

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**INTERPRETAÇÃO INTEGRADA DE SÍSMICA DE ALTA-  
RESOLUÇÃO E DA MORFOLOGIA SUBMARINA DA  
COSTA DE FIORDES DA  
PATAGÔNIA CENTRAL - CHILE**

**Rosemary Vieira**

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli (UFRGS)

Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos (USP)

Profa. Dra. Lylian Coltrinari (USP)

Tese de Doutorado apresentada como requisito  
para a obtenção do título de Doutor em Geociências

2006

Vieira, Rosemary

Interpretação integrada de sísmica de alta-resolução e da morfologia submarina da Costa de Fiordes da Patagônia Central-Chile. / Rosemary Vieira. - Porto Alegre : UFRGS, 2006.

[181 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2006.

1. Fiordes. 2. Patagônia, Chile. 3. Morfologia submarina.  
I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS  
Veleida Ana Blank CRB10/571

***“Um marido se escolhe, um filho se faz,  
um IRMÃO é dado por DEUS!***

*(Provérbio árabe)*

**Este trabalho é para você, meu irmão muito amado  
GEORGE WILSON VIEIRA  
1959 - 2004**

## AGRADECIMENTOS

---

Na realização deste trabalho muitas pessoas tiveram importante participação, a quem expresso meus mais sinceros agradecimentos e carinhos.

Ao Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões, por me aceitar como sua doutoranda mesmo sem me conhecer pessoalmente, apenas por e-mail; pelo total acesso aos recursos bibliográficos e computacionais do Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas (NUPAC), por todas as oportunidades criadas dentro do Programa Antártico Brasileiro e, acima de tudo, por ter confiado em mim.

Ao meu grande e admirado mestre José Francisco Araya Vergara, que me confiou esta tarefa tão complexa. Que por sua experiência e sabedoria me motivou desde o primeiro dia de aula do mestrado, na *Universidad de Chile*, em 1998. Agradeço pela sua atenção, carinho, bom humor, e também pela sempre honestidade de suas críticas e opiniões que me fazem amadurecer e a crescer profissionalmente.

Aos amigos do *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile* (SHOA) e do *Comité Oceanográfico Nacional*, em especial Sgt. Alberto Vidal, Sr. Manuel Campillay e Sr. Mario Cáceres, que me proporcionaram os materiais essenciais para este estudo, além do companheirismo no cruzeiro CIMAR-FIORDO X, em 2004.

Aos amigos da *Universidad de Chile*, Carmem Paz Castro e Lindomar, María Victoria Soto e Patricio, Margarita Riffo, Francisco Ferrando, Fernando Pino, Enrique Zarate, Claudio Meneses, Hugo Romero, Jorge Ortiz, Carmen Cornejo, Leo Seguro, Susana Delgado e Miguel e Jorge Quinteros, pela grande amizade construída desde há muitos anos, pelos trabalhos realizados em conjunto, pelo apoio durante os períodos de mestrado e doutorado no Chile e o desejo que essa relação de amizade e de carinho se perdure e se solidifique com os anos.

A todos os amigos do NUPAC, que compartilharam com carinho todos os momentos: as reuniões de cúpula com Cláudia, Charlotte, Maíra (Dakir), Ângela, Angélica, Ingrid Simões, Leandro (de penetra); as divertidas horas do café, com Rafael, Ronaldo, Norton, Fernando Reis, Fernando Mews, Heloísa, Ildo, Tomazoni, Wagner, Kátia, Ingrid, Paula e Braga, e principalmente durante os meus períodos mais difíceis. Um abraço carinhoso aos que também estão longe: Arigony, Ulisses, Cândida e Aquino.

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, através de seus funcionários e docentes, em especial, Roberto Oliveira, e os professores Iran Stallivieri Corrêa, Elírio Toldo e Nelson Gruber.

À Família Dorfman, Adriana e Daniel, Rodrigo, Mauro, Luciana, Tia Ruth, Marcelo e Tereza que me proporcionaram muitos momentos de alegria e renovaram muitas vezes minhas energias para seguir em frente.

À minha família chilena, que me acompanha desde a minha chegada ao Chile, em 1998, Yasmir Fariña e Carlito.

Finalmente, a cada um da Família Vieira, em especial, Wilson e Elza Vieira, meus pais, que me deram toda a sua fortaleza desde a partida de meu irmão. Realmente, se não fosse à união dessa família, este trabalho não teria terminado.

## RESUMO

---

Este estudo apresenta o uso integrado da sísmica de alta resolução e da morfologia submarina para interpretar a evolução do ambiente glacimarinho da costa de fiordes da Patagônia Central, Chile. Foram analisados registros de perfilador de fundo e subfundo 3,5 kHz e modelos submarinos 3D de sete fiordes adjacentes ao campo de gelo Patagônico Sul (Eyre, Falcon, Penguin, Europa Peel, Calvo e Amalia) e parte do canal Icy. Os registros, com cerca de 300 km de levantamento acústico, foram obtidos pelo *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile* (SHOA), durante o cruzeiro de investigação científica *Campo de Hielo Sur*, realizado em 1995. Foram identificadas as principais fácies acústicas e geoformas sedimentares. A morfologia submarina e das bacias subaéreas adjacentes foi analisada com a elaboração de modelos tridimensionais subaéreos e submarinos e de perfis batimétricos longitudinais a partir de cartas náuticas, também do SHOA. Foram utilizadas imagens Landsat ETM+ na interpretação da geomorfologia glacial da área de entorno subaérea dos fiordes. O eixo longitudinal dos fiordes exhibe morfologia irregular com bacias profundas e mostra fácies acústicas associadas ao sistema de depósitos de zonas de linha de encalhe (*grounding line*), às línguas de gelos flutuantes, e aos *icebergs* e ao gelo marinho. Refletores acústicos distinguem duas fácies principais, segundo sua configuração interna e geometria externa: caóticas e estratificadas. A geometria dos depocentros e as características dos refletores acústicos indicam a importante influência da batimetria e da topografia pré-existentes na dinâmica das geleiras e nos consequentes processos de sedimentação. Devido às grandes profundidades das bacias, as frentes das geleiras poderiam ser flutuantes ou aterradas ao fundo marinho. Em todo o caso, predomina um regime glacial onde o gelo está perto do ponto de fusão. É sugerido que os fiordes estudados resultam de um *continuum* de formas e de processos, que vão dos lineamentos e sistemas de falhas pré-existentes e controlados tectonicamente desde o Mioceno Inferior (ca. 25 milhões de anos AP), processos de denudação fluvial e de vertentes, vales fluviais modificados glacialmente e, finalmente, canais e fiordes erodidos pela ação do gelo. A tectônica originou uma topografia favorável para o

desenvolvimento das geleiras, ocorreram processos de retroalimentação positiva entre aumento da precipitação e expansão do campo de gelo no lado oeste da cordilheira. Provavelmente, as geleiras durante o Último Máximo Glacial não foram suficientemente espessas para aprofundar os fiordes, tampouco para dragar seus depósitos sedimentares para fora deles. Os processos de deposição de sedimentos caóticos acusticamente visíveis ocorreram durante o recuo das geleiras, já no Holoceno, onde elas alcançaram pontos de estabilidade, ajudadas pela morfologia dos fiordes, mesmo em águas profundas. Os depósitos estratificados localizados nas bacias intra-sills e em maiores profundidades, por sua vez, tiveram sua origem, provavelmente, das partes flutuantes do gelo, onde predominam os processos de desprendimento de *icebergs (calving)* e também do gelo marinho. Nessas mesmas bacias, depósitos mais profundos, não visíveis ao sistema de alta-resolução, poderiam estar preservados no fundo, pois não foram erodidos pelos sucessivos ciclos de avanço e recuo das geleiras, contendo assim informações sobre a evolução do campo de gelo ao longo do Quaternário.

---

## ABSTRACT

---

This study presents the combined use of high resolution seismology and submarine morphology data sets to interpret the glacimarine environment of the Central Patagonian Fjord Coast of Chile. Approximately, 300 km of acoustic sub-bottom profiles (3,5 kHz) and submarine 3D models of seven fjords adjacent to Southern Patagonian Icefield (Eyre, Falcon, Penguin, Europa, Peel, Calvo and Amalia fjords), and part of Icy Channel were analysed based on *Campo de Hielo Sur* investigation cruise, by *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile* (SHOA), in 1995. Acoustic facies and submarine landforms were identified through the fjords longitudinal axes. The subaerial and submarine morphologies were analysed by employing three-dimensional models and longitudinal bathymetric profiles based on SHOA nautical charts. Landsat ETM+ imagery was used to interpret the glacial geomorphology related to the area limiting the fjords. The longitudinal axis of the over deepened fjord basins show an irregular morphology and distinctive landforms associated with grounding-line, ice tongue and iceberg sedimentary systems. According to the internal reflection configuration and the external geometry, acoustic reflectors display two main facies: chaotic and laminated. The geometry of the depocenters and the acoustic reflector characteristics show evidence of the influence of the pre-existing topography and bathymetry related to the glacial dynamics, consequently to the sedimentation processes. Due to the great water depths of the fjord basins, terminal margins may have a mix of floating and grounded cliff behaviour, albeit, a temperate glacial regime is predominant. It is suggested that the studied Patagonian fjords are result of a landform continuum and processes, pre-existing tectonically controlled fault system, lower Miocene, fluvial and slope denudation processes, glacially modified river valleys and, finally, eroded glaciated fjords and channels. The tectonic activity originated a favorable topography for glaciers development, developing positive feedback processes amidst precipitation increase and ice field expansion on the western side of the Andes. The proposal that during the Last Glacier Maximum glaciers were not thick enough to excavate the fjords nor competent to dig up the existing sedimentary deposits due to the great water depths of some fjords. The

deposition processes of acoustically visible chaotic sediments occurred during a glaciers retreat in the Holocene, achieving periods of stability, that were facilitated by fjord morphology, even considering the great water depths. The laminated deposits between sills, in deeper waters, probably originated from calving processes, which predominantly produce floating ice from calving and sea ice. Deeper deposits from these same basins, not visible to the high-resolution system, may not have been eroded by successive cycles of glacier advancing and retreating. Thus, preserving the Quaternary environmental records contained in the basin bottom facies.

