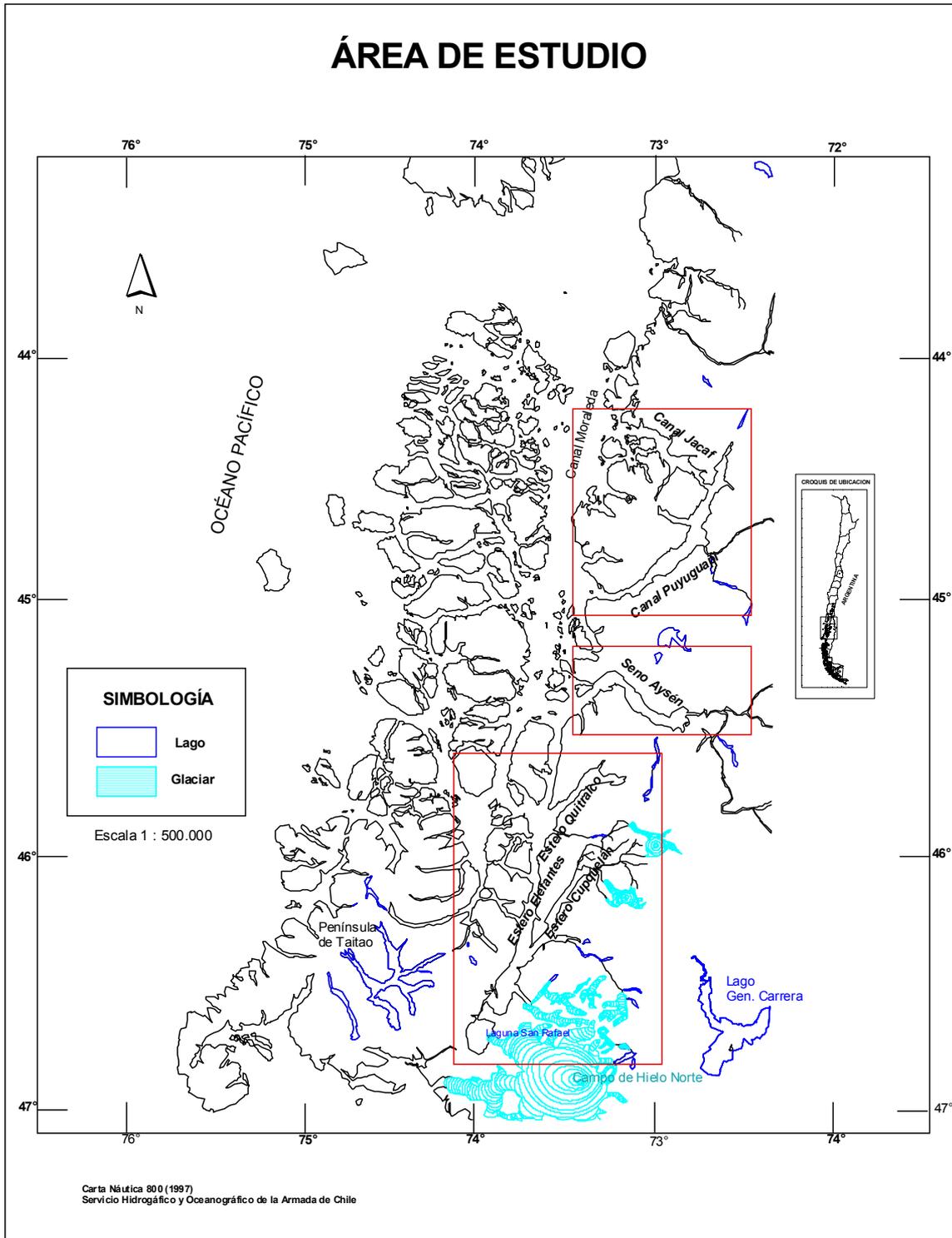
Los principales ambientes morfogenéticos submarinos en Norpatagonia, son divididos, desde el punto de vista de las relaciones entre la depresión submarina longitudinal y los fiordos, en tres sectores: (i) la costa de fiordos del Norte, entre seno Reloncaví y el fiordo Reñihue; (ii) la costa del centro sin fiordos típicos, entre fiordo Reñihue y el canal Jacaf; y (iii) la costa de fiordos del sur, entre canal Jacaf y el fiordo Aysén (ARAYA – VERGARA, 1997)

Dentro del dominio interno Norpatagonia el sector de la costa de fiordos sur es donde se concentra, geográficamente, la mayor cantidad de fiordos y canales. Además de la proximidad geográfica, los fiordos y canales están cubiertos por el crucero de investigación CIMAR – FIORDO I, disponiendo de registros acústicos de 3.5 kHz que posibilitan una interpretación comparativa de los fenómenos de vertientes dentro del área. Finalmente, los trabajos de ARAYA – VERGARA (1997; 1998) constituyen los aportes que conducen la elección del tema y del área de estudio.

#### **2.1.1 Antecedentes generales**

En muchos de los fiordos de Chile, glaciares ubicados en las cabeceras son todavía la fuente dominante de sedimentos, como en los fiordos adyacentes al Campo de Hielo Sur y Campo de Hielo Norte, mientras en otros el retroceso glacial, particularmente durante el Holoceno, ha causado un reemplazo de la contribución mayoritaria glacial por el input fluvial de sedimentos, como en los fiordos de Norpatagonia.

Figura 1. Área de estudio

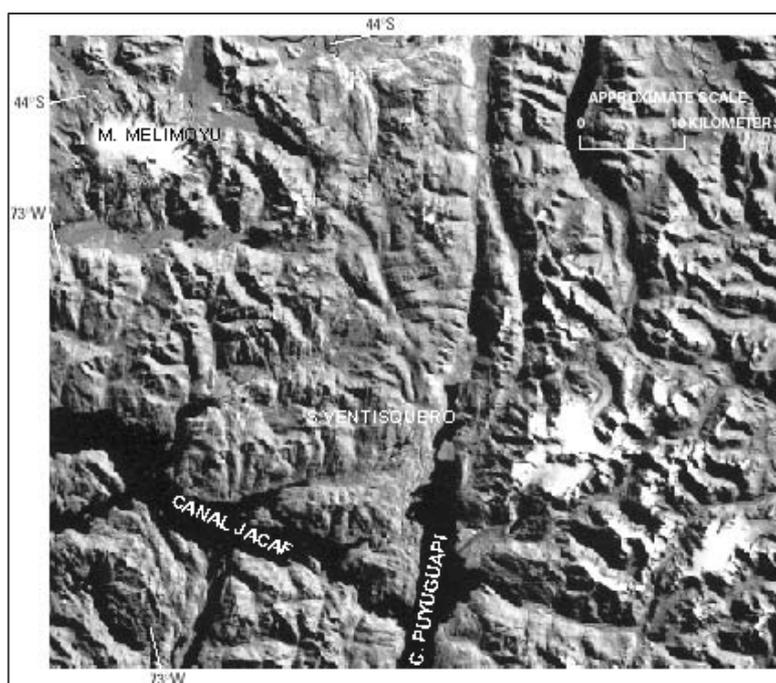


### 2.1.1.1 Base geológica

El área de estudio corresponde a la zona de relieve prominente dentro del complejo granítico del batólito andino (Batolito Norpatagónico – Jurásico-Terciario – HAUPERN & FUENZALIDA, 1978 *in* NIEMEYER *et al.* 1984 y HAUSER, 1993), cuyo el conjunto de rocas metamórficas se encuentra afectado por una serie de sistemas de fallas y fracturas, tanto de carácter regional como local. La unidad conforma un borde litoral, excavado por fiordos que penetran profundamente desde el oeste, por ensenadas y penínsulas de origen glacial (NIEMEYER, 1984; HAUSER, 1993).

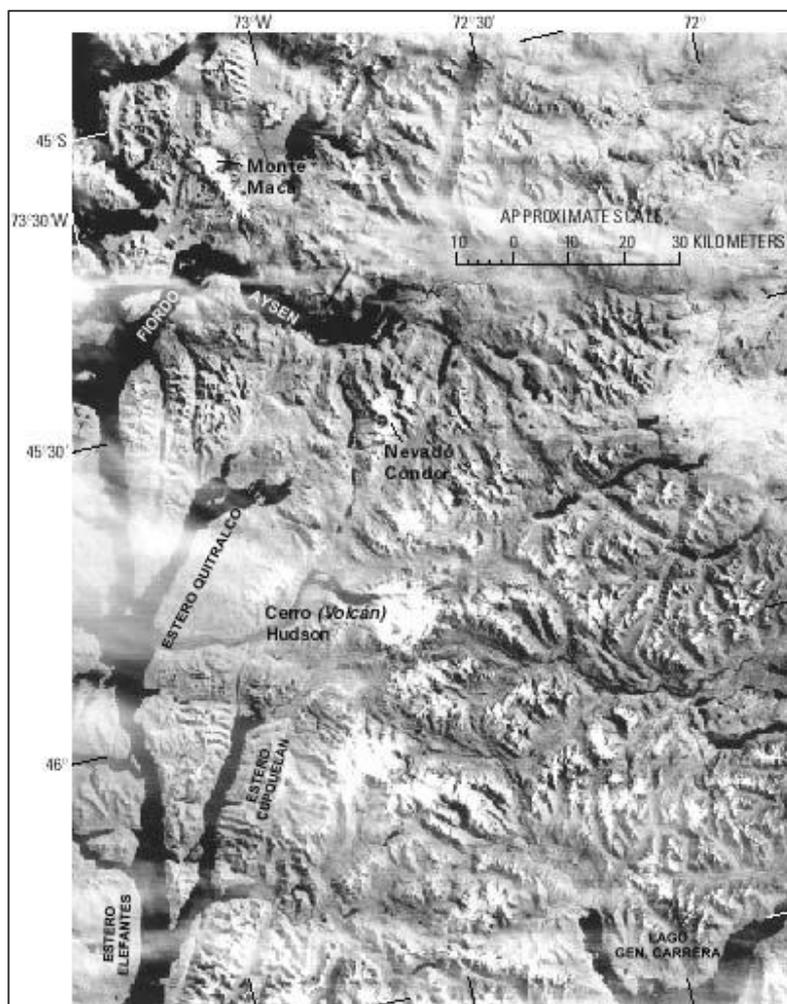
La dirección de los fiordos obedece al patrón de fracturación de la región (STEFFEN, 1944), como el trazado del canal Puyuguapi (*Fig. 2*), el extremo occidental del fiordo Aysén, fiordo Quitalco y el fiordo Cupquelán (*Fig. 3*). Otros sistemas de carácter local tienen orientaciones distintas, como el canal Jacaf (*Fig. 2*) y la mitad oriental del fiordo Aysén (*Fig.3*).

Hacia el interior, el relieve que conforman estas rocas se incrementa rápidamente para rematar en alturas de 1.500 – 1700 m.s.n.m. Los puntos culminantes están constituidos por una serie de aparatos volcánicos modernos sobrepuestos al Batólito; entre ellos de norte a sur: Melimoyu, Mentolat, Cai, Macá y Hudson (HAUSER, 1993).



**Figura 2:** Parte de la imagen Landsat 2 MSS (21515-13324, banda 7; 17 Marzo 1979; Path 248, Rollo 91). Son observados Canal Jacaf, Canal Puyuguapi y Seno Ventisquero. El Monte Melimoyu (izquierda superior). Image Landsat de EROS Data Center, Sioux Fall, S. Dak. (Fuente: WILLIAMS & FERRIGNO, 1998).

**Figura 3:** Parte de la imagen Landsat 2 MSS (21515-13324, banda 7; 17 Marzo 1979; Path 248, Rollo 91). Se observan Fiordo Aysen, Fiordo Quitalco, Fiordo Elefantes y Fiordo Cupquelán. Lago General Carrera (derecha inferior). Imagen Landsat de EROS Data Center, Sioux Falls, S. Dak.  
(Fuente: WILLIANS & FERRIGNO, 1998)



En la localidad de Puyuguapi se desarrollan conos cineríticos relacionados con probables emisiones fisurales, en interdependencia con la falla Liquiñe-Ofqui (HAUSER, 1993).

Hacia el Sur, los terrenos cenozoicos están relacionados con los aparatos volcánicos del Macá y Hudson, y por depósitos no consolidados, en las laderas y en el fondo de los valles, alcanzando estos últimos depósitos la desembocadura de los ríos, en las cabeceras de los fiordos Aysén, Cupquelán y Quitalco. El volcán Macá, ubicado unos 15 km al norte del fiordo Aysén, alcanza una altura de 2.690m y sus lavas ocupan una extensa superficie entre el lago Yulton, el canal Devia, y el fiordo Aysén (NIEMEYER *et al.* 1984) (Fig. 3).

### 2.1.1.2 Historia glacial

Considerando que la mayoría de los fiordos ha sido valles glaciares en alguna etapa de su desarrollo, y que parte del fondo de sus cuencas está compuesta de sedimento glacial o glacimarino, SYVITSKI *et al.* (1987) y SYVITSKI & SHAW (1995) distinguen cinco fases de la historia glacial por las cuales los fiordos pueden experimentar.

Los fiordos de Norpatagonia, según esa clasificación, se encuentran en la 2ª fase (*presencia de uno o más tidewater glacier*), considerando la presencia del ventisquero San Rafael; en las 3ª y 4ª fases (*los glaciares se encuentran en la parte subaérea y las áreas circunvecinas a los fiordos están completamente deglaciadas, respectivamente*), mientras gran parte de los fiordos de la Patagonia Central, Patagonia Sur y Tierra del Fuego, en la 2ª fase<sup>1</sup>.

Los glaciares fluyeron desde los Andes hacia el Oeste durante la glaciación Llanquihue cubriendo gran parte de sur de Chile entre 42° 30' y 56° 00'S e impusieron sus condiciones hasta 14.900 - 14.700 <sup>14</sup>C yr BP, cuando los glaciares de piedmonts empezaron a colapsarse (HEUSSER, 1997). La extensión del hielo glacial durante el Último Máximo Glacial (LGM - Last Glacial Maximum), denominado Glaciación Llanquihue (CLAPPERTON, 1993; LOWELL *et al.* 1995; DENTON *et al.* 1999) ha sido bien documentada en la Región de Los Lagos. En el área de Tierra del Fuego - Estrecho de Magallanes, sistemas morrénicos han sido datados y mapeados (CALDENIUS, 1932; HEUSSER, 1993; CLAPPERTON *et al.* 1995.), y modelos de los glaciares y del clima durante el LGM (*LAST GLACIAL MAXIMUM*) han sido construidos (HULTON *et al.*, 1994; HULTON & SUGDEN, 1995). El término *LAST GLACIAL MAXIMUM* (LGM) se refiere al más reciente periodo de máxima cobertura del hielo, antes del inicio de la deglaciación (COFAIGH *et al.* 2000, MIX *et al.* 2001).

La edad de máximo avance para "*Chilotan piedmont*" está calculada entre 19,000 y 20.000 yr. B.P, entrando los glaciares parcialmente flotando tanto en los lagos como en el Golfo Corcovado y Golfo de Ancud, según HEUSSER (1990).

---

<sup>1</sup> La 1ª fase corresponde a los fiordos dominados por el hielo glacial, y la 5ª fase corresponde a los fiordos rellenados en gran parte por sedimentos (SYVITSKI *et al.* 1987 y SYVITSKI & SHAW, 1995)

En la Laguna San Rafael, los depósitos no consolidados están representados por un arco morrénico de 40m de altura, correspondiente a la "Glaciación del río Témpanos" (MÜLLER, 1953 *in* NIEMEYER *et al.* 1984), la cual se relaciona con el avance de un glaciar de piedmont (HEUSSER, 1990). Las inmensas artesas glaciares que se orientan según direcciones norte-sur, y este-oeste, y que han servido para el posterior emplazamiento de los fiordos y canales, deducen la compleja historia glacial de la vertiente occidental de la unidad "cordillera principal". Una de las principales artesas es la del Golfo de los Elefantes (BRÜGGEN, 1953 *in* NIEMEYER *et al.* 1984) en la que se desembocan numerosos valles tributarios, colgados. Las glaciaciones pleistocénicas cubrieron gran parte de la Península de Taitao, con los glaciares provenientes tanto del eje de la cordillera principal como de otros centros dispersores de hielos, en las alturas más occidentales de la península.

El Cuaternario de la región de los fiordos y canales es menos conocido que el de la isla de Chiloé. El límite oeste de la glaciación entre 44 y 46° fue delineado por FISCHER, (1984 *in* PASKOFF, 1977), que se extiende hacia más allá de la plataforma continental.

Investigaciones en sur de Chile y en Argentina (RABASSA *et al.* 1992) han demostrado una sincronía entre eventos del último avance glacial con el *Younger Dryas* del Hemisferio Norte, pero otros autores, como BENNETT *et al.* (2000) infieren basados en los registros cronológicos, sedimentológicos y paleoecológicos en pequeños lagos en los archipiélagos del sur de Chile, que no se produjo dicho período de enfriamiento (*Younger Dryas*) en el Hemisferio Sur. En ese sentido, el periodo del *Younger Dryas* había sido un fenómeno más regional que global.

En este último trabajo, BENNETT *et al.* (2000) ha verificado en todos los sitios analizados, que la presente condición interglacial (en el sentido de toda una cobertura vegetal), ha iniciado alrededor de 13.000 años.

### 2.1.1.3 Formas deposicionales del fondo marino

En el área de estudio, fueron identificados por ARAYA - VERGARA (1997; 1998), ambientes morfogenéticos submarinos principales utilizando los perfiles longitudinales de perfilador de subfondo (3.5 kHz). Con eso se pudo identificar en la costa de fiordos del sur de Norpatagonia dos dominios, con respecto a la depresión longitudinal: (a) dominio externo: como el canal Jacaf, que tiene la tendencia de presentar morfoestructuras con la presencia de capas sedimentarias gruesas con frecuentes formas convexas, incluso como formas de umbrales; (b) dominio interno: con tendencia a la homogeneidad del fondo de cuenca de los fiordos ("explanada de represamiento").

Las formas deposicionales en esos sectores están diferenciadas en: (a) estilo Puyuguapi, con fondo transversalmente cóncavo; y (b) estilo Jacaf, con múltiples y profundas cubetas, donde los sedimentos recubren los valles separados, constituyendo unidades distintas (ARAYA – VERGARA, 1997). ARAYA – VERGARA (1998) identifica dos tipos de cuenca de fiordos: con explanada de represamiento uniforme y con explanadas de represamiento alternadas con acumulaciones caóticas, proponiendo el término explanada de represamiento al llano de fondo de cuenca.

## **2.2 ADQUISICION DE DATOS Y PROCESAMIENTO**

### **2.2.1 Registros de alta resolución (3.5 kHz)**

La observación de la morfología de fondo y de los procesos de vertientes se hizo mediante registros de perfilador de fondo y de subfondo 3.5 kHz, recolectados durante el crucero de investigación CIMAR - FIORDO I, realizado en 1995 en el Agor Vidal Gormaz y por iniciativa del Comité Oceanográfico Nacional. Por razones logísticas, los registros acústicos cubren la mayor parte de los perfiles longitudinales de cada fiordo, no transversales. Para interpretar las superficies en términos de la naturaleza de los materiales, se consideró que el sonar de 3.5 kHz posee gran variabilidad de penetración desde decenas de metros en sustratos fangosos blandos, hasta unos pocos metros en sustratos arenosos (CARLSON, 1989).

La interpretación de los caracteres acústicos se basó en la clasificación de DAMUTH (1978), en las experiencias de KARL (1989); SYVITSKI & PRAEG (1989); ABARRUZA (1991); CAI *et al* (1997); DaSILVA *et al.* (1997); SYVITSKI & LEE (1997); GILBERT *et al.* (1998); PRIETO *et al.* (1999); TAYLOR *et al.* (2000); BØE *et al.* (2000); ARAYA - VERGARA (1997, 1998, 1999a y b, 2000), y se consideró los siguientes rasgos del registro: (i) grado de intensidad de las superficies reflectoras; (ii) la configuración de la reflexión, clasificada en estratificada, caótica y transparente y (iii) la geometría externa (STOKER *et al.* 1997).

### **2.2.2 Escala vertical**

Los registros acústicos fueron obtenidos a escalas variables, calculadas a partir de la velocidad del buque, de los tiempos anotados y de las coordenadas GPS. Las escalas verticales variaron entre las escalas aproximadas 1:375, 1:750 ó 1:1.500. Así, la exageración vertical de la escala fluctúa entre 10 y 50.

### **2.2.3 Escala gráfica de pendientes**

Para facilitar la visualización y comprensión de los fenómenos de vertientes, se agregó a las imágenes una escala gráfica de pendientes, tanto en ángulo como en altán (log tan del ángulo - YOUNG, 1975), ya que el significado de las diferencias de pendiente por unidad angular crece de manera aproximadamente logarítmica, a medida que el ángulo crece (ARAYA - VERGARA, 1998).

### **2.2.4 Cartografía**

Las cartas náuticas utilizadas fueron cedidas por el Departamento de Archivo Hidrográfico del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.

Los puntos digitalizados de las cartas náuticas de escalas 1: 20.000 y 1:50.000 posibilitaron la elaboración de mapas batimétricos. La transformación en isóbatas (con variación de 5 a 20m) a través de métodos de interpolación, posibilitó la generación de

mapas de contorno y de superficie, con la utilización de los softwares ARCINFO 3.5, ARCVIEW 3.2 (Spatial Analyst), SURFER 3.2 e IDRISI 32. Las demás cartas que no contenían datos batimétricos suficientes para generar informaciones del fondo marino fueron digitalizadas y utilizadas para la ubicación de la ruta del crucero CIMAR – FIORDO a través de los softwares ARCINFO 3.5 y AUTOCAD 14 y ARCVIEW 3.2.

En carácter experimental, con la finalidad de ubicar rasgos geomorfológicos submarinos se utilizó el software TERRAGEN 8.0, generador de escenarios para una visualización espacial en 3D. Pese las limitaciones del programa, principalmente relacionada al carácter de fantasía que involucra las imágenes, existe la ventaja de la posibilidad de identificación de rasgos topográficos principales.

#### **2.2.5 Morfoestructuras, formas deposicionales y dataciones**

La observación de morfoestructuras a partir de los reflectores fue dirigida según la experiencia de ARAYA – VERGARA (1998): umbrales que separan cuencas, vertientes medias y bajas de umbral y explanada de fondo de cuenca.

Las formas deposicionales del fondo fueron interpretadas según DAMUTH (1978), ARAYA – VERGARA (1998, 1999a, 1999b), COFAIGH *et al.* (1999), COFAIGH & DOWDESWELL (2001), ELVERHÖI (1984), POWELL (1991) y POWELL & ALLEY (1997), LØNNE (1995), SYVITSKI (1991; 1993; 1994).

El espesor de sedimentos fue calculado utilizando las escalas anotadas en el registro, comparada a la velocidad del sonido en agua de 1.5 km/s, representando estimaciones mínimas y no susceptibles de ser corregidas.

Se utilizó la datación de los sedimentos creada por LEVENTER *et al.* (1995) y SALAMANCA (1996) para rangos milenares y seculares, respectivamente, con la finalidad de establecer probables edades de los procesos morfológicos en el fondo y subfondo de los fiordos y canales a partir de la discusión de ARAYA – VERGARA (1998). Los primeros datos fueron generados durante el crucero del R/V *Polar Duke PD93-06* que cubrió un

área desde Puerto Montt hasta Punta Arenas. Los registros de ese crucero tomados como referencia, se encuentran en la *Tabla 1*.

**Tabla 1: Datación del crucero Polar Duke PD93-06**

Testigo	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Lugar	Profund. (m)	Largo del testigo (cm)	Rango (cm)	Edad	Tasa de Acumulación aproximada (mm/yr)	Edad del fondo aproximada (yBP)
38	45°41'	73° 51'	C. Errazuriz	62	705	400-410	10.137±87	0.4	18,000
41	45° 30'	73° 45'	C. Errazuriz	135	383	Core Catcher	4.005±55	1	4.000
43	45° 24'	73°40'	C. Moraleda (Paso del Medio)	217	777	463 463 510	15.170±123 15.282±103 15.421±105	0.3	26.000
44	45° 23'	73° 39'	C. Moraleda (Paso del Medio)	180	140	2 4-37	Postbomb 1.035±44	0.6	13.000
46	45° 53'	73° 31'	Estero Elefantes	307	808	665	10.652±76	1.6	5.000

Fuente: LEVENTER *et al.* (1995)

Las edades recientes de los sedimentos en el área de estudio son del Crucero CIMAR-FIORDO I, mediante Pb<sup>210</sup> como trazador de los procesos de sedimentación del material particulado (orgánico e inorgánico) para establecer la geocronología (SALAMANCA, 1996). Los cinco testigos provenientes del área están indicados en la *Tabla 2*.

**Tabla 2: Geocronología de los sedimentos en la acumulación de Pb<sup>210</sup>**

FIORDO	PERIODO (años)	PROFUNDIDAD SUPERFICIAL DEL SEDIMENTO (cm)	LOCALIZACION	COORDENADAS
Fiordo Aysén	73	14	Estación 79	45°21'58"/73°05'07"
Puerto Chacabuco	121	23	Estación 82	45°28'18"/72°49'48"
Fiordo Quitalco	106	50	Estación 58	45°40'00"/ 73°17'15"
Fiordo Cupquelán	84	12	Estación 56	46°02'45"/ 73°24'30"
Laguna San Rafael	102	26	(LSR)	46°39'25"/73°56'42"

Fuente: SALAMANCA (1996)

### **2.2.6 Clasificación de los movimientos en masa**

La identificación de los principales procesos de movimientos en masa y sus depósitos correspondientes se basó en:

- la clasificación de los flujos de sedimentos por gravedad en offshore de MIDLETON & HAMPTON (1979, *in* KENETT, 1982) y de MULDER & COCHONAT (1996);
- la clasificación adaptada de SYVITSKI *et al.* (1987) y de KOSTASCHUK & McCANN (1987) para la interpretación de vertientes submarinas de deltas en fiordos;
- la clasificación para depósitos de sedimentos por flujo de gravedad basadas en las condiciones de flujo durante la sedimentación de POSTMA (1986).
- La distribución de mecanismos en los deslizamientos en las vertientes fue basada en el “*Multilingual Landslide Glossary*”, de International Geotechnical Societies, UNESCO Working Party for World Landslide Inventory (1993), reproducido en DIKAL *et al.* (1996).

### **2.2.7 Estilos de interacción entre vertientes y fondo**

Para la elaboración de un diagrama esquemático de estilos de interacción entre vertientes y el subfondo, para las subcuencas identificadas en los fiordos y canales, se usó los criterios de clasificación de estilos estratigráficos presentados por SYVITSKI *et al.* (1987) y SYVITSKI & SHAW (1995).

Distinto al procedimiento de los autores citados anteriormente, quienes elaboran perfiles de secciones transversales, el diagrama esquemático propuesto se basa en las subcuencas identificadas en el sentido longitudinal del fiordo, a raíz de la disponibilidad de registros en ese sentido.

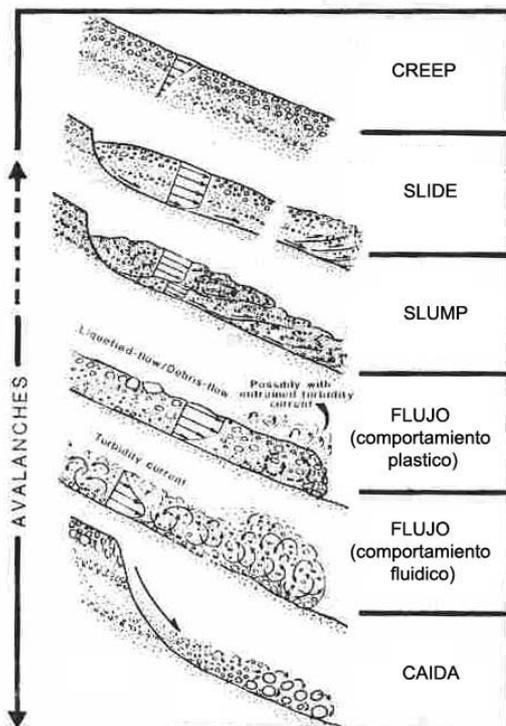
SYVITSKI *et al.* (1987) y SYVITSKI & SHAW (1995) consideran factores como, corrientes de subfondo, flujos de sedimentos por gravedad, pendientes y profundidad en la clasificación de los estilos estratigráficos. La importancia de esa clasificación es la

posibilidad de inferir las condiciones y los procesos efectuados en el ambiente de sedimentación.

### 2.3 REVISION DE MODELOS DE PROCESOS SUBMARINOS DE VERTIENTES

Los movimientos en masa son agentes importantes de transferencia y deposición de sedimentos en muchos ambiente glacialacustres y glacialmarinos, particularmente donde los detritos no consolidados se asientan sobre vertientes potencialmente inestables o con pendientes más elevadas (KENNETT, 1982). Excepto por la ocurrencia de las corrientes de turbidez, el ambiente subacuático experimenta los mismo tipos de movimientos en masa encontrados en ambientes subaéreos. No obstante, la complejidad de esos movimientos se eleva, si son consideradas las posibles fases por las cuales pueden pasar: inicio, transición para flujo de detritos, y en la consecuente formación de corrientes de turbidez con sus movimientos sobre el fondo marino hasta su deposición final (LOCAT & LEE, 2000).

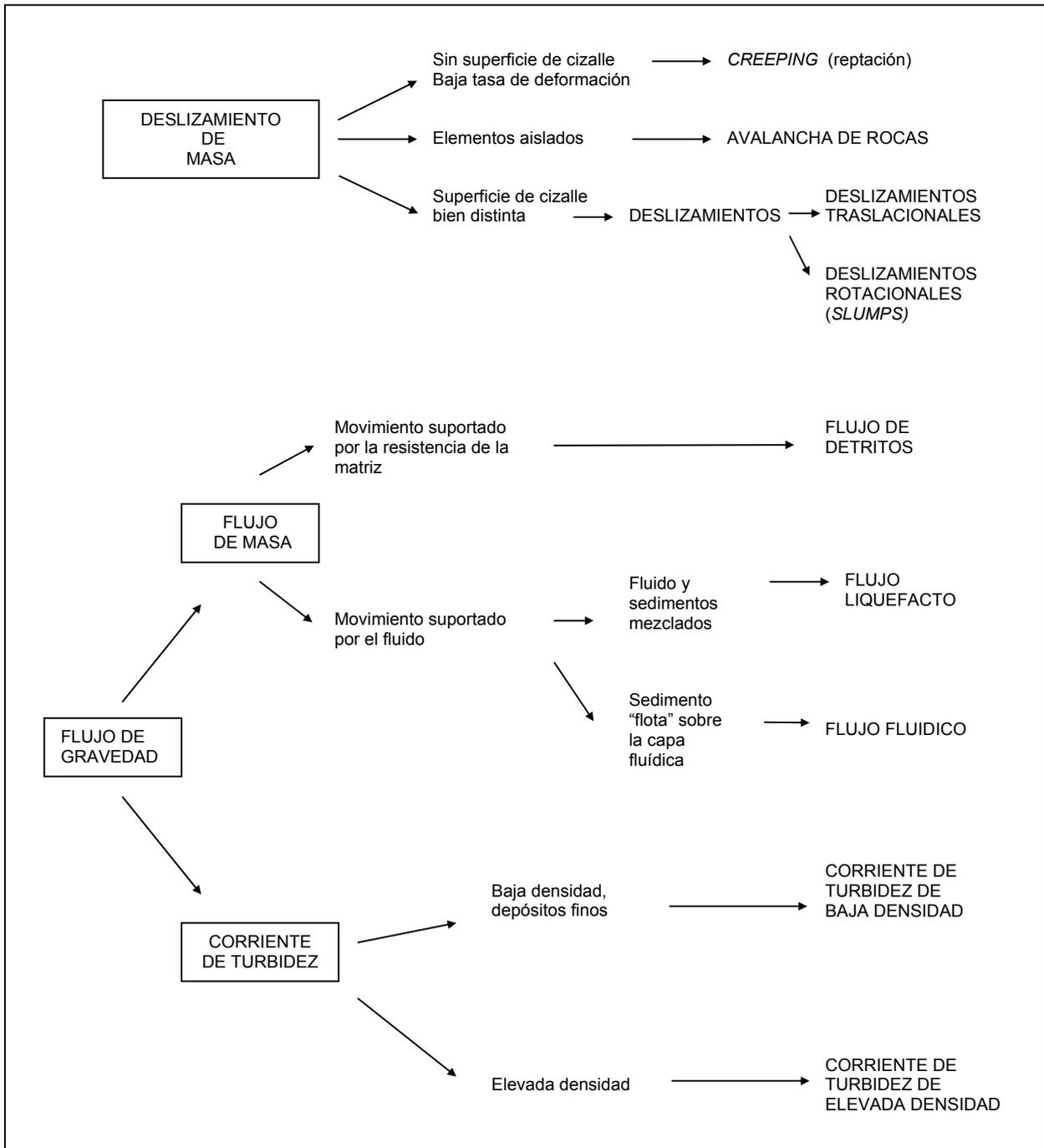
NEMEC (1990, *in* BEEN & EVANS, 1998) esquematiza una clasificación de los procesos de movimientos en masa por gravedad en vertientes subacuáticas (Fig.4).



**Figura 4:** Clasificación de movimientos en masa por gravedad en ambientes acuáticos NEMEC (1990, *in* BEEN & EVANS, 1998).

MULDER & COCHONAT (1996) elaboran una clasificación de los movimientos en masa de carácter estático (Fig.5), considerando, sin embargo, que ese tipo de clasificación no contempla adecuadamente, los cambios que pueden ocurrir en un evento entre su inicio y deposición final

**Figura 5:** Clasificación global de los movimientos en masa en ambientes subacuáticos (MULDER & COCHONAT, 1996)



## **2.4 TERMINOLOGIA**

Algunos términos utilizados en el presente trabajo son propuestos o ya usualmente empleados por algunos autores, y que son importantes en la comprensión de los procesos que involucran el origen y dinámica de las vertientes submarinas.

### **a) Abombamiento proximal**

Término utilizado por ARAYA – VERGARA (1998) asociado a la ubicación en la vertiente del bloque de deslizamiento con sedimentos remodelados. Dicho rasgo ocurre cuando la punta de compresión es superficial, y la superficie de la explanada próximo a ella se torna abombada.

### **b) Bancos morrénicos**

Bancos morrénicos son morrenas subacuáticas formadas a lo largo del *grounding – line* durante un periodo de estabilidad del frente del hielo (COFAIGH *et al.* 1999), o durante un breve avance. Una significativa parte de su estructura interna puede ser compuesta de conos de *grounding – line* sobrepuestos. La estabilidad de los bancos morrénicos es controlada por la duración de la estabilidad del *grounding – line*; disponibilidad de detritos y la tasa de flujo de sedimento al margen del hielo (POWELL & MOLNIA, 1989).

El término es propuesto por POWELL (1984) en lugar de “morena terminal” (forma subaérea), pues “banco” es un término marino standard y un término sedimentológico; además, no implica necesariamente que el hielo glacial termine en el banco. Los bancos morrénicos se forman cuando el frente está estable o semi-estable y puede estar íntimamente asociado con descargas (*outwash*) submarinas (POWELL & MOLNIA, 1989).

Los bancos morrénicos, según los autores citados, tienen condiciones más apropiadas para su formación cuando el hielo está asentado en el fondo. Cuando el glaciar tiene su frente flotante, el espacio es demasiado pequeño para que el sedimento pueda acumularse antes que toque la parte inferior del hielo, y consecuentemente producir el avance del *grounding - line*. La excepción sería la existencia de grietas en el

hielo flotante en el *grounding - line*, proporcionando así un espacio para la formación de un banco de sedimentos (POWELL, 1984; POWELL & ALLEY, 1997).

Morrenas formadas en el frente flotante de una plataforma de hielo (*ice shelf*) es denominada por KING *et al.* (1991) como *grounding – zone moraines*, para diferir del término propuesto por POWELL (1984)

c) Creep fold

Es definido por SYVITSKI *et al.* (1987) como una elevación continua de partículas sometidas a presión sin sufrir, sin embargo, ruptura en su conjunto. Es una deformación plástica del sedimento, usualmente arcilla, bajo constante carga y con tasas de deformación muy baja, aunque esas sean muy difíciles de ser medidas (MULDER & COCHONAT, 1996). *Creep* en sedimentos estratificados produce deformación en la forma de doblas suaves; es ubicuo en la mayoría de los fiordos de larga sedimentación y en sus vertientes laterales.

d) Deslizamiento rotacional (slumps)

Deslizamientos rotacionales son movimientos de masas de sedimentos cohesos definidas por planes de rupturas (MULDER & COCHONAT, 1996), que involucran desplazamientos a lo largo de una superficie de ruptura cóncava (VARNES, 1978 *in* DIKAU *et al.* 1996). Son subdivididos en simple, múltiple y sucesivos.

e) Deslizamiento traslacional

Ese tipo de deslizamiento involucra superficies de deslizamiento no circulares. Dependiendo del ángulo de la pendiente el deslizamiento puede darse en bloque o romperse en detritos.

f) Depresión compresional

Término empleado por SYVITSKI *et al.* (1987) en la descripción de la estructura interna y de las características de un deslizamiento (*slide*) del tipo Kidnappers

(*Kidnappers Type* – LEWIS (1971 *in* SYVITSKI *et al.* 1987). En general, la depresión compresional, de rasgos cóncavos, se ubica en la sección centro - inferior de un deslizamiento, antecediendo a bloques o sucesión de bloques de sedimentos doblados.

g) Estructura pool (*pool structure*) –

Término empleado inicialmente en Noruega – “pool” -, e incorporado a la literatura científica (MATTEWS & HEIMDAL, 1980; WASSMANN, 1984 *in* SYVITSKI *et al.* 1987), para describir los fiordos que tienen umbrales rasos, localizados próximos a la zona de circulación superficial. El término “*pool structure*” es adaptado por SYVITSKI *et al.* (1987) para describir en los fiordos las amplias cubetas delimitadas por umbrales.

h) Explanada de represamiento –

Término propuesto por ARAYA – VERGARA (1998) para describir al llano de fondo de cuenca de fiordos. Lo subdivide en: *explanada de represamiento uniforme*; *explanada de represamiento y acumulaciones caóticas*; y *explanada de represamiento cautivo* (ARAYA – VERGARA, 1999a).

i) Grounding - line –

Zona en la cual la masa de hielo al entrar en el cuerpo de agua empieza a flotar (en el caso de las plataformas de hielo); en el caso de *tidewater glaciers*, coincide con el frente (DREWRY, 1986; BEEN & EVANS, 1998; VAN DER VEEN, 1996; SOUCHEZ *et al.* 1998), caracterizado por el pronunciado cambio en la pendiente de la superficie de hielo. La zona de *calving* de un *tidewater glacier* coincide con su *grounding - line*, pero la de una plataforma de hielo está separada hasta por cientos de kilómetros (POWELL, 1984). Lo depósitos asociadas a *grounding - line* pueden variar por: (1) tasa de retroceso de *grounding - line*; (2) el tiempo de las fluctuaciones en su retroceso; (3) el tipo de frente del glaciar; (4) la profundidad del agua; (5) por los procesos de hielo/deshielo en *grounding - line*; (6) velocidad de las corrientes oceánicas; y (7) descargas subglaciales. Como los procesos sedimentarios realizados en *grounding - line* forman un complejo sistema deposicional que se extiende más allá de esta zona, el ambiente deposicional es nombrado por POWELL (1984) como *grounding - line system*. Como parte integrante de

esto sistema, son considerados los *bancos morrénicos*, los *grounding - lines wedges*, conos y deltas submarinos (POWELL, 1984, 1991; POWELL & MOLNIA, 1989; POWELL & ALLEY, 1997). Depósitos de *grounding - line* en un frente *tidewater* comprende detritos basal, englacial y supraglacial, mientras las facies de una plataforma de hielo tiene solamente detrito basal (POWELL, 1984)

j) Plunge – pools –

En algunos fiordos de la costa oeste de Noruega y de Svarbald, AARSETH *et al.* (1989) y SEXTON *et al.* (1992), respectivamente, identifican en la dinámica de las vertientes submarinas algunas formas similares correspondientes a los procesos ya reconocidos en vertientes subaéreas, en donde fenómenos de avalanchas de nieve en fuertes pendientes generan formas conocidas como los *plunge pools* (BLIKRA & NEMEC, 1998) o “*pools of Dee*” (LUCKMAN, 1992) - pequeñas depresiones formadas donde la transición entre la vertiente y la superficie de sedimentación es abrupta (AARSETH *et al.*, 1989).

l) Punta de compresión

Término inicialmente empleado por ARAYA – VERFGARA (1998) para describir rasgos próximos a la base de la vertiente productos del deslizamiento y de deformación.

m) Sedimentos de contacto con el hielo (ice contact sediment) –

Ese tipo de sedimento registra la presencia de hielo glacial basal y son (no siempre) caracterizados a través de registros acústicos por tonos moderados a fuerte, pobre o ausente de estratificación, y por límites inferior y superior que pueden ser complejos y variables. Incluyen depósitos de till, esker, bancos morrénicos (POWELL, 1984; POWELL & MOLNIA, 1989; COFAIGH *et al.* 1999), *grounding - line fans*, morrenas laterales.

LØNNE (1995) apunta dos fuentes de suministro de este tipo de sedimento al sistema glacimarinero: (1) diamictón subglacial – caótico -, o till basal, que es triturado y

empujado hacia fuera del frente del glaciar; y (2) *outwash material* suministrado por el flujo de agua derretida, incluyendo transportes supraglacial, englacial y proglacial.

n) *Tidewater glacier.*

Son glaciares que se proyectan hacia el fondo marino (POWELL, 1988). Aunque MEIER & POST (1987) los clasifica en: 1) temperados, asentados en el fondo marino; y (2) polar o subpolar, con el hielo flotante, en general son considerados glaciares cuyo margen del glaciar no es flotante, y donde el hielo termina como una pared, coincidiendo con el *grounding – line* (BEEN & EVANS, 1998).

Los *tidewater glaciers* tienen ocurrencia más común que los *ice shelves*, y se supone que la misma situación se produjo durante el LGM (*Last Glacial Máxima*). *Ice shelves* se forman solamente en hielo que se encuentra bajo el punto de fusión, lo que restringe su ubicación a ambientes polares (BEEN & EVANS, 1998).

o) *Unifite bed*

Son compuestos por materiales finos caracterizados por la ausencia de estructura interna o laminación. Términos análogos son utilizados, como “*slurried beds*”, pero difieren de los primeros pues contienen materiales más gruesos (arenas) (MYRROW & HISCOTT, 1991).

### **3. RESULTADOS**

#### **3.1 MORFOLOGIA GENERAL DEL PERFIL LONGITUDINAL**

A partir de los perfiles acústicos y de los datos batimétricos se observó que:

En el canal Jacaf, con cerca de 50 kilómetros de largo, tres aspectos caracterizan la morfología submarina: (i) la gran irregularidad de su fondo; (ii) la gran cantidad y la altura de los umbrales; y (iii) la presencia de depresiones intra – umbrales rellenas por espesas capas sedimentarias (*Figs. 13 y 14*). Algunos de los umbrales acompañan formas subaéreas, como lo que se verifica en el cordón de islas en la parte noroeste del canal, en la confluencia con el canal Moraleda. Se nota, además, que las subcuencas internas del canal Jacaf están en profundidades superiores a de los canales vecinos, algunas de ellas más de 650 metros. Las cubetas más profundas coinciden con la confluencia con los fiordos tributarios.

Las formas deposicionales del canal Jacaf se presentan en tres distintos tipos de emplazamiento: sobre y entre los umbrales más rasos, en la parte distal del canal; en el fondo de cubetas, y sobre las vertientes de los umbrales, como lo identificado por ARAYA – VERGARA (1997).

Los distintos emplazamientos de las formas deposicionales se reflejan en diferentes respuestas acústicas. Los sedimentos que cubren los umbrales en la parte distal del canal, poseen reflectores acústicos preponderantemente transparentes, con poca presencia de estratificación, mientras que las capas sedimentarias ubicadas entre los umbrales presentan estratificación con los reflectores fuertes alternándose con los reflectores medios y débiles. Los reflectores opacos alternados con capas laminadas corresponden a los sedimentos de vertientes de umbrales. Dichos umbrales representan estructuras completamente atípicas, de formas tabulares y no ubicadas en las demás cuencas de fiordos.

El canal Puyuguapi, extenso fiordo con más de 80 km, si se considera el seno Ventisquero, posee cuenca estructurada con cubetas separadas por umbrales. En su parte distal un gran umbral rocoso, cubierto por sedimentos de reflectores acústicos débiles separa el fiordo del canal Moraleda. En esa parte, el fondo es cóncavo con capas sedimentarias de potencias visibles entre 20 y 25 metros. Hacia la parte central, frente a la desembocadura del río Cisnes, distintas capas de potencias visibles de 35 metros cubren las vertientes del umbral interno (*Fig. 16*). Hacia la parte proximal (seno Ventisquero), frente al canal Jacaf, aumenta la concentración de umbrales y de cubetas angostas rellenas con capas acústicamente transparentes. Hacia la cabecera del fiordo, un raso umbral, representado por el Paso Galvarino (*Fig. 15*) separa cubetas de profundidades distintas, estando la más interior a menos de 50 metros de profundidad. El canal Jacaf y fiordo Aysén, con orientaciones SE – NW, poseen morfologías caracterizadas por grandes irregularidades del fondo marino.

El fiordo Aysén, con una longitud de alrededor de 73 km y una profundidad media de 142 metros (*Fig. 6a*), se caracteriza en el sector que se extiende desde las Islas Cinco Hermanos hasta la confluencia al canal Moraleda, por la concentración de umbrales y, por consiguiente, de cubetas igualmente rellenas por capas sedimentarias, de potencia total de 70 metros, aproximadamente. El inicio de la secuencia de umbrales, en el sector de las Islas Cinco Hermanos, coincide con la inflexión del fiordo hacia SW y con el límite externo de la cubeta más profunda del fiordo (*Figs. 17 y 18*).

El área proximal el fiordo Aysén, con profundidad media de 60 metros (*Fig. 6b*), es representada por los recuadros A y B (*Fig. 7*), mientras las cuencas con explanada de represamiento de la parte central del fiordo, por los recuadros C y D. (*Fig. 7*). En ellos, se identifica la falla que es observada en el perfil acústico representado por la *Fig. 13*. La concentración de umbrales en las proximidades de las Islas Cinco Hermanos es identificada principalmente en el recuadro F.

La parte central del fiordo está marcada por la gran extensión de dos subcuencas – entre 10 y 15 km - y por las mayores profundidades (340 metros) (*Fig. 6a*). El desnivel que se observa entre las dos subcuencas coincide con una falla observada en la carta geológica del área (NIEMEYER *et al.* 1984). La parte proximal del fiordo, con profundidad media de 60 metros, se caracteriza por la influencia de los aportes fluviales del río Aysén.

El fiordo Elefantes, un extenso fiordo con cerca de 70 km de largo, de profundidad media de 50 metros y ubicado al norte de la Laguna San Rafael, con la cual se conecta a través del río Témpanos (*Fig. 8b*), presenta características morfológicas distintas de los otros fiordos del área de estudio. La morfología submarina del fiordo Elefantes es muy irregular, con la existencia de umbrales rocosos rasos que presentan sucesivas superficies de fallas. Las cubetas son rellenadas por capas sedimentarias horizontalmente estratificadas, de reflectores variados que tienen una potencia visible de 35 metros, aproximadamente. Las capas estratificadas más superficiales se encuentran a profundidades de 50 metros, entre los umbrales.

La topografía irregular y accidentada no permite una secuencia de extensas y espesas capas sedimentarias, y tal topografía solamente es interrumpida en el golfo Elefantes, que se comporta como una ancha y extensa cubeta (*Fig. 8a*). No existen registros acústicos del área.

En la *Fig. 8a*, se verifica la ruptura de la secuencia de umbrales rasos del fiordo Elefantes hacia el golfo Elefantes, donde empieza una extensa y más profunda cuenca con explanada de represamiento (recuadro D). El Paso de Quesahuén, que representa tal hito es observado por los recuadros A, B y C en distintos niveles de acercamiento. Igualmente es identificado en el perfil acústico longitudinal, en la *Fig. 21*.

Los fiordos Cupquelán y Quitralco, cuyas partes distales se comunican con el fiordo Elefantes, tienen el fondo transversalmente cóncavo. Sus cuencas son estructuradas en cubetas separadas por umbrales de naturaleza preferentemente rocosa. Las cubetas entre umbrales sustentan formas deposicionales en “*estructura pool*”.

Los cuerpos de sedimentos en esos dos fiordos se estructuran de forma laminada, con multicapas horizontales de espesores variables, representadas por reflectores acústicos fuertes medios y débiles, y sumando potencias visibles entre 30 a 40 metros. La profundidad media de la cubeta del fiordo Cupquelán es de 200 metros, mientras del fiordo Quitralco es de 150 metros. Los dos fiordos poseen extensiones no inferiores a los 30 kilómetros.

La peculiaridad de los fiordos Cupquelán y Quitalco es la poca cantidad de cubetas individualizadas por umbrales. En el fiordo Quitalco, según lo observado, una gran cubeta se extiende desde el umbral externo, en la confluencia con el canal Costa hasta el interior del fiordo, donde están ubicadas las islas Jobet y Areco (*Fig. 19*), que actúan como umbrales e individualizando cubetas más internas. No hay registros acústicos del área de cabeceras, no permitiendo de esa forma, confirmar la existencia de cubetas en ese sector. Lo mismo se aplica al fiordo Cupquelán, donde no se observan umbrales interiores.

Las *Figs. 7, 8a y b* muestran una visión aproximada de la morfología de fondo del fiordo Aysén, Golfo Elefantes y Laguna San Rafael creada a partir de escenarios en 3D

Aunque la Laguna San Rafael no sea analizada directamente en el presente trabajo, debido a la ausencia de registros acústicos, los datos batimétricos permitieron la identificación de geoformas asociadas a arcos morrénicos submarinos tanto en los mapas de superficie y de contorno como en los recuadros A y B (*Fig. 8b*). Los datos batimétricos generados por WARREN *et al.* (1995), que representan las mayores profundidades de la laguna, en el sector próximo al actual frente del glaciar, son identificados en los recuadros C y D (*Fig. 8b*).

Figura 6a: Batimetría del fiordo Aysén.

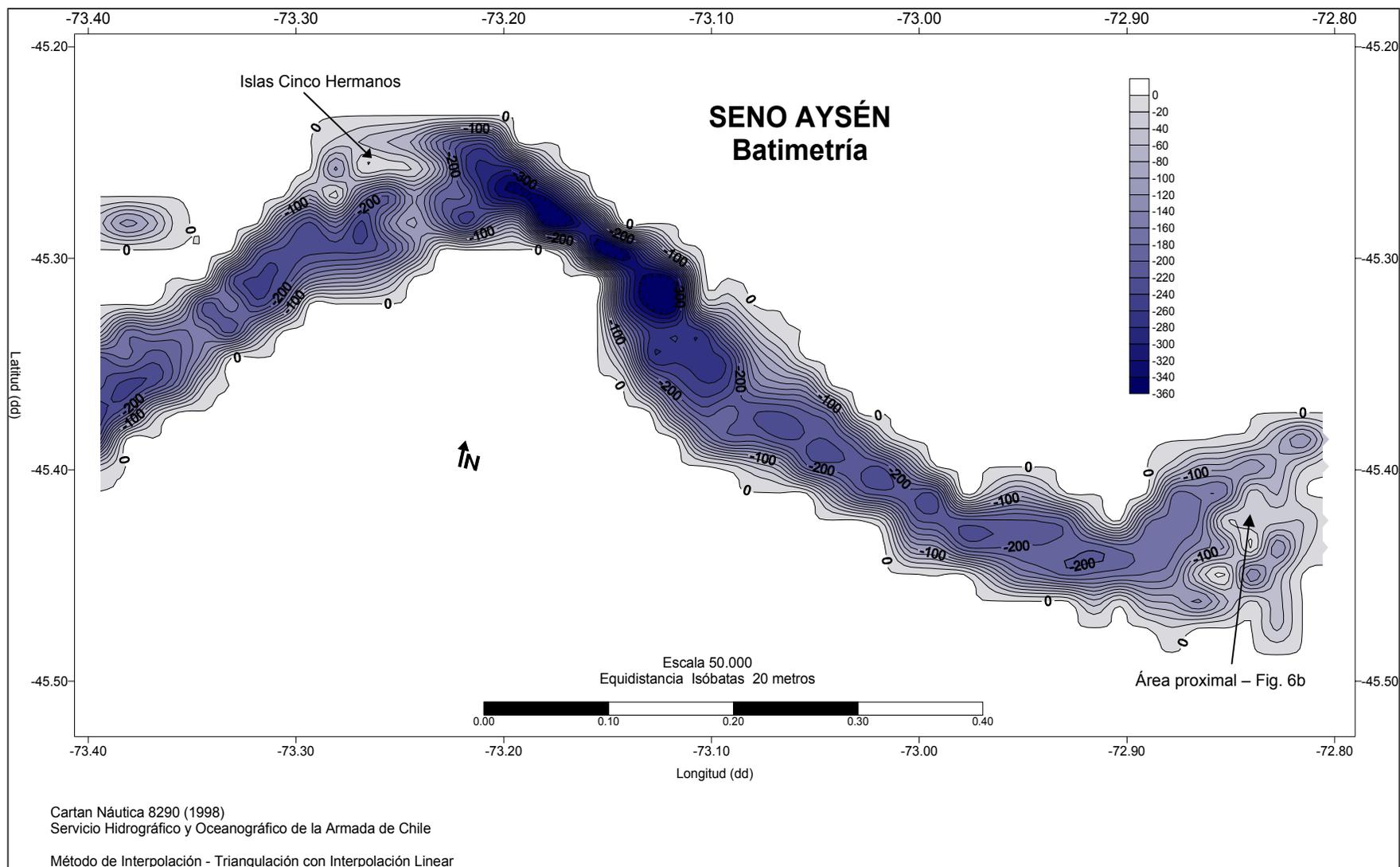
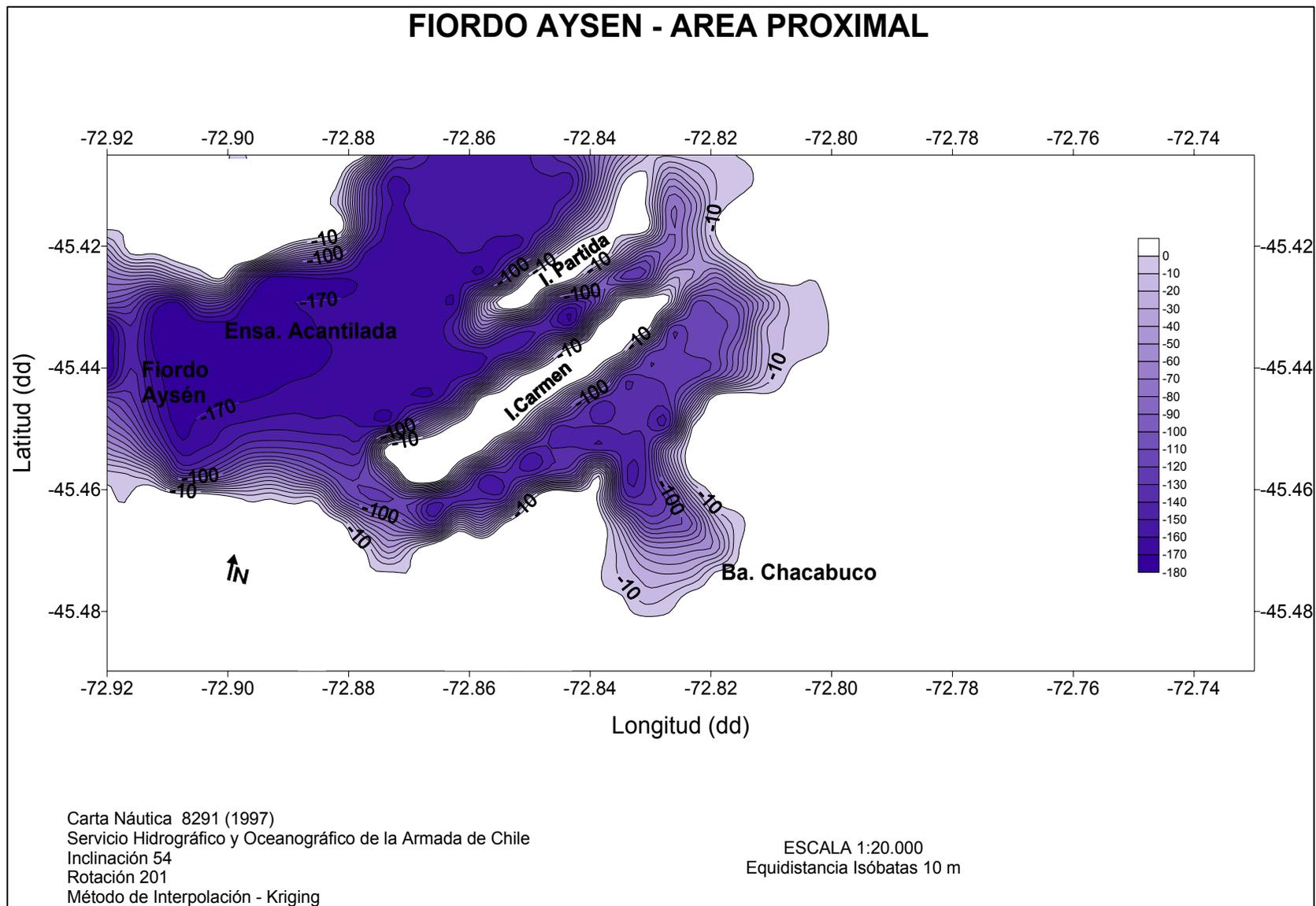


Figura 6b: Batimetría del fiordo Aysén – área proximal



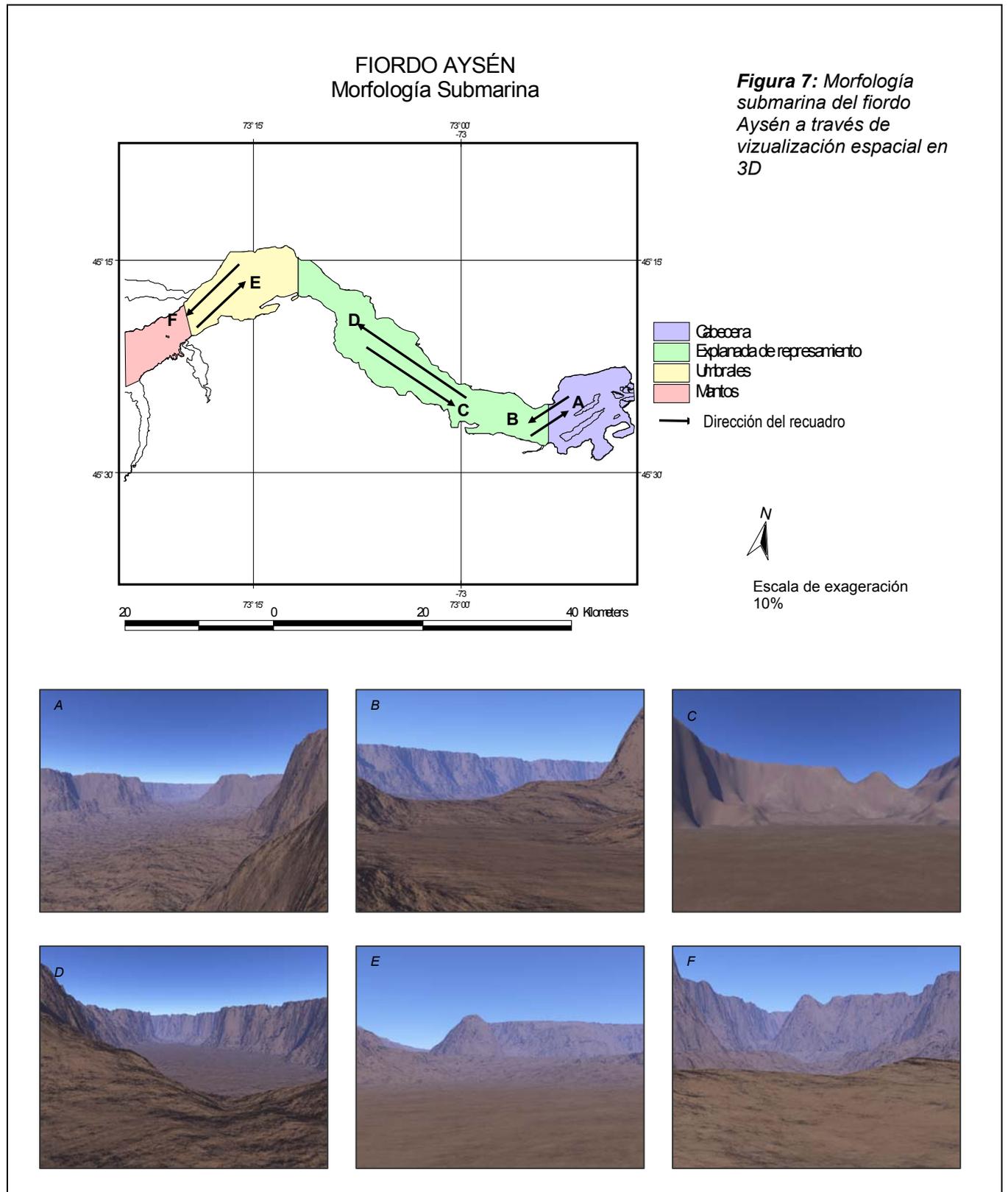


Figura 8a: Morfología submarina del golfo Elefantes a través de visualización espacial en 3D

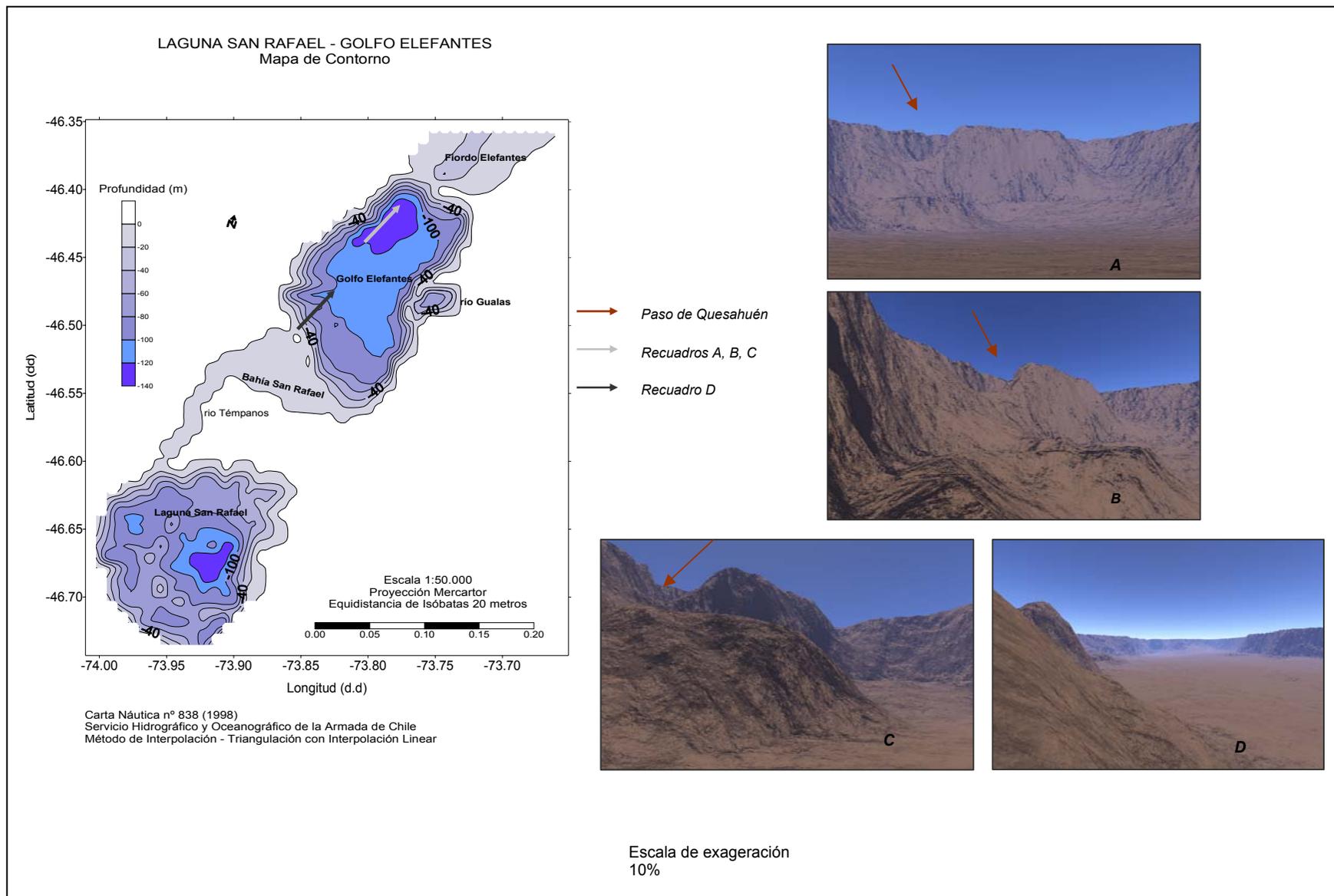
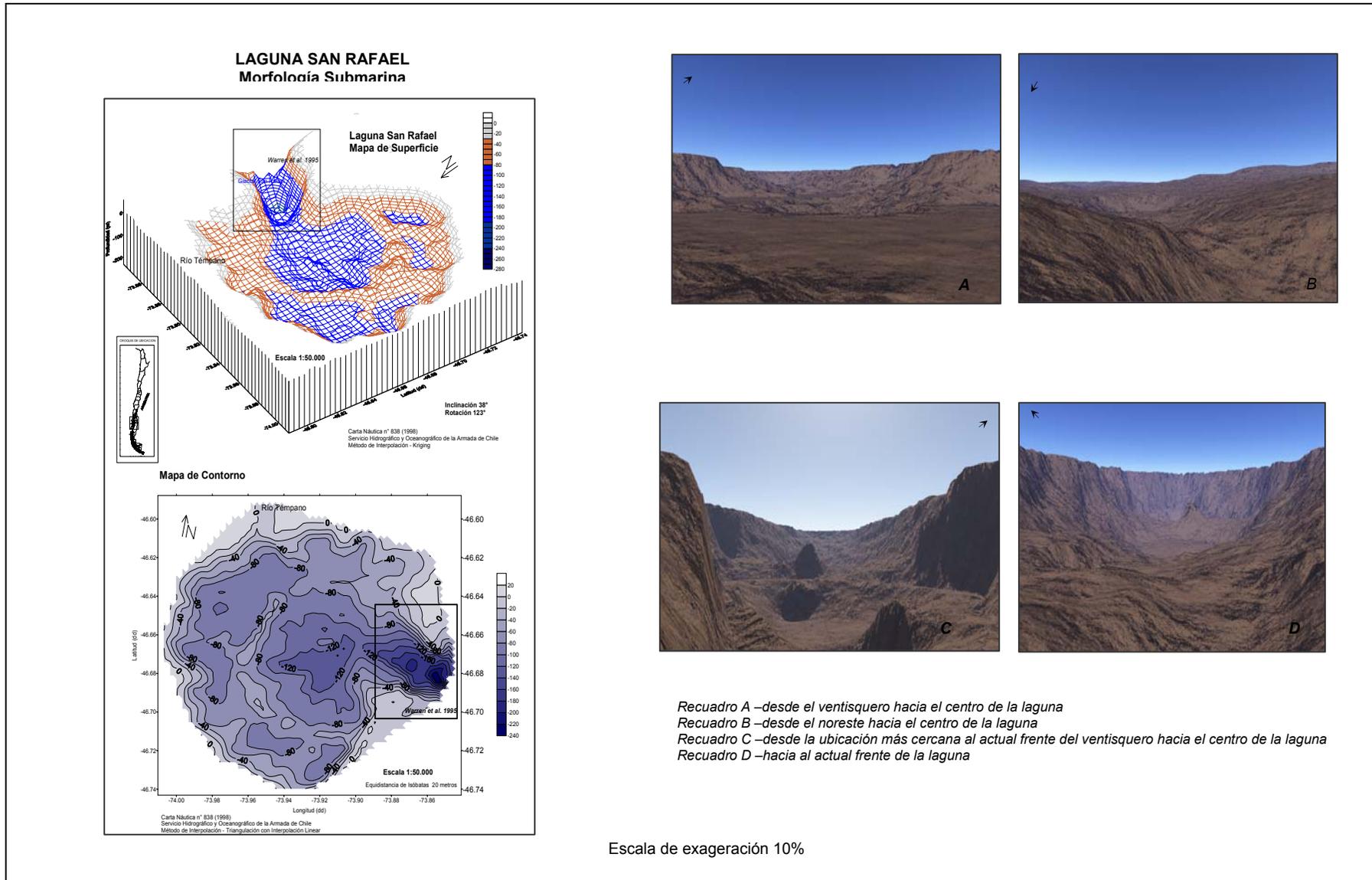


Figura 8b: Morfología submarina de la Laguna San Rafael a través de visualización espacial en 3D.



### 3.2 DESCRIPCION Y DISTRIBUCION DEL CARACTER ACUSTICO

La identificación y descripción de distintos caracteres acústicos de los perfiles longitudinales se basaron en parámetros de fondo y de subfondo, como la intensidad de contraste acústico, el carácter de la reflexión interna y caracterización de la forma externa. Están distribuidos de acuerdo a la morfoestructura interna de los fiordos y canales (Tablas 3 y 4). Las Figs. 9 – 11 muestran la representación espacial de esa distribución.