---

## ÍNDICE

---

	Pág.
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 – Introdução .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 – Justificativa .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3 – Objetivos.....</b>	<b>3</b>
1.3.1 – Objetivo Principal .....	3
1.3.2 – Metas .....	3
<b>1.4 – Área de estudo .....</b>	<b>4</b>
<b>CAPÍTULO 2: AMBIENTE GLACIMARINHO .....</b>	<b>7</b>
<b>2.1 – Introdução .....</b>	<b>7</b>
<b>2.2 – Modelos conceituais de sedimentação glacimarinha .....</b>	<b>7</b>
2.2.1 – Geleiras de marés – Alasca .....	9
2.2.2 – Plataformas de gelo da Antártica .....	10
2.2.3 – <i>Icebergs</i> da Groenlândia Oriental .....	12
<b>CAPÍTULO 3: FIORES .....</b>	<b>13</b>
<b>3.1 – Introdução .....</b>	<b>13</b>
<b>3.2 – Características gerais das costas de fiordes .....</b>	<b>13</b>
<b>3.3 – A influência da geologia e da topografia na formação dos fiordes .....</b>	<b>16</b>
<b>3.4 – Fiordes glacializados .....</b>	<b>16</b>
3.4.1 – Movimento de geleiras em fiordes .....	18
3.4.2 – Topografia e geoformas sedimentares em fiordes .....	19
<b>3.5 – Atividades de vertentes em fiordes .....</b>	<b>20</b>
<b>3.6 – Costa de fiordes da Patagônia Central .....</b>	<b>22</b>
3.6.1 – Estudos anteriores .....	22
3.6.2 – Contexto geológico .....	23
3.6.3 – História glacial .....	25
3.6.4 – Características oceanográficas e propagação da onda de maré da costa de fiordes da Patagônia Central .....	28
3.6.5 – Sedimentos de origem glacial .....	29

<b>CAPÍTULO 4:</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>30</b>
4.1 –	<b>Introdução</b>	<b>30</b>
4.2 –	<b>Natureza dos dados</b>	<b>30</b>
4.2.1 –	Registros de alta resolução (3,5 kHz)	30
4.2.2 –	Escala vertical	32
4.2.3 –	Escala gráfica de pendentes	34
4.2.4 –	Cartografia	34
4.2.5 –	Emprego da cartografia náutica e registro acústico	34
4.2.6 –	Integração dos dados geofísicos com os dados batimétricos	35
4.2.7 –	Morfoestruturas, formas deposicionais e datações	35
4.2.8 –	Classificação dos movimentos de massa	36
4.2.9 –	Comparação com fiordes da Patagônia Norte	36
4.3 –	<b>Análise morfométrica</b>	<b>39</b>
4.3.1 –	Geomorfologia glacial	42
4.4 –	<b>Métodos de reflexão acústica</b>	<b>42</b>
4.5 –	<b>Estratigrafia sísmica ou acústica</b>	<b>44</b>
<b>CAPÍTULO 5:</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>47</b>
5.1 –	<b>Introdução</b>	<b>47</b>
5.2 –	<b>Morfologia submarina e subaérea</b>	<b>49</b>
5.3 –	<b>Geoformas glaciais subaérea</b>	<b>53</b>
5.4 –	<b>Influência da topografia e da geologia sobre os fiordes</b>	<b>66</b>
5.5 –	<b>Descrição das fácies acústicas por fiordes</b>	<b>68</b>
5.5.1 –	Fiorde Eyre	68
5.5.2 –	Fiorde Falcon	72
5.5.3 –	Fiorde Penguin	74
5.5.4 –	Fiorde Europa	76
5.5.5 –	Sistema do fiorde Peel	78
5.6 –	<b>Morfologia dos fiordes e distribuição das fácies acústicas</b>	<b>83</b>
5.7 –	<b>Atividades de vertentes</b>	<b>84</b>
5.7.1 –	Área 1: fiorde Eyre, fiorde Falcon e canal Icy	84
5.7.2 –	Área 2: fiorde Europa	91
5.7.3 –	Área 3: fiorde Peel e zonas de confluência dos fiordes Calvo e Amalia	92
5.8 –	<b>Distribuição das atividades de vertentes</b>	<b>97</b>

5.9 –	Dados geomórficos e acústicos dos fiordes .....	100
5.10 –	Comparação entre fiordes da Patagônia Central e Patagônia Norte .....	102
<b>CAPÍTULO 6:</b>	<b>DISCUSSÃO .....</b>	<b>105</b>
6.1 –	Geoformas subáreas .....	105
6.2 –	Tectônica e atividade glacial .....	106
6.3 –	Erosão não-glacial e os fiordes .....	108
6.4 –	Erosão glacial e os fiordes .....	108
6.5 –	Gênese das fácies acústicas .....	110
6.6 –	Topografia e geometria dos fiordes .....	113
6.7 –	Profundidade das bacias .....	113
6.8 –	Atividades de vertentes .....	115
6.9 –	Inferências paleoclimáticas do comportamento das geleiras .....	116
6.10 –	Modelo conceitual .....	118
<b>CAPÍTULO 7</b>	<b>CONCLUSÃO .....</b>	<b>124</b>
7.1 –	Conclusões .....	124
7.2 –	Trabalhos futuros .....	127
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>129</b>
<b>ANEXO 1 –</b>	<b>GLOSSÁRIO DE TERMOS GLACIMARINHOS E ACÚSTICOS E CORRELATOS .....</b>	<b>149</b>
<b>ANEXO 2 –</b>	<b>PERFIS TRANSVERSAIS DOS FIORDES .....</b>	<b>159</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
Fig. 1.1	Costa de fiordes da Patagônia Central, Chile ..... 6
Fig. 2.1	Modelo conceitual de diferentes domínios climáticos nos quais são identificados os ambientes atuais de sedimentação glacimarinha ..... 8
Fig. 2.2	Processos e litofácies produzidos por descargas subglaciais em frentes de geleiras de maré temperadas ..... 10
Fig. 2.3	Modelo de sedimentação ilustrando três ambientes de plataformas de gelo ..... 11
Fig. 2.4	Diagrama mostrando os principais processos identificados no fiorde Kangerdlussusuaq, Groenlândia Oriental ..... 12
Fig. 3.1	Distribuição mundial das costas de fiordes ..... 15
Fig. 3.2	Modelo composto por vários processos de sedimentação que operam em ambientes de fiordes influenciados diretamente por geleiras ..... 17
Fig. 3.3	Estabilidade de partes frontais durante avanço das geleiras em fiordes ..... 19
Fig. 3.4	Classificação de movimentos de massa por gravidade em ambientes aquáticos ..... 22
Fig. 3.5	Patagônia chilena - limites durante o UMG e a atual distribuição dos campos de gelo ..... 26
Fig. 3.6	Sumário da história geológica e glacial ..... 28
Fig. 4.1	Navio oceanográfico Vidal Gormaz ..... 31
Fig. 4.2	Rota do cruzeiro <i>Campo de Hielo Sur</i> ..... 33
Fig. 4.3	Rota do cruzeiro <i>CIMAR – FIORDO 1</i> ..... 37
Fig. 4.4	Registrador digital VGR, utilizado no cruzeiro <i>CIMAR – FIORDO X (2004)</i> ..... 38
Fig. 4.5	Operação do perfilador de subfundo durante o cruzeiro <i>CIMAR – FIORDO X (2004)</i> ..... 39
Fig. 4.6	Parâmetros morfométricos dos fiordes mensurados ..... 41
Fig. 4.7	Elementos básicos e configuração dos métodos de reflexão sísmica ..... 44
Fig. 4.8	Esquema de padrões de configurações de fácies sísmicas ou