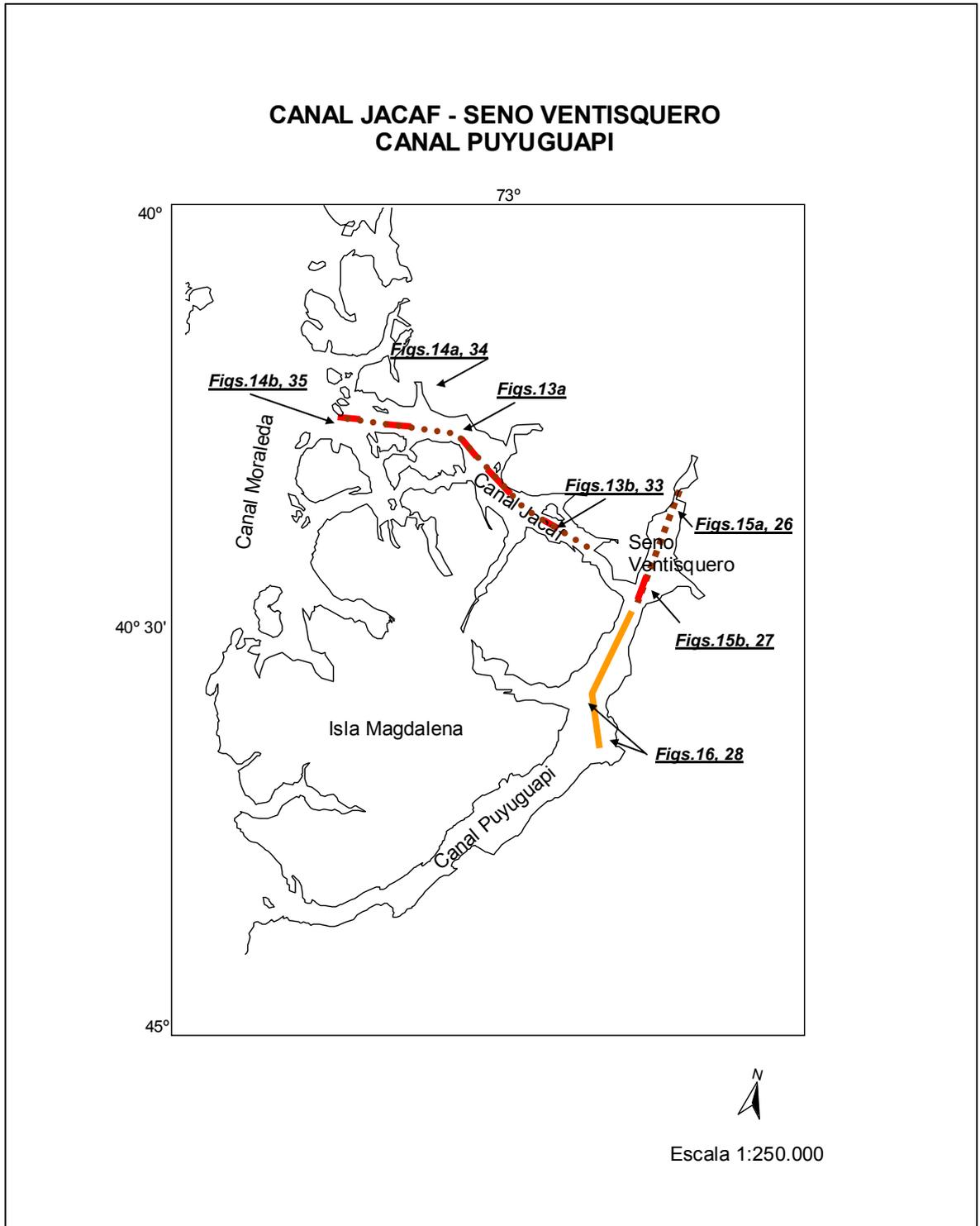
Tabla 3: Carácter acústico de explanadas de fondo de cuenca

CARACTER DEL ECO		
Explanadas de fondo de cuenca		
FIORDO	Explanada de represamiento uniforme	Explanada de represamiento y acumulaciones caóticas
Jacaf		En fondo plano, a veces con suaves ondulaciones; intensidad moderada del tono; reflectores de subfondo continuos, estratificado y paralelo, semi transparentes.
Ventisquero		En fondo plano, intensidad moderada del tono; reflectores de subfondo continuo, estratificado, paralelo e intercalados con reflectores semi - transparentes.
Puyuguapi	En fondo plano, intensidad del tono moderada a elevada; reflectores de subfondo continuos, estratificados, paralelo; estructura horizontal.	
Aysén	En fondo plano, intensidad del tono moderada a elevada; reflectores de subfondo continuos; poco estratificados; sobreyace a una masa no continua, acercándose a una configuración caótica. En fondo con suave pendiente, intensidad del tono moderada; reflectores de subfondo continuos, estratificados; intercalados con reflectores transparentes; reflectores más internos se muestran acañados en algunos sectores	En fondo ondulado y con suaves pendientes, intensidad moderada a elevada; reflectores de subfondo continuos a semicontinuos; estratificado, intercalados con reflectores semi – transparentes; sobreyacen a reflectores opacos y de configuración caótica.
Quitrarco	En fondo relativamente cóncavo, intensidad del tono moderada a elevada; reflectores de subfondo continuos, estratificados; intercalados con reflectores transparentes; sobreyacen a reflectores continuos de elevado tono. Más al interior se encuentran reflectores de carácter no continuo, semi – estratificado. En fondo plano, intensidad elevada del tono; reflectores de subfondo semi continuos; sobreyacen a masa opaca y de configuración caótica.	
Cupquelán	En fondo plano, intensidad muy elevada del tono reflectores de subfondo continuos, estratificados; sobreyacen a reflectores no continuos y semi – transparentes	
Elefantes	En fondo plano, intensidad muy elevada del tono; reflectores de subfondo semi – continuo, semi - estratificado y semi transparente; se intercala con reflectores continuos de elevada	

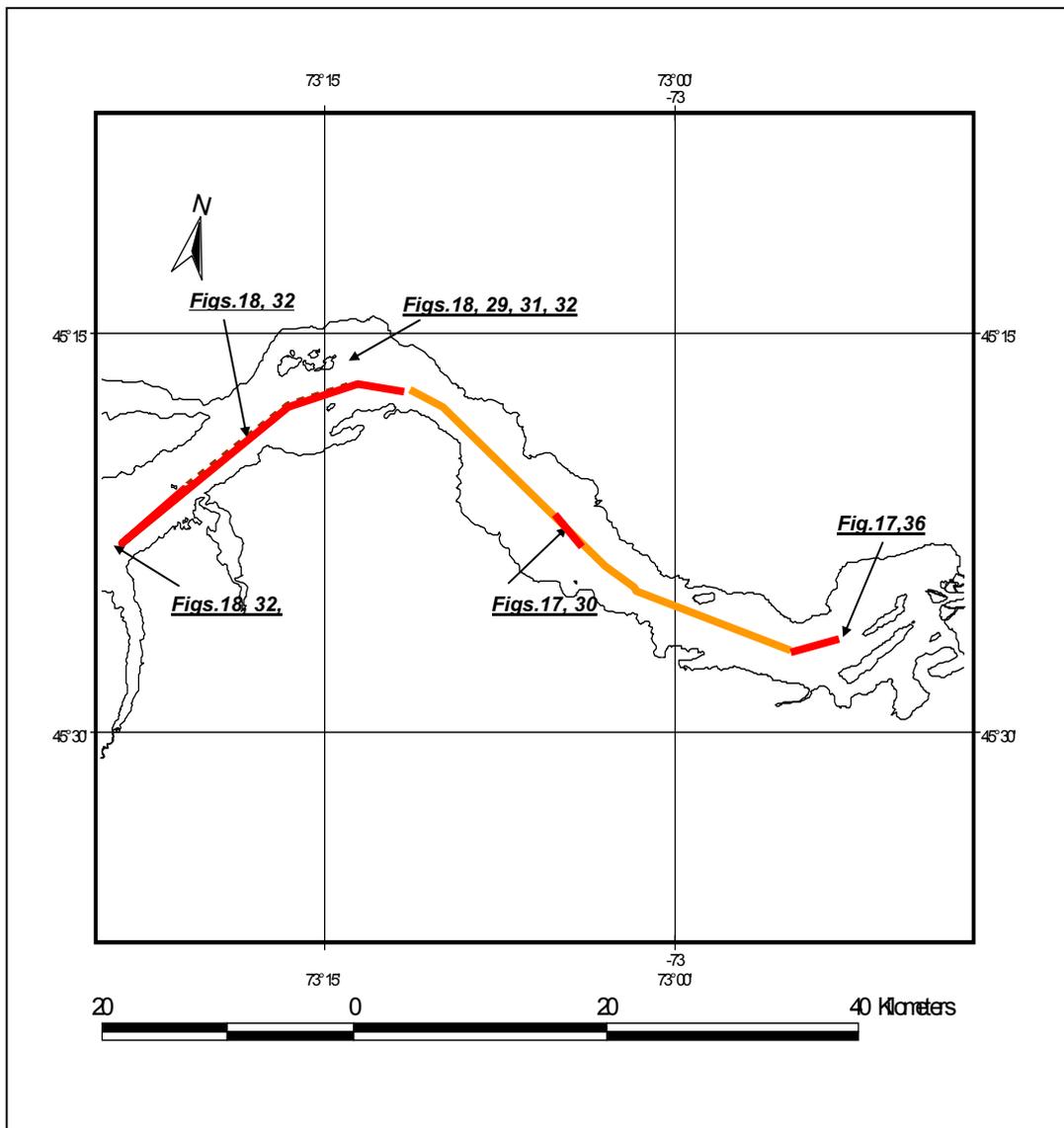
**Tabla 4:** Carácter acústico de las formas de umbral y de cuencas

CARACTER DEL ECO		
FIORDO	Umbrales	Vertientes medias y base de vertientes
<b>Jacaf</b>	<p><b>Distal</b> – Intensidad del tono moderada a intensa; reflectores internos transparentes; hipérboles amplias e irregulares con variadas elevaciones de los vértices</p> <p><b>Central</b> – Intensidad del tono moderada a elevada; reflectores internos transparentes; hipérboles amplias e irregulares; elevados vértices.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>– Intensidad del tono moderada a débil; reflectores internos opacos y de configuración caótica; hipérboles amplias.</li> <li>– Intensidad del tono moderada a débil; reflectores internos opacos y configuración caótica; forma de bloques.</li> </ul>	<p><b>Distal</b> – Tono moderado; reflector de subfondo semi – transparente a transparente; forma externa ondulada y a veces acuñada, cumbre algunos vértices.</p> <p><b>Central</b> – Tono moderado a débil; reflectores internos opacos y de configuración caótica;</p> <p>Intensidad débil; reflectores internos semi – estratificados intercalados con reflectores caóticos</p>
<b>Ventisquero</b>	<p>Intensidad elevada del tono; reflectores internos transparentes; hipérboles largas e irregulares con variadas elevaciones de los vértices.</p> <p>Intensidad moderada a débil del tono; reflectores internos opacos y configuración caótica; hipérboles amplias.</p>	<p>Intensidad elevada del tono, reflectores internos semi – transparentes; formas acuñadas.</p>
<b>Puyuguapi</b>	<p><b>Central</b> – Intensidad moderada a elevada del tono; reflectores internos transparentes; forma única hiperbólica.</p>	<p>Intensidad elevada del tono; reflectores internos semi – transparentes; estratificada con deformaciones; sobreyace a masa interna opaca y caótica.</p>
<b>Aysén</b>	<p><b>Distal</b> – Intensidad del tono moderada a elevada, reflectores internos transparentes; forma irregulares con puntas aisladas.</p> <p><b>Central</b> – Intensidad del tono moderado; reflectores internos transparentes; formas únicas hiperbólicas.</p> <p><b>Proximal</b> – Intensidad moderada a elevada del tono; reflector interno opaco y caótico; microhiperbólicas (<i>hummocky</i>).</p>	<p><b>Distal</b> – Intensidad del tono moderada; reflectores internos opacos; algunas vertientes cubiertas por mantos de reflectores internos semi – transparentes a transparentes.</p> <p><b>Central</b> – Intensidad del tono moderada; reflectores internos opacos y caóticos; forma acuñada y sobreyacen parte de las formas de explanada del fondo de cuenca.</p> <p><b>Proximal</b> – Intensidad moderada a elevada del tono; reflectores internos semi – transparentes, estratificación hacia la base de la vertiente.</p>
<b>Quitralco</b>	<p>Intensidad del tono elevada; reflectores internos transparentes; hipérboles amplias e irregulares.</p>	<p>Intensidad elevada del tono; reflectores internos opacos; deformaciones proximales en algunas base y acumulaciones sucesivas en forma de cuñas en otras.</p>
<b>Cupquelán</b>	<p><b>Distal</b> – Intensidad elevada del tono; reflectores internos transparentes; hipérboles amplias e irregulares.</p>	<p><b>Distal</b> – Intensidad elevada del tono; reflectores internos estratificados y continuos; sobreyacen a masa opaca y caótica que se prolonga hasta la base; concentración de acumulaciones con reflectores internos transparentes.</p>
<b>Elefantes</b>	<p>Intensidad elevada del tono; reflectores internos transparentes; hipérboles amplias e irregulares; extensos umbrales con sectores de concentración de hipérboles.</p>	<p>Intensidad elevada del tono; reflectores internos opacos y caóticos.</p>

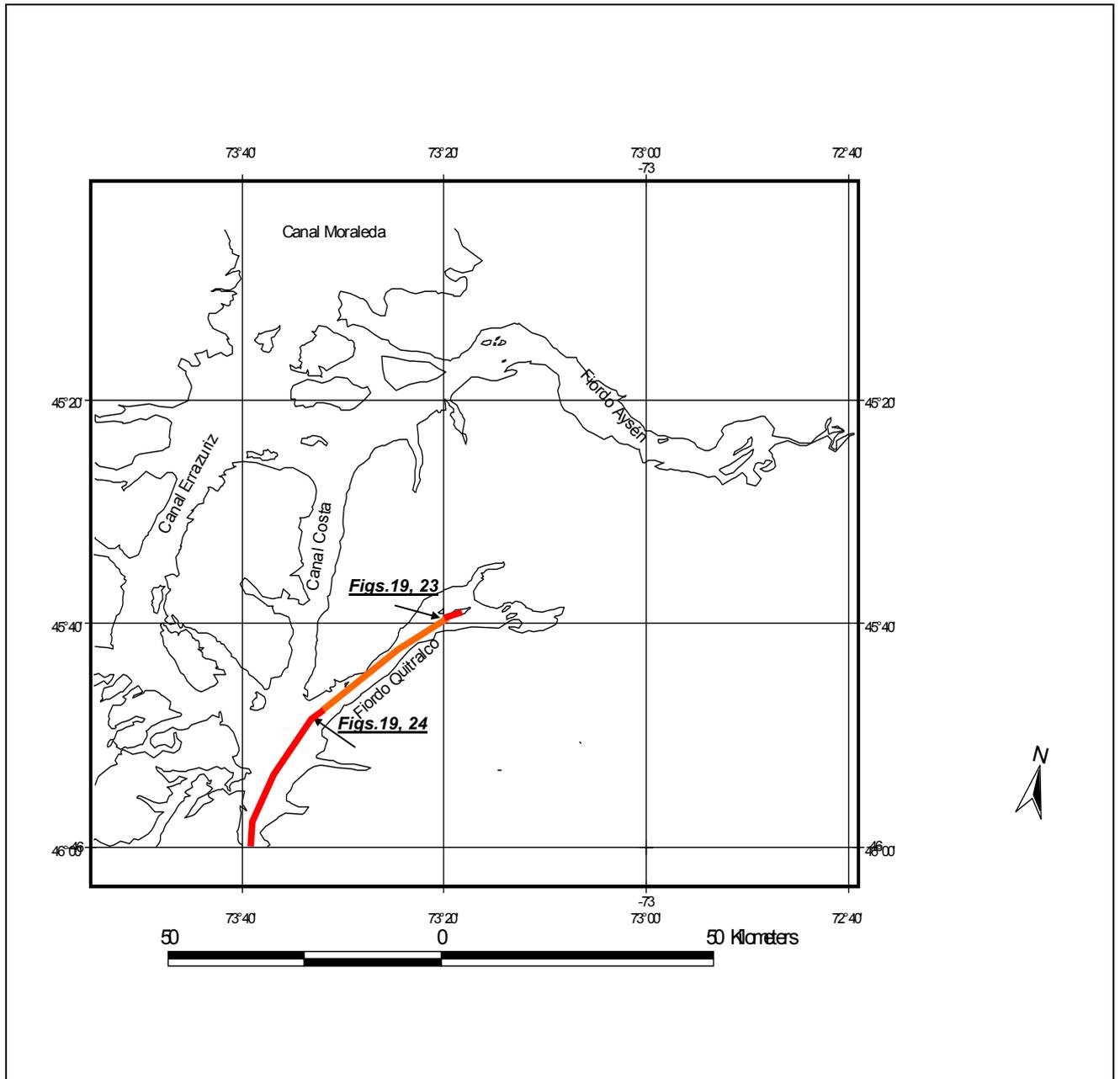
Figura 9: Distribución areal de las formas de fondo - canales Jacaf y Puyuguapi



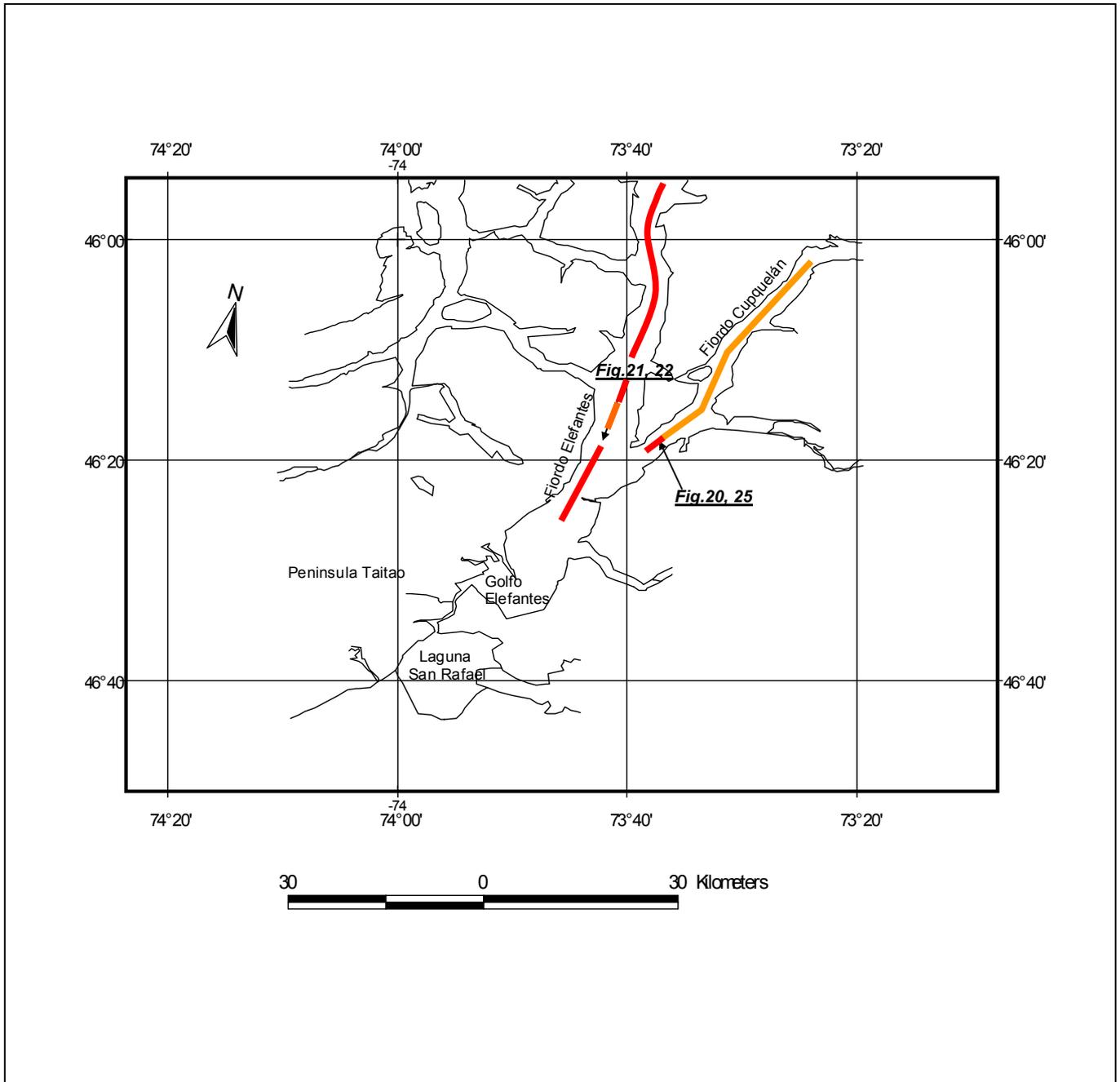
**Figura 10:** Distribución areal de las formas de fondo - fiordo Aysén



**Figura 11:** Distribución areal de las formas de fondo - fiordo Quitralco



**Figura 12:** Distribución areal de las formas de fondo - fiordo Cupquelán y fiordo Elefantes



En términos más representativos, las características acústicas de los ambientes de sedimentación marina registran cambios en las respuestas de los ecos, a lo largo de los fiordos como también variaciones verticales en las secuencias más espesas de las cuencas.

Las cuencas con explanadas de represamiento y acumulaciones caóticas son más concentradas a lo largo del canal Jacaf, en el seno Ventisquero (hacia la confluencia con el mismo canal) y en la parte proximal del fiordo Aysén (*Fig. 17*). Dichas cuencas, con la excepción del fiordo Aysén, son más angostas y separadas por umbrales más escarpados. Sin embargo, el canal Jacaf logra distinguirse por la mayor angostura de las cubetas y por la respuesta acústica de sus estructuras sedimentarias. Las cuencas con explanadas de represamiento uniformes, en general están ubicadas en las partes centrales de los fiordos, en las cuales se observa una estructuración multilaminar y espesores con potencia que varía de 15 a 35 metros (*Figs. 16, 17, 19, 20 y 22*).

Los reflectores semi – transparentes en las cuencas con explanadas de represamiento y formaciones caóticas en el canal Jacaf y seno Ventisquero tienen límites más nítidos y paralelos (*Figs. 13, 14 y 15*), cuando comparados a los reflectores semi – transparentes de las cuencas con explanada de represamiento uniforme de los fiordos Quitr Alco y Elefantes, donde los límites no son continuos (*Figs 19 y 21*).

Sin embargo, las cuencas con explanadas de represamiento uniforme de los fiordos Quitr Alco y Elefantes se destacan por la existencia de reflectores internos con una estratificación acústica más densa y continua. Ese tipo de eco empieza en las vertientes medias y bajas de los umbrales que limitan la cuenca y subyace a reflectores con débil estratificación dentro de una semi - transparencia acústica (*Figs. 19 y 21*).

En la explanada de represamiento uniforme, en el fiordo Cupquelán, los mayores espesores se concentran en la parte distal del fiordo, junto al umbral rocoso. Los espesores alcanzan la potencia de 15 m, distribuidos en multicapas de estratificación laminar horizontal y paralela. Los reflectores internos varían desde semi - transparente, en las capas más superficiales, a intenso en las capas intermedias, y finalmente, a opaco en las capas interiores (*Fig. 20*). Hacia el interior del fiordo, la respuesta acústica cambia a reflectores de fondo prolongados, intensos y con poca o casi ausencia de estratificación.

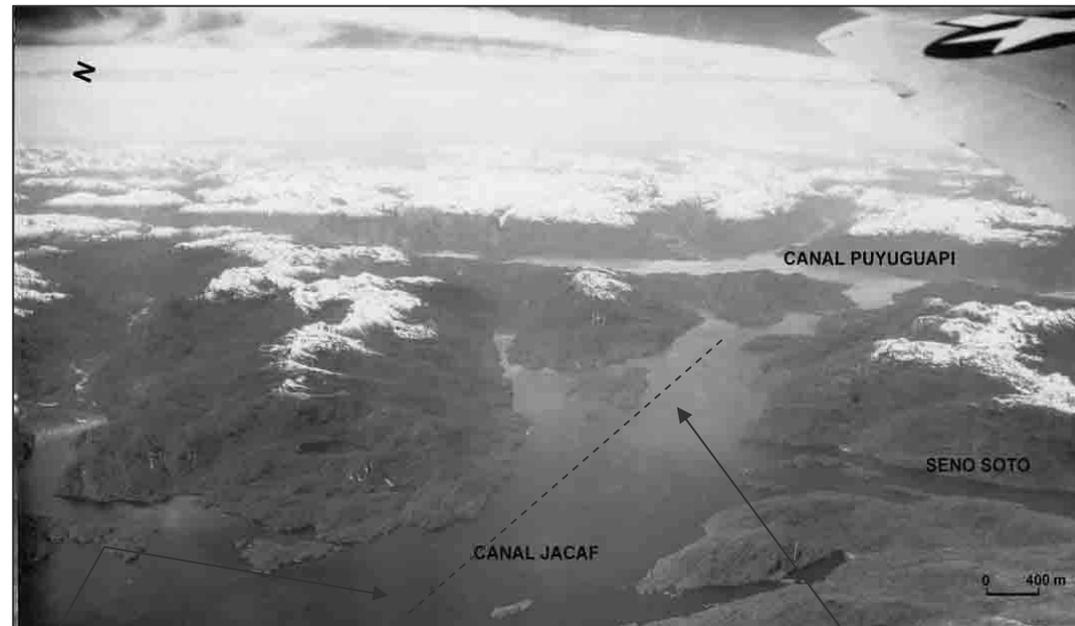
Con respecto a los reflectores de carácter interno opacos y de configuración caótica, esos se concentran en especial en las secuencias internas de las vertientes medias y bajas de umbrales, y de algunas de las cuencas represadas por umbrales en el sector de las Isla Cinco Hermanos, fiordo Aysén (*Figs. 13 – 21*).

En el canal Jacaf, se destaca el tipo de respuesta acústica de las formas ubicadas al centro del canal, que es altamente variable y muestra un rango de características mixtas: de baja a casi ausente estratificación a respuestas opacas. Ese conjunto de respuestas se distingue de otras formas que poseen reflectores internos opacos pero, con la identificación de hipérboles (*Figs. 13 y 14*).

En la zona de confluencia del canal Jacaf y del fiordo Aysén con el canal Moraleda, cubriendo como manto algunas cimas del umbral rocoso y formas deposicionales de fondo, se concentran reflectores que muestran estratificación casi ausente dentro de una general transparencia (*Figs. 14b y 18*). Se trata de capas de espesor con potencia total que varían entre 15 a 30 metros en el canal Jacaf, y 50 metros en el fiordo Aysén, teniendo en ese último la forma de terrazas.

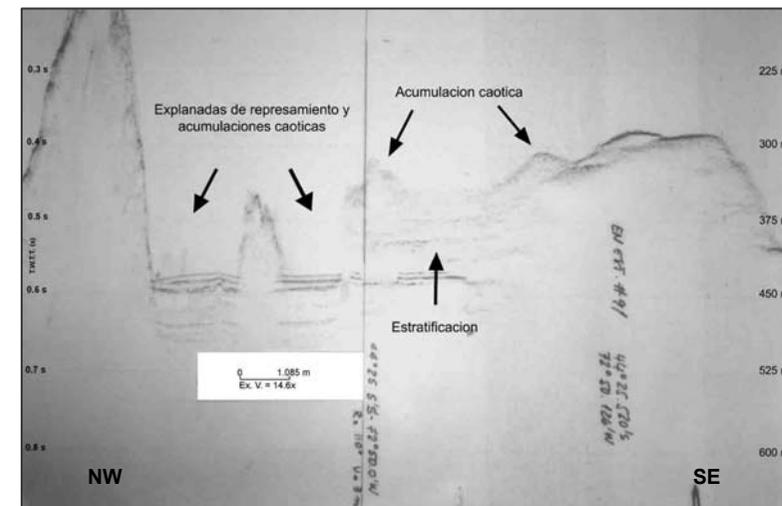
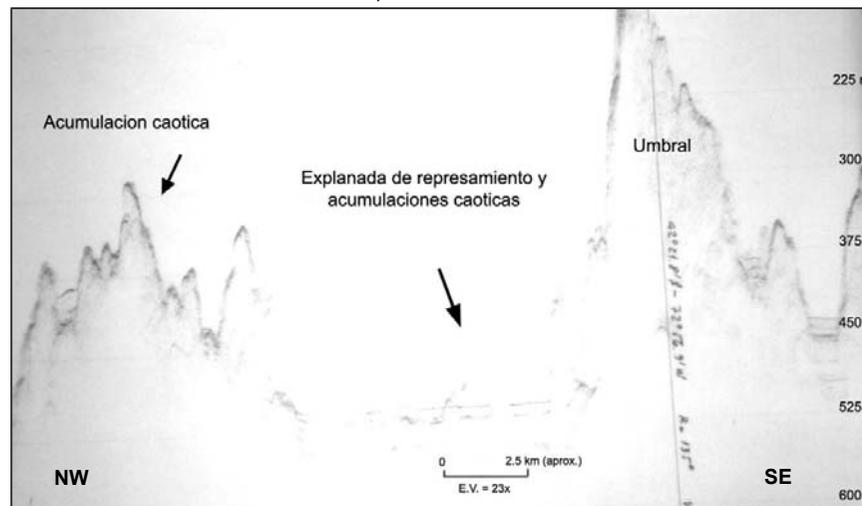
Son identificados, además, dos clases de respuestas acústicas en áreas próximas a las desembocaduras de ríos. En la salida del río Cisnes, en el canal Puyuguapi, los reflectores presentan un tono intenso del fondo, pero sin respuestas visibles del subfondo. La forma externa es caracterizada por una secuencia de montículos (*hummocky*). En zonas próximas a la desembocadura del río Aysén, en el fiordo del mismo nombre, los reflectores son caracterizados por tonos moderados a intensos del fondo y del subfondo, intercalados por reflectores semi – transparentes. Hay estratificación y la forma externa es bastante ondulada con presencia de trazos de deformación de las capas (*Figs. 16 y 17*).

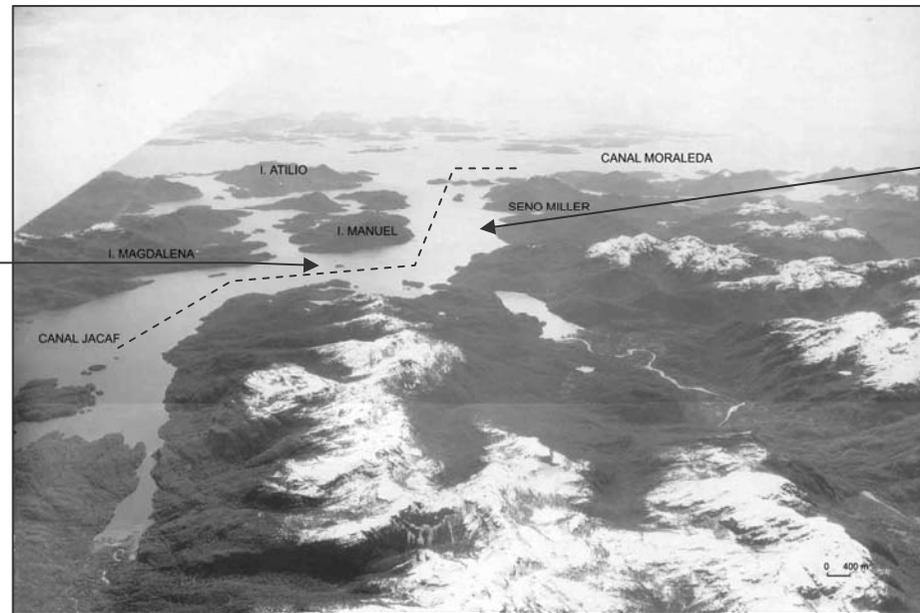
**Figura 13:** Canal Jacaf – Parte central y confluencia con el canal Puyuguapi. Foto aérea oblicua y ubicación de los registros 3.5 kHz. Línea segmentada indica la ubicación de los perfiles acústicos. Fuente: SHOA



a

b

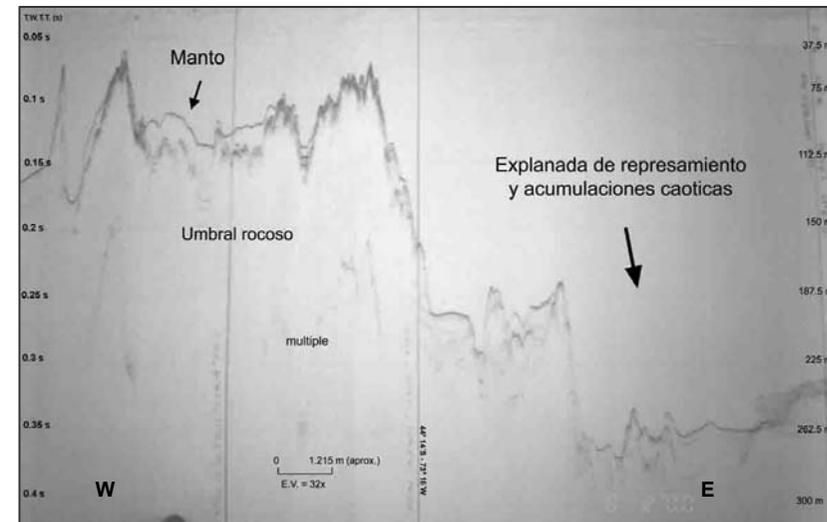
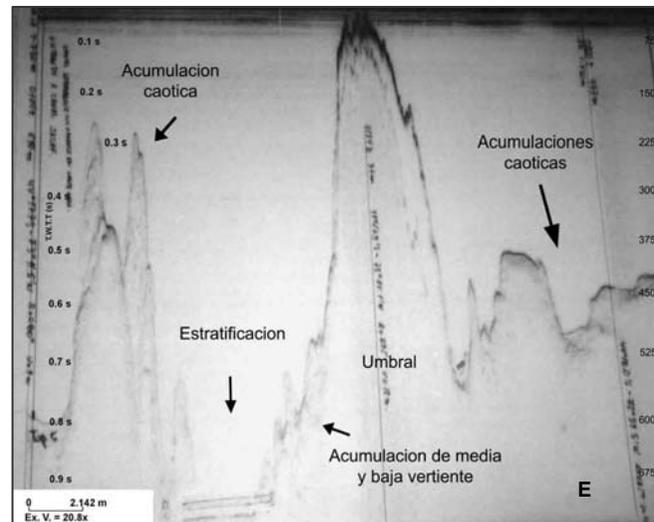