	acústicas .....	46
Fig. 5.1	Combinação de bandas de imagem Landsat ETM (2000) da costa de fiordes da Patagônia central .....	48
Fig. 5.2	Modelo tridimensional das áreas próximas, às cabeceiras dos fiordes Eyre e Falcon, baseado em imagem Landsat (2001) .....	50
Fig. 5.3	Modelo tridimensional das áreas próximas, às cabeceiras dos fiordes Penguin e Europa, baseado em imagem Landsat (2001) .....	51
Fig. 5.4	Morfologia submarina dos fiordes Eyre e Falcon .....	54
Fig. 5.5	Morfologia submarina do fiorde Penguin .....	55
Fig. 5.6	Morfologia submarina do fiorde Europa .....	56
Fig. 5.7	Morfologia submarina irregular do fiorde Peel e baía Chubretovich .....	57
Fig. 5.8	Morfologia submarina dos fiordes Calvo e Amália .....	58
Fig. 5.9	Legenda das Figuras 5.10 – 5.14 .....	60
Fig. 5.10	Imagem Landsat: Sistemas de fiordes Eyre, Falcon e canal Icy .....	61
Fig. 5.11	Imagem Landsat: Fiorde Penguin .....	62
Fig. 5.12	Imagem Landsat: Fiorde Europa e a zona de <i>sikussak</i> no interior do fiorde .....	63
Fig. 5.13	Imagem Landsat: Fiordes Peel, Calvo e baía Chubretovich .....	64
Fig. 5.14	Imagem Landsat: Fiorde Amália .....	65
Fig. 5.15	Relação entre a área de drenagem e propriedades morfométricas dos fiordes .....	67
Fig. 5.16	Fiorde Eyre: Perfis acústicos da parte interior .....	70
Fig. 5.17	Fiorde Eyre: Perfil acústico da parte distal .....	71
Fig. 5.18	Fiorde Falcon: Perfil acústico da parte distal .....	72
Fig. 5.19	Fiorde Penguin: Perfil acústico da parte centro-distal .....	75
Fig. 5.20	Fiorde Europa: Perfil acústico da parte centro-distal .....	77
Fig. 5.21	Fiorde Peel: Perfil acústico da parte centro-proximal .....	79
Fig. 5.22	Perfil acústico da parte central do fiorde Peel .....	80
Fig. 5.23	Perfil acústico da parte distal do fiorde Calvo e baía Chubretovich .....	81
Fig. 5.24	Perfil acústico da parte distal do fiorde Amália .....	82
Fig. 5.25	Mapa de pendentes dos fiordes Eyre e Falcon .....	85
Fig. 5.26	Perfil acústico da parte central do fiorde Eyre .....	86
Fig. 5.27	Perspectiva em 3D da parte distal do fiorde Eyre .....	87
Fig. 5.28	Perfil acústico da parte distal do fiorde Eyre .....	87

Fig. 5.29	Perspectiva em 3D da zona de confluência do fiorde Eyre com o fiorde Falcon .....	88
Fig. 5.30	Perfil acústico da zona de confluência do fiorde Eyre com fiorde Falcon .....	89
Fig. 5.31	Perfil acústico do canal Icy .....	90
Fig. 5.32	Perfil acústico do fiorde Europa .....	92
Fig. 5.33	Mapa de pendentes dos fiordes Peel, Calvo e Amalia .....	93
Fig. 5.34	Perspectiva em 3D do desnível de profundidade entre o setor sul da baía Chubretovich e a parte central do fiorde Peel .....	94
Fig. 5.35	Perfil acústico da parte centro-proximal do fiorde Peel .....	95
Fig. 5.36	Perfil acústico da zona distal do fiorde Calvo .....	96
Fig. 5.37	Perfil acústico da zona distal do fiorde Amalia .....	97
Fig. 5.38	Costa de fiordes da Patagônia Norte .....	102
Fig. 5.39	Parte central do fiorde Aysén .....	103
Fig. 5.40	Parte distal do fiorde Quitalco .....	104
Fig. 6.1	Modelo inferido para a formação do sistema de linha de encalhe ( <i>grounding line</i> ) na zona distal do fiorde Falcon .....	120
Fig. 6.2	Modelo inferido para a formação do sistema de linha de encalhe ( <i>grounding line</i> ) na zona centro-proximal do fiorde Penguin .....	121
Fig. 6.3	Modelo inferido para a formação do sistema de linha de encalhe ( <i>grounding line</i> ) na zona proximal do fiorde Europa .....	122
Fig. 6.4	Diagrama de elementos morfológicos de depósitos proximais ao gelo na parte proximal do fiorde Europa .....	123

---

## LISTA DE TABELAS

---

	<b>Pág.</b>
Tab. 3.1 Características das principais costas de fiordes do mundo .....	14
Tab. 4.1 Cartas náuticas da área de estudo .....	34
Tab. 5.1 Parâmetros morfométricos dos fiordes .....	67
Tab. 5.2 Coeficiente de correlações e equação de poder .....	67
Tab. 5.3 Atividades de vertentes mais representativas dos fiordes .....	99
Tab. 5.4 Dados geomórficos e acústicos dos depósitos ao longo dos fiordes .....	101

---

## LISTA DE ABREVIATURAS

---

<b>AIA</b>	<i>Água Intermediária do Ártico</i>
<b>ALE</b>	<i>Altitude da Linha de Equilíbrio</i>
<b>ALC</b>	<i>Abaixo da Linha de Cume</i>
<b>ANM</b>	<i>Abaixo do Nível do Mar (área do fiorde)</i>
<b>AgP</b>	<i>Água Polar</i>
<b>AP</b>	<i>Antes do Presente</i>
<b>ASF</b>	<i>Água Superficial de Fiordes</i>
<b>CONA</b>	<i>Comité Oceanográfico Nacional</i>
<b>CGPN</b>	<i>Campo de Gelo Patagônico Norte</i>
<b>CGPS</b>	<i>Campo de Gelo Patagônico Sul</i>
<b>DDI</b>	<i>Detritos de Deriva de Icebergs</i>
<b>ETM+</b>	<i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>
<b>GPS</b>	<i>Global Positioning System (Sistema de Posicionamento Global)</i>
<b>PAC</b>	<i>Profundidade (do fiorde) Acima da Linha de Cume</i>
<b>PSAD-56</b>	<i>Provisional South American Datum 1956</i>
<b>ROV</b>	<i>Remoted Operated Vehicle</i>
<b>SAD-69</b>	<i>South American Datum 1969</i>
<b>SHOA</b>	<i>Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile</i>
<b>TAS</b>	<i>Tarjeta Adaptadora de Señales</i>
<b>TJC</b>	<i>Tripla Junção Chilena</i>
<b>UMG</b>	<i>Último Máximo Glacial</i>
<b>VGR</b>	<i>Virtual Graphic Recorder</i>
<b>WGS-84</b>	<i>World Geodetic System 1984</i>
<b>ZFLO</b>	<i>Zona de Falha Liquiñe-Ofqui</i>

---

## CAPÍTULO 1 : INTRODUÇÃO

---

*“Tierra mía, los hombres te olvidaron,  
no sienten tu temblor en el surco,  
tu fragancia en el viento, y ni siquiera  
puedes besarles las rodillas: entre ellos  
y tú está la rosa de los templos”*  
Oscar Castro

### 1.1 – Introdução

Deglaciação em fiordes produz diversas geoformas e seqüências sedimentares que são registros de processos efetuados nas zonas proximais e distais da margem do gelo (Colfaigh, 1998).

Os fiordes são ambientes de grande interesse nos estudos glaciários, pois eles atuam como áreas semi-fechadas, que permitem elevadas taxas anuais de sedimentação e originam condições ideais para a formação de estratos sedimentares e geoformas. Tais corpos constituem um importante arquivo de condições ambientais do passado e também uma ferramenta complementar e comparativa aos dados cronológicos produzidos por outros estudos, por exemplo, de análises de anéis de árvores e dos estratos de gelo (*Comité Oceanográfico Nacional*, 1996). Dado o potencial de se obter registros paleoclimáticos e paleoambientais de alta-resolução a partir de sedimentos datáveis em fiordes, cientistas têm buscado neles indicadores de mudanças climáticas (Syvitski *et al.*, 1987; Powell, 1990; Syvitski, 1991; Syvitski e Lee, 1997).

Um dos principais controladores dos processos de sedimentação e da geração de geoformas submarinas em fiordes glaciários é a flutuação da margem das geleiras. Esta, por sua vez, é controlada por fatores climáticos e não climáticos (Powell e Molnia, 1989). Em alguns fiordes os aspectos topográficos e batimétricos podem tornar-se críticos na dinâmica das geleiras, e os registros encontrados podem ser suficientemente diferentes em interpretação, mesmo eles estando próximos uns dos outros (Gilbert, 2000).

É reconhecida na literatura a importância do controle da topografia sobre o clima regional e desenvolvimento de geleiras, além de sua influência sobre a resposta de sua dinâmica diante das mudanças climáticas

(Payne e Sugden, 1990; Hulton e Sugden, 1997). O papel da atividade geomorfológica nos estudos dos campos de gelo de latitudes médias é amplamente considerado, uma vez que essa deixa evidências geomórficas (subáreas e submarinas), inclusive dos efeitos da última glaciação. Além disso, determinadas formas e depósitos provêm informações sobre eventos mais antigos como, por exemplo, a preservação de vales fluviais pré-existentes (Nesje *et al.*, 1992; Sugden *et al.*, 2002).

Trabalhos pioneiros desenvolvidos por Mercer (1961) em geleiras de marés do Alasca indicam que parâmetros morfométricos dos fiordes, tais como largura e profundidade, são importantes controladores de segunda-ordem na dinâmica das geleiras aterradas na cabeceira dos fiordes. Mercer notou que geleiras de maré quase sempre alcançavam posições de estabilidade nas saídas dos fiordes ou onde a sua profundidade ou largura variavam. Igualmente notou que avanços delas poderiam ser assíncronicos entre os fiordes e também se comparados com as geleiras terrestres. Ademais, os processos de retrocesso poderiam ser catastróficamente rápidos.

Vários estudos posteriores encontraram evidências geomórficas de controle topográfico e da configuração dos fiordes sobre flutuações e das posições de estabilidade das geleiras, que coincidiam com pontos de apoio (*pinning points*). Podem ser citados, entre outros, os trabalhos de Meier *et al.* (1980) no Alasca, Greene (1992) nos *lochs* da Escócia, Warren (1992), Warren e Rivera (1994) no Chile, Cofaigh (1998) e Cofaigh *et al.* (1999) no Ártico canadense.