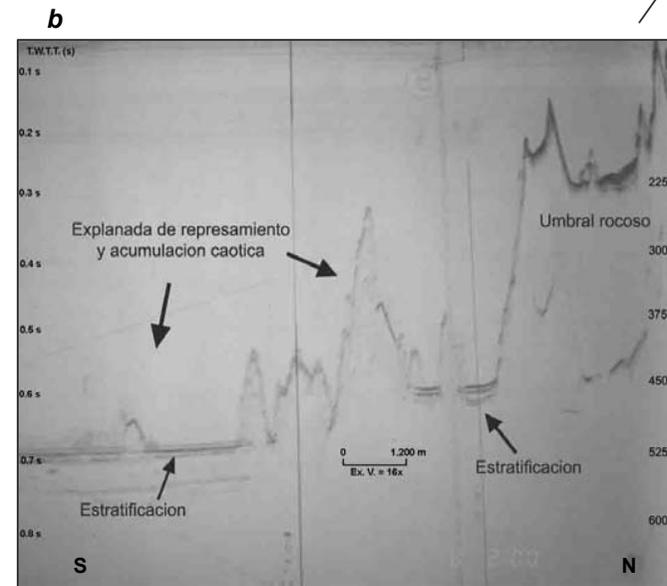
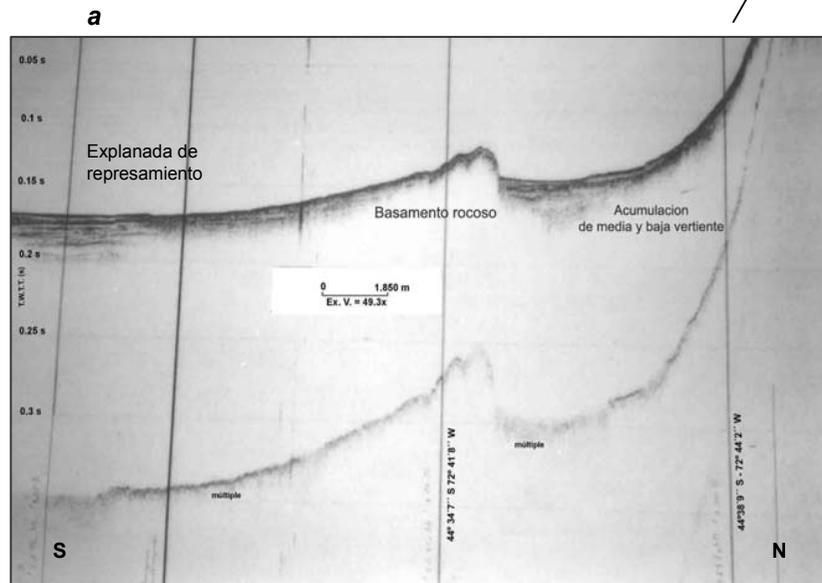
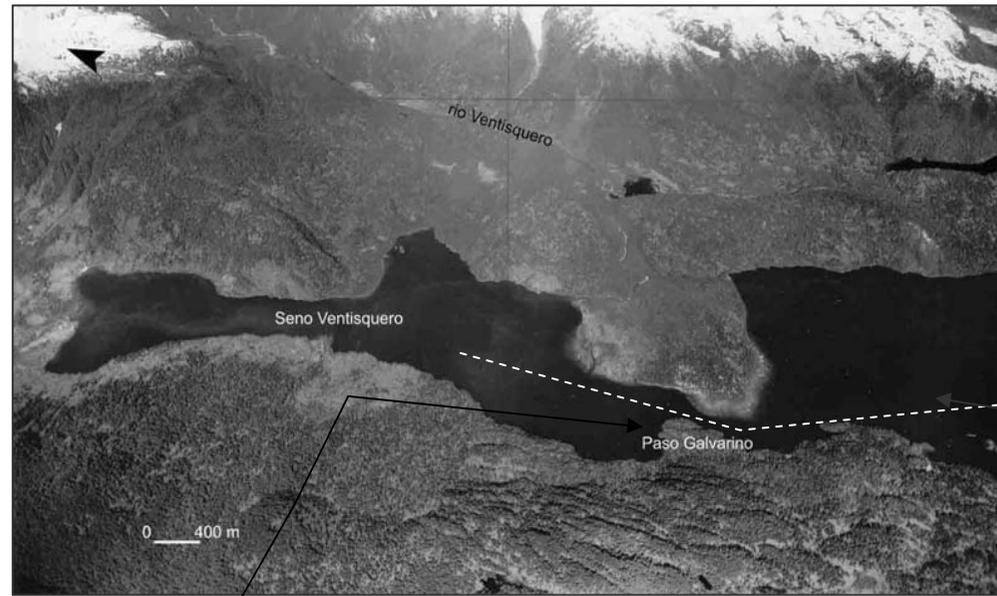
**Figura 14:** Canal Jacaf. Parte central y confluencia con el canal Moraleda. Foto aérea oblicua (1945) y registros 3.5 kHz. Fuente: SHOA

**a**

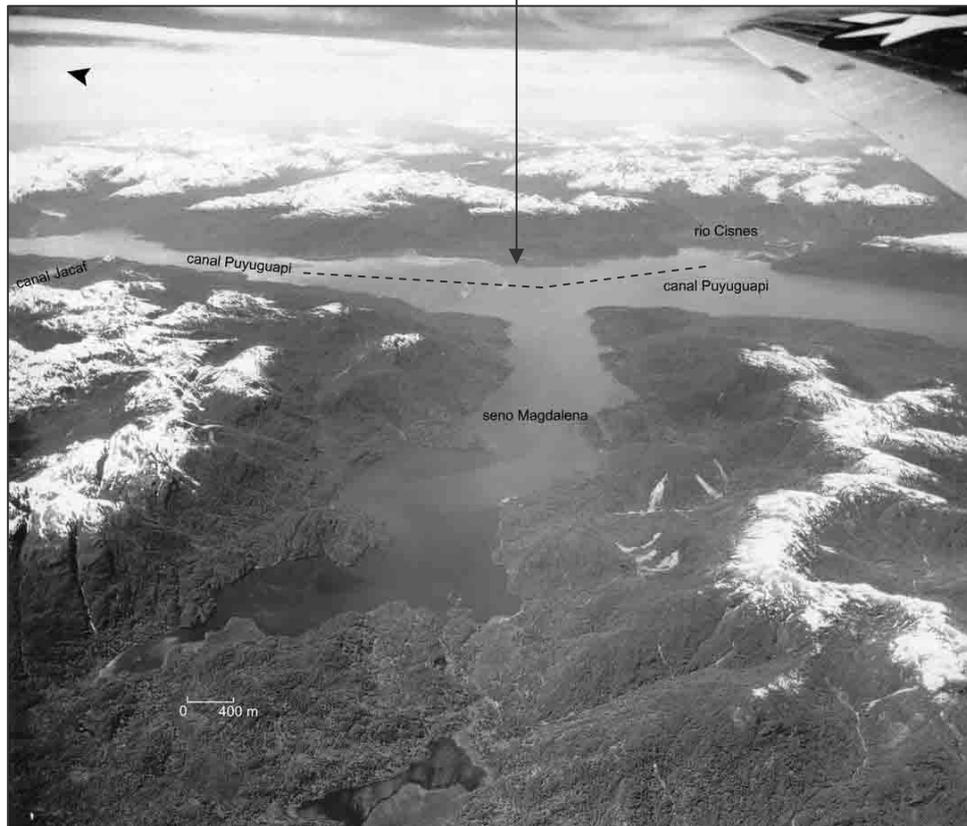
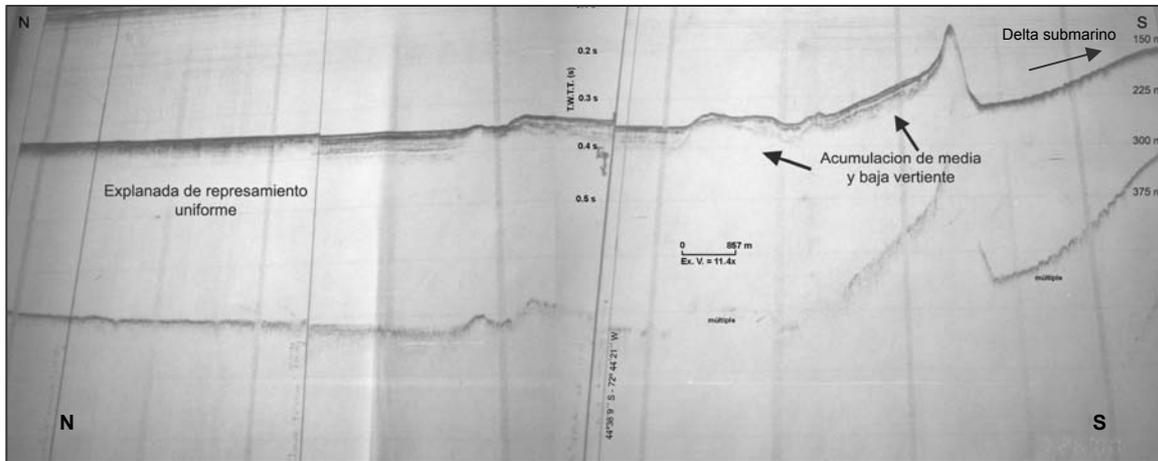
**b**



**Figura 15:** Seno Ventisquero – Área proximal a la cabecera del fiordo. Foto aérea oblicua (1945) y registros 3.5 kHz. Fuente: SHOA

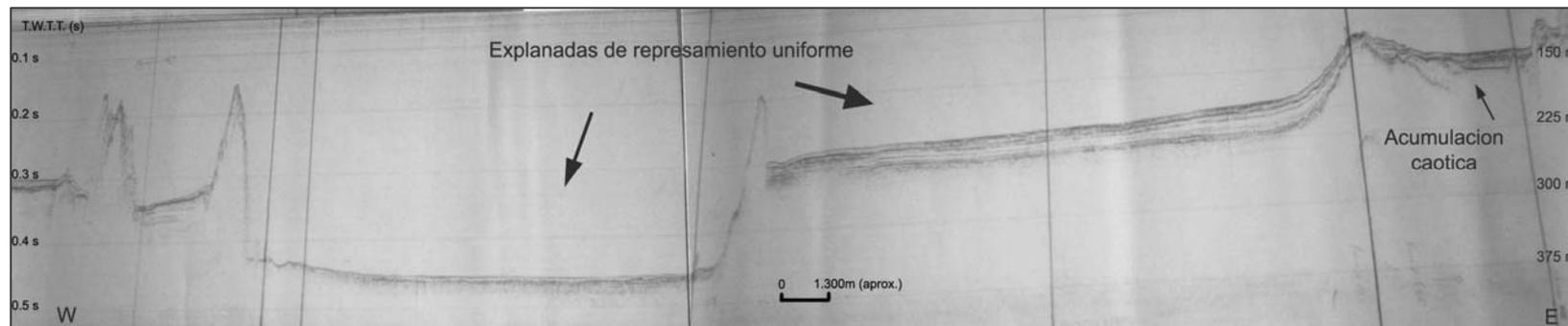


**Figura 16:** Canal Puyuguapi – Área próxima a la desembocadura del río Cisnes. Foto aérea oblicua (1945) y registros 3.5 kHz.  
Fuente: SHOA



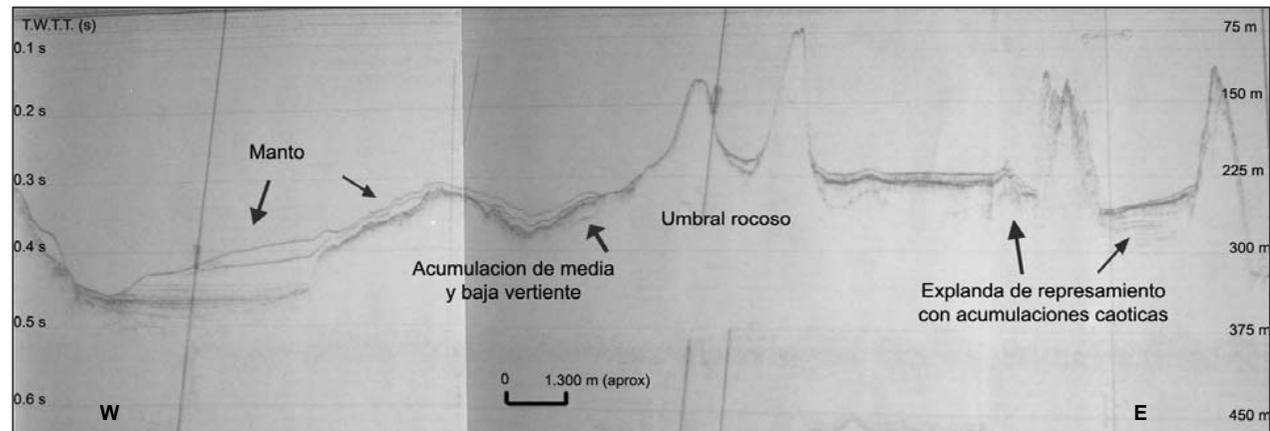


**Figura 17:** Fiordo Aysén. Parte central y proximal. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz. Fuente: SHOA

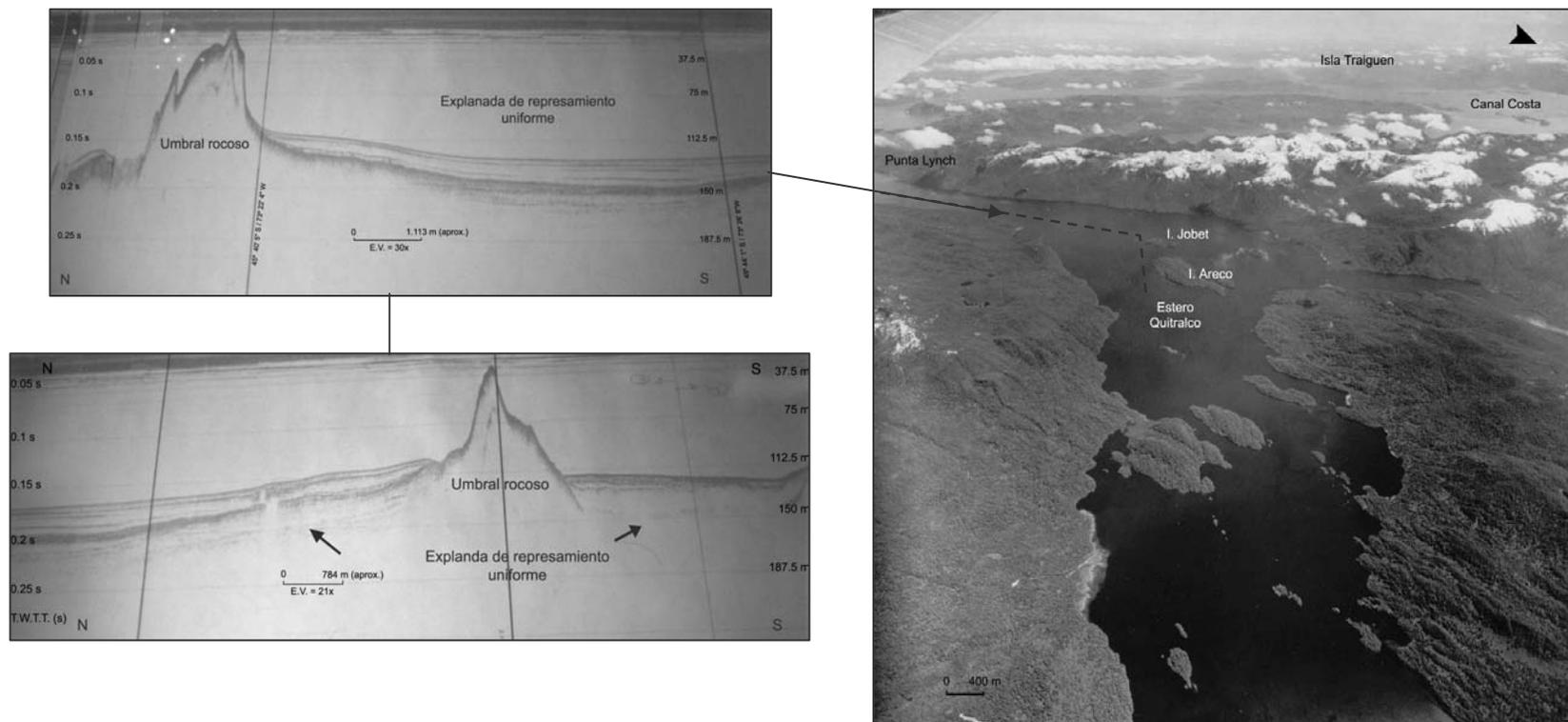




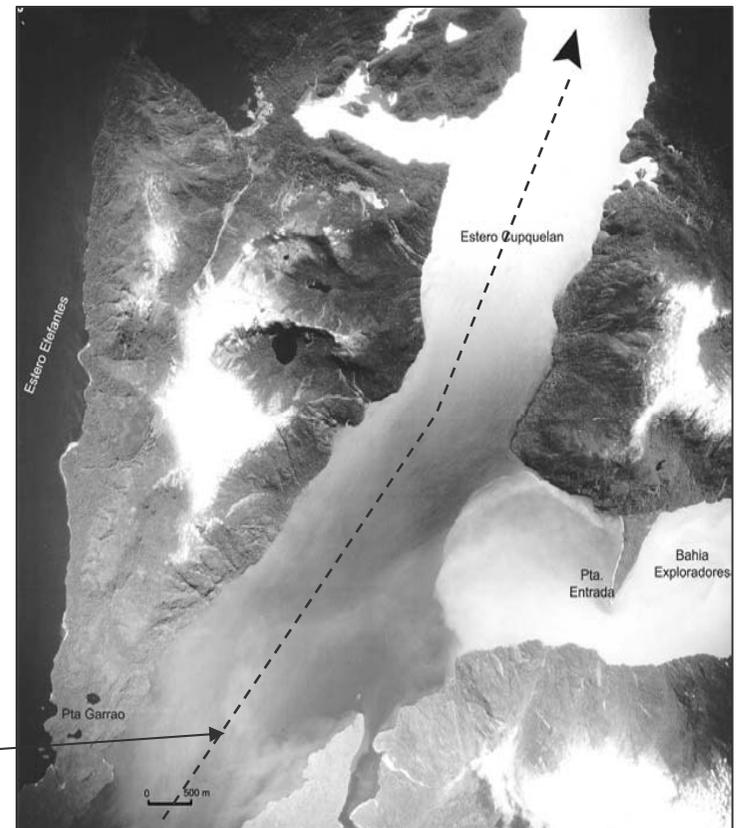
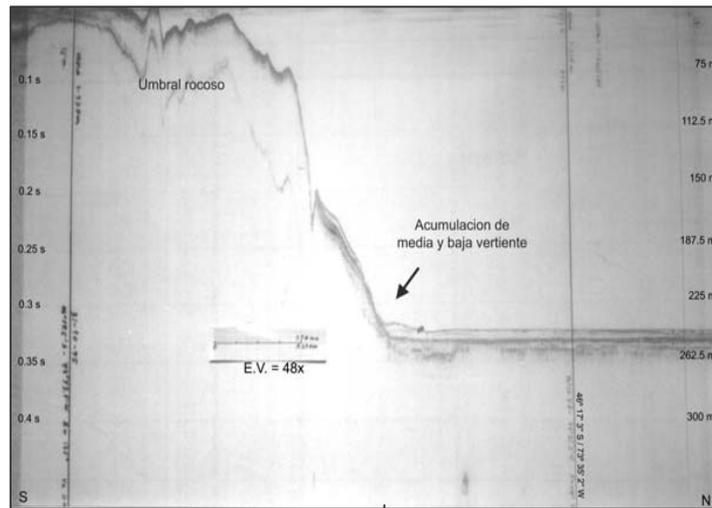
**Figura 18:** Fiordo Aysén. Parte central y distal.  
Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz.  
Fuente: SHOA



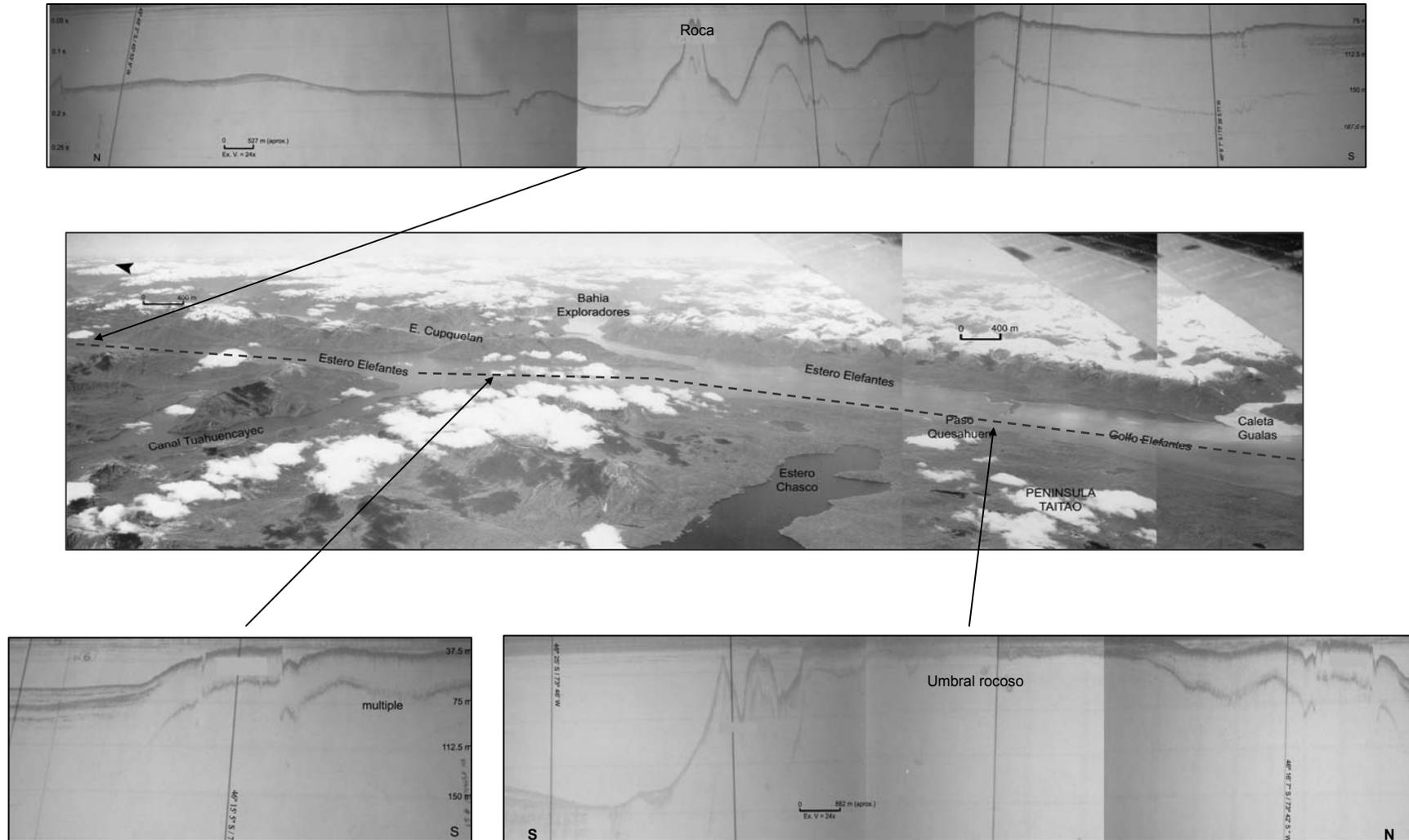
**Figura 19:** Fiordo Quitalco. Parte proximal y central. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz.  
Fuente: SHOA



**Figura 20:** Fiordo Cupquelán. Parte distal. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz.  
Fuente: SHOA



**Figura 21:** Fiordo Elefantes. Foto aérea oblicua y registros 3.5 kHz.  
(Fuente: SHOA)



### **3.3 FENOMENOS DE VERTIENTES**

#### **3.3.1 Formas asociadas a los fenómenos de vertientes**

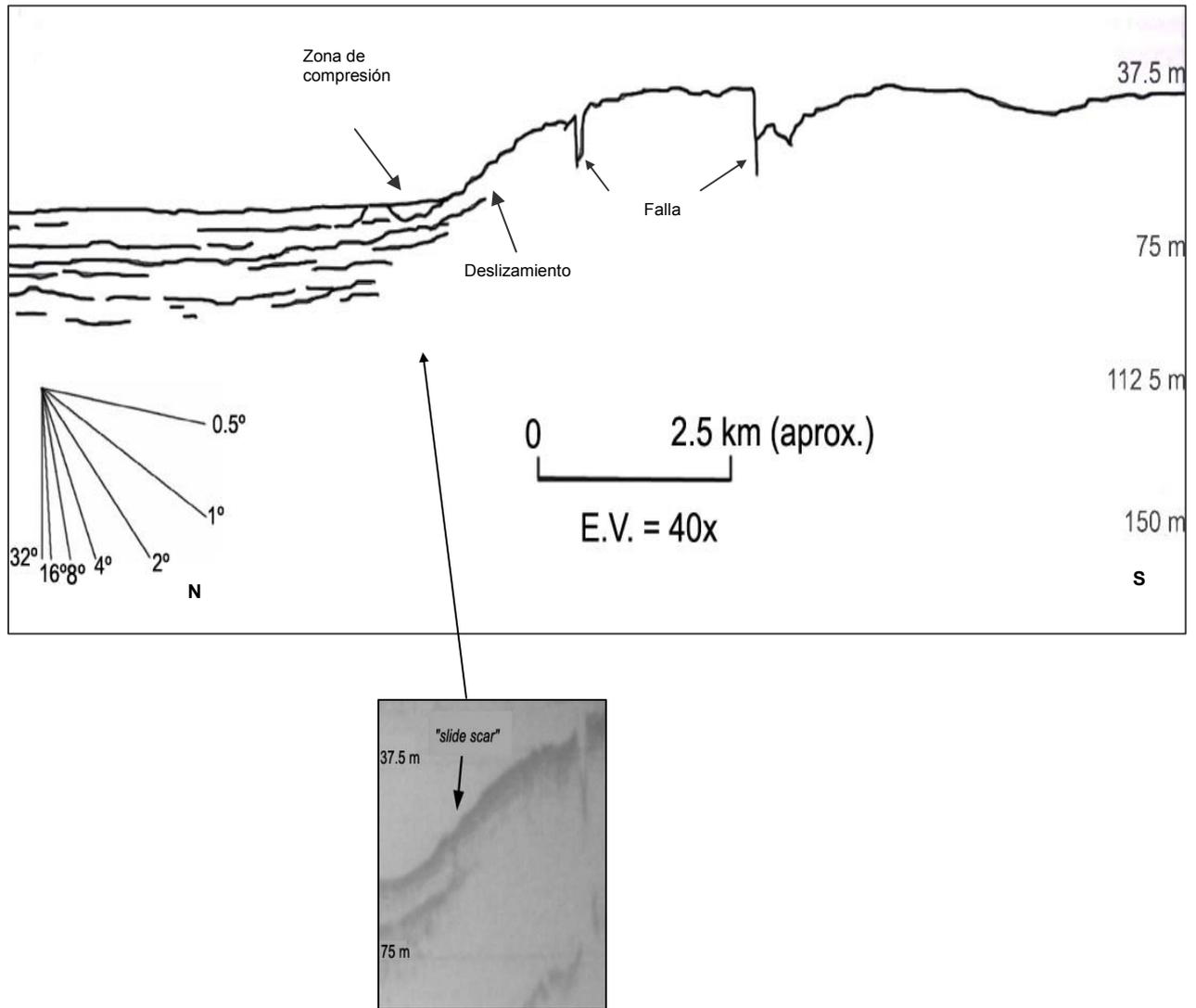
Los procesos de movimientos en masa más observados incluyen transportes como los deslizamientos, creep (creeping o reptación), o como flujo de detritos. Los sitios observados que son más propensos a su desarrollo son: (i) donde la sedimentación ocurre sobre una base topográfica marcada por pendientes (vertientes, umbrales); (ii) áreas de fallas; (iii) proximidades de áreas con fuerte o constante proceso de sedimentación (deltas). Las paredes laterales de fiordos también son sitios susceptibles a movimientos en masa, como desprendimiento de rocas y avalanchas, sin embargo, el área de estudio carece de perfiles acústicos transversales, que son los que habilitan para analizar esos ambientes.

Se observa una asociación entre los caracteres acústicos de los sedimentos y los movimientos en masa a que están sometidos.

Las capas de estructura laminada están, en general, asociadas a bloques de deslizamiento compacto, mientras las estructuras no estratificadas y de configuración caótica a movimientos de materiales no cohesos, como los flujos de detritos. Además, el carácter deslizante de los primeros se vincula a la deformación de los sedimentos no solamente vertiente abajo, sino también a la deformación de la explanada de fondo de cubeta. El movimiento de material no coheso (desintegrativo) tiene una dinámica e influencia sobre los sedimentos de ámbito más local, concentrando los depósitos deformados, generalmente, en la base de las vertientes. La variación de los reflectores acústicos de los depósitos junto a las vertientes es lo que posibilita verificar esas distintas asociaciones.

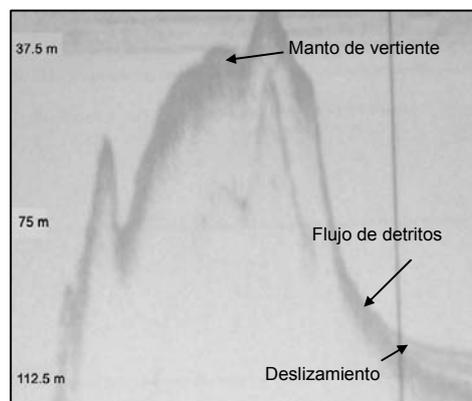
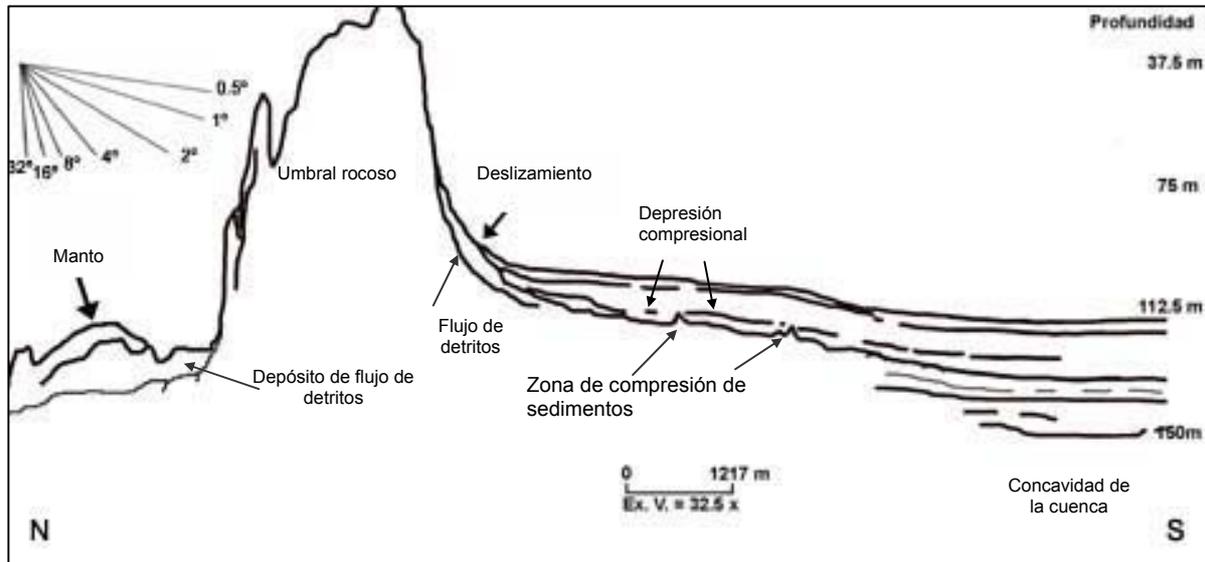
En cuencas de fiordos con explanadas de represamiento uniforme, se efectúan deformaciones de las capas laminadas desde los bordes de las cubetas (*Fig. 22*) y avanzando, en algunos ejemplos, hasta las proximidades del otro límite de la cubeta.

**Figura 22:** Fiordo Elefantes. Cuenca con explanada de represamiento uniforme, donde son vistos deslizamientos en pendiente suave y una zona de compresión de sedimentos en la parte baja de la vertiente, con consecuente deformación de las capas estratificadas. El deslizamiento se produce sobre un plano de deslizamiento bien definido y cóncavo, desarrollado a partir de una zona de ruptura (“slide scar”), como puede ser observado en el recuadro.



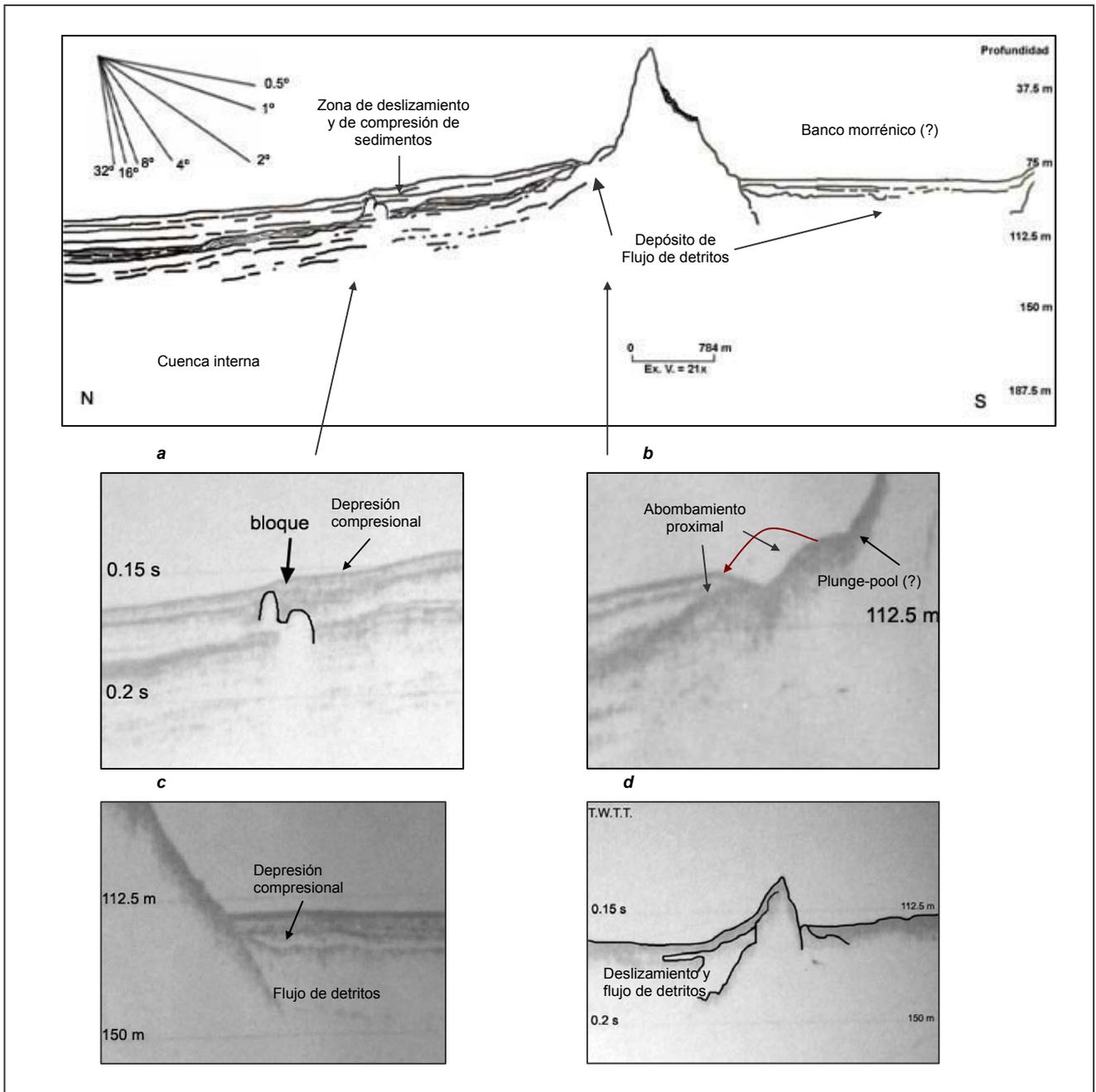
En el fiordo Quitalco, en la forma cóncava de la cubeta se observa un mayor espesor de sedimentos hacia al centro, pero no se ve deformaciones representativas al interior, sino sedimentos remodelados en la base de las vertientes internas de los umbrales (Figs. 23 y 24).