Em ambientes glacimarinhos, estudos mais detalhados dos processos e de feições morfológicas desenvolvidos no fundo marinho, e em especial, dos fiordes, iniciaram apenas nas últimas duas décadas, estimulados pela disponibilidade de novas ferramentas e técnicas (Stoker *et al.*, 1997). Dentre elas, o método sísmico-acústico tem sido fundamental para os estudos da morfologia do fundo e do subfundo marinho, além de possibilitar mensurações das seqüências estratificadas e dos corpos sedimentares marginais à frente das geleiras.

## 1.2 – Justificativa

A região da cordilheira dos Andes, ao sul dos 40°S, é uma das poucas áreas de latitude média no hemisfério sul propícias ao estudo de mudanças glaciológicas e climáticas durante o Quaternário. Isso é devido,

particularmente, à sensibilidade da zona à influência das frentes de oeste e à presença de campos de gelo, geleiras de montanhas e à abundante matéria orgânica originada dos bosques úmidos ao longo de gradientes altitudinais e latitudinais (Moreno, 2002). Deve-se acrescentar, seguramente, a existência de uma extensa e complexa costa de fiordes com espessas seqüências sedimentares no fundo de suas bacias, cujas cabeceiras estão ocupadas por geleiras ou foram recentemente deglaciarizadas, com a exposição de geoformas que ainda não foram (re)trabalhadas por atividades paraglaciais.

A costa de fiordes do Chile se estende desde 41°S a 55°S e é também conhecida como “costa de fiordes da Patagônia”. Existem mais de 200 fiordes, dos quais pelo menos 70 deles estão situados na costa interna, enquanto o restante está na costa externa, junto ao oceano Pacífico (Syvitski *et al.*, 1987).

Apesar da grande extensão da costa de fiordes e canais do Chile, estudos sobre ambientes glacimarinho não estão tão avançados como em outras regiões do mundo. Além disso, muitos dos processos e controles erosivos e deposicionais que atuam nos fiordes da Patagônia chilena, tanto em suas bacias submarinas como nas partes subaéreas, ainda são desconhecidos e certos tipos de depósitos e sua distribuição são igualmente pouco compreendidos.

### **1.3 – Objetivos**

#### **1.3.1 – Objetivo Principal**

Esse trabalho tem por objetivo principal o estudo integrado do ambiente glacimarinho da zona interna da costa de fiordes da Patagônia Central, Chile, com a geomorfologia glacial e a topografia-batimetria submarina e subaérea, através da interpretação de registros acústicos e de modelos topográficos tridimensionais.

#### **1.3.2 – Metas**

Neste estudo as seguintes metas deverão ser atingidas:

- investigar como a morfoestrutura dos fiordes influenciou os ambientes deposicionais.
- analisar a possível relação entre formas geradas pela deglaciação a partir do Último Máximo Glacial (UMG) com a localização de pontos de fixação (*pinning points*) dentro dos fiordes, e com a batimetria;
- identificar e classificar as principais variedades do sistema de depósitos de contato e proximais ao gelo baseadas em suas morfologias externas, fácies acústicas e arquiteturas internas;
- identificar e classificar as respostas do fundo e subfundo marinho através dos registros de alta resolução, para a determinação de fácies acústicas;
- discriminar geneticamente os sedimentos acusticamente laminados e caóticos;
- explicar a grande profundidade em que se encontram alguns depósitos;
- sistematizar sobre a morfogênese, dinâmica e evolução das vertentes submarinas, o que está relacionado à dinâmica da (re)distribuição de sedimentos ao longo do fiorde;
- propor modelos para a origem e dinâmica do ambiente glacial, dentro de um processo de deglaciação, mostrando que as margens do gelo identificadas neste estudo representam processos de recuo mais do que posições máximas do Último Máximo Glacial;
- contrastar os sistemas deposicionais entre fiordes da Patagônia Central e Patagônia Norte.

#### **1.4 – Área de Estudo**

A “costa de fiordes da Patagônia” é dividida em costa norte, central e sul. A área de estudo abarca o domínio interno da costa de fiordes chilena, na Patagônia Central. Foram analisados os fiordes Eyre, Europa, Falcon, Penguin, parte distal dos fiordes Calvo e Amalia e parte proximal do canal Icy. As cabeceiras dos fiordes são alimentadas por geleiras de marés que fluem do campo de gelo Patagônico Sul (CGPS) (Figura 1.1).

A topografia dessa área é dominada pela cordilheira dos Andes que forma um eixo de alongados campos de gelo que se estendem por mais de 1.800 km, entre 38°S e 56°S. Tais corpos de gelo se encontram sobre platôs intermontanos cercados por cristas de montanhas entre 1.700–2.000 m (Sugden *et al.*, 2002) e cumes isolados com mais de 2.600 m de altitude (incluindo o mais elevado da Patagônia, o monte San Valentin, de 4.070 m, no flanco nordeste do campo de gelo Norte). O campo de gelo Patagônico Sul é o maior em zonas temperadas no hemisfério sul e a segunda maior massa de gelo no hemisfério depois da Antártica, com extensão total de 350 km e largura média de 35 km, constituindo uma área em torno de 13.000 km<sup>2</sup> (Casassa *et al.*, 2000). É composto por 48 grandes geleiras e por mais de uma centena de pequenas geleiras de anfiteatro e de vale. Essas geleiras se deslocam da cordilheira dos Andes para o Leste e Oeste, geralmente terminando com frentes desprendentes (*calving fronts*) em lagos (Leste) e em fiordes (Oeste) (Aniya *et al.*, 1996, 1997; Cassasa *et al.*, 2000). As geleiras estão unidas na zona de acumulação do campo de gelo, que constitui um platô, em geral plano, em seu setor mais elevado e com uma altitude média de 1.600 m.

O campo de gelo Patagônico Sul se conecta com o oceano Pacífico através de uma complexa rede de canais e fiordes que apresentam feições peculiares, comparado ao resto da costa chilena, que é caracterizada por uma morfologia retilínea. Essa rede de fiordes e canais adjacentes ao CGPS se estende aproximadamente desde os 48°S (ao sul do golfo de Penas) até os 52°S (ao norte do estreito de Magalhães).

O setor de gelos patagônicos se encontra imerso na circulação atmosférica de oeste afetado pela passagem freqüente de depressões frontais, o que resulta em uma distribuição mensal de precipitações quase homogênea ao longo do ano. A orografia tem papel importante na distribuição espacial da precipitação na região, sendo maior no lado oeste do CGPS e diminuindo abruptamente a leste (Carrasco *et al.*, 1998). As geleiras marítimas recebem freqüentemente intensa precipitação, que está estimada entre 6.000–10.000 mm a<sup>-1</sup> de água para as áreas de acumulação do campo de gelo e entre 4.000–6.000 mm<sup>1</sup> na costa (Warren e Aniya, 1999).

As geleiras que fluem do campo de gelo são em grande parte de desprendimento (*calving glaciers*), que podem ser geleira de maré (*tidewater glacier*) e geleira de desprendimento em lagos (*lake-calving glaciers*).

---

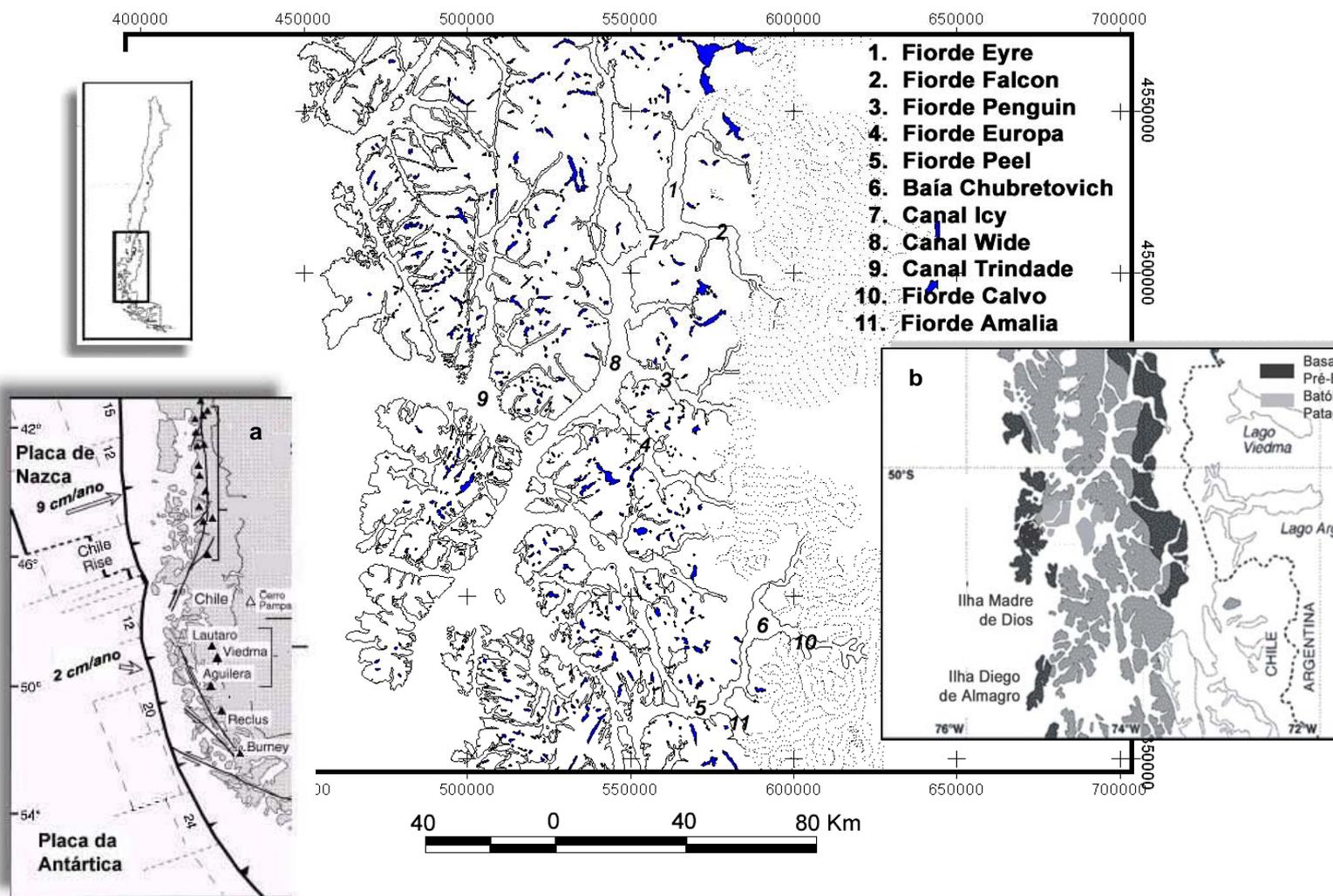


Figura 1.1 – Costa de fiordes da Patagônia Central, Chile. (a) Tripla União das Placas; (b) Complexo Metamórfico e Batólito Patagônico (Fonte: Ramos e Kay, 1992; Grunow *et al.*, 1992; Thomson e Hervé, 2002).

## CAPÍTULO 2 : AMBIENTE GLACIMARINHO

---

*“Cordillera de los Andes  
Madre Yacente y Madre que anda  
que de niños nos enloqueces  
y haces morir caundo nos faltas...”*

*Su adoración perenne  
no se rinde y refleja  
pero nos pastorea  
con lomos e llamaradas...”*  
Gabriela Mistral

### 2.1 – Introdução

Os ambientes glacimarinhos são um dos mais complexos devido às interações gelo – oceano. Ciclos de expansão e retração das geleiras produzem sedimentos e geoformas que refletem relações entre muitos dos controles e das fontes glaciais e não glaciais de sedimentação. Este capítulo discute os principais modelos que exibem os ambientes de sedimentação glacimarinha mais representativos.

### 2.2 – Modelos conceituais de sedimentação glacimarinha

Ambiente glacimarinho<sup>1</sup> é definido como todas aquelas áreas onde o sedimento é depositado no mar após ser liberado do gelo glacial (incluindo frentes do tipo de maré (*tidewater*), línguas de gelo flutuante, plataformas de gelo e *icebergs*) ou do gelo marinho (Powell, 1984). Essa definição relativamente ampla do ambiente glacimarinho implica que: (a) os sedimentos glacimarinhos são variáveis na composição, desde grãos grossos nas zonas de deltas de contato com o gelo aos detritos de deriva de *icebergs* (DDI) – (*Iceberg Rafted Debris - IRD*) – dentro de uma matriz lamosa de origem não-glacial; e (b) uma variedade de processos glaciológicos, oceanográficos,

---

<sup>1</sup> Segundo Powell (1984), a conexão etmológica apropriada de duas raízes latinas requer o uso de “i” em lugar de “o”, que é usado para conectar raízes gregas. Portanto, para se evitar neologismos, o termo glacimarinho é aqui utilizado, no lugar de “glaciomarinho”.

sedimentares e biogênicos está associada às fontes, transporte, deposição e (re)trabalho dos sedimentos glacialmarinhos (Dowdeswell e Scourse, 1990).

Sedimentação glacialmarinha<sup>2</sup> ocorre em um espectro de ambientes que podem estar relacionados às condições climáticas. Por um lado, as geleiras de maré do sudeste do Alasca e da costa de fiordes do Chile ocorrem em ambientes cujas temperaturas do ar e da água oceânica são mais elevadas, nos quais as geleiras alcançam o nível do mar (Powell e Molnia, 1989; Dowdeswell *et al.*, 1998). Na outra ponta do espectro, as costas da Antártica Oriental cobertas por gelo representam alguns dos ambientes de menor temperatura da água e do ar onde se efetuam as interações geleira-oceano (Fig. 2.1).

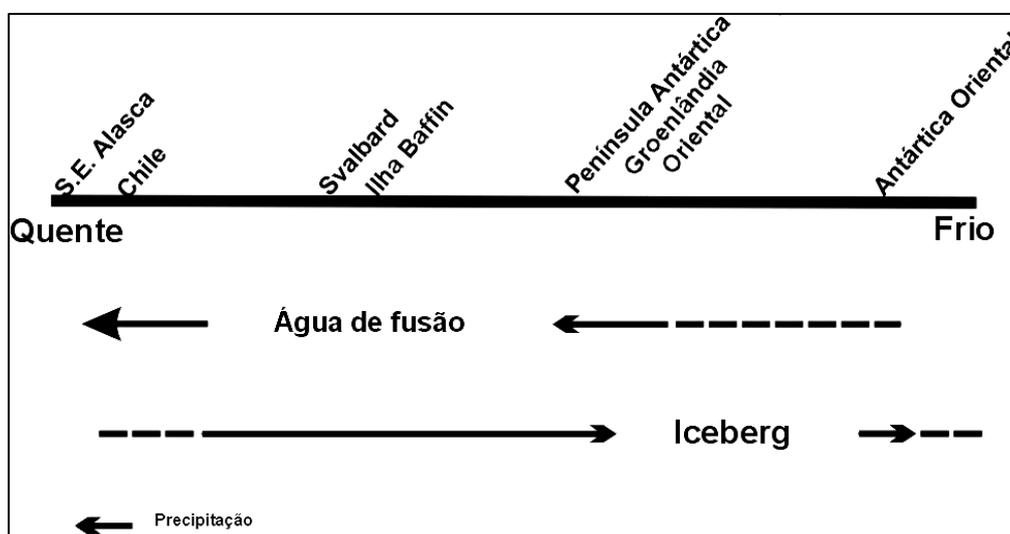


Figura 2.1 – Modelo conceitual de diferentes domínios climáticos nos quais são identificados os ambientes atuais de sedimentação glacialmarinha. O predomínio relativo de processos de água de fusão e de *icebergs* varia com o clima, e a precipitação também pode ser um fator importante em ambientes glaciais temperados (Fonte: Dowdeswell *et al.*, 1998).

Considerando os atuais regimes climáticos representados na Fig. 2.1, os ambientes glacialmarinhos poderiam ser assim caracterizados, segundo Hambrey (1994):

<sup>2</sup> Este trabalho, por abordar imagens acústicas de feições em ambientes glacialmarinhos, além das morfologias submarina e subaérea, utilizou termos específicos pouco utilizados na literatura nacional. Por isso, achou-se conveniente a incorporação de um glossário (Anexo1) para melhor entendimento do texto por parte do leitor.

Regime Alasca – geleiras temperadas e aterradas, elevada sedimentação. Presente no golfo do Alasca, Columbia Britânica e Patagônia (Chile);

Regime Svalbard – geleiras aterradas e levemente frias, sedimentação pela fusão no verão. Presente em Svalbard, Ártico Canadense e Rússia;

Regime Groenlândia – geleiras frias e flutuantes, geleiras de descarga dos mantos de gelo da Groenlândia e das calotas de gelo da ilha Ellesmere, ilha Baffin e Ártico Canadense.

Regime Península Antártica – geleiras frias e aterradas além da saída de pequenos fiordes, limitada exposição das rochas e restrita superfície de derretimento. Presente no norte da península Antártica e ilhas.

Regime Antártica Oriental – geleiras muito frias e flutuantes.

Em processos físicos efetuados nos ambientes glacimarinhos, o termo modelo não é utilizado necessariamente para aproximações numéricas, mas também considera interpretações descritivas e não-quantitativas. São incluídos nos modelos diagramas esquemáticos bi e tridimensionais de seqüências sedimentares e de descrições da morfologia submarina (e.g., Powell, 1981). Entretanto, isso não exclui o uso de modelos numéricos, que geralmente são baseados em considerações teóricas ou empíricas (Dowdeswell e Scource, 1990).

Modelos de sedimentação glacimarinha são desenvolvidos baseados na observação de ambientes modernos e aplicados subsequente na reconstrução paleoclimática. Deve ser considerado, no entanto, que alguns dos ambientes glacimarinhos comuns no passado estão raramente presentes nos dias atuais. Por exemplo, os grandes mantos de gelo apoiados no fundo marinho do hemisfério norte e suas plataformas de gelo cujos limites externos se encontravam aterradas no fundo oceânico.

Na atualidade, existem na literatura três modelos predominantes representando os diversos ambientes glacimarinhos:

### **2.2.1 – Geleiras de maré – Alasca**

O primeiro desses modelos é baseado nos fiordes do sudeste do Alasca e está associado com os fluxos de água de fusão das geleiras de marés em fiordes (Powell e Molnia, 1989; Powell, 1990; Dowdeswell *et al.*, 1998). Nesse sistema os sedimentos finos são depositados por suspensão das plumas de água de fusão, emanadas da zona frontal do gelo e são mesclados com sedimentos mais grossos depositados por fluxos de gravidade (Fig. 2.2). As precipitações de chuvas também podem ser um importante aporte ao sistema glacial, e conduzem a elevadas taxas de sedimentação glacialmarinha (Cowan *et al.*, 1998).