**Figura 23:** Fiordo Quitralco. Cuenca con explanada de represamiento, donde se nota la tendencia a la concavidad hacia al interior. Los deslizamientos y flujo de detritos se efectúan en pendientes que varían entre 4 – 16°.



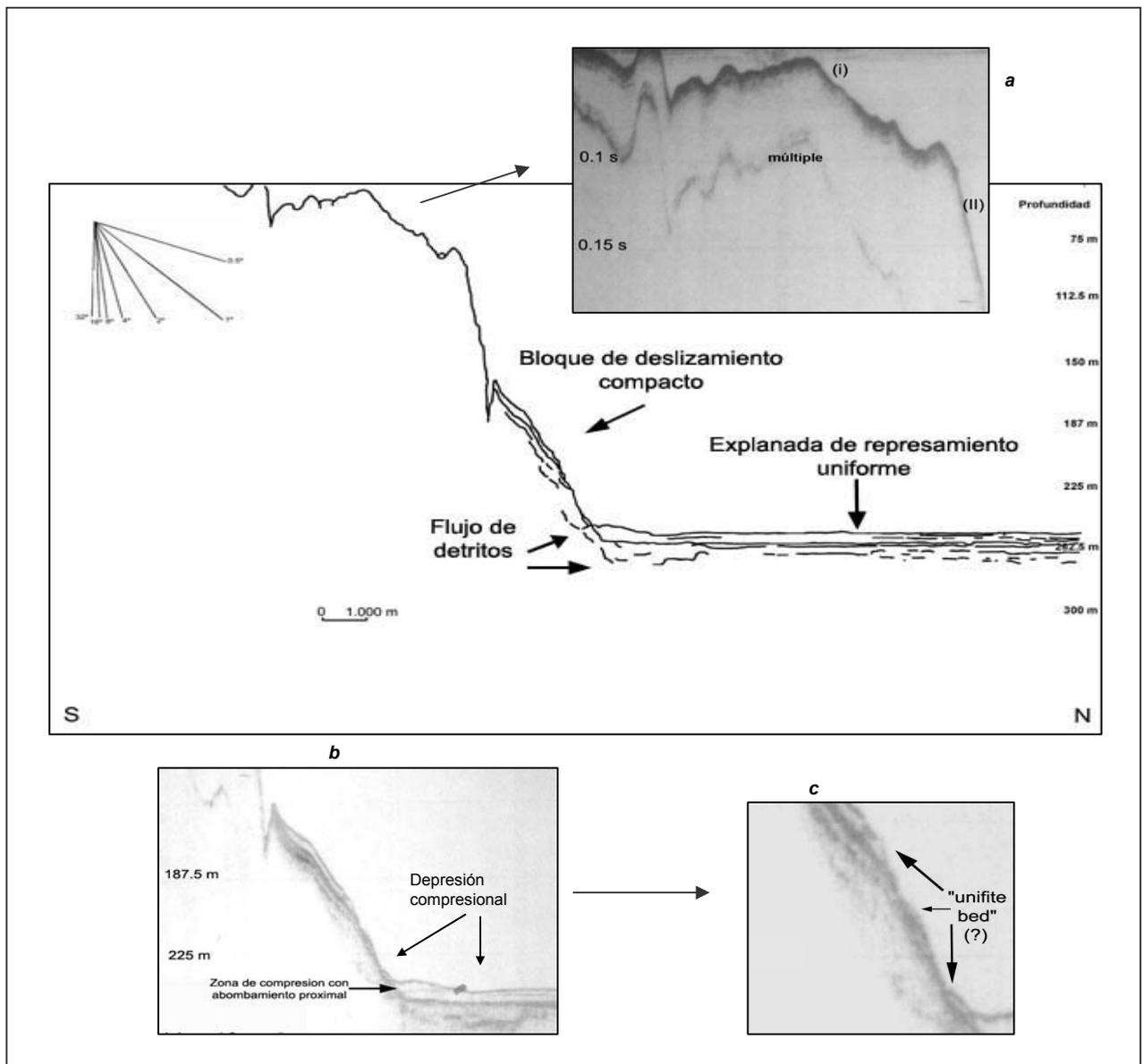
Las acumulaciones caóticas, con reflectores internos opacos e incoherentes, se acumulan preferentemente en la base de algunas de las vertientes con mayor pendiente, en las dos clases de cuencas de fiordos. En general, subyacen a capas de estructura laminar.

**Figura 24:** Fiordo Quitralco. Cuenca con explanada de represamiento uniforme en la parte distal de fiordo. La zona de depósitos de flujo de detrito, en la base de la vertiente interna de umbral coincide con la secuencia sedimentar de estratificación acústica densa, que se desplaza por una pendiente de 2°, hasta alcanzar una zona de compresión, representada por un posible bloque (a). En esa zona, los sedimentos sufren deformación tanto en las capas superficiales, como en las interiores. Se nota un abombamiento proximal a la base de la vertiente, que por la respuesta acústica se asocia a movimientos de materiales no cohesos (b). Sobre esa se forman secuencias de estratificación acústica no continua y con reflectores internos semi-transparentes. En la cuenca externa, la explanada de represamiento se caracteriza por secuencia interna sin estratificación y respuesta acústica semi-transparente a opaca, que subyace a una secuencia que varía de reflectores relativamente estratificados a caóticos (c) y (d).



En el fiordo Cupquelán (Fig. 25), las deformaciones se concentran en capas estratificadas proximales a las vertientes, siendo la deformación más acentuada con la elevación de la pendiente generando un abombamiento proximal de los depósitos,

**Figura 25:** Fiordo Cupquelán. Vertiente de umbral en la parte distal del fiordo. Se observa en (a) vertientes con reflectores acústicos hiperbolados en que no se logra identificar capas de sedimentación (i); la pendiente más fuerte (ii) no posibilita la acumulación de sedimentos. El bloque de deslizamiento compacto presenta una estructura laminada (b), sin embargo, la masa de sedimentos sufre una ruptura en el punto de mayor pendiente de la vertiente; parte del bloque que sufrió ruptura es desplazada por deslizamiento hasta la base de la vertiente y estratos internos pasan a la condición de capas superficiales. Se observa una subsidencia vertical así como un desplazamiento hacia adelante (c). En la base de la vertiente se observa a casi 250 metros de profundidad el relleno de una depresión interior, cuya masa sedimentaria de rasgo acústico semi-transparente y de estructura caótica sufre una mayor deformación, siempre relacionada con el trabajo de vertiente.



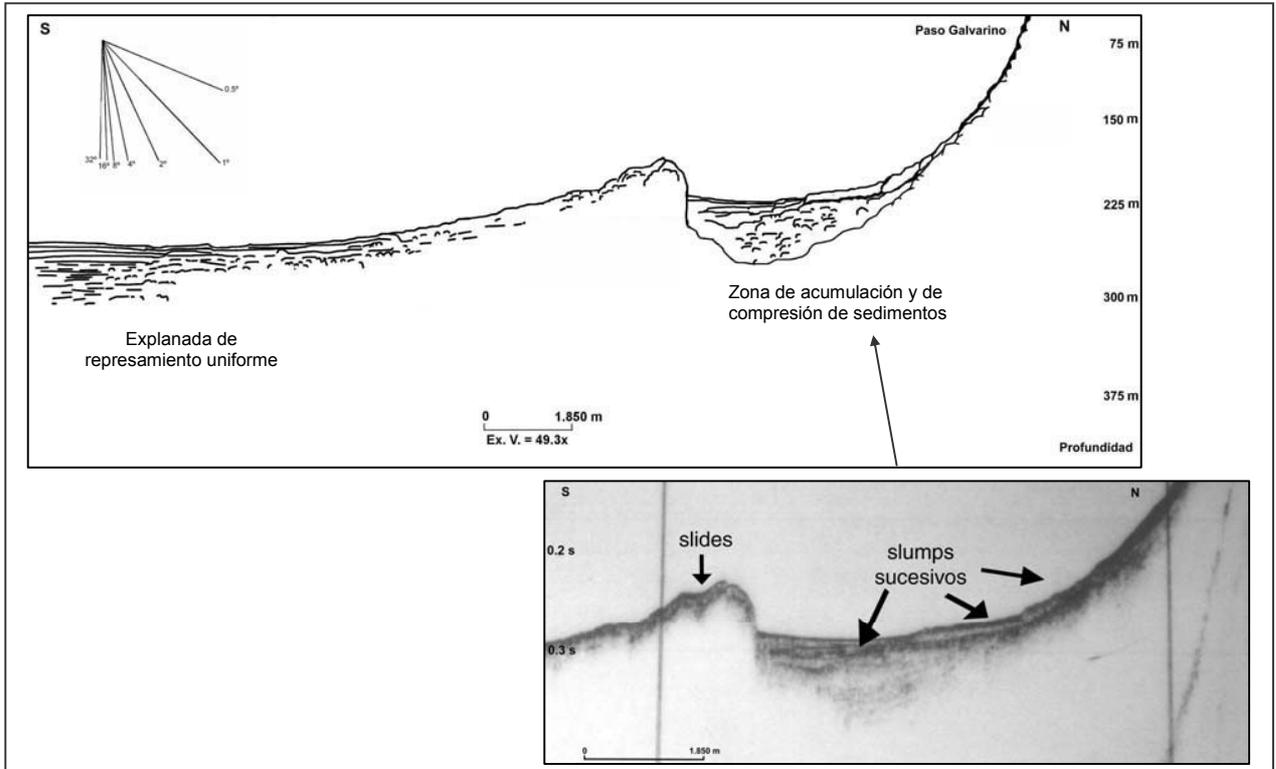
La deformación de la estructura laminada en el contacto entre la cuenca y el umbral externo en el fiordo Cupquelán es interpretada inicialmente por ARAYA – VERGARA (1997; 1998), como compresión por empuje de materiales desde la vertiente

En algunas cubetas del seno Ventisquero (*Figs. 26, 27*), canal Puyuguapi (*Fig. 28*) y fiordo Aysén (*Fig. 29*), los sedimentos superficiales y subsuperficiales se deforman al acercarse de una zona de compresión, como una formación rocosa o acumulaciones caóticas fosilizadas. Puede ocurrir que capas interiores, ya deformadas por el contacto con una zona de compresión, sufran deformaciones epigénicas, por el proceso de desplazamiento de las capas superiores y más recientes (*Fig.28*). Se observa en general, que el principal bloque de sedimentos sufre deslizamiento resultando en la formación de una zona de depresión compresional y de una zona de punta de compresión, donde se pueden formar varias formas dobladas por empuje (*Figs. 27a y b*).

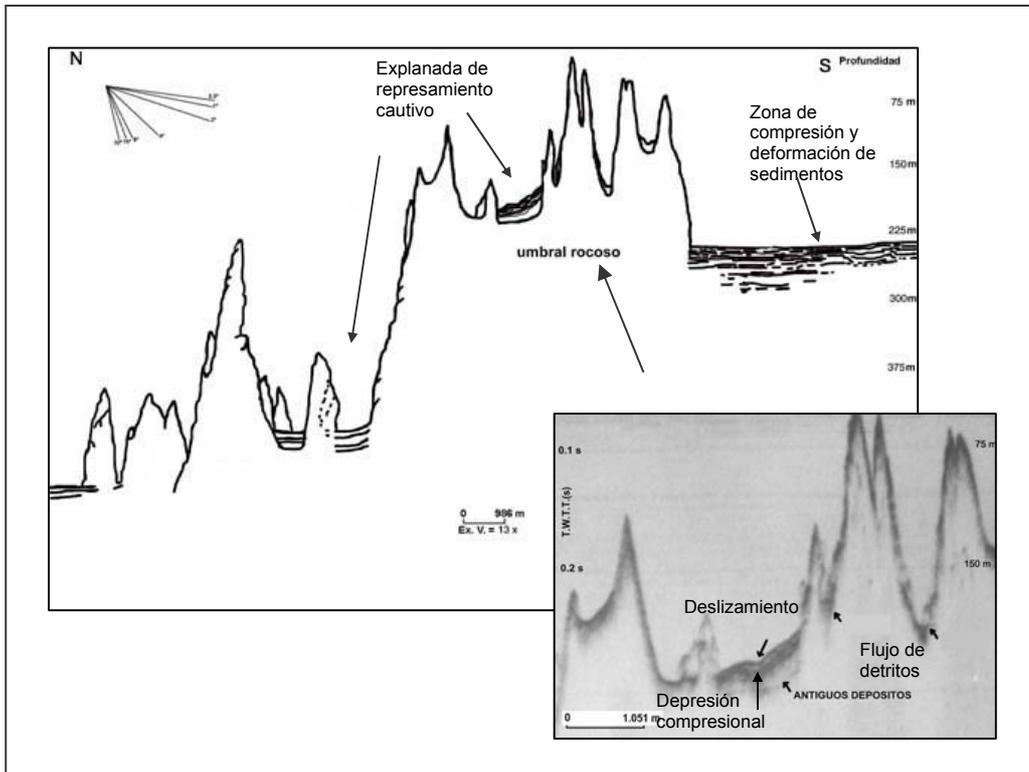
En los ejemplos citados, las estructuras laminadas super y subsuperficiales se encuentran siempre en fase superior a las estructuras caóticas y de carácter acústico semi-transparente.

En el fiordo Puyuguapi, la deformación en forma de doblas de la estructura sedimentaria asociada con la fuerte intensidad del tono del fondo y la ausencia de respuesta del subfondo próximo a la zona de desembocadura del río Cisnes, observadas aún en la *Fig. 28* indican un probable ejemplo de reptación (*creep* o *creeping*). Aunque la reptación sea un fenómeno de vertiente típicamente subaéreo, esa clase de deformación del sedimento es considerado ubicuo en la mayoría de los fiordos con elevada sedimentación o en vertientes más abruptas de áreas de prodeltas.

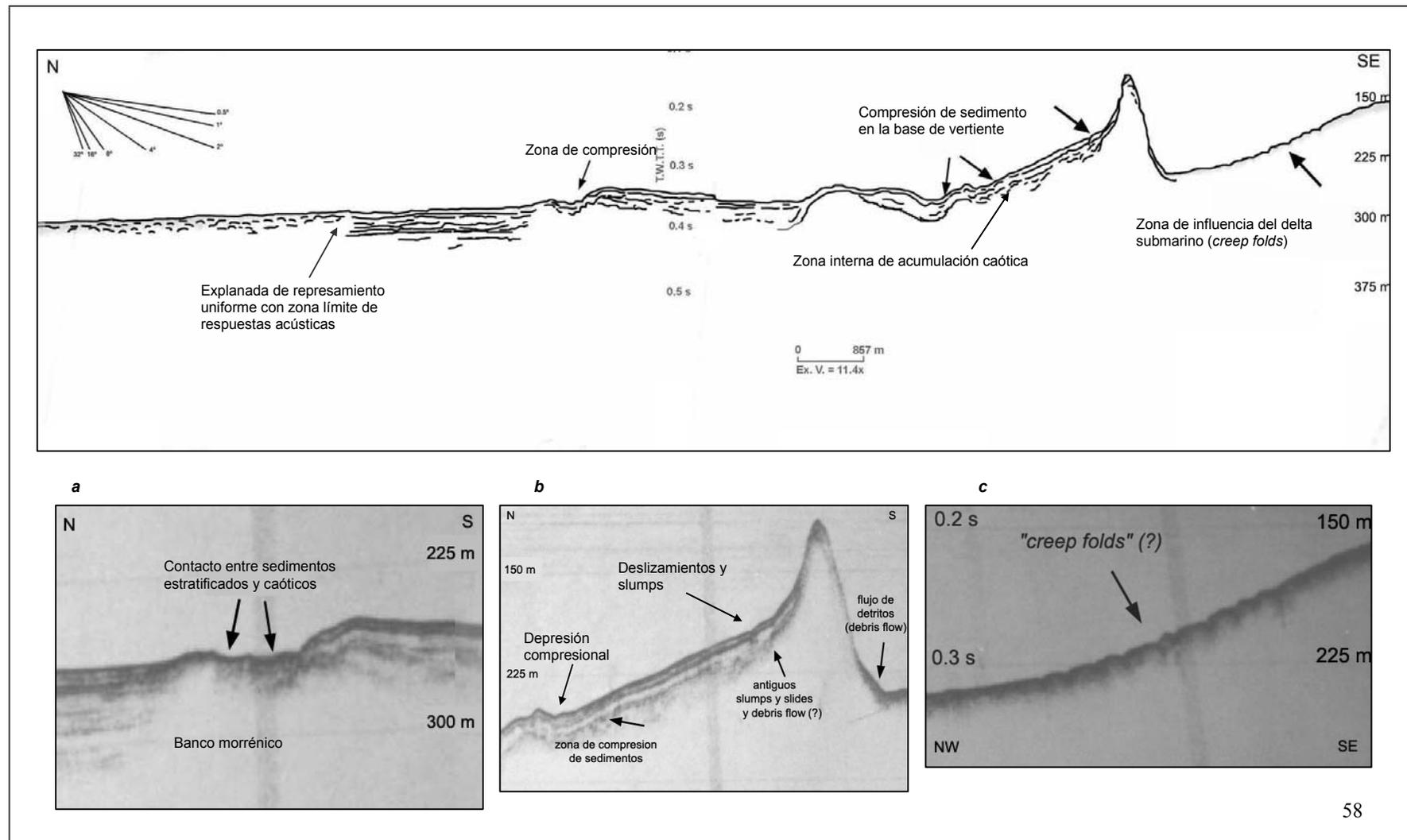
**Figura 26:** Seno Ventisquero, próximo al Paso Galvarino. Área de media y baja vertiente en pendientes entre 1 – 8° y con acumulación de sedimentos en la base tras sucesivos deslizamientos cuya tendencia es la de sufrir deformaciones debido a la presencia de un bloque rocoso.



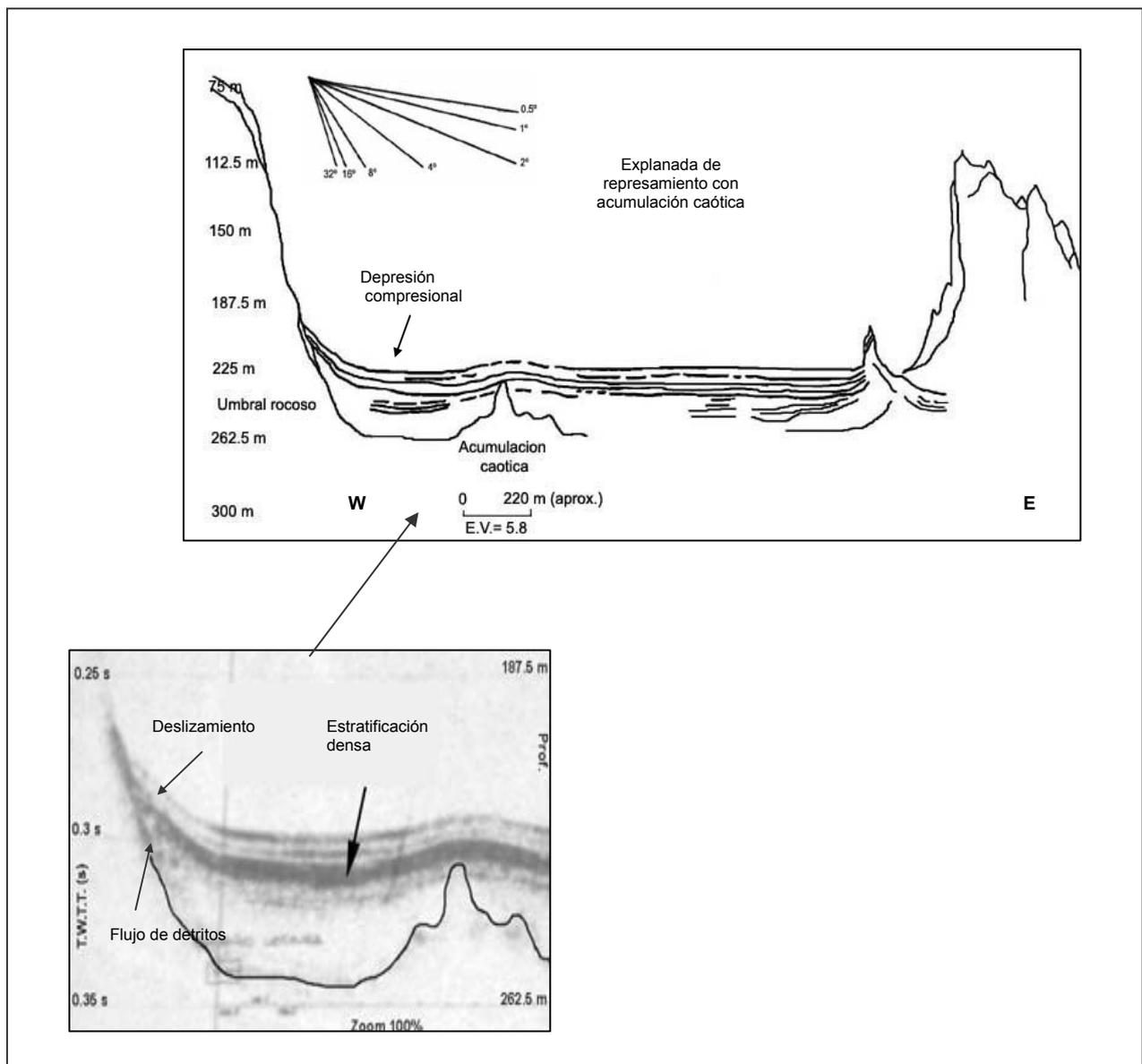
**Figura 27:** Seno Ventisquero. Compresión y deformación de las capas sedimentarias próximo al borde de la cubeta, lo mismo ocurriendo en la explanadas de represamiento cautivo.



**Figura 28:** Fiordo Puyuguapi. Explanada de represamiento uniforme con fenómenos de media y baja vertiente. Movimientos en masa se reproducen en vertientes con pendientes entre 1 – 8°. Acumulaciones caóticas internas sirven como zonas de compresión para sedimentos superiores de carácter estratificado, que sufren deformaciones en superficie y en subsuperficie, algunas en forma de cuña (a). En la base de la vertiente una depresión compresional antes de la acumulación de sedimento remodelado. Sobre el umbral de origen rocoso se desprenden materiales que se acumulan en la base de las vertientes, formando una zona de compresión de sedimentos (b). Hacia el área de delta submarino se notan formas suavemente dobladas, concentradas vertiente abajo, que se asocian probablemente a movimientos de reptación (creep), que se desarrollan en pendientes de 2° (c).

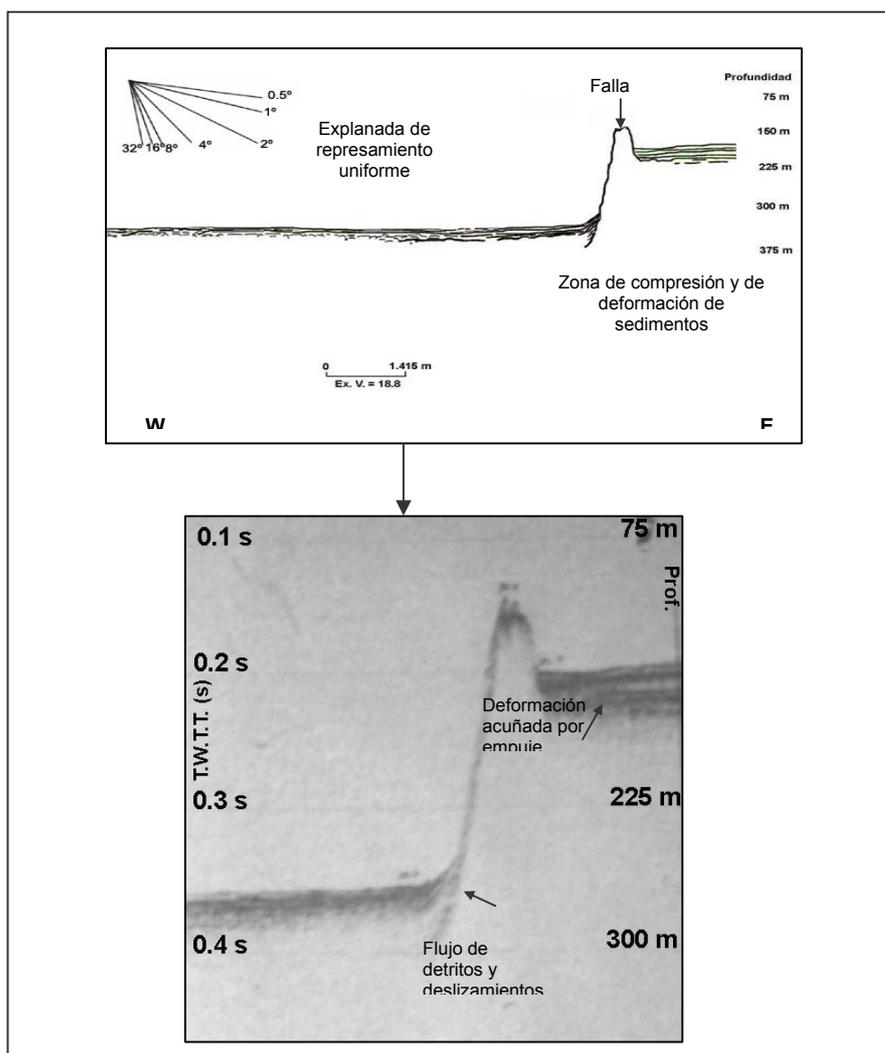


**Figura 29:** Fiordo Aysén. Sector Isla Cinco Hermanos. Explanada de represamiento con acumulación caótica. Las acumulaciones caóticas se encuentran en el subfondo. Se notan múltiples capas con respuestas acústicas distintas, variando de semi – transparentes a opaca, en las secuencias internas, a de la estratificación densa, al centro, y por ende, a la de estratificación semi – continua en la subsuperficie. Dichas secuencias sufren deformación sinsedimentar al conformarse sobre las irregularidades topográficas del fondo de la cubeta, representadas posiblemente por formas de acumulación caótica, debido a sus características acústicas. Las capas interiores, con estructuras caóticas, muestran flujos de detritos en los bordes de vertiente, mientras que las de estructura laminada sufren procesos de deslizamientos, en pendientes hasta 8°, aproximadamente.



En las estructuras laminadas en el fondo de las extensas explanadas de represamiento uniforme, ubicadas en la parte central del fiordo Aysén, las deformaciones acuñaadas en algunas de las cubetas se dan en el sentido de W - E y se observan tanto en las capas superiores como en las inferiores (Fig. 30).

**Figura 30:** Fiordo Aysén. Parte central del fiordo con explanada de represamiento uniforme. Los sedimentos estratificados y más espesos de la cubeta menos profunda presentan deformación en forma de cuña en área cercana al umbral rocoso, probablemente causado por empuje. En la base de ese, ya en la cubeta con mayor profundidad ocurren deslizamientos y flujo de detritos, con deformación de los sedimentos.



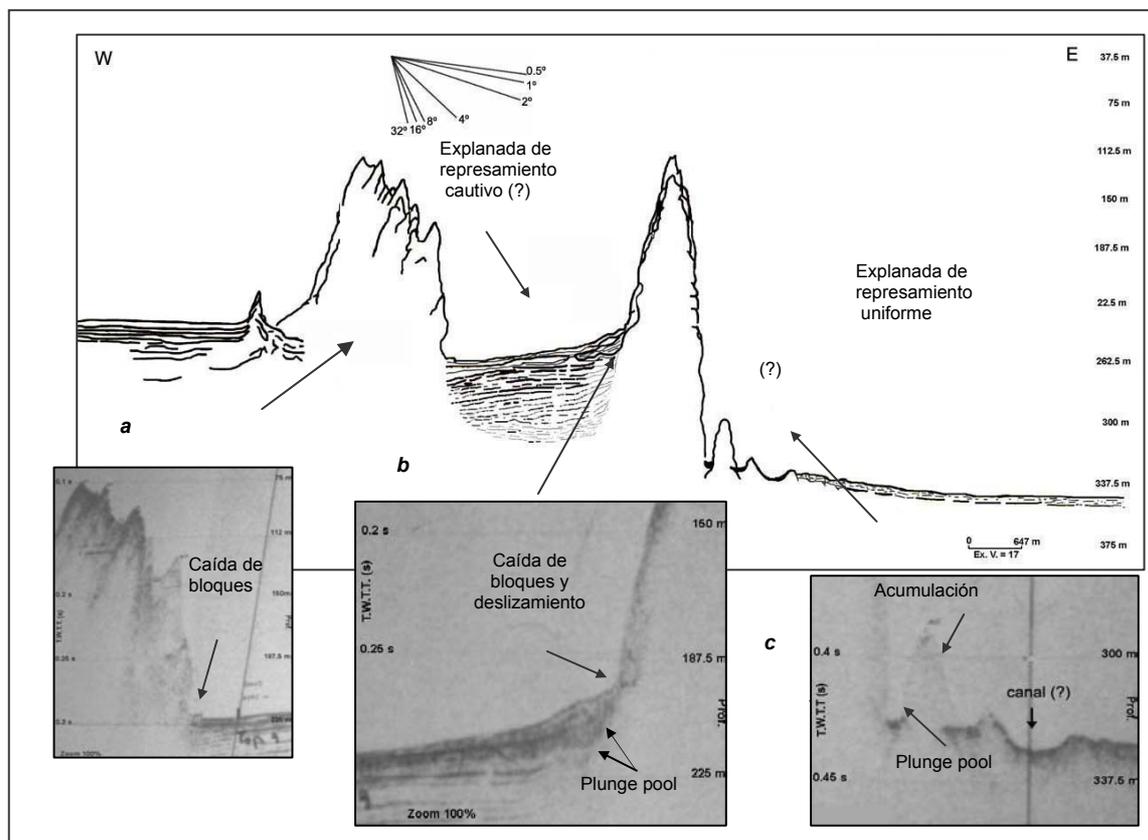
En el fiordo Aysén, una serie de cubetas más profundas en distintos niveles son separadas por umbrales aparentemente rocosos, con pendientes superiores a 30°. El relleno de esas cubetas probablemente se efectuaron por la deposición de sedimentos glaciarios (durante el periodo de retroceso glacial) y por sedimentos marinos más

recientes (*bypass*) represados por los grandes umbrales. (Figs. 25, 30 y 31). La acumulación de sedimentos en la base de vertientes con pendientes más elevadas proporciona deslizamientos de las capas superficiales y de probables flujos de detritos en las capas inferiores.

Como puede ser observado en la Fig. 31, los materiales de estructura caótica en la base de las paredes más abruptas de los umbrales rocosos, en el fiordo Aysén, están asociados al desprendimiento de bloques o de clastos, lo que es común en las paredes verticales de fiordos.

En la base de las mismas vertientes abruptas de los umbrales rocosos, rupturas de sedimentos producen formas separadas de las vertientes por depresiones conocidas como “*plunge pools*” (Fig. 31).

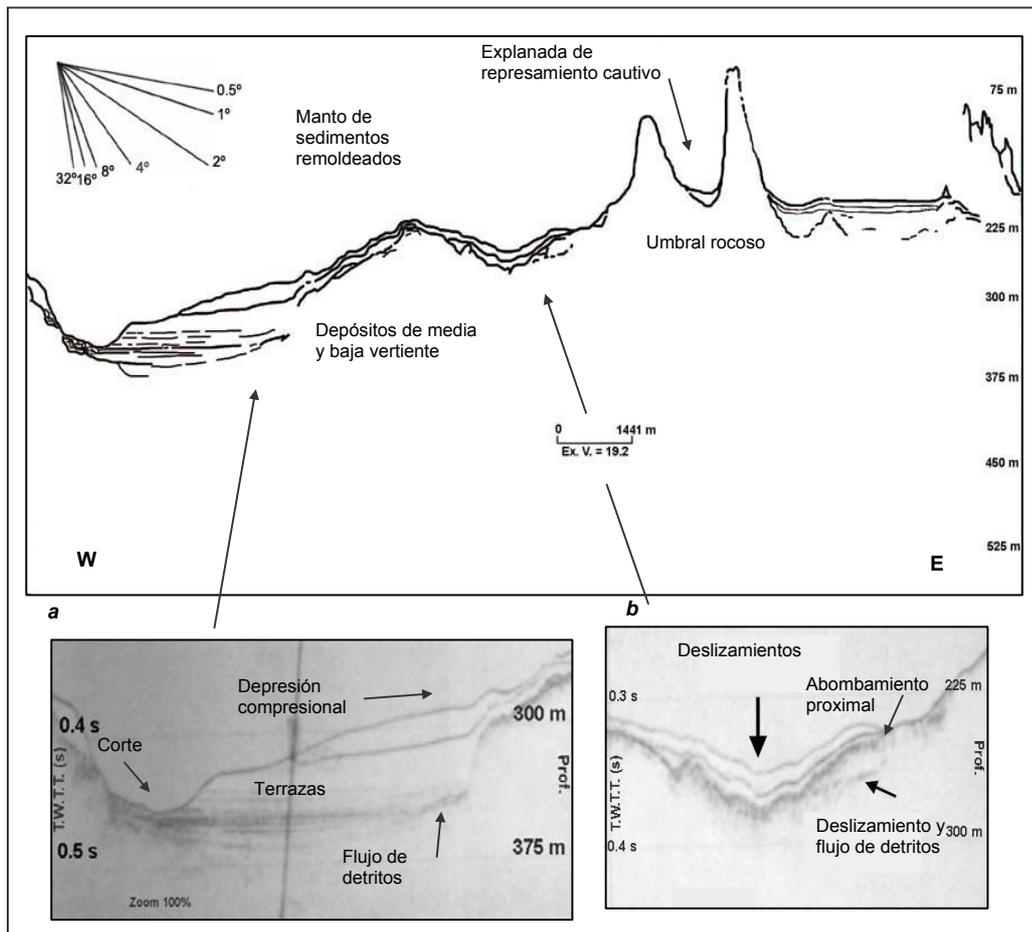
**Figura 31:** Fiordo Aysén. Sector Isla Cinco Hermanos. Pendientes más elevadas favorecen el desprendimiento de bloques hacia la base de la vertiente (a) y de deslizamiento, estando en algunas cubetas, en un plano de 2° o más de pendiente (b). Es posible visualizar depresiones “*plunge pool*” junto a la base de las vertientes con pendientes superiores a 32° (b y c).



Hay que diferenciar, sin embargo, los *plunge pools* de las depresiones compresionales; los primeros se desarrollan en la base de vertientes con pendientes más fuertes, mientras las formas subsiguientes están asociadas a pendientes más suaves.