A água de fusão de geleiras pode entrar no ambiente marinho dos sistemas de fiordes através de várias formas (Syvitski *et al.*, 1987). Correntes de água de fusão podem sair da base das frentes das geleiras de maré ou entrar na coluna de água por meio de correntes alimentadas pela fusão das geleiras, que fluem por vales proglaciais antes de alcançarem os fiordes. Em qualquer caso, essas correntes de água de fusão apresentam a tendência de ascender à superfície, a menos que tenham uma concentração de sedimentos em suspensão excessiva (Elverhøi, 1984).

Por outro lado, o papel dos *icebergs* e do gelo marinho na deposição de sedimentos é geralmente limitado. Quando o *iceberg* se afasta de uma frente de geleira de maré, a fusão na base do corpo de gelo, no entanto, pode propiciar a liberação de sedimentos (Powell, 1991).

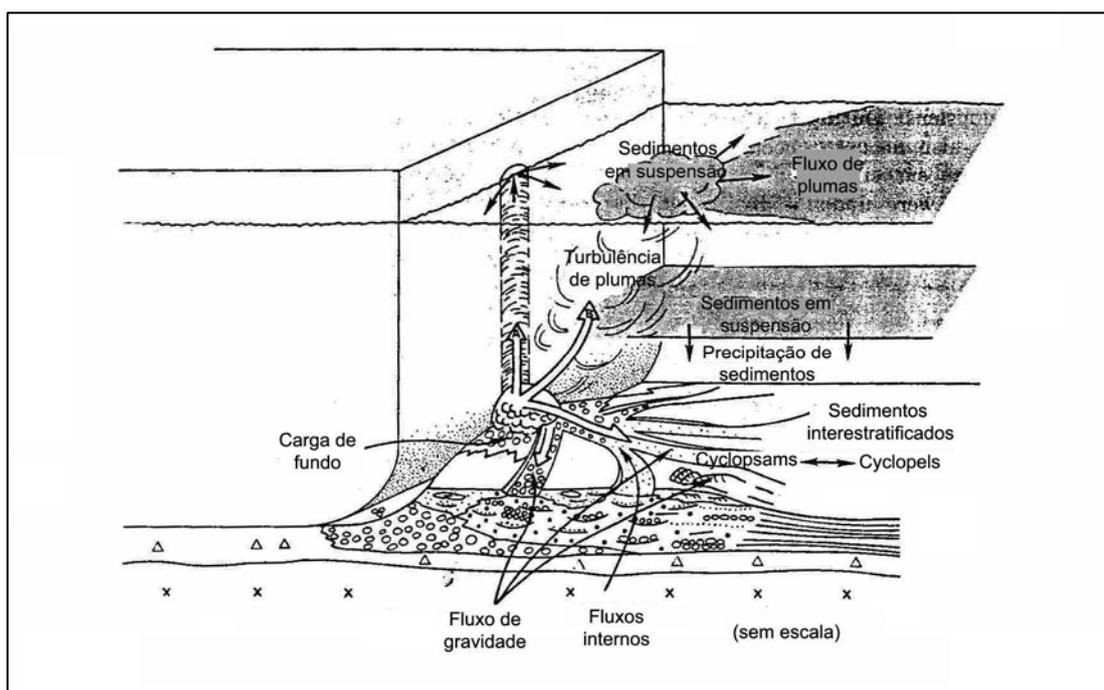


Figura 2.2 – Processos e litofácies produzidos por descargas subglaciais em frentes de maré de geleiras temperadas (Fonte: Powell e Molnia, 1989).

### **2.2.2 – Plataforma de gelo da Antártica**

O segundo modelo é dominante nas margens das plataformas de gelo sobre a plataforma continental da Antártica. Esse é marcado por diamicto de origem subglacial e proximal ao gelo, que são depositados próximos à frente de gelo (na zona de linha de encalhe), onde os fluxos de água de fusão são raros (Alley, 1991; Domack e Ishman, 1993; Anderson, 1999) (Fig. 2.3).

O modelo das plataformas de gelo (Carey e Ahmad, 1961) foi considerado durante algum tempo apropriado para interpretações de antigas seqüências sedimentares glacimarinhas e inspirou a maioria dos modelos posteriores, inclusive para outros ambientes.

No entanto, como argumentou Molnia (1983), esse modelo generalizou a situação das plataformas de gelo na explicação da maioria das seqüências glacimarinhas, o que em muitas vezes não correspondia à realidade do ambiente. Além de estar restrito atualmente ao ambiente antártico, o modelo mostrava as plataformas aterradas no fundo marinho, estando essas, no entanto, em estado flutuante devido à grande profundidade.

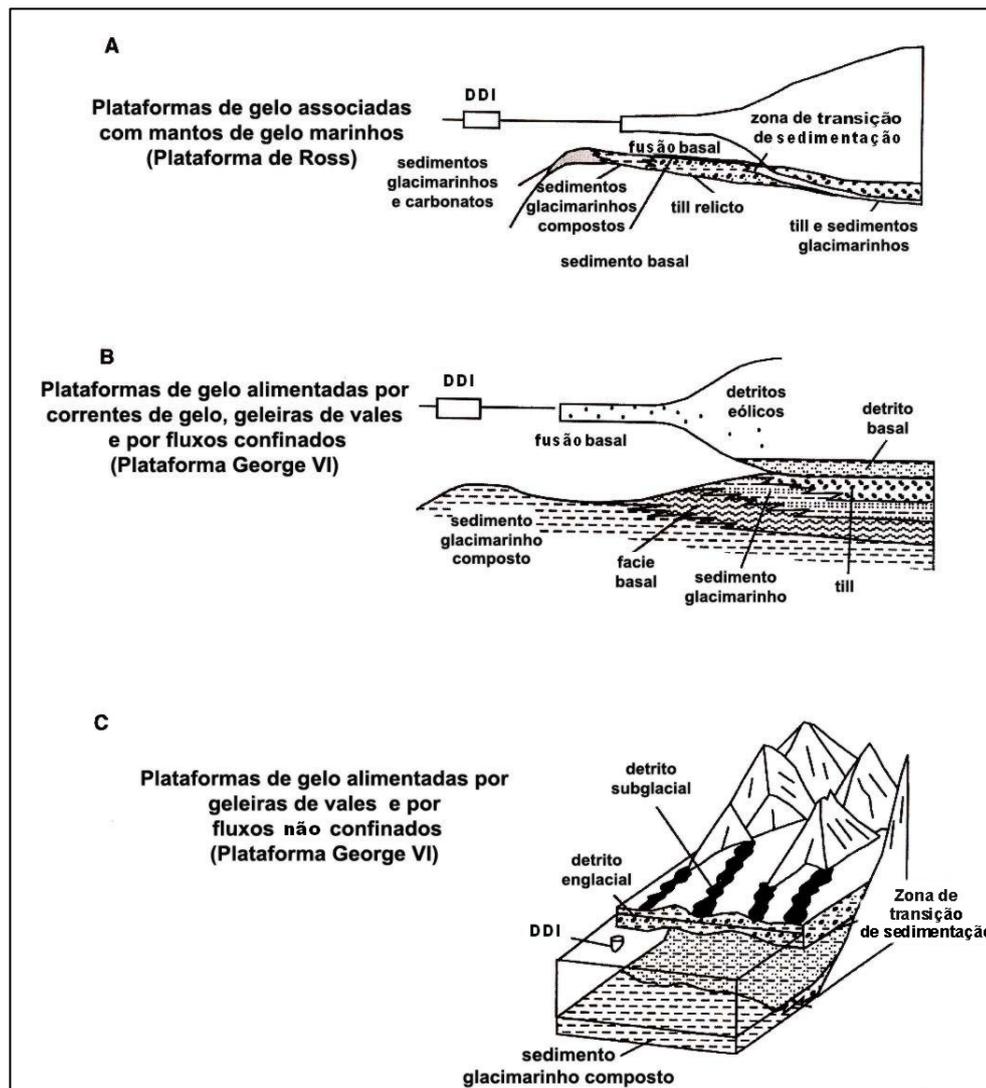


Figura 2.3 – Modelo de sedimentação ilustrando três ambientes de plataformas de gelo DDI – detritos de deriva de *icebergs* (Fonte: Anderson e Molnia, 1989).

### 2.2.3 – *Icebergs* da Groenlândia Oriental

Finalmente, o terceiro modelo foi proposto por Dowdeswell *et al.* (1994) e Andrews *et al.* (1993), os quais alegam que nenhuma das outras propostas considera a contribuição significativa de sedimentos associada com o transporte e fusão de *icebergs*. No caso do Alasca, os *icebergs* são pequenos e contribuem com pouco volume de água doce; na Antártica, *icebergs* desprendidos das plataformas são quase livres de sedimentos. O terceiro modelo, portanto, é fundamentado em observações na Groenlândia Oriental, onde predomina a deposição de sedimentos em fiordes por *icebergs*,

individualmente ou pelo complexo de *sikussak*. Estes são formados por gelo marinho e *icebergs* aprisionados no interior do fiorde.

Nesse tipo de sistema, os *icebergs* são a principal (ou quase única) fonte de água de fusão e de controle de deposição de sedimentos sobre o fundo marinho (Dowdeswell *et al.*, 1994, 2000; Syvitski *et al.*, 1996; Colfaigh *et al.*, 2000) (Fig. 2.4).

A maioria dos ambientes glacialmarinhos, modernos e pretéritos, é influenciada por alguma combinação desses três modelos, ainda que o primeiro modelo (sistema de água de fusão subglacial) tenda a predominar atualmente (Syvitski *et al.*, 1996).