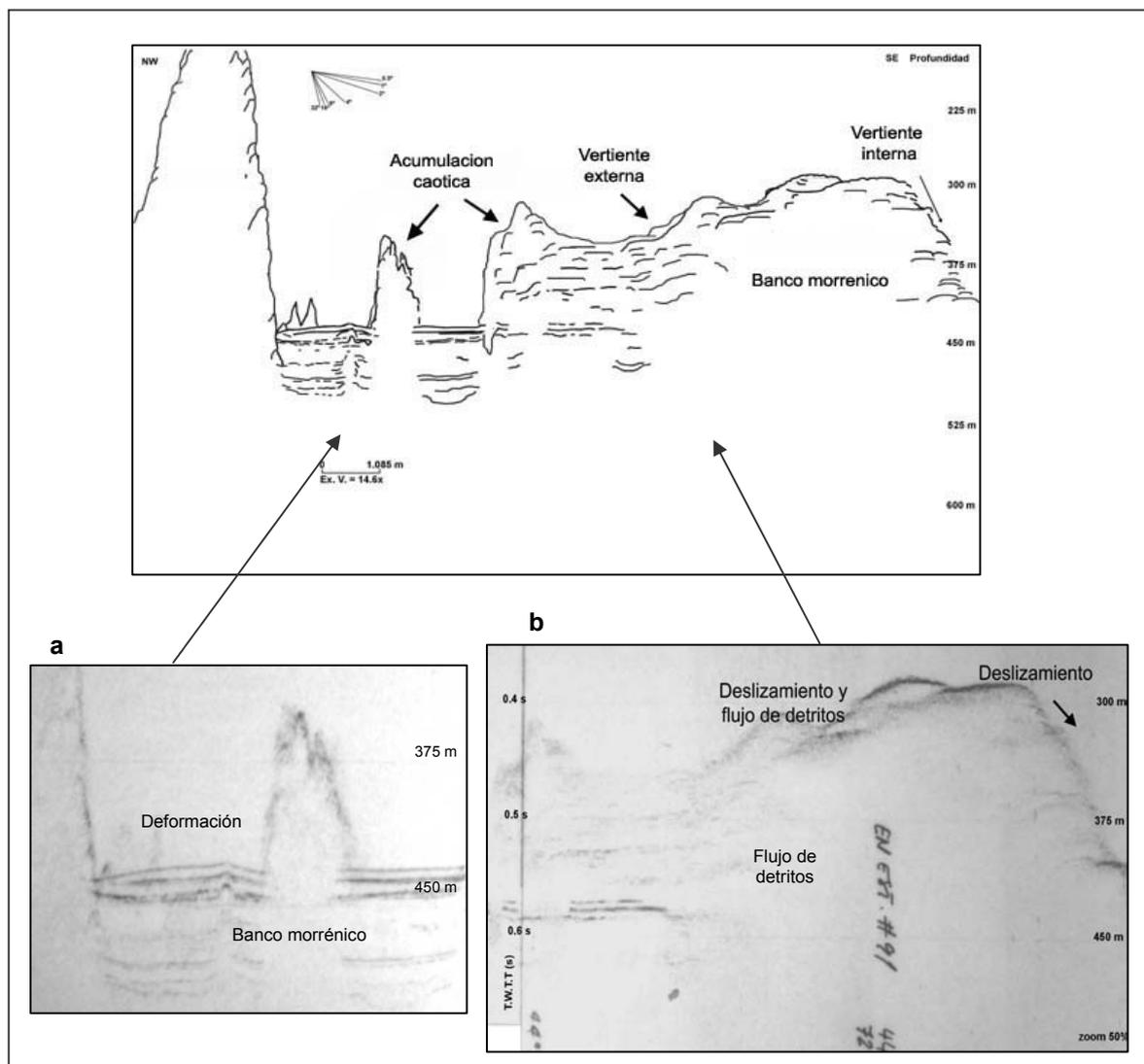
Un fenómeno común se verifica entre vertientes de los fiordos Aysén y Quirralco (Figs. 32 y 24, respectivamente). En la base de vertientes con pendientes entre 2 y 4°, se desarrolla una masa de sedimentos remodelados, donde la parte más proximal a la vertiente se ve en superficie, mientras la continuación de la masa de sedimentos que se desplaza vertiente abajo subyace a las capas con reflectores semi – transparentes. En ambos fiordos, la secuencia de manto empieza en el segundo bloque se sedimento remodelado.

**Figura 32:** Fiordo Aysén. Sector distal. Predominan los reflectores acústicamente semi – transparentes y transparentes, que conforman las vertientes y depresiones con pendientes entre 4 – 8°. Cubren movimientos en masa más antiguos, con excepción de lo que se observa en (b), donde la masa de sedimentos en la base de la vertiente se ve en superficie, mientras que las partes inferiores subyacen a las capas de reflectores semi – transparentes. Se nota un corte en el manto de sedimentos (a), donde las capas estratificadas interiores se ven en superficie. El manto de sedimentos que cubren parte de algunas vertientes y rellenan depresiones (a y b) presentan rasgos de deformación sinsedimentar y epigénica.



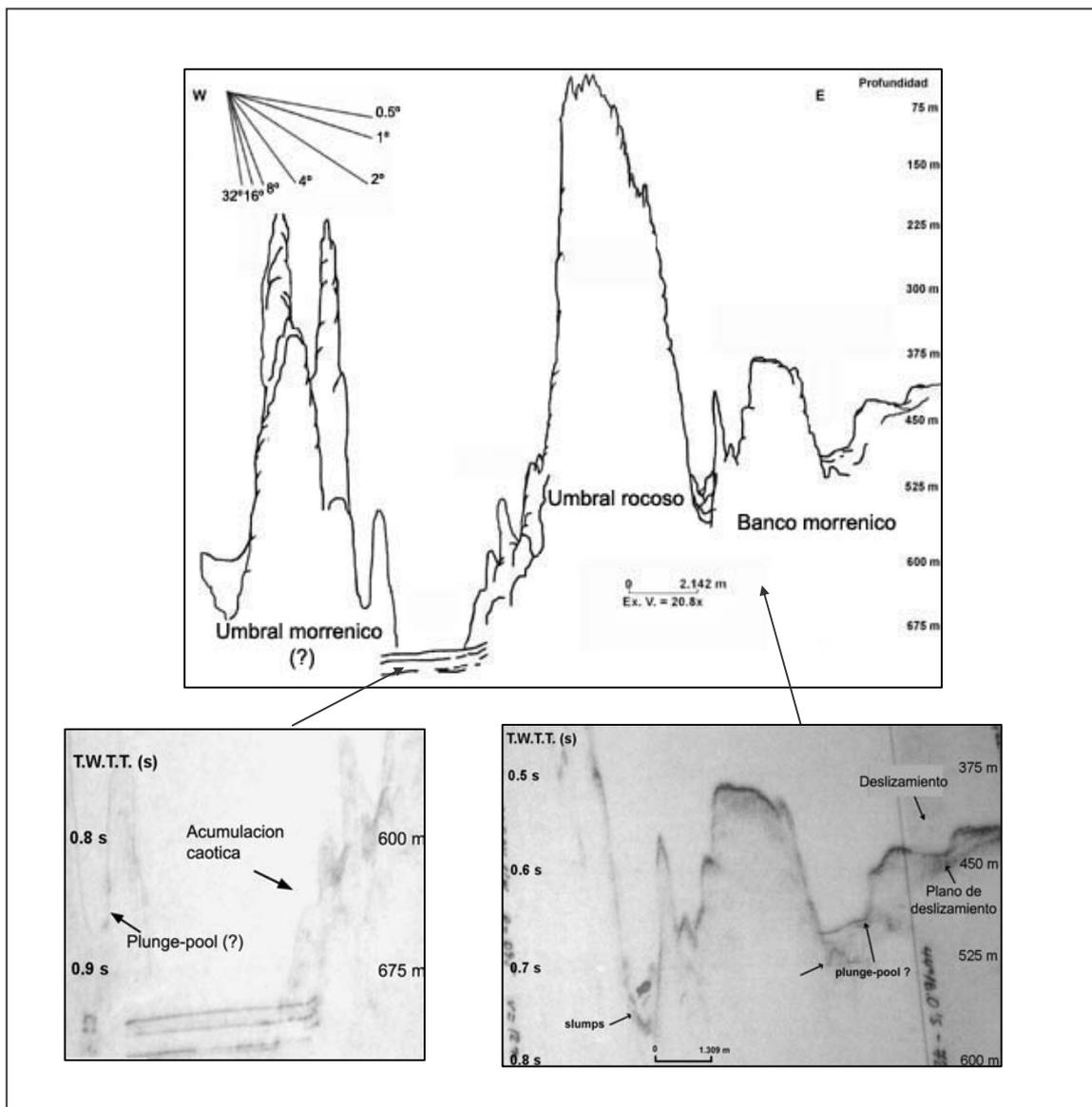
En cuencas con explanadas de represamiento y acumulaciones caóticas como las identificadas en el canal Jacaf y fiordo Aysén, ocurren formas y procesos no identificados en los demás fiordos. En el canal Jacaf, la acumulación de sedimentos caóticos originó estructuras deposicionales en formas ligeramente tabulares, cuyos materiales de la vertiente engranan con capas de estructura laminada, alternadamente. El bloque de sedimentos tiene pendientes externas (hacia W) de 4°, y pendientes internas sobre 8° (Figs. 33 y 34b).

**Figura 33:** Canal Jacaf. Cuencas con explanada de represamiento y acumulación caótica, donde se observa un posible banco morrénico, cuya vertiente interna tiene pendiente más elevada que la externa. En esa última se realizan movimientos en masa, como deslizamientos y flujo de detritos que se engranan rítmicamente con depósitos de estructura laminada (a y b). En los sedimentos represados se nota deformación de los sedimentos por compresión (a).



Al contrario de lo que ha sido verificado en los demás fiordos, en el canal Jacaf, la zona de contacto entre los reflectores internos incoherentes y las capas laminadas de la explanada de represamiento es caracterizada por el engranamiento rítmico de las primeras con las segundas, formando cuñas. Esas formas acuñadas son observadas inicialmente por ARAYA – VERGARA (1998), que las denomina provisoriamente de “lenguas de materiales caóticos” (Figs 33 y 34).

**Figura 34:** Canal Jacaf. Profundas cuencas con explanadas de represamiento uniforme y acumulaciones caóticas. Se observa la presencia de otro banco morrénico, cuyo deslizamiento se realiza sobre un plano. En el conjunto de formas que caracteriza el banco morrénico se destacan algunas explanadas de represamiento cautivo, rellenas por materiales desprendentes de las mismas vertientes, y que dependiendo del ángulo ( $> 32^\circ$ ), originan depresiones como plunge – pool (b). Posiblemente el mismo fenómeno se produce en (a), si es considerada la exageración vertical.

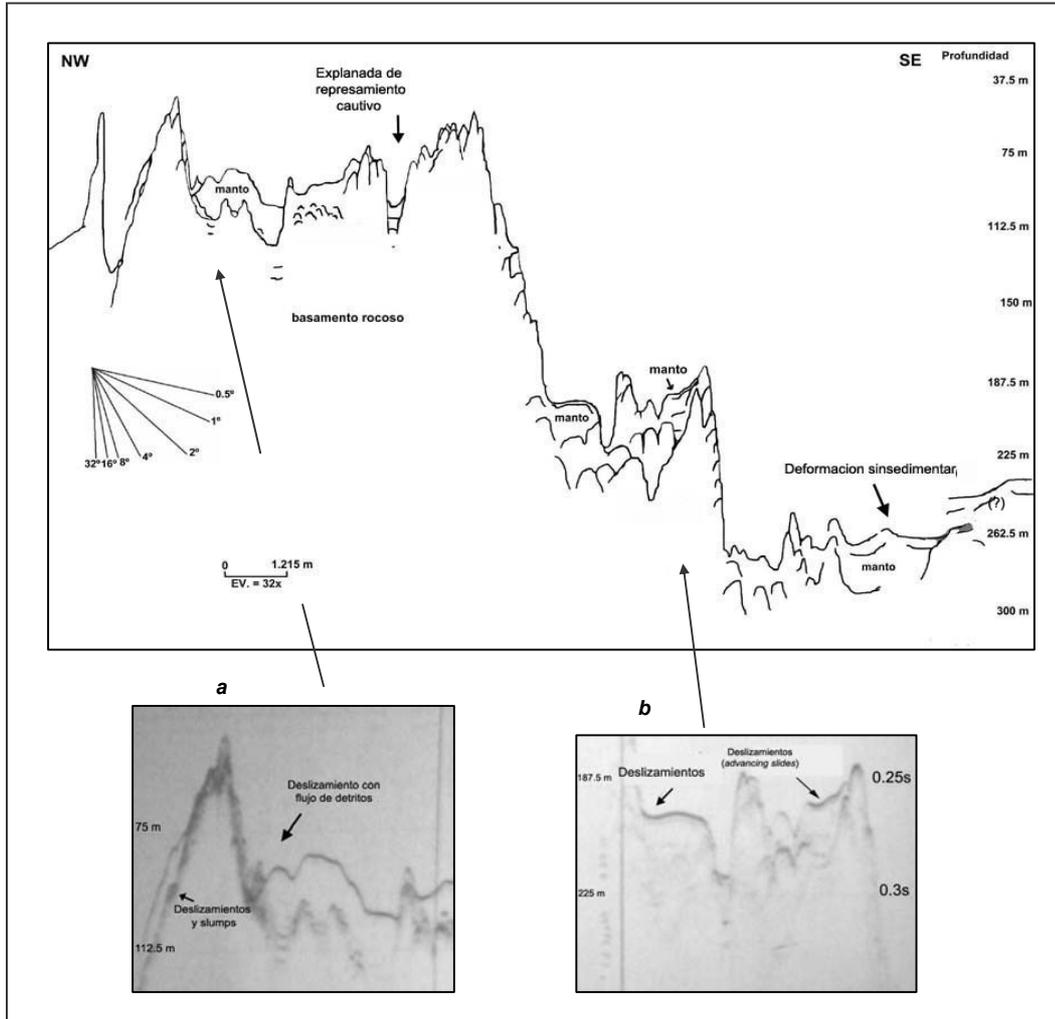


La topografía compleja del canal Jacaf y del fiordo Aysén propicia la existencia de cubetas más angostas, con profundidades y espesores variados, denominadas explanadas de represamiento cautivo - término inicialmente empleado por ARAYA – VERGARA (1999), y que pueden ser observadas en las *Figuras 32 y 34*. En ellas, los reflectores son variados y reflejan fenómenos de vertiente distintos, que varían desde deslizamientos a flujo de detritos. En general, la orientación de los deslizamientos es externa y los depósitos pueden tener igualmente orígenes más recientes glacialmarinos y marinos.

En las áreas distales tanto del fiordo Aysén como del canal Jacaf importantes elementos las distinguen de otras secciones del fiordo. En el fiordo Aysén, se observan dos tipos de deformación de las capas de sedimentos con reflectores acústicamente transparentes: (i) deformación sinsedimentaria en los sedimentos que rellenan las depresiones y que cubren elevaciones, debido a la adaptación de esas a las irregularidades topográficas; y (ii) corte de parte de las capas dándoles un aspecto de terrazas (*Fig. 32*). La primera clase de deformación es igualmente encontrada en áreas distales del canal Jacaf (*Fig. 35 a y b*). Esos mantos son susceptibles a deslizamientos desde la vertiente superior (*Fig. 35b*). Sin embargo, al mismo tiempo, dichas deformaciones en la capa de manto que cubren las vertientes y rellenan las depresiones en las partes distales de ambos los fiordos presentan rasgos pos-sedimentarios (epigénicos), debido a la existencia de sedimentos remoldeados por deslizamientos, además de deformaciones convexas, posiblemente producidas por empuje.

Elementos igualmente notables aparecen en áreas próximas a la desembocadura del fiordo Aysén, donde sedimentos estratificados se distribuyen sobre las dos vertientes de una estructura de sedimentos caótica. La pendiente varía entre 4 y 8° de acuerdo con la conformación de los estratos. Entre esas dos estructuras y sobre la baja vertiente de la última, se desarrolla una tercera estructura de reflectores internos opacos y de 4° de pendiente, cuya deformación se nota en su parte superior. Lo mismo se procede en las capas estratificadas superiores. Sobre las vertientes externas, las espesas estructuras laminadas se desplazan hacia la explanada y producen deformación próxima al borde externo de la cubeta (*Fig. 36*).

**Figura 35:** Canal Jacaf. Sector distal, con destacable conjunto de umbrales rocosos cubiertos por mantos de sedimentos que sufren en su mayoría deformación sinsedimentar. Al mismo tiempo sus pendientes propician deslizamientos y flujo de detritos. En algunos casos la masa de sedimento deslizante de la vertiente superior produce un deslizamiento de la masa inferior, originando un “advancing slide”, o un deslizamiento avanzado.

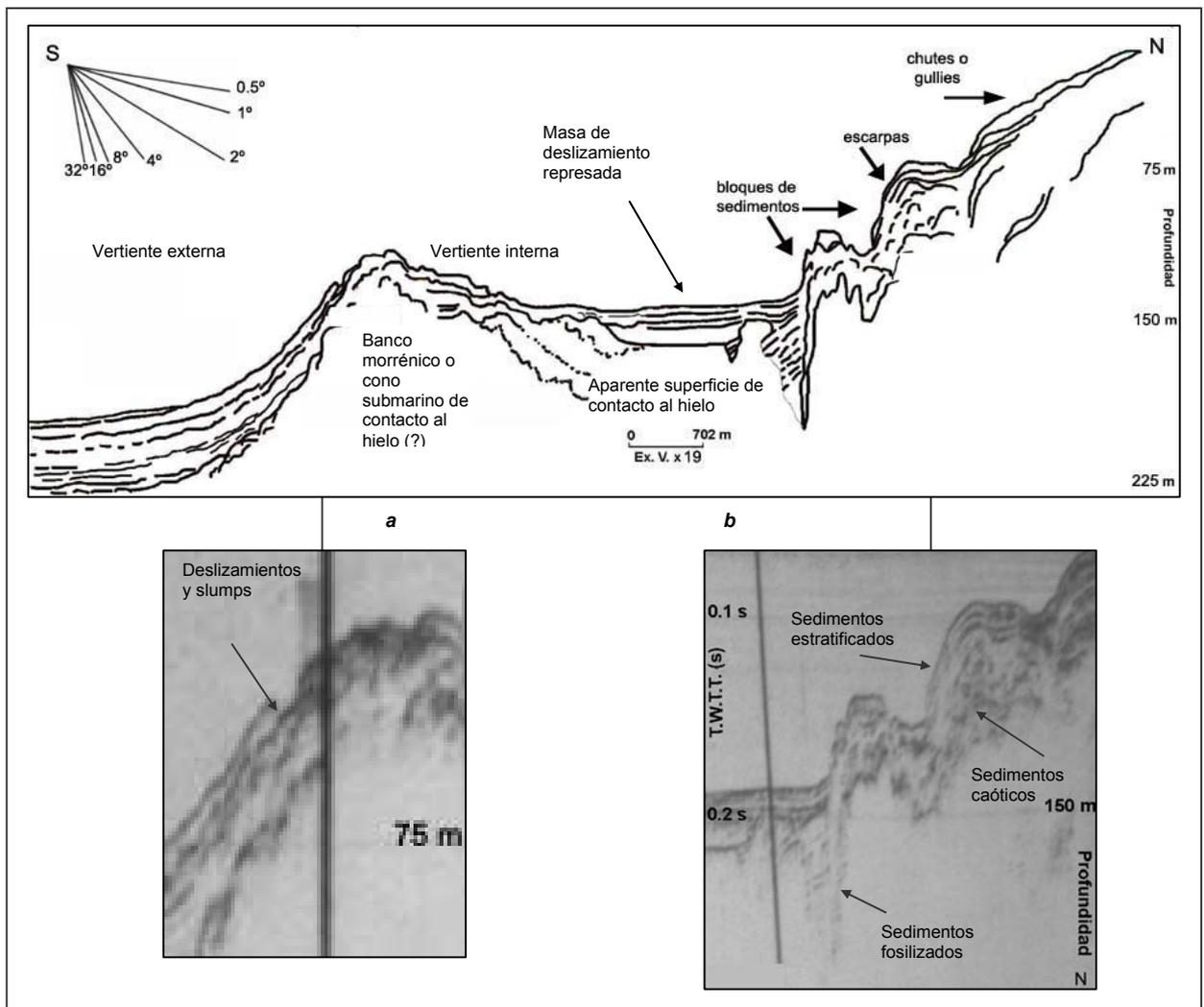


Otro conjunto de sedimentos de formas muy arqueadas se desarrolla en la otra extremidad de la explanada, en vertiente con pendientes entre 2 – 8°. Se trata de la extensión del delta submarino de cabecera de fiordo, donde capas estratificadas se deforman en grandes bloques moldeados a la medida que se acercan de la base de la vertiente (Fig. 36).

Entre los dos conjunto de formas arqueadas se desarrolla una masa de deslizamiento represada, con capas multilaminadas con formas asociadas a deformación en las capas superficiales

**Figura 36:** Fiordo Aysén. Sector proximal. Situación compleja en la zona de delta submarino del río Aysén, donde se mezclan sedimentos de orígenes y de fases distintas de deposición. Hay una sobreposición y deformación de las secuencias internas y caóticas por secuencias superficiales y estratificadas. Partes medias de la vertiente (si se considera que esa está a una profundidad de 75 metros y que, por lo tanto, la parte superior se encuentra a menor profundidad) constituyen zonas de transporte de sedimentos por la vertiente, a través de canales (“chutes” o “delta – front gullies” – PRIOR et al. 1981). Los sedimentos se comprimen y se deforman (i) por la cantidad de material y continuidad del proceso y, (ii) por la existencia de bloques de sedimentos internos, que constituyen una zona de compresión. Se nota el límite de extensión de los sedimentos superficiales de origen fluvial sobre sedimentos internos, posiblemente de origen glacigénico. Esos últimos se precipitan sobre capas estratificadas de explanada de represamiento cautivo y de explanada de represamiento con acumulaciones caóticas (b).

Frente a ese conjunto de formas se ve una estructura interna caótica, posiblemente un banco morrénico o un cono submarino de contacto al hielo (ambos integrantes del sistema de grounding line), con vertientes internas entre 4 y 8° de pendiente están cubiertas por sucesivas capas estratificadas. Deslizamientos y slumps son comunes en las vertientes internas y externas (a). Junto a la vertiente media y baja interna se concentran acumulaciones de reflectores internos opacos y con débil estratificación, indicando un ambiente de deposición posterior a la formación del de la forma que se considera banco morrénico y anterior a las capas estratificadas sobreyacentes.



### 3.3.2 Distribución de los fenómenos de vertientes

En la *Tabla 5* están relacionados los más significativos fenómenos de vertiente identificados en el área analizada.

**TABLA 5:** Fenómenos de vertientes más representativos en los fiordos y canales de Norpatagonia.

Fiordo	Profundidad (m)	Pendiente (°)	Altán	Tipo	Figura
Jacaf	-300	8	21,5	deslizamiento	33
Jacaf	-350	2	15,4	flujo de detritos	33
Jacaf	-300	4	18,4	flujo de detritos	33
Jacaf	-450	4	18,4	deslizamiento	34
Jacaf	-600	8	21,5	flujo de detritos	34
Jacaf	-230	2	15,4	flujo de detritos	35
Jacaf	-190	2	15,4	deslizamiento	35
Jacaf	-200	0.5	9,4	deslizamiento	35
Jacaf	-100	8	21,5	flujo de detritos	35
Jacaf	-74	8	21,5	flujo de detritos	35
Ventisquero	-150	16	24,6	flujo de detritos	27
Ventisquero	-200	4	18,4	deslizamiento	27
Ventisquero	-150	1	12,4	deslizamiento	26
Ventisquero	-200	0.5	9,4	deslizamiento	26
Ventisquero	-150	1	12,4	deslizamiento	26
Puyuguapi	-225	2	15,4	creep	28
Puyuguapi	-225	4	18,4	deslizamiento	28
Aysén	-50	2	15,4	deslizamiento	36
Aysén	-70	4	18,4	deslizamiento	36
Aysén	-120	2	15,4	deslizamiento	36
Aysén	-120	4	18,4	deslizamiento	36
Aysén	-225	4	18,4	deslizamiento	32
Aysén	-300	4	18,4	deslizamiento	32
Aysén	-375	0.5	9,4	deslizamiento	32
Aysén	-200	32	27,1	flujo de detritos	29
Aysén	-200	8	21,5	deslizamiento	29
Aysén	-225	8	21,5	deslizamiento	29
Aysén	-190	4	18,4	deslizamiento	31
Aysén	-260	32	27,1	caída de bloques	31
Aysén	-350	8	21,5	flujo de detritos	30
Aysén	-320	4	18,4	deslizamiento	30
Quitralco	-75	1	12,4	deslizamiento	24
Quitralco	-120	4	18,4	flujo de detritos	24
Quitralco	-120	8	21,5	flujo de detritos	24
Quitralco	-110	2	15,4	flujo de detritos	24
Quitralco	-100	0.5	9,4	flujo de detritos	24
Quitralco	-80	8	21,5	flujo de detritos	23
Quitralco	-100	4	18,4	deslizamiento	23
Quitralco	-120	8	21,5	flujo de detritos	23
Cupquelán	-180	2	15,4	deslizamiento	25
Cupquelán	-225	4	18,4	deslizamiento	25
Cupquelán	-225	4	18,4	flujo de detritos	25
Cupquelán	-250	0.5	9,4	deslizamiento	25
Elefante	-75	1	12,4	deslizamiento	22

A partir dos datos obtenidos se puede observar que:

a. Los movimientos en masa se desarrollan con más frecuencia en gradientes que varían desde 1° hasta 8° de pendiente, pero también identificados en pendientes inferiores a 1° (Fig. 37). El rango de pendiente más activo en fenómenos de vertientes se encuentra entre 2 y 4° (Fig. 38), siendo la pendiente de 4° la más frecuente para las actividades de las vertientes (Fig. 39). Por otro lado, la acumulación de sedimentos se hace más difícil en pendientes superiores a 16°. Las vertientes con pendientes más elevadas se encuentran en el canal Jacaf y fiordo Aysén (Fig. 40).

b. Los movimientos en masa se efectúan con mayor intensidad entre 50 y 250 metros; la profundidad media donde se efectúan los movimientos en masa es de 200 metros, con actividad más frecuente entre los 100 y 150 metros. Los eventos en mayores profundidades son los desarrollados en el fiordo Aysén y canal Jacaf (Figs. 41 y 42).

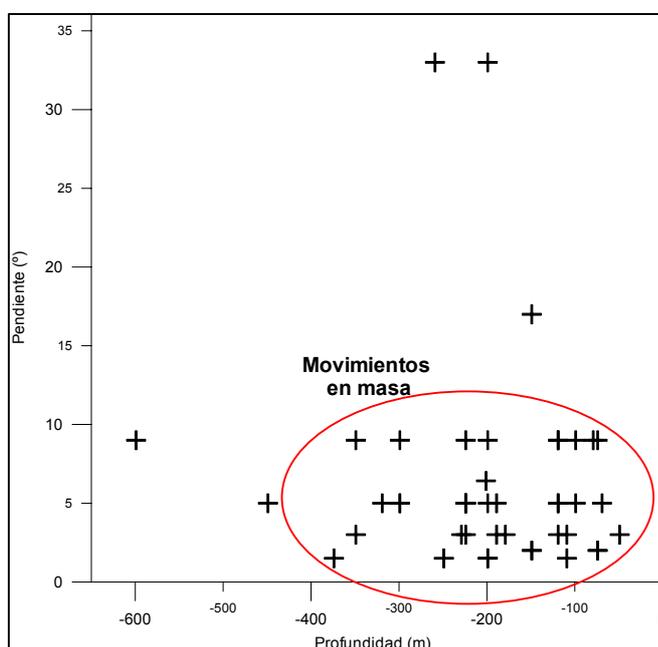
c. Los deslizamientos tienen acción más efectiva en clase de pendientes entre 2 y 4°, siendo la clase de hasta 1° también representativa para ese tipo de movimiento en masa. No se verifican deslizamientos en pendientes superiores a 8° (Fig. 43). Los flujos de detritos se realizan en todas las clases de pendientes, siendo la más activa, entre 4 y 8° (Fig. 44).

d. Formas como los *plunge pools* y las depresiones compresionales se desarrollan en distintos ambientes. Los *plunge pools* son encontrados, preferentemente, en pendientes sobre 16° y en las mayores profundidades del canal Jacaf y fiordo Aysén, mientras las depresiones compresionales se forman en pendientes hasta 4°, y no se encuentran en profundidades superiores a los 300 metros (Figs. 45, 46 y 47). La frecuencia de los eventos de *plunge pools*, no obstante, es inferior al de las depresiones compresionales, lo que es comprensible debido a la cantidad superior de los eventos de deslizamiento.

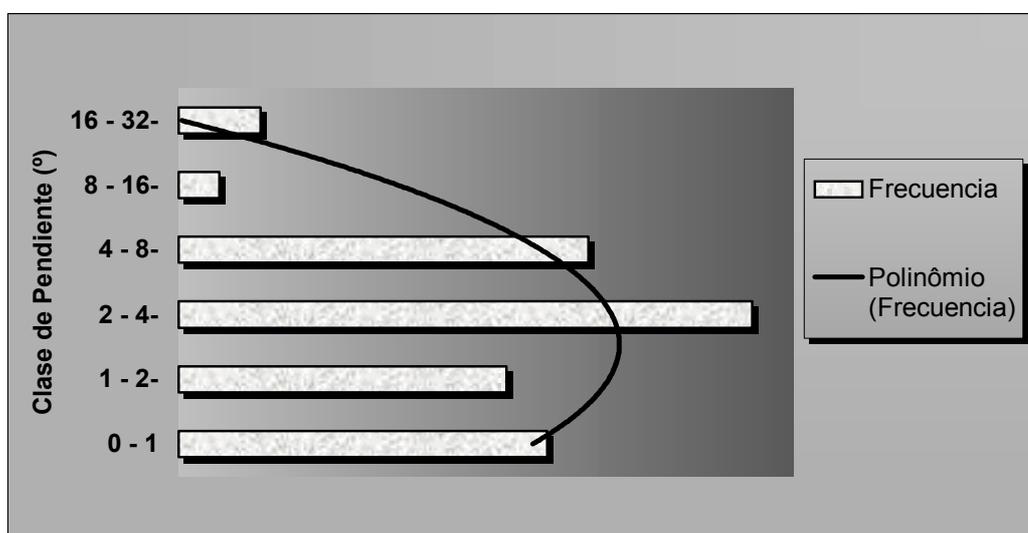
e. En la Tabla 5 y en Figura 48, se nota que la diferencia entre los rangos de medida de pendiente es de aproximadamente 3 altanes (ver Materiales y Métodos), y de acuerdo al observado por ARAYA – VERGARA (1998), el significado de las diferencias de pendiente por unidad angular crece de manera aproximadamente logarítmica. Por lo

tanto, la diferencia de pendientes, aunque pequeña, puede producir efectos más significativos en las vertientes con valores menores que en vertientes con pendientes más elevadas. El ejemplo que se ajusta a esa observación es lo de la mayoría de los movimientos en masa que se efectúan en vertientes con ángulos de hasta 8°, y como se verifica en las *Figs. 43 y 44*, pendientes entre 4 y 8° ese constituyen un posible umbral entre los eventos de deslizamientos y de flujo de detritos, aunque la diferencia de la medida del ángulo sea pequeña.

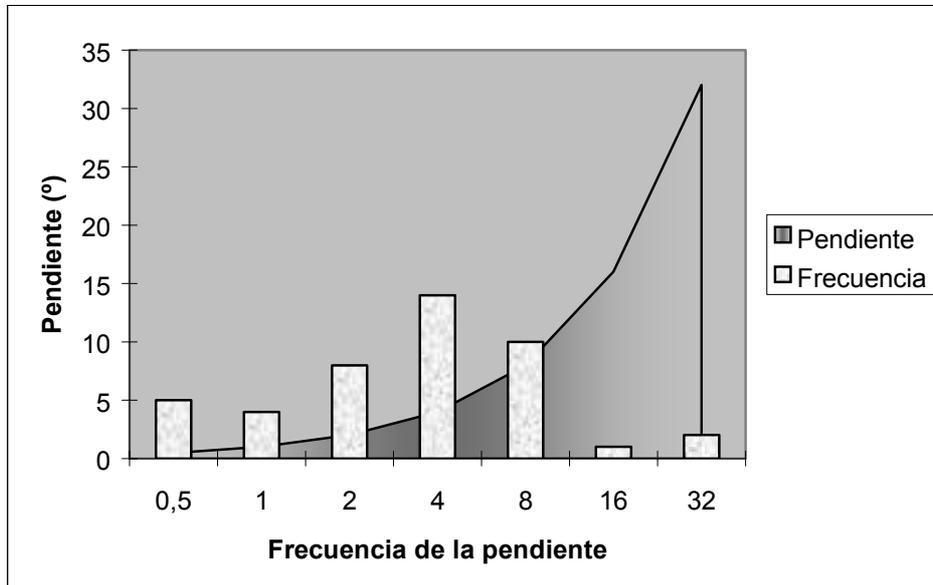
**Figura 37:** Ubicación de los movimientos en masa de acuerdo con la pendiente y con la profundidad.



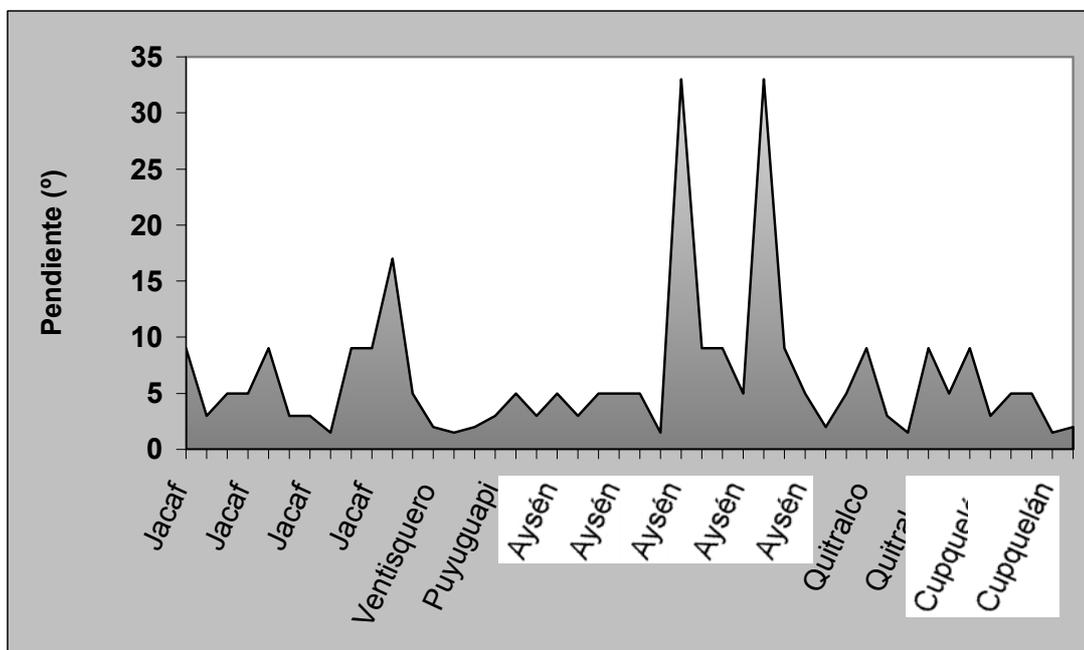
**Figura 38:** Distribución de los movimientos en masa por clases de pendientes.



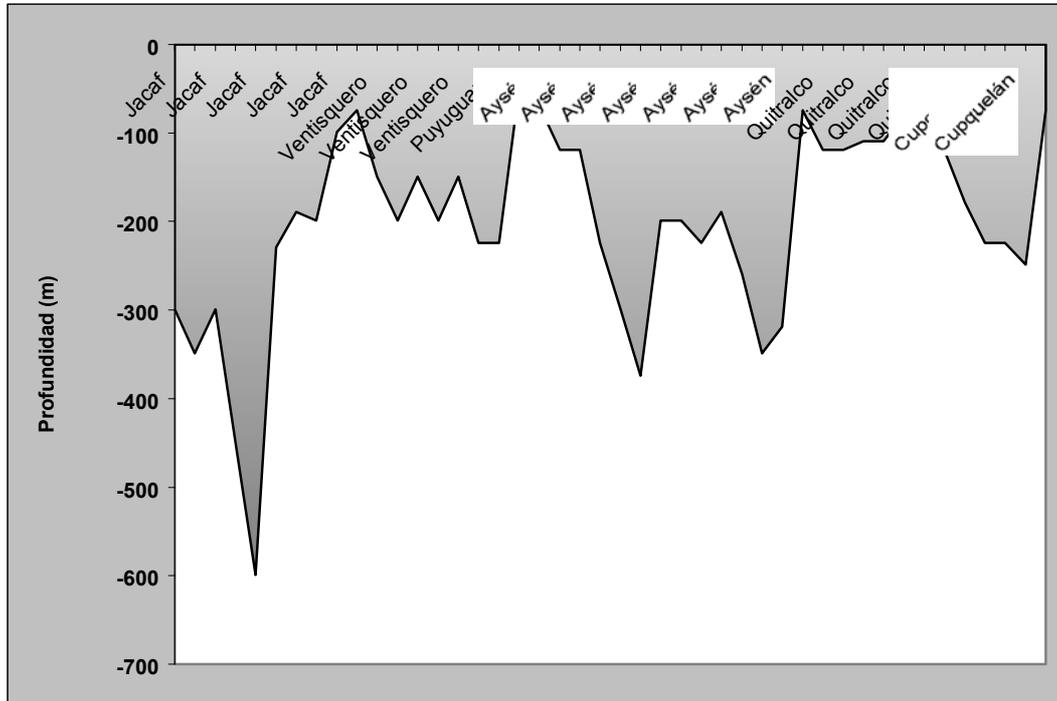
**Figura 39:** Distribución por frecuencia de los movimientos en masa



**Figura 40:** Distribución de las pendientes por los fiordos y canales.



**Figura 41:** Profundidad donde se verifican los movimientos en masa más significativos.



**Figura 42:** Distribución de los movimientos en masa por clases de profundidad.

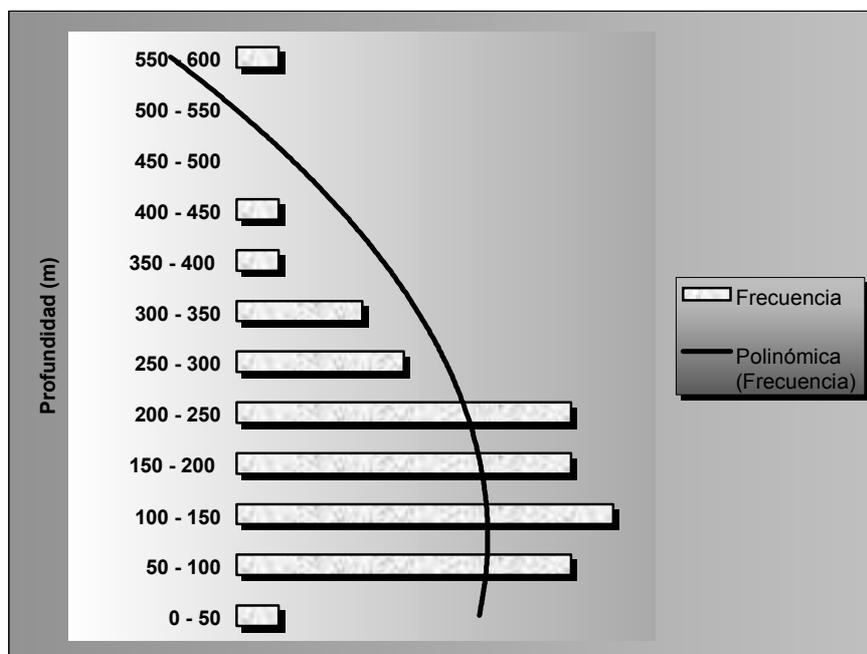


Figura 43: Distribución de los deslizamientos por clases de pendiente.

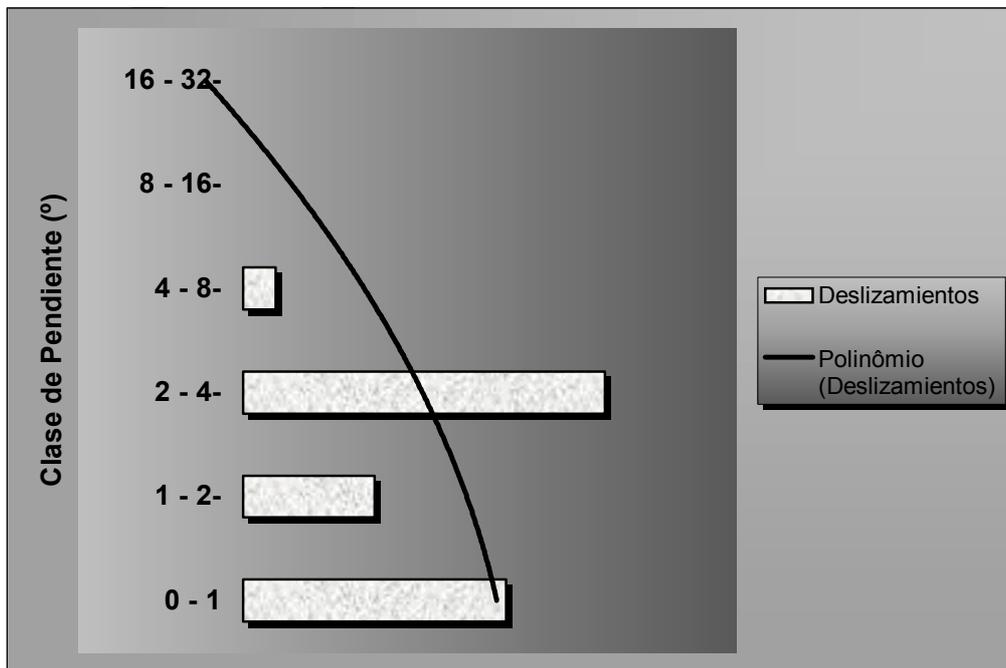
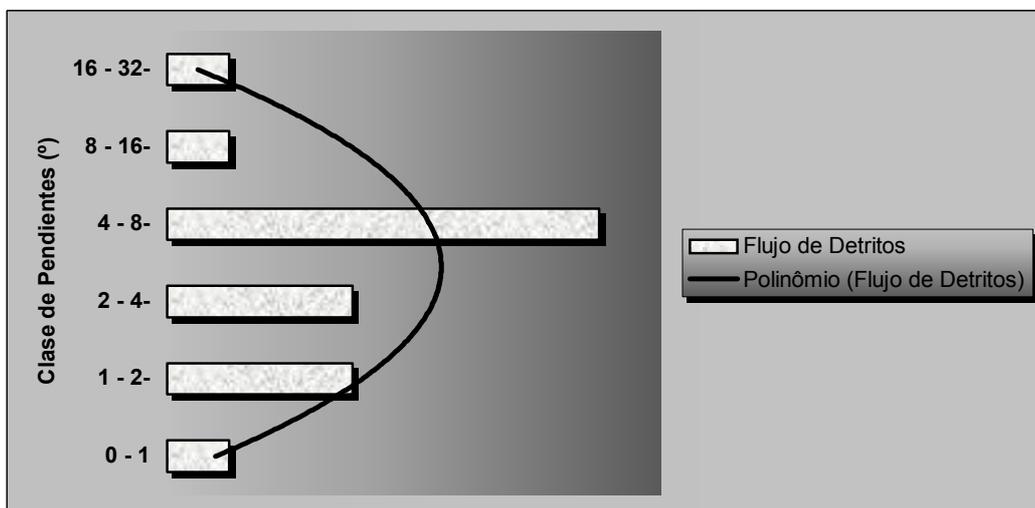
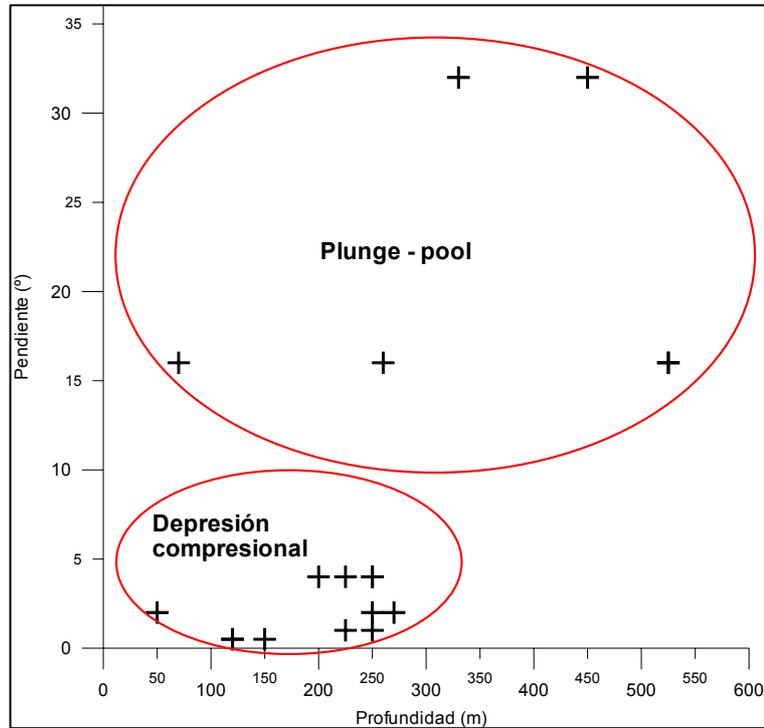


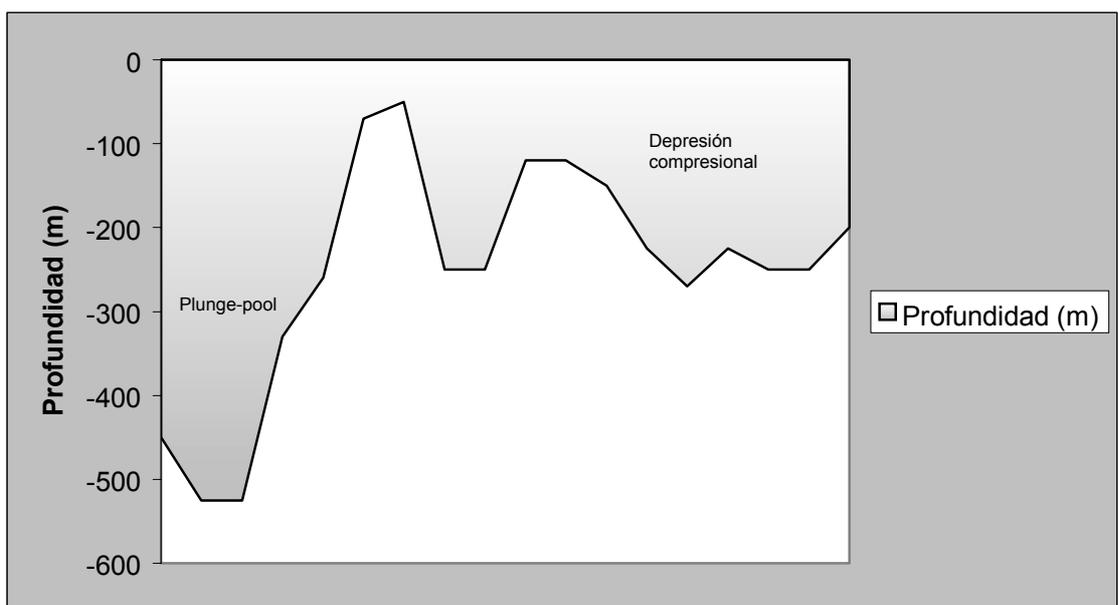
Figura 44: Distribución por clases de pendientes de los flujos de detritos.



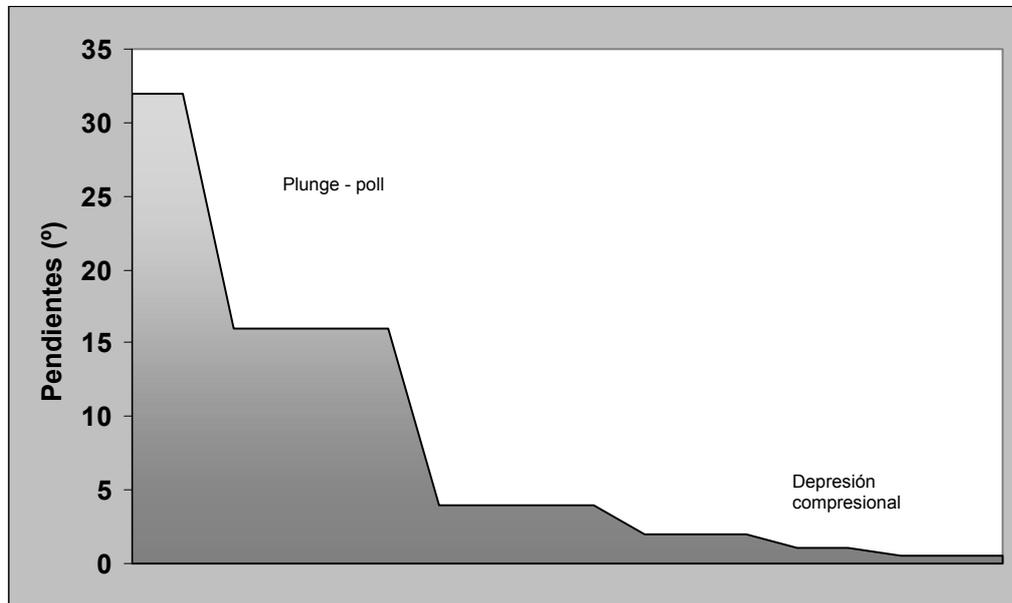
**Figura 45:** Distribución de plunge - pool y de deformaciones compresionales de acuerdo con la pendiente y con la profundidad.



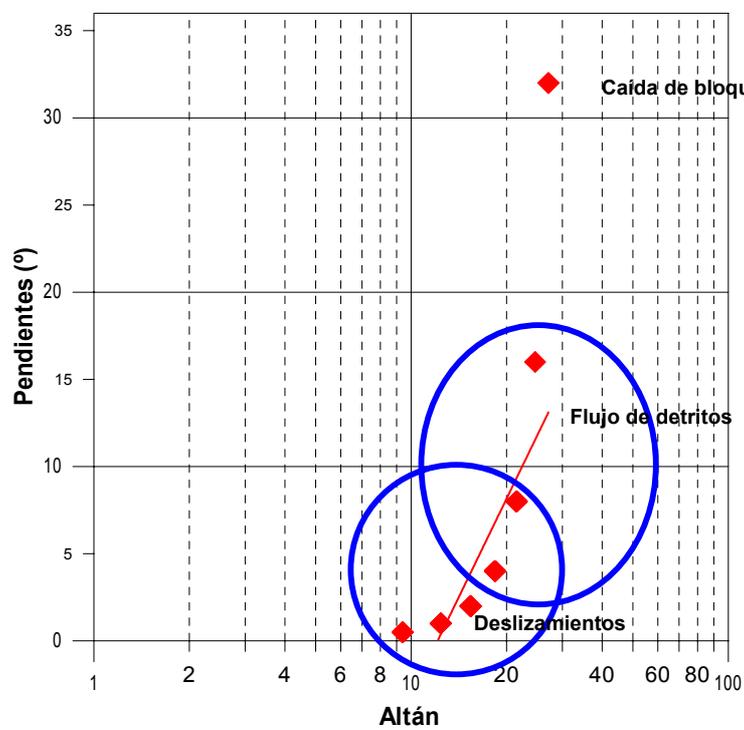
**Figura 46:** Distribución de plunge - pools y de deformaciones compresionales de acuerdo con la profundidad.



**Figura 47** Distribución de plunge - pool y de deformaciones compresionales de acuerdo con la la pendiente.



**Figura 48:** Relación logarítmica pendiente y altán



### **3.3.3 Estilos de relación entre vertientes y fondos**

Algunos estilos de relleno de cubetas de los fiordos, que reflejan la interacción entre vertientes y fondo son mostrados en la *Tabla 6*. Similar aplicación es iniciada por ARAYA – VERGARA (1999b) al caracterizar los perfiles longitudinales de fiordos de Patagonia Central.

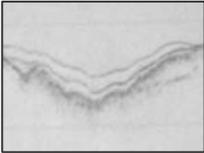
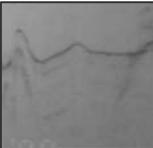
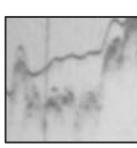
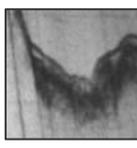
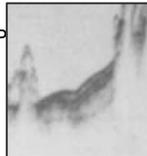
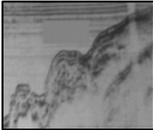
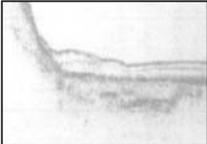
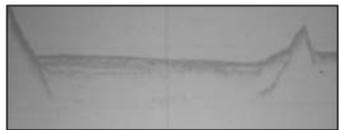
Se observa que gran parte de de las secuencias estratigráficas está represada en las varias cubetas a lo largo de los fiordos. No obstante, los estilos de relación entre vertientes y fondos pueden distinguirse.

Predominan los estilos “irregular” y “complejo” (*complex style*). No obstante, debido a la complejidad de los procesos de sedimentación a que están sometidos los fiordos, pueden ocurrir a la largo de un único fiordo, diversos estilos de relación entre vertientes y fondo, como en el canal Jacaf y fiordo Aysén. Además, en una única cubeta pueden existir rasgos que se asocien a más de un estilo.

El estilo “represado” (*ponded*), presentado en la *Tabla 6* caracteriza-se por el fondo plano, reflectores de subfondo paralelos, precisos e intercalados con reflectores transparentes. Está asociado principalmente a las explanadas de represamiento con acumulaciones caóticas, encontradas en el canal Jacaf y fiordo Ventisquero. Pese al igual represamiento de la masa sedimentaria de los otros estilos, esos se difieren del anterior por las actividades más intensas de las vertientes y su consecuente impacto sobre la morfología del fondo de las cubetas, sea por deslizamientos, flujo de detritos o caída de bloques, como lo observado, por ejemplo, en los estilos “represado complejo”, “irregular” o en el “estilo complejo”. En esos estilos el fondo puede ser ondulado o rugoso; los reflectores de subfondo de subfondo paralelos e intermitentes, y en muchas de las cubetas, sobreyacen la masa transparente de superficie irregular.

El estilo “represado complejo” (*ponded complex*), es más frecuente en la zona distal del canal Jacaf, coincidiendo con las estructuras sedimentarias intra-umbrales de superficie irregular y reflectores acústicamente transparentes.

**Tabla 6.** Diagrama esquemático de secciones de fiordos mostrando estilos de interacción entre vertientes y fondos. (Adaptado de SYVITSKI et al. 1987 y SYVITSKI & SHAW, 1995)

ESTILO ESTRATIGRÁFICO	FIORDO	PROCESOS POSIBLES ACTUANTES
ONLAPPING BASIN – FILL (sobreposición)	Aysén 	descenso de energía (ola / marea) con la profundidad
PONDED (represado)	Jacaf   Ventisquero 	sedimentación por flujos de gravedad
WEDGING (cuña)	Aysén 	corrientes en el fondo marino
COMPLEX PONDED (represado complejo)	Jacaf   Quitralco  	secuencias represadas deformadas por compactación y/o remodeladas superficialmente
IRREGULAR	Jacaf   Ventisquero  Aysén  	deslizamiento desde las vertientes
COMPLEX STYLE (estilo complejo)	Aysén   Jacaf   Cupquelán  Quitralco  Elefantes 	cambios en el proceso de sedimentación

## **4. DISCUSION**

De acuerdo con los resultados obtenidos en ese trabajo, en la zona de los fiordos y canales de la costa de fiordos de Norpatagonia, deberían ser considerados:

### **4.1 DINAMICA DE VERTIENTES Y DEPOSITOS DE FONDO**

#### **4.1.1 Deformaciones asociadas a deslizamientos**

En pendientes suaves, los depósitos formados en la parte inferior de la vertiente reflejan el movimiento originado vertiente arriba. La morfología del fondo de fiordos como Quitralco, Cupquelán y Puyuguapi (Figs. 23, 24, 25 y 28) presenta geoformas que ARAYA – VERGARA (1998) identifica como "*sedimentos remodelados*" y "*punta de compresión de deslizamiento*". Tales formas se complementan con las descritas por SYVITSKI *et al.* (1989) en fiordos canadienses, como la "*depresión compresional*", ya que próximas a esas últimas se encuentran las "*puntas de compresión por deslizamiento*" y los "*sedimentos remodelados*".

Los sedimentos remodelados próximos a la base de las vertientes pueden ser el resultado del movimiento realizado en la parte inferior de la masa que sufre deslizamiento. Según DIKAU *et al.* (1996), quienes analizan los movimientos en masa subaéreos, el desplazamiento de masa sedimentaria y las tensiones producidas por los mismos son responsables por procesos de abaulamiento y soterramiento en la parte inferior de la superficie deslizada, lo que puede producir formas redondeadas, pero irregulares (*hummocky topography*).

Dependiendo del espesor y de la pendiente, el material desplazado sobre la vertiente se extenderá más allá de la misma hacia una potencial zona de compresión, si las capas sedimentarias están asentadas sobre una base rocosa irregular o recubriendo antiguos bancos morrénicos. Ejemplos de dicho proceso son encontrados en los fiordos Puyuguapi y Quitralco y muestran que los sedimentos modernos sufrieron deformaciones

debido a los deslizamientos, que los fueron comprimiendo contra una elevación topográfica.

En cuencas más extensas con explanada de represamiento uniforme, como las encontradas al centro del fiordo Aysén (*Fig. 30*), el movimiento de los sedimentos produce aún formas acuñadas, resultado de la compresión y consiguiente deformación producidas por empuje hacia las zonas próximas al borde de la cubeta, con la presencia de umbrales rocosos.

En el fiordo Cupquelán (*Fig. 25*), en la zona de contacto entre la cuenca y umbral externo, se destaca el "*bloque de deslizamiento compacto*" (ARAYA – VERGARA, 1998). El término "*block slides*" es empleado por IBSEN *et al.* (1996 *in* DIKAU *et al.* 1996) para los deslizamientos más complejos que involucran grandes bloques compactos y fisurados y es considerado como una clase de deslizamiento traslacional. El aparente desplazamiento horizontal del bloque de deslizamiento compacto puede haber producido el levantamiento de detritos de la fase inferior acumulados en la base por movimientos en masa antiguos.

En las zonas distales de los fiordos Quitalco y Aysén, la topografía abaulada del material acústicamente opaco continúa abajo del material semi-transparente y poco estratificada. Similares ejemplos son encontrados en la vertiente superior de la plataforma continental en North Island, Nueva Zelandia (BARNES & LEWIS, 1991), y son interpretados como actividades de deslizamientos traslacionales.

En el fiordo Aysén, en su parte distal, las mayores profundidades en que se encuentra la masa sedimentaria permite que la misma cubra de una forma más completa las vertientes como manto (*Fig. 32*). El carácter acústico semi-transparente a transparente de los sedimentos pueden asociarse a sedimentos finos y los deslizamientos pueden haber ocurrido en el proceso de sedimentación (sinsedimentar), al ajuste de las capas sedimentares a las vertientes

La pendiente parece haber sido un factor importante para los movimientos en masa más antiguos, involucrando sedimentos subyacentes al manto semi-transparente. Por el carácter de los reflectores de subfondo, los sedimentos parecen constituirse de

material más grueso como arenas y gravas (*Fig. 32b*), y por el efecto de deslizamientos el material originado por flujo de detritos se depositó en la base de las vertientes con pendientes más elevadas.

El deslizamiento en ese sector puede ser del tipo rotacional debido a la visible subsidencia de la parte superior de la vertiente, mientras en la parte inferior se produce una elevación y abaulamiento de la masa deslizada. Dicho rasgo es presentado como modelo de movimiento de esa clase de deslizamiento por SOWERS & ROYSTER (1978 *in* DIKAU *et al.* 1996).

Aún en la parte distal del fiordo Aysén, la forma acuñada de la terraza apunta para una situación en la cual la zona de erosión se mezcla con zonas de deposición (*Fig.32a*). La masa sedimentaria desplazada desde la vertiente superior es erosionada en su parte inferior por posibles acciones de corrientes de fondo, dejando expuestos los sedimentos más antiguos representados por tonos acústicos más intensos. Situación similar fue descrita por BARRIER & PIPER (1982 *in* SYVITSKI & SHAW, 1995), en depósitos del Holoceno en Makkovik Bay, Labrador.

En el canal Jacaf, también en su área distal, los deslizamientos de la masa de sedimentos acústicamente semi-transparentes se efectúan en las vertientes a menor profundidad (hasta los –100 m). Por el carácter acústico semi-transparente a transparente de los sedimentos del canal Jacaf y fiordo Aysén, deben tratarse de sedimentos finos – arenas y fangos – (HOLTEDAHL, 1989; VORREN *et al.* 1989; SVENDSEN *et al.* 1992; DOMACK *et al.* 1994; ANDERSEN *et al.* 1996; YOON *et al.* 1997; SYVITSKI *et al.* 1997; GILBERT *et al.* 1998; TAYLOR *et al.* 2000). Según SYVITSKI *et al.* (1987), esos materiales pueden sufrir remodelamiento en las capas más superficiales debido a los efectos de la liquefacción a que están sujetos.

En la zona proximal del fiordo Aysén la ubicación de los registros acústicos, además de las características morfológicas de los depósitos parecen corresponder a zonas de influencia de la desembocadura del río Aysén.

Los bloques de sedimentos arqueados, cuyos sedimentos de estructura laminada (superficial) y caótica (subsuperficial) presentan rasgos de intensa deformación, pueden

estar asociadas a deslizamientos rotacionales sucesivos. Como se observa en la *Fig. 36*, la deformación de los sedimentos es más acentuada hacia la base de la vertiente que en su parte superior.

Geoformas como esas son descritas en ambientes deltaicos submarinos por PRIOR *et al.* (1981) y KOSTASCHUK & McCANN (1987). El material deformado es considerado como parte de la zona de acumulación del material transportado desde vertiente arriba. Los rasgos de la parte superior son descritos como "chutes" o "gullies" (sucos), zona a través de la cual los sedimentos se desplazan.

Las señales de deslizamientos observadas en las porciones medias e inferiores de la vertiente (*Fig. 36b*) pueden indicar que tal zona sufre inestabilidad debido al suministro de sedimentos desde la parte superior. Según KOSTACHUK & McCANN (1987), deslizamientos rotacionales son comunes en vertientes medio-inferiores de ambientes de deltas submarinos.

La estructura estratificada de fondo de cuenca está representada en las *Figs. 30 y 36* y parece sufre deformaciones posiblemente por empuje. Esas y otras estructuras laminadas de las cubetas de la parte central del fiordo tienen estratificación cambiante, lo que probablemente en la vertientes se efectuaron movimientos de masa con más energía, desde deslizamientos hasta flujo de detritos, con corriente de turbidez. Los reflectores semi-prolongados de fondo e intermitentes de subfondo de las cuencas corresponden al tipo II A (DAMUTH, 1978) y se relacionan con ambientes que contienen bajas a moderadas cantidades de silte/arena, lo que indica deposición de corrientes de turbidez activadas posiblemente por los movimientos en masa en las vertientes submarinas, y que en el caso del fiordo Aysén, pueden haber sido generados en su área proximal.

#### **4.1.2 Deformaciones asociadas a flujos de detritos o avalanchas**

Los materiales acústicamente opacos, no cohesos, ubicados bajo las capas de sedimentos estratificados y de morfología redondeada en la base de la vertiente encontrados en la mayoría de los fiordos en Norpatagonia pueden ser indicativos de flujo de detritos. Tales estructuras también son citadas por GILBERT *et al.* (1993), en

Expedition Fiord (Ártico Canadense); YOON *et al.* (1997), en Maxwell Bay (South Shetland Island).

Sin embargo, existe la dificultad de identificar con exactitud los movimientos en masa submarinos. La masa de deslizamiento puede perder su cohesión durante la ruptura (flujo de detritos) y desintegrarse a lo largo de su movimiento hasta la base (DIKAU *et al.* 1996). Por tanto, lo que puede ser considerado como flujo de detritos a través de los caracteres acústicos y de la morfología superficial, puede ser también deslizamientos de detritos. Los flujos de detritos se dan en vertientes cubiertas con materiales no consolidados (COROMINAS *et al.* 1996 *in* DIKAU *et al.* 1996), mientras los deslizamientos de detritos se generan de los propios eventos de deslizamientos pudiendo incluso transformarse posteriormente en avalanchas de detritos, dependiendo de la pendiente (COROMINAS, 1996 *in* DIKAU *et al.* 1996).

Pese la dificultad de determinar si el movimiento en masa es deslizamiento, flujo de detritos, caída de roca, etc., basado solamente en la morfología superficial, los rasgos 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 [ELVERHÖI *et al.* 1983; ELVERHÖI, 1984; KARL, 1989; STOCKER *et al.* 1997]) pueden indicar deposición y deformación por flujos de masa por gravedad (DAMUTH, 1978).

En las vertientes más empinadas del fiordo Aysén y canal Jacaf (*Figs. 31 y 34*), la identificación de "*plunge pools*" permite la asociación de tales geoformas a posibles actividades de avalanchas. La generación de "*plunge pools*", formas generalmente asociadas a actividades de avalanchas de detritos en vertientes subaéreas empinadas (LUCKMAN, 1992; BLIKRA & NEMEC, 1998), ha tenido poca referencia en ambientes submarinos. Sin embargo, AARSETH *et al.* (1989) y SEXTON *et al.* (1992), los identifican en algunos de los fiordos de la costa oeste de Noruega y de Svarbard, respectivamente, y su generación se dá en ambientes cuyo desplazamiento de la masa desde la vertiente hacia al fondo se da de una forma muy abrupta.

#### **4.1.3 Deformaciones asociadas a creeping**

Aunque deformaciones conocidas como *creep* (*creeping* o reptación) sean comunes en ambientes subáreos, pueden ocurrir igualmente en ambientes marinos. Por la morfología, rasgos acústicos y la ubicación de los registros el único ejemplo de la posible actividad de *creep* se encuentra en el fiordo Puyuguapi, en zonas próximas a la desembocadura del río Cisnes (*Fig. 28*).

Por la ausencia de reflectores internos y por el tono fuerte del fondo, la masa sedimentaria desplazada parece estar constituida de material grueso (*Fig. 28c*). La forma de arcos sucesivos, ubicados en la sección medio-inferior de la vertiente no aparenta sufrir deformación al punto de producir rupturas, cuyo rasgo es lo más significativo en la actividad de *creep* (SYVITSKI *et al.* 1987; MULDER & COCHONAT, 1996).

Las actividades de *creep* en vertientes submarinas son descritas por PRIOR *et al.* (1981) y por SYVITSKI (1989); en Beaufort Sea y en Scotian Slope (HILL *et al.* 1982, PIPER *et al.* 1985, SYVITSKI *et al.* 1987 in MULDER & COCHONAT, 1996); en Tinger Fjord, en Baffin Island por SYVITSKI *et al.* (1987); en Expedition Fjord, Ártico Canadense por GILBERT *et al.* (1993) y en Kangerluk Fjord, Groenlandia por GILBERT *et al.* (1998).

Según MULDER & COCHONAT (1996), siendo la actividad de *creep* una deformación plástica, si el límite de esa deformación es alcanzado por una elevación de la carga sedimentaria o por actividad sísmica, *creep* puede evolucionar para una actividad de deslizamiento.

#### **4.1.4 Relación entre vertientes y fondo en el Canal Jacaf y Seno Ventisquero**

En las cuencas con explanada de represamiento alternadas con acumulaciones caóticas las deformaciones en las vertientes y en el fondo de las cubetas están relacionadas a la dinámica compleja entre los umbrales y las explanadas de represamiento.

Según las descripciones de ARAYA – VERGARA (1998 – Materiales y Métodos), las vertientes multiseccionales están condicionadas por la superposición de sedimentos. En la zona de contacto entre la acumulación caótica y las capas laminadas en material de la vertiente se engrana con los sedimentos estratificados en forma de cuña.

Por los rasgos acústicos y por la forma de la masa sedimentaria, gran parte de los umbrales en el interior del canal Jacaf puede estar asociada a bancos morrénicos (POWELL, 1981, 1984, 1991; POWELL & MOLNIA, 1989; POWELL & ALLEY, 1997; CAI *et al.* 1997).

La interestratificación entre los materiales de vertiente y del fondo puede ser el resultado de flujos de detritos y deslizamientos. Los sedimentos estratificados sugieren que esos fueron depositados por corrientes de turbidez originadas por los movimientos en masa desde las vertientes, como lo descrito por ELVERHÖI (1984); MACKIEVICKZ *et al.* (1984); SMITH *et al.* (1991 *in* COFAIGH *et al.* 1999); COWAN *et al.* (1999); COFAIGH & DOWDESWELL (2001).

La forma de cuña descrita y nombrada por ARAYA – VERGARA (1998) como "*lenguas de material caótico*" pueden estar relacionadas a las "*formas de cuña glacimarina*" (*glacimarine wedge shape* – POWELL & ALLEY, 1997). Esas últimas geofomas son consideradas pertenecientes al sistema de grounding – line y son comunes en áreas entre bancos morrénicos, donde los flujos de gravedad de las vertientes se mezclan en interlaminaciones (Figs. 33 y 34).

Las deformaciones de las estructuras laminadas de la explanada son probables resultados de compresión. Como se observa en la Fig. 33, las deformaciones ocurren en todas las secuencias de la estructura laminada y están siempre próximas a las acumulaciones caóticas de explanada, que pueden ser interpretadas también como bancos morrénicos. Acumulaciones caóticas en la Fig. 33a están fosilizadas por capas laminadas 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. Además, la forma diferenciada por la cual las capas estratificadas más superficiales se presentan con

relación a la estructura caótica (*Fig.33a*) sugiere que la compresión produjo deformación más acentuada de las mismas hacia al centro.

Con el análisis de los reflectores acústicos de otros fiordos se pudo encontrar formas semejantes en el seno Ventisquero (*Fig. 27*). La gran diferencia está en la mayor cantidad de formas asociadas a bancos morrénicos a lo largo de la parte central del canal Jacaf, en contraste a la ubicación más restringida de ellos, en las proximidades de la cabecera del seno Ventisquero. En fiordos de la Patagonia Central (ARAYA – VERGARA, 1999a y b) los mismos rasgos son encontrados en el fiordo Baker, en profundidades similares a las del canal Jacaf.

#### **4.2 VARIACION DE PENDIENTE Y PROFUNDIDAD**

Por lo verificado en los resultados, se nota 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 pendiente con hasta 8°. Lo mismo ha sido constatado ambientes de plataformas continentales (BARNES & LEWIS, 1991; McADOO *et al.* 2001; McADOO, 2000a y b; LOCAT & LEE, 2000). En ambiente de fiordos JANSEN *et al.* (1987) ha identificado deslizamientos en vertientes submarinas con gradientes de menos de 1°.