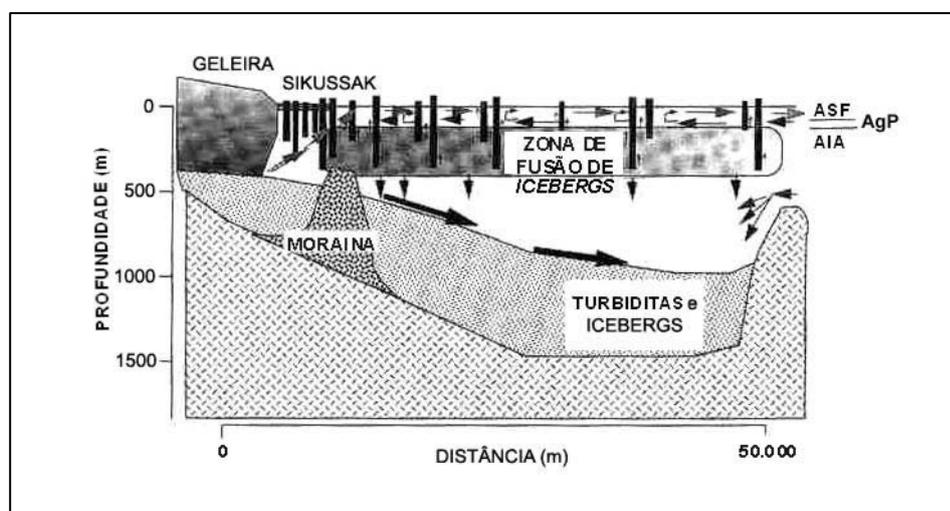


Figura 2.4 – Diagrama mostrando os principais processos identificados no fiorde Kangerdlussusuaq, Groenlândia Oriental, que influenciam o transporte e a acumulação de sedimentos. As setas mostram a descarga de fusão subglacial fluindo na Água Superficial do Fioorde (ASF). ASF cobre o fluxo de retorno estuarino, trazendo a Água Polar (AgP). AgP cobre a Água Intermediária do Ártico (AIA) que inclui zona turbada de fusão de *icebergs* e a água mais clara do fundo do fiorde trazidas da plataforma. Elevada sedimentação próxima ao *sill* junto à cabeceira do fiorde resulta na liberação de correntes de turbidez (setas negras grossas). Fonte: Syvitski *et al.* (1996).

## CAPÍTULO 3 : FIORDES

---

*“...desde las alturas hasta el pie de los montes  
 suelen verse unas cintas de plata, inmóviles, silenciosas.  
 Son torrentes furiosos que bajan despeñándose desde las cumbres,  
 pero que no dejan oír el fragor de su caída  
 ni ver el movimiento de sus aguas.  
 Parecen petrificados por la altura y la distancia,  
 o sumergidos en aquella otra voz más potente  
 que no tolera interrupción alguna:  
 la del silencio total, monstruoso, sordo a todo clamor,  
 intransigente hasta la crueldad”.*  
 Benjamin Subercaseaux

### 3.1 – Introdução

Este capítulo apresenta características gerais das costas de fiordes do mundo, a influência da geologia e da topografia em sua formação, a dinâmica das geleiras naqueles glacializados, além das geoformas resultantes desses processos e daqueles resultantes de movimentos de massa nas suas múltiplas vertentes submarinas. Com mais detalhes são apresentadas as características da costa de fiordes do Chile: sua história geológica e glaciológica.

### 3.2 – Características gerais das costas de fiordes

Fiordes representam uma das mais espetaculares manifestações da erosão glacial. São geralmente profundos, escarpados e localizados em latitudes médias e elevadas (a partir de 42° no hemisfério sul, e acima dos 43° no hemisfério norte), os quais foram ou ainda estão sendo escavados ou modificados pelo gelo (Embleton e King, 1975; Drewry, 1986; Syvitski *et al.*, 1987; Syvitski e Shaw, 1995; Dyer, 1997; Benn e Evans, 1998) (Fig. 3.1).

O termo fiorde é derivado do norueguês antigo *fjorth*, e existem outras designações em diversos idiomas locais, tais como o celta *loch* ou *lough*. Os termos *lake* e *river*, em algumas ocasiões, também são utilizados, como por exemplo, *Melville Lake* (Labrador – Canadá) e *Saguenay River* (Quebec – Canadá). Muitos dos fiordes do sudeste do Alasca são denominados *inlets* (*Muir Inlet*, *Taar Inlet*, *McBride Inlet*, *Queen Inlet*). Na Groenlândia, alguns são

denominados *sund* (*Scoresby Sund*), e no Chile, *estero*, *seno* ou *canal* (*Seno Aysén*, *Seno Europa*, *Estero Cupquelán*, *Estero Peel*, *Canal Puyuguapi*, *Canal Baker*).

Os fiordes foram formados em áreas cobertas por grandes massas de gelo cuja ação erosiva aprofundou e ampliou os vales fluviais pré-existentes (Dyer, 1997). São característicos de regiões montanhosas, as quais em épocas atuais ou em um passado recente abrigaram campos de gelo alimentando geleiras de vale. Eles constituem um ambiente costeiro dinâmico, no qual as etapas desde a formação até a sua plenitude podem estar relacionadas à história glacial local e paraglacial de erosão e deposição. Os “verdadeiros” fiordes, como os qualificam Syvitski *et al.* (1987), têm sido sujeitos a processos de glaciação / deglaciação e grande parte dos sedimentos encontrados em seu fundo resulta de tais processos (Tab. 3.1). Por definição, todos os fiordes já foram influenciados pelo gelo durante longos períodos de sua história (Syvitski *et al.*, 1987).

Tabela 3.1 – Características das principais costas de fiordes do mundo (Syvitski *et al.*, 1987).

Costa de fiordes	Estágio dos fiordes*	Variação de marés**	Descarga de rios***	Clima	Taxa de sedimentação****
Groenlândia	1,2	Baixa	Média a alta	Subártico a Ártico	Média a alta
Alasca	1,2,3,4	Alta	Baixa a alta	Subártico marítimo	Média a alta
Columbia Britânica	3,4	Alta	Média a alta	Temperado marítimo	Média a alta
Canadá	4,5	Baixa a média	Baixa a alta	Subártico a temperado marítimo	Baixa
Arquipélago Canadense	Ártico 1,2,3,4	Baixa a alta	Baixa a média	Ártico a marítimo	Baixa a média
Noruega	3,4	Baixa	Baixa a média	Subártico a temperado marítimo	Baixa
Svalbard	2,3	Baixa	Baixa	Ártico	Média
Nova Zelândia	4,5	Média	Baixa a média	Temperado marítimo	Baixa a média
Chile	2,3,4	Baixa	Baixa a alta	Temperado a subpolar marítimo	Média a alta
Escócia	4,5	Baixa a alta	Baixa a alta	Temperado marítimo	Baixa

\* Estágio 1 – totalmente glaciados; 2 – com geleiras de maré; 3 – com geleiras subáreas; 4 – completamente deglaciados; 5 – fiordes colmatados.

\*\* baixa (< 2 m de variação média); média (2-4 m de variação média); alta (> 4 m de variação média).

\*\*\* baixa (< 50 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> de descarga média anual); média (50-200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>); alta (> 200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>).

\*\*\*\* baixa (< 1 mm a<sup>-1</sup> média para toda a bacia do fiorde; média (1-10 mm a<sup>-1</sup>); alta (>10 mm a<sup>-1</sup>).

Os fiordes da costa do Pacífico existem entre 50°–60°N na América do Norte (Alasca e Colúmbia Britânica), 40°–55°S na América do Sul e 45°–47°S na Nova Zelândia. As costas atlânticas possuem fiordes em latitudes mais elevada: 50°–75°N na costa oriental do Canadá, 64°–75°N na Groenlândia, e 60°–72°N na Noruega (Fig. 3.1). As extensões desse tipo de costa variam de cerca 300 km nas ilhas *Vancouver* (Canadá), 550 km no Alasca, 850 km na Colúmbia Britânica, até 1.500 km no Chile. A costa de fiordes da Noruega é a mais dissecada e possui ao todo 21.000 km de linha de costa. As bacias subaéreas adjacentes possuem elevações de 2.200 m nas ilhas *Vancouver* (Canadá), 2.000 a 4.000 m no Alasca e Columbia Britânica, 3.500 m no Chile, 2.800 m na Nova Zelândia e 1.600 m na Noruega (Pickards e Stanton, 1980).