En los fiordos de Norpatagonia, aparte de la concentración de las actividades de vertientes en dicho rango de pendientes, se pudo discriminar que aunque sean en pendientes suaves, hay posiblemente un ángulo crítico en el cual una variación ya puede ser responsable por la producción de distintos movimientos en masa, como los deslizamientos que fueron identificados principalmente en el rango 2 y 4°, mientras flujo de detritos en el rango de 4 y 8°. Formas identificadas como depresión compresionales se encuentran en rangos de pendientes entre 2 y 4°, lo que se podría asociar los movimientos de deslizamientos a dicha clase de morfoestructura.

Por un otro lado, no obstante es interesante tener en consideración el tipo de material constituyente de las vertientes y su relación con las actividades en ellas. Como lo plantea McADOO *et al.* (2000), movimientos en masa en materiales blandos tienen la

tendencia de ser más largos y de hacer las vertientes menos empinadas, mientras las rupturas en vertientes de material consolidado las hacen con pendientes más fuertes. Las muestras de "box corer" o "gravity corer" en Norpatagonia son superficiales y decimétricas (ARAYA – VERGARA, 1998), no pudiendo deducirse la naturaleza más precisa de los materiales. Pero, de acuerdo con las características acústicas aún así se permite suponer que las capas superficiales (donde se verifican las actividades de deslizamiento) están compuestas de sedimentos finos.

Gran parte de los movimientos en masa se producen en profundidades de hasta 250 metros, siendo la clase más activa de profundidades entre 100 – 150 metros. Como la mayoría de los fenómenos de vertientes se encuentra en aguas no tan profundas, quizás los deslizamientos y otros movimientos en masa estén relacionados a los fenómenos de deposición continuada durante el tiempo. Por otro lado, posiblemente los ciclos de erosión y deposición pueden haber destruido los registros de las actividades de las vertientes pasadas, estando por lo tanto, sus registros más preservados en aguas más profundas, como los verificados en el canal Jacaf y fiordo Aysén.

#### **4.3 CAUSAS DE LOS FENOMENOS DE VERTIENTES**

Ha sido abordada la importancia de la variación de la pendiente en la estabilidad de la vertiente, 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 Norpatagonia. La complejidad de los movimientos en masa submarina pueden ser mayor si son consideradas las varias posibles fases desde en el inicio de la vertiente hasta su deposición final en el fondo del mar (LOCAT & LEE, 2000). Investigadores han especificado muchos factores posibles que inician los movimientos en masa submarinos (ver Materiales y Métodos).

La mayoría de las vertientes submarinas de las plataformas continentales – ambientes que han sido más descritos (AARSETH *et al.* 1989; BARNES & LEWIS, 1991; MULDER & COCHONAT, 1996) – presentan bajas pendientes (< 6°, PRATSON & HAXBY, 1996 *in* McADDO, 2000a), cuando comparadas a las vertientes subaéreas. Además, se reconoce que rupturas en sedimentos marinos no ocurren en pendientes

menores que el ángulo de reposo ( $\Phi$ , lo cual varía entre 25° para silte a 36° para arenas y gravas [LAMBE & WHITMAN, 1969, P. 49 in SYVITSKI *et al.* 1987; McADDO, 2000a]), a menos que sufran disturbios producidos por factores externos.

Gran parte de los factores mencionados en Materiales y Métodos ya actuaron o todavía tienen alguna influencia en las vertientes submarinas de fiordos de Norpatagonia. Los rasgos de las actividades glaciogénicas aún son preservados en las geoformas del canal Jacaf, así como la actividad fluvial en la zona proximal en el fiordo Aysén.

En ambientes de plataforma continental y en muchos fiordos de mundo el factor más actuante para la realización de los movimientos en masa submarinos son las actividades sísmicas (LEE *et al.* 1993 in McADDO *et al.* 2000a; SYVITSKI & SCHAFER, 1996; BØE *et al.* 2000 ). Sin embargo, no se ha hecho todavía tal correlación en fiordos chilenos.

#### **4.4 DISCUSION TEMPORAL DE LOS FENOMENOS DE VERTIENTES**

Para la evolución de las vertientes y de los fondos de los fiordos se considera, en las cuencas con explanada de represamiento uniforme dos fases principales (ARAYA – VERGARA, 1998): fase inferior y fase superior.

La fase inferior parece tener su relación con la Última Glaciación. En la *Tabla 1* (Anexos), está representada una cronología de la glaciación en el sur de Chile, basada en observaciones y registros en varios puntos de esa área. A partir de sus datos, se sugiere que la Última Glaciación (*Last Glacial Maximum*) en la zona de fiordos se produjo entre 29.000 – 13.000 *yr BP*. En ese periodo, eventos cortos de avances se dieron entre 20.000 – 13.000 *yr BP*, siendo esta última fecha considerada como un umbral, a partir del cual los hielos retrocedieron rápidamente hacia la cordillera de Los Andes, en algunas áreas, y en otras, hacia la cabecera de los fiordos.

La fase inferior puede corresponder a las capas más profundas de las cuencas, muchas de las cuales no registradas por los perfiladores de subfondo. Los registros acústicamente poco o no estratificados, con drifraciones hiperbólicas y apariencia caótica

de algunas de las secuencias sedimentarias inferiores pueden relacionar tal fase con la Última Glaciación. Los movimientos en masa relictos, los cuales aún son observados en los registros sugieren la existencia de depósitos de zonas de contacto con el hielo (*ice – contact deposits*), como bancos morrénico, por ejemplo. La remoción y redeposición de los sedimentos por deslizamientos y por flujos de detritos en esa fase no se produjo mucho más allá de las vertientes. Tales ejemplos y aquellos representados en el canal Jacaf van al encuentro del planteamiento de POWELL (1991), quién atribuye la importancia de los depósitos de los movimientos en masa en la mantención de las vertientes del sistema. Según él, las acumulaciones y deformaciones del fondo están más relacionadas a las actividades de corrientes de turbidez.

Las capas superficiales más preservadas disponen de dataciones por Pb210 (SALAMANCA, 1996) y de los cores del Polar Duke (LEVENTER *et al.* 1995), que pueden ser relacionados a la fase superior. Los datos de Pb210 son apenas centimétricos y indican edades máximas en escala temporal de cientos de años – ver Materiales y Métodos. ARAYA – VERGARA (1998) sugiere, con cierto margen de especulación, edades entre 2600 y 7300 años en el interior del fiordo Aysén y entre 1000 y 3000 años en el fiordo Quitalco, asumiendo potencial entre 5 y 14 m de espesor, respectivamente. Por otro lado, los datos generados por el Polar Duke (LEVENTER *et al.* 1995) indican edades en escalas milenares para los fondos marinos, siendo las más antiguas en los dominios externos (ver ARAYA – VERGARA, 1997). En "cores" en el Canal Moraleda, próximos a la salida del fiordo Aysén, la edad aproximada del fondo está calculada en 13000 años.

En ese sentido, se plantea que las estructuras sedimentarias de la fase superior están asociadas a los eventos de transporte y de deposición efectuados en el Holoceno. Los fenómenos de vertientes, como los deslizamientos, son más frecuente en esa fase. Por lo tanto, geoformas como la "depresión compresional", "punta de compresión" y "abombamiento proximal" son rasgos peculiares a los procesos de deformación efectuados a lo largo de la fase superior.

Las vertientes submarinas de los fiordos y canales de Norpatagonia actúan no solamente como (re)distribuidores de sedimentos a lo largo del fiordo y de sus subcuencas, sino también ejercen una influencia en la dinámica de deposición de los

sedimentos en el fondo adyacente, con la generación de distintas geoformas, siguiendo la tendencia del material que se desplaza desde la vertiente a (re) ajustarse a un nuevo ambiente de deposición del fondo.

Como lo verificado en ambientes submarinos de las plataformas continentales en distintas partes del mundo por JANSEN *et al.* (1987); BARNES & LEWIS (1991); MULDER & COCHONAT (1996); McADOO *et al.* (2001), y en fiordos de Noruega por AARSETH *et al.* (1989), la mayoría de los procesos de vertientes submarinas en fiordos de Norpatagonia también se verifica en pendientes con menos de 10°, incluso en las que presentan menos de 1°. Eso transforma las vertientes submarinas en elementos de gran importancia para la comprensión de las interacciones tierra-mar que han sido producidas desde la Última Glaciación. Además, ratifica la complejidad y sensibilidad de los ambientes submarinos de los fiordos en su calidad de "trampas" de sedimentos.

## 5. CONCLUSION

Observaciones en el fondo marino de algunos de los fiordos y canales de Norpatagonia han mostrado la ocurrencia de movimientos en masa a través de sus vertientes y de sus asociados depósitos en el fondo de sus cuencas. Las secuencias sedimentarias identificadas en los registros de perfilador de subfondo 3.5 kHz son resultados de procesos de sedimentación y de erosión que se desarrollaron a partir de la retirada de la masa de hielo desde el LGM (*LAST GLACIAL MAXIMUM*). Esa fase se caracteriza igualmente por la capacidad de los fiordos de capturar y distribuir los sedimentos a o largo de sus cuencas internas.

La masa sedimentaria se torna expuesta a los varios fenómenos de vertientes, que en la mayoría de los casos distribuyen los sedimentos más recientes y redistribuyen los previamente depositados en aguas más profundas. El trabajo de distribución y de redistribución de los sedimentos desde las vertientes hasta los fondos de las cuencas se efectúa tanto por deslizamientos y *creeps*, como a través de "bypass" de las vertientes por flujo de detritos y por corrientes de turbidez, procesos esos que en muchos casos producen deformaciones de los sedimentos y formas características.

La presencia de geoformas, tales como "depresión compresional", "abombamiento proximal" y "punta de compresión" debe reflejar actividades de deslizamientos en vertientes con pendientes suaves. En cambio, geoformas como los "plunge pools" reflejan ambientes de mayor energía, con mayores pendientes y en mayores profundidades. Las primeras, posiblemente, han se desarrollado más efectivamente durante el Holoceno, según los rasgos morfológicos y acústicos de la masa sedimentaria de la fase posterior. Los movimientos verificados en la fase anterior deben haberse iniciado aún en la última Glaciación, continuando la acumulación y favoreciendo la deformación posterior en las explanadas. La presencia de bancos morrénicos y de sedimentos estratificados represados y soterrados por materiales desprendidos desde sus vertientes, en las profundidades del canal Jacaf, refleja actividades de vertientes en la Última Glaciación, probablemente en etapas de deglaciación. Fenómenos de vertientes más modernos pueden ser representados en la zona proximal del fiordo Aysén.

Se observa en las actividades de las vertientes y su relación con el fondo marino un relevante papel de las pendientes, pero otros factores igualmente actúan sobre ellas. La generación de más datos morfométricos son capaces de proveer un mayor conjunto de informaciones sobre el ambiente, los mecanismos de transporte y de la estabilidad de la vertiente, y la respuesta del fondo a esos procesos.

El gran desafío en la profundización de estudios de dichos procesos son las dificultades relacionadas a la accesibilidad y la visibilidad de ambiente marinos, principalmente los en gran profundidad. Técnicas de muestreos *in situ* y mensuraciones integradas a métodos sísmicos en 3D, todavía se encuentran en su etapa inicial de aplicación y de perfeccionamiento, como la utilización de Sistemas de Información Geográfica (GIS), que a través de análisis morfométricas, ha buscado establecer relaciones espaciales de los movimientos en masa y su evolución en los ambientes submarinos. Sin embargo, podrán producir una mayor cantidad de datos a cerca del comportamiento de las vertientes y de la morfología de los depósitos del fondo marino.

## 6. REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

- AARSETH, I., I. LØNNE & O. GISKEØDEGAARD, 1989. Submarine slides in glaciomarine sediments in some Western Norwegian fjords. *Marine Geology*, 88: 1-21.
- AARSETH, I., 1997. Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143: 39-53.
- ANDERSEN, E.S., T.M. DOKKEN, A. ELVERHØI, A. SOLHEIM & I. FOSSEN, 1996. Late Quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard continental margin. *Marine Geology*, 133: 123-156.
- ARAYA – VERGARA, J.F., 1996. Geomorfología comparada de los fiordos de Chiloé y Aysén. Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 1, Comité Oceanográfico Nacional, Chile. Resúmenes ampliados: 11-14.
- ARAYA – VERGARA, J.F., 1997. Perfiles geomorfológicos de los fiordos y depresión longitudinal de Norpatagonia. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 20: 3-22.
- 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., 1999a. Secuencia de formas deposicionales en la fractura del Canal Messier, Patagonia Central. *Invest. Mar., Valparaíso*, 27: 39-52.
- ARAYA – VERGARA, J.F., 1999b. Perfiles longitudinales de fiordos de Patagonia Central. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 22: 3-29.
- ARAYA – VERGARA, J.F., 2000. Perfiles submarinos de los piedmonts del Estrecho de Magallanes y Bahía Nassau, Chile Austral. *Anales del Instituto de la Patagonia*, Serie Cs. Nat. Chile, 28: 23-40.
- BARNES, P. M. & K.B. LEWIS, 1991. Sheet slides and rotational on a convergent margin: the Kidnappers Slide, New Zealand. *Sedimentology*, 38: 205-221.
- BENN, D.I. & D.J.A. EVANS, 1998. *Glaciers & Glaciations*. Arnold, London. 734 pp.
- BENNETT, K.D., S.G. HABERLE & S.H. LUMLEY, 2000. Last Glacial – Holocene Transition in Southern Chile. *Science*, 290: 325-328.
- BENN, D.I. & C.M. CLAPPERTON, 2000. Pleistocene glacetectonic landforms and sediments around central Magellan Strait, southernmost Chile: evidence for fast outlet glaciers with cold-based margins. *Quaternary Science Reviews*, 19: 591-612.
- BLIKRA, L.H. & W. NEMEC, 1998. Postglacial colluvium in Western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45: 909-959.
- BØE, R. M. HOVLAND, A. INSTANES, L. RISE & S. VASSHUS, 2000. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, 167: 147-165.

- BRAMBATI, A., G. FONTOLAN & U. SIMEONI, 1991. Recent sediments and sedimentological processes in the Strait of Magellan. *Bollettino de Oceanologia Teorica ed Applicata*, vol. IX (2-3): 217-259.
- BRAMBATI, A. & P. COLANTONI, 1991. Preliminary report on a seismic survey in the Strait of Magellan. *Bollettino de Oceanologia Teorica ed Applicata*, vol. IX (2-3): 99-105.
- CAI, J., R.D. POWELL, E.A. COWAN & P.R. CARLSON, 1997. Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glacimarine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Marine Geology*, 143: 5-37.
- CANALS, M., R. URGELES, F. ESTRADA, GEBRAP 96/97 TEAM, 1998. Internal structure and seismic facies of the deep-water sediment drifts of northern Graham Land, Antarctic Peninsula: results from a very high-resolution survey. *Annals of Glaciology*, 27: 265-267.
- CARLSON, P.R., 1989. Seismic reflection characteristics of glacial and glacimarine sediment in the gulf of Alaska and adjacent fjords. *Marine Geology*, 85: 391-416.
- CARLSON, P.R., R.D. POWELL & D.M. REARIC, 1989. Turbidity-current channels in Queen Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Can. J. Earth Sci.*, 26: 807-820.
- CARLSON, P.R., R.D. POWELL & A.C. PHILLIPS, 1991. Submarine sedimentary features on a fjord delta front, Queen Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 565-573.
- CAUDENIUS, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, 14: 1-64.
- CLAPPERTON, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.
- CLAPPERTON, C., D.E. SUGDEN, D.S. KAUFMAN & R.D. McCULLOCH, 1995. The Last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research*, 44: 133-148.
- COFAIGH, C., D.S. LEMMEN, D.J.A. EVANS & J. BEDNARSKI, 1999. Glacial landform - sediment assemblages in the Canadian High Arctic and their implications for Late Quaternary glaciation. *Annals of Glaciology*, 28: 195-208.
- COFAIGH, C.O., J. ENGLAND & M. ZREDA, 2000. Late Wisconsinan glaciation of southern Eureka Sound: evidence for extensive Innuitian ice in the Canadian High Arctic during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Review*, 19: 1319-1341.
- COFAIGH, C.O. & J.A. DOWDESWELL, 2001. Laminated sediments in glacimarine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews* 20: 1411 –1436.

- COWAN, E.A. & R.D. POWELL, 1991. Ice-proximal sediment accumulation rates in a temperate glacial fjord, Southeastern Alaska. *Geological Society of America, Special Paper*, 261: 61-73.
- COWAN, E.A., J. CAI, R.D. POWELL, K.C. SERAMUR, V.L. SPURGEON, 1998. Modern tidal rhythmites deposited in a deep-water estuary. *Geo-Marine Letters* 18: 40-48.
- DAMUTH, J.E., 1978. Echo character of the Norwegian - Greenland sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, 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. *Marine Geology*, 143: 103-123.
- DENTON, G.H., T.V. LOWELL, C.J. HEUSSER, C. SCHLÜCHTER, B.G. ANDERSEN, L.E. HEUSSER, P.I. MORENO & D.R. MARCHANT, 1999a. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the Southern Lake District, Seno Reloncavi and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81 A (2): 167-229.
- DIKAU, R., D. BRUNDTSEN, L. SCHROTT, M.L. IBSEN, 1996. Landslide recognition. John Wiley & Sons. England, 251 pp.
- DOMACK, E.W., 1990. Climatic and oceanographic controls upon antarctic fjord sedimentation: Examples from the Antarctic Peninsula and South Shetland Islands. *Antarct. Journal*, 59-60.
- DOMACK., E.W. & S. ISHMAN, 1993. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 1175-1189.
- DOMACK., E.W., C. McCLENNEN, P. MANLEY & S. ISHMAN, 1994. Very high resolution stratigraphy of Late Quaternary glacial marine sediments in fjords and offshore basins, Antarctic Peninsula. *Terra Antarctica*, 1(2): 269-270.
- DOWDESWELL, J.A., R.J. WHITTINGTON & P. MARIENFELD, 1994. The origin of massive diamicton facies by iceberg rafting and scouring, Scoresby Sund, East Greenland. *Sedimentology*, 41: 21-35.
- DOWDESWELL, J.A., N.H. KENYON & J.S. LABERG, 1997. The glacier-influenced Scoresby Sund Fan, East Greenland continental margin: evidence from GLORIA and 3.5 kHz records. *Mar. Geology*, 143: 207-221.
- DOWDESWELL, J.A., R.J. WHITTINGTON, A.E. JENNINGS, J.T. ANDREWS, A. MACKENSEN & P. MARIENFIELD, 2000. An origin for laminated glacial marine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. *Sedimentology*, 47: 557-576.
- DREWRY, D., 1986. *Glacial Geological Processes*. Edward Arnold Ed. Great Britain, 276 pp.

- ELVERHÖI, A., 1984. Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell sea, fjords of Spitsbergen and the Barents sea: a review. *Mar. Geology*, 57: 53-88.
- ELVERHÖI, A., Ø, LØNNE & R. SELAND, 1983. Glacimarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen, *Polar Res.*, 1: 127-149.
- FISCHER, M.P. & R.D. POWELL, 1998. A simple model for the influence of push-morainal banks on the calving and stability of glacial tidewater termini. *Journal of Glaciology*, 44 (146): 31-41.
- GILBERT, R., A.E. AITKEN & D.S. LEMMEN, 1993. The glacimarine sedimentary environment of Expedition Fiord, Canadian High Arctic. *Marine Geology*, 110: 257-273.
- GILBERT, R., N. NIELSEN, J.R. DESLOGES & M. RASCH, 1998. Contrasting glacimarine sedimentary environments of two arctic fiords on Disko, West Greenland. *Marine Geology*, 147: 63-83.
- GRIFFITH, T.W. & J.B. ANDERSON, 1989. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 85: 181-204.
- GROSSWALD, M.G. & T.J. HUGUES, 1995. Paleoglaciology's grand unsolved problem. *Journal of Glaciology*, 41 (138): 313 –332.
- HAUSER, Y., 1993. Aspectos geológicos y geotécnicos relacionados con el proyecto y construcción del Camino Longitudinal Austral, Regiones X y XI. *Boletín Geológico*. N° 43 A, 75 pp
- HEUSSER, C.J., 1990. Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the Last Glacial Maximum. *Revista Geológica de Chile*, 17 (1): 3-18.
- HEUSSER, C.J., 1993. Late-glacial of Southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 12: 345-350.
- HEUSSER, C.J., 1997. Deglacial setting of the Southern Andes following the Last Glacial Maximum: a short review. *Anales del Instituto de la Patagonia*, Ser. Cs Nat. (Chile): 25: 89-103.
- HOLTEDAHL, H., 1989. Submarine end moraines and associated deposits off the south coast of Norway. *Marine Geology*, 88: 23-48.
- HOOKE, R.L., 1991. Positive feedbacks associates with erosion of glacial cirques and overdeepenings. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1104 – 1108.
- HULTON, N., D. SUGDEN, A. PAYNE & C. CLAPPERTON, 1994. Glacier modelling and the climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 42: 1-19.
- HULTON, N.R.J. & D.E. SUGDEN, 1995. Modelling mass balance on former maritime ice caps: a Patagonian example. *Annals of Glaciology*, 21: 304-310.

- HUNTER, L.E., R.D. POWELL & D.E. LAWSON, 1996. Flux of debris transported by ice at three Alaskan tidewater glaciers. *Journal of Glaciology*, 42 (140): 123-133.
- JANSEN, E., S. BEFRING, T. BUGGE, T. EIDVIN, H. HOLTEDAHL & H.P. SEJRUP, 1987. Large submarine slides on the Norwegian continental margin: sediments, transport and timing. *Marine Geology*, 78: 77-107.
- JOSEPHANS, H.W. & G.B.J. FADER, 1989. A comparison of models of glacial sedimentation along the Eastern Canadian Margin. *Marine Geology*, 85: 273-300.
- KENNETT, J., 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall, New Jersey. 813 pp.
- KARL, H.A., 1989. High-resolution seismic-reflection interpretations of some sediment deposits, Antarctic continental margin: focus on the Western Ross Sea. *Mar. Geology*, 85: 205-223.
- KING, L.H. & G.B.J. FADER, 1986. Wisconsin glaciation of the continental shelf – Southeast Atlantic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 363: 72pp.
- KING, L.H., K. ROKOENGEN, G.B.J. FADER & T. GUNLEIKSRUD, 1991. Till - tongue stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 637-659.
- KOSTASCHUK, R.A. & S.B. McCANN, 1987. Subaqueous morphology and slope processes in a fjord delta, Bella Coola, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 24: 52-59.
- LEVENTER, A., S. AAVANG, J. STRAVERS, S. ISHMAN & L. KRISSEK, 1995. Holocene sedimentation rates on the southern Chilean continental margin. *Antarct. Journal*, 30 (5): 13-16.
- LOCAT, J. & H.J. LEE, 2000. Submarine landslides: advances and challenges. Proceedings of the 8<sup>o</sup> International Symposium on Landslides, Cardiff, U.K.
- LOCAT, J. & R. SANFAÇON, 2001. Multibeam surveys: a major tool for geosciences. [seamap.bio.ns.ca/jacques-locat-speech.pdf](http://seamap.bio.ns.ca/jacques-locat-speech.pdf)
- LØNNE, I., 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, 98: 13-43.
- LØNNE, I., 1997. Facies characteristics of a proglacial turbidity sand lobes at Svalbard. *Sedimentary Geology*, 109: 13-35.
- LØNNE, I. & J.P. SYVITSKI, 1997. Effects of the readvance of an ice margin on the seismic character of the underlying sediment. *Marine Geology*, 143: 81-102.
- LØNNE, I., & W. NEMEC, 2001. The mode of grounding – line sediment supply: its significance and recognition in marines moraines. *In* Glacier – Influenced sedimentation high – latitud continental margins. Marine Studies Group of the Geological Society, University of Bristol, England. Abstract: pp. 40.
- LOWELL, T.V., C.J. HEUSSER, B.G. ANDERSEN, P.I. MORENO, A. HEUSSER, L.E. HEUSSER, C. SCHLÜCHTER, D.R. MARCHANT & G.H. DENTON, 1995.

- Interhemispheric correlations of Late Pleistocene glacial events. *Science*, 269: 1541-1549.
- LUCKMAN, B.H., 1992. Debris flow and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. *In Geografiska Annaler*, 74 A (2-3): 109-121.
- MACKIEWICKS, N.E., R.D. POWELL, P.R. CARLSON, B.F. MOLNIA, 1984. Interlaminated ice-proximal glacimarine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Marine Geology*, 57: 113-147.
- McADOO, B., 2000a. Mapping submarine slope failures. [vassun.vassar.edu/~brmcadoo/mapping\\_slides.htm](http://vassun.vassar.edu/~brmcadoo/mapping_slides.htm)
- McADOO, B., 2000b. Morphometric analysis of submarine landslides. [vassun.vassar.edu/~brmcadoo/landslides\\_slides.htm](http://vassun.vassar.edu/~brmcadoo/landslides_slides.htm)
- McADOO, B., L.F. PRATSON & D.L. ORANGE, 2001. Submarine landslide Geomorphology, U.S. Continental Slope. *Marine Geology*, 169 (1-2): 103-136.
- McMINN, A., J.J. BLOXHAN & J. WHITEHEAD, 1998. Modern surface sediments and non-deposition in Ellis Fjord, eastern Antarctica. *Australian Journal of Earth Sciences* 45: 645-652.
- MEIER, M.F. & A. POST, 1987. Fast tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9): 9051-9058.
- MIX, A.C., E. BARD, R. SCHNEIDER, 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20: 627-657.
- MYROW, P.M. & R.N. HISCOTT, 1991. Shallow-water gravity flow deposits, Chapel Island Formation, southeast Newfoundland, Canada. *Sedimentology*, 38: 935-959.
- MULDER, T. & P. COCHONAT, 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (1): 43-57.
- NIEMEYER, H.R., J.M. SKARMETA, R.P. FUENZALIDA & W.N. ESPINOSA, 1984. Carta Geológica de Chile. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- PASKOFF, R., 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research*, 8: 2-31.
- PAETZEL, M. & H. SCHRADER, 1992. Recent environmental changes recorded in anoxic Barsnesfjord sediments: Western Norway. *Marine Geology*, 105: 23-36.
- PELTO, M.S. & C.R. WARREN, 1991. Relationship between tidewater glacier calving velocity and water depth at the calving front. *Annals of Glaciology*, 15: 115-118.
- PHILLIPS, A.C. & N.D. SMITH, 1992. Delta slope processes and turbidity in prodeltaic submarine channels, Queen Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 93-101.

- PICKRILL, R.A., J.M. FENNER & M.S. McGLONE, 1992. Late Quaternary evolution of a fjord environment in preservation inlet, New Zealand. *Quaternary Research*, 38: 331-346.
- POREBSKI, S.J., D. MEISCHNER & K. GORLICH, 1991. Quaternary mud turbidites from the South Shetland Trench (West Antarctica): recognition and implications for turbidite facies modeling. *Sedimentology*, 38:691-715.
- POSTMA, G., 1986, Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14:291-294.
- POWELL, R.D.,1981. A model for sedimentation by tidewater glaciers. *Annals of Glaciology*, 2: 129-134.
- POWELL, R.D., 1983. Glacial-marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska. In MOLNIA, B.F: (ed). *Glacial-Marine Sedimentation*, Plenum Press, New York, 844 pp.
- POWELL, R.D., 1984. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on quaternary examples. *Marine Geology*, 57: 1-52.
- POWELL, R.D., 1988. Advances of glacial tidewater fronts in Glacier Bay, Alaska. In MILNER A.M. & J.D. WOOD (eds). *Proceedings of the Second Glacier Bay System Symposium*, Glacier Bay, Alaska, 1988. U.S. Department of Interior, National Park Service, U.S. Government Printing Office: 67-73.
- POWELL, R.D., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In DOWDESWELL, J.A. & SCOURCE, J.D. (eds). *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication N° 53: 53-73.
- POWELL, R.D., 1991. Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers. *Geological Society of America*, Special Paper, 261: 75-93.
- POWELL, R.D. & B.F. MOLNIA, 1989. Glacimarine sedimentary processes facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology*, 85: 359-390.
- POWELL, R.D. & R.B. ALLEY, 1997. Grounding-line systems: processes, glaciological inferences and the stratigraphic record. In *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, Part 2. Antarctic Research Series, 71: 169-187.
- PRIOR, D.B. W.J. WISEMAN & W.R. BRYANT, 1981. Submarine chutes on the slopes of fjord deltas. *Nature*, 290: 326-328.
- PRIETO, M.J., G. ERCILLA, M. CANALS & M. BATIST, 1999. Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). Interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment. *Marine Geology*, 157: 47-68.

- RABASSA, J., G.G. BUJALESKY, A. MEGLIOLI, A. CORONATO, S. GORDILLO, C. ROIG & M. SALEMME, 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geopologiska Undersökning*, Ser. Ca 81: 249-256.
- RAYMOND, C.F., 1987. How do glaciers surge? A review. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9): 9121 – 9134.
- REBESCO, M., A. CAMERLENGHI, L. De SANTIS, E. DOMACK & M. KIRBY, 1998. Seismic Stratigraphy of Palmer Deep: a fault-bounded late Quaternary sediment trap on the inner continental shelf, Antarctic Peninsula Pacific margin. *Marine Geology*, 151: 89-110.
- SALAMANCA, M.A.O., 1996. Geocronología de sedimentos marinos de la zona de fiordos de la XI Región. Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 1, Comité Oceanográfico Nacional, Chile. Resúmenes Ampliados, 64-68.
- 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. *Marine Geology*, 140: 307-327.
- SETTI, M., F. VENIALE, 1991. Bottom sediments in the Strait of Magellan. Mineralogy of fine fraction (< 62µm). *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, vol. IX (2-3): 193-215.
- SEXTON, D.J., J.A. DOWDESWELL, A. SOLHEIM & A. ELVERHØI, 1992. Seismic architecture and sedimentation in northwest Spitsbergen fjords. *Marine Geology*, 103: 53-68.
- SHAW, J. & R.C. COURTNEY, 1997. Multibeam bathymetry of glaciated terrain off southwest Newfoundland. *Marine Geology*, 143: 125-135.
- SOUCHEZ, R. A. KHAZENDAR, D. RONVEAUX & J.L. TISON, 1998. Freezing at the grounding line in East Antarctica: possible implications for sediment export efficiency. *Annals of Glaciology*, 27: 316-320.
- STEFFEN, H., 1944. Patagonia Occidental. Las Cordilleras y sus Regiones Circundantes. Vol. II. Ediciones de la Universidad de Chile. 586 pp.
- STOKER, M.S., J.B. PHEASANT & H. JOSEPHANS, 1997. Seismic Methods and Interpretation in DAVIEW, T.A. *et al* (Eds.) Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Imagery, Chapman & Hall.
- STRAVERS, J.A. & J.P.M. SYVITSKI, 1991. Land-sea correlations and evolution of the Cambridge fjord marine basin during the Last Deglaciation of Northern Baffin Island. *Quaternary Research*, 35: 72-90.
- STRAVERS, J.A. & R.D. POWELL, 1997. Glacial debris flow deposits on the Baffin Island shelf: seismic facies architecture of till-tongue-like deposits. *Marine Geology*, 143: 151-168.

- SVENDSEN, J.I., J. MANGERUD, A. ELVERHØI, A. SOLHEIM & R.T.E. SCHÜTTENHELM, 1992. The Late Weichselian glacial maximum on western Spitsbergen inferred from offshore sediment cores. *Marine Geology*, 104: 1-7.
- SYVITSKI, J.P.M., 1989. On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85: 301-329.
- SYVITSKI, J.P.M., 1991. Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves. *Continental Shelf Research*, 11 (8-10): 897-937.
- SYVITSKI, J.P.M., 1993. Glaciomarine environments in Canada: an overview. *Can. J. Earth Sci.*, 31: 943-958.
- SYVITSKI, J.P.M., 1994. Glacial Sedimentation Processes. *Terra Antartica*, 1 (2): 251-253.
- SYVITSKI, J.P.M., 1998. Understanding Sedimentary Processes and Paleoenvironments in Fjords: a Personal 25-Year Journey. *In Sedimentary Processes and Paleoenvironments in Fjords - International Workshop at the University of Tromsø.*
- SYVITSKI, J.P.M., & G.E. FARROW, 1983. Structures and processes in bayhead deltas: Knight and Bute Inlet, British Columbia. *Sedimentary Geology*, 36: 217-244.
- SYVITSKI, J.P.M., D.C. BURREL & J.M. SKER, 1987. FJORDS, Processes and Products. Springer-Verlag, New York, 379pp.
- SYVITSKI, J.P.M. & D.B. PRAEG, 1989. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence estuary and adjoining areas, Eastern Canada: an overview based on high-resolution seismostratigraphy. *Géogr. Phys. Quat.* 43, 291-310.
- SYVITSKI, J.P.M. & J. SHAW, 1995. Sedimentology and geomorphology of fjords. *In PERILLO, G.M.E. (ed.). Geomorphology and sedimentology of estuaries. Development in Sedimentology*, 53: 113-178.
- SYVITSKI, J.P.M. & C.T. SCHAFER, 1996. Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104: 127-153.
- SYVITSKI, J.P.M., J.T. ANDREWS & J.A. DOWDESWELL, 1996. Sediment deposition in an iceberg-dominated glaciomarine environment, East Greenland: basin fill implications. *Global and Planetary Change*, 12: 251-270.
- SYVITSKI, J.P.M. & H.J. LEE, 1997. Postglacial sequence stratigraphy of Lake Melville, Labrador. *Marine Geology*, 143: 55-79.
- SYVITSKI, J.P.M., M.S. STOKER & A.K. COOPER, 1997. Seismic facies of glacial deposits from marine and lacustrine environments. *Marine Geology*, 143: 1-4.
- TAYLOR, J., J.A. DOWDESWELL, N.H. KENYON, R.J. WHITTINGTON, T.J.C.E. VAN WEERING & J. MIENERT, 2000. Morphology and Late Quaternary sedimentation on the North Faeroes slope and abyssal plain, North Atlantic. *Marine Geology*, 168: 1-24.

- THE GRAPE TEAM, 1990. Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 2 (3): 223-234.
- URIBE, P.C., 1982. Deglaciación en el sector central del Estrecho de Magallanes: consideraciones geomorfológicas y cronológicas. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 103-111.
- VAN DER VEEN, C.J., 1996. Tidewater calving. *Journal of Glaciology*, 42 (141): 375-385.
- VORREN, T.O., E. LEBESBYE, K. ANDREASSEN & K.B. LARSEN, 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, 85: 251-272.
- YOON, H.I., M.W. HAN, B.K. PARK, J.K. OH & S.K. CHANG, 1997. Glacimarine sedimentation and paleo-glacial setting of Maxwell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. *Marine Geology*, 140: 265-282.
- YOUNG, A., 1975. Slopes. Longman, London, 288 pp.
- WARREN, C., N. GLASSER, A. KERR, S. HARRISON, V. WINCHESTER & A. RIVERA, 1995. Calving activity at the tidewater San Rafael glacier, Chile. *Journal of Glaciology*, 41 (138): 273-289.
- WILLIAMS, R.S. & J.G. FERRIGNO (eds), 1998. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. United States Geological Survey, Professional Paper 1386 – I.