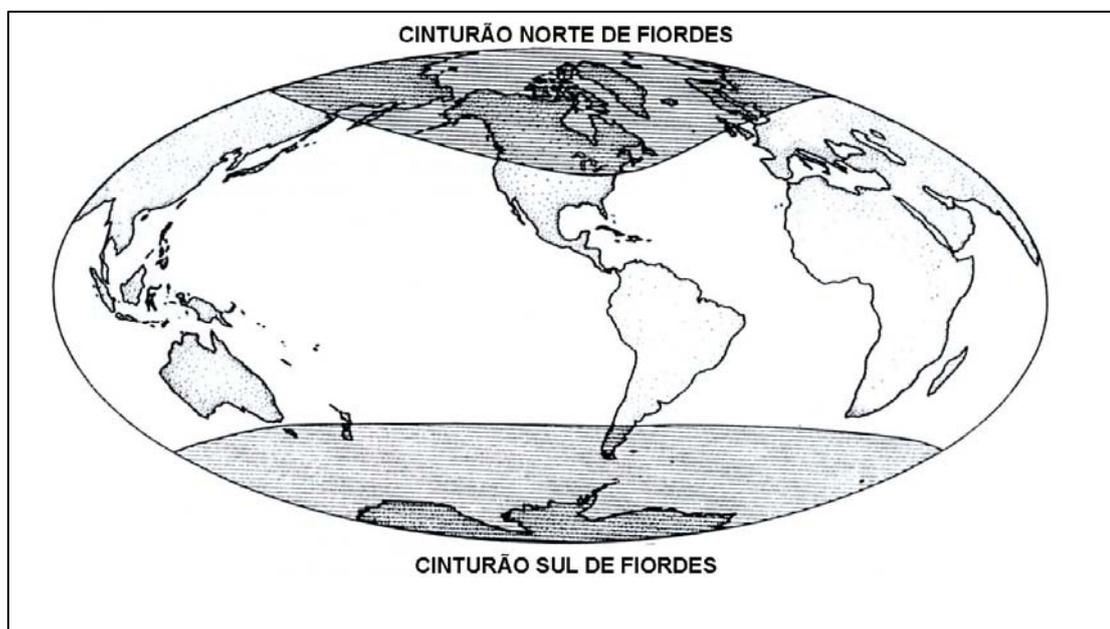


Figura 3.1 – Distribuição mundial das costas de fiordes (Fonte: Syvitski *et al.*, 1987).

A maior costa de fiordes do mundo está situada no Canadá, abarcando o Atlântico, o Pacífico e ilhas do Ártico. Todavia, os maiores fiordes se encontram na Groenlândia, chegando a mais de 200 km de extensão, como o Strømfjord e Nordvestfjord/Scoresby Sund, com cerca de 250 e 300 quilômetros de extensão, respectivamente (Syvitski, 1989; Benn e Evans, 1998). A maioria deles drena o massivo manto de gelo desta ilha, contribuindo com aproximadamente 90% da água doce dos fiordes. Nesses fiordes a farinha

de rocha das geleiras de maré é a principal fonte de sedimentos, que podem acumular mais de 1 m dia<sup>-1</sup> (Helting, 1974 *in* Syvitski e Shaw, 1995).

A costa de fiordes do Alasca apresenta características tectônicas e climáticas similares àquelas do Chile (Powell e Molnia, 1989). Nos dois casos, os fiordes foram escavados nas costas montanhosas de zonas tectonicamente ativas.

### **3.3 – A influência da geologia e da topografia na formação dos fiordes**

Há muito se discute sobre a origem dos fiordes e canais, se são esses reflexos da topografia pré-existente ou de estruturas geológicas. A sinuosidade ou meandros que alguns fiordes e canais apresentam são geralmente interpretados como legados pré-glaciais. Tal interpretação é sustentada onde traços de extensos vales fluviais não modificados são encontrados nas mesmas paisagens, ou sistemas de fiordes com padrões dendríticos, como alguns observados no Ártico Canadense e em *Fiordland*, na Nova Zelândia (Augustinus, 1992).

A importância de estruturas geológicas na direção do fluxo glacial já é estudada desde as primeiras décadas do século XX, como os trabalhos de Bretz (1935 *in* Benn e Evans, 1998) e de Steffen (1944). A estreita relação entre as correntes de gelo principais e feições geológicas é óbvia em muitas localidades: por exemplo, a geleira Lambert, na Antártica Oriental, ocupa o *graben Lambert*. Os alinhamentos de fiordes são relacionados às falhas e intrusões. O padrão retilíneo de alguns desses sistemas tem sido associado a linhas de fraturas intersectadas em uma escala regional, e Gregory (1913, 1927 *in* Benn e Evans, 1998) sugeriu uma origem predominantemente tectônica. Na Noruega, a maioria dos fiordes coincide com os principais sistemas de falhas (Nesje e Whillans, 1994) e a mesma relação foi encontrada por England (1987) no Ártico Canadense. Nesje e Whillans (1994) concluem que o fiorde norueguês Sognefjord formou-se por uma combinação de processos relacionados com a estrutura da rocha, atividade glacial e movimentos em massa subaéreos. No Alasca, Powell e Molnia (1989) também reconhecem a influência do sistema de falhas aí existentes sobre o alinhamento dos fiordes.

### **3.4 – Fiordes glacializados**

Atualmente, pelo menos 70% dos fiordes estão sob a influência de geleiras e/ou pelo gelo marinho (Syvitski *et al.*, 1987; Syvitski, 1989).

Existem quatro conjuntos de processos primários de carga de sedimentos nessa classe de fiordes (Drewry, 1986; Syvitski *et al.*, 1987; Syvitski, 1989):

- (1) Processos de contato com o gelo que liberam grande quantidade de sedimentos;
- (2) Processos fluviais que descarregam e transportam sedimentos de origem supra, intra e subglacial dentro da circulação estuarina;
- (3) Deposição através de *icebergs* e gelo marinho;
- (4) Correntes de profundidade, que produzem renovação das águas dos fiordes.

Devem ser também consideradas, embora em menor escala, a queda de blocos e avalanchas de neve suja nos vales subaéreos adjacentes, e a ação dos ventos catabáticos, comuns nos fiordes do Ártico canadense e que transportam sedimentos finos às suas águas. Os depósitos sedimentares podem ser redistribuídos por outros processos secundários, que incluem fluxos de gravidade e deslizamentos, além da ação de ondas e marés (Drewry, 1986)

(Fig. 3.2).

A contribuição relativa de sedimentos dessas fontes varia de bacia para bacia, dependendo da litologia, topografia e características tectônicas das áreas de entorno subaéreas, da atividade glacial e morfologia da geleira, e finalmente, do regime climático (Powell e Domack, 1995). Em costas de fiordes glacializados temperados, correntes de água de fusão é, de longe, a principal fonte de sedimentos (Hunter *et al.*, 1996).

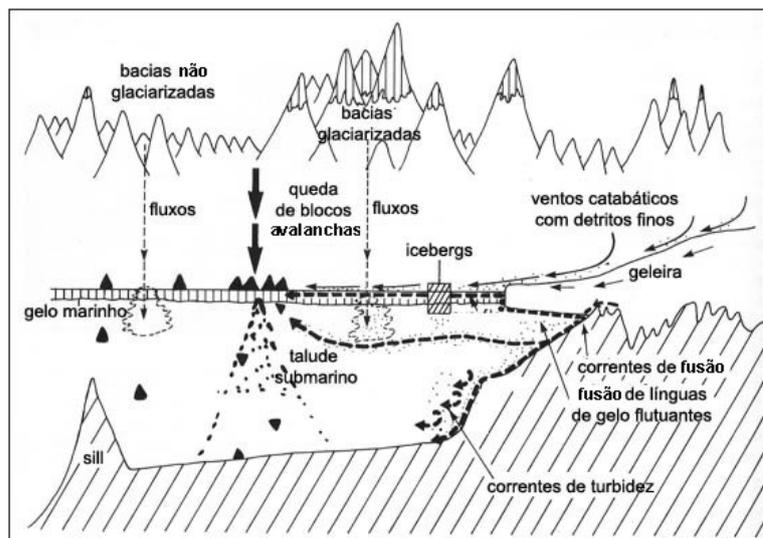


Figura 3.2 – Modelo composto por vários processos de sedimentação que operam em ambiente de fiordes influenciados diretamente por geleiras (Fonte: Drewry, 1986).

#### 3.4.1 – Movimento de geleiras em fiordes

Um número significativo de fiordes no mundo é influenciado por uma ou mais geleiras de marés (*tidewater glaciers*) ou por línguas de geleiras flutuantes, como observado na Tabela 3.1.

Um dos principais controles do comportamento frontal das geleiras que terminam em fiordes, e a conseqüente produção de geoformas sedimentares subaéreas e submarinas, é a morfologia dos canais, incluindo a topografia e batimetria. Características morfológicas podem ser decisivas para a dinâmica glacial e, conseqüentemente, controlar a quantidade, o tipo e a localização de sedimentos em um fiorde (Seramur *et al.*, 1997).

Geleiras são conhecidas por responder às mudanças na ALE (Altura da Linha de Equilíbrio), que representa a altitude onde, anualmente, a ablação é igual à acumulação (ou seja, a perda de massa é igual ao ganho). Os vínculos entre variações climáticas e avanço e retração das geleiras em fiordes foram inicialmente abordados por Mercer (1961) e por Lliboutry (1965).

Segundo eles, quando uma geleira subaérea que termina em um fiorde responde ao descenso da ALE, como resultado de uma variação climática, a frente dela avança devido ao confinamento do fiorde, e continuará avançando até um ponto onde esse fica mais largo ou mais profundo. Nesses pontos os processos de desprendimento de gelo (*calving*) aumentam. Se duas ou mais geleiras tributárias confluem para ocupar um fiorde, o avanço também será rápido. Por outro lado, uma elevação da ALE resulta em uma retração da frente da geleira até um ponto onde o fiorde se torna mais estreito ou mais raso, reduzindo assim o desprendimento de gelo (Fig. 3.3).

É sabido que nem todas as geleiras estão em contato com o fundo marinho, e algumas formam línguas de gelo flutuante. As causas para isso podem estar associadas, entre outros fatores, à profundidade dos fiordes (Powell, 1984), que por sua vez, depende da sua topografia (Van der Veen e

Powell, 1997). Essa última pode ser modificada pela ação glacial, acelerando a retração ou também pela deposição de sedimentos, que pode originar pontos de apoio para a geleira, permitindo sua estabilidade.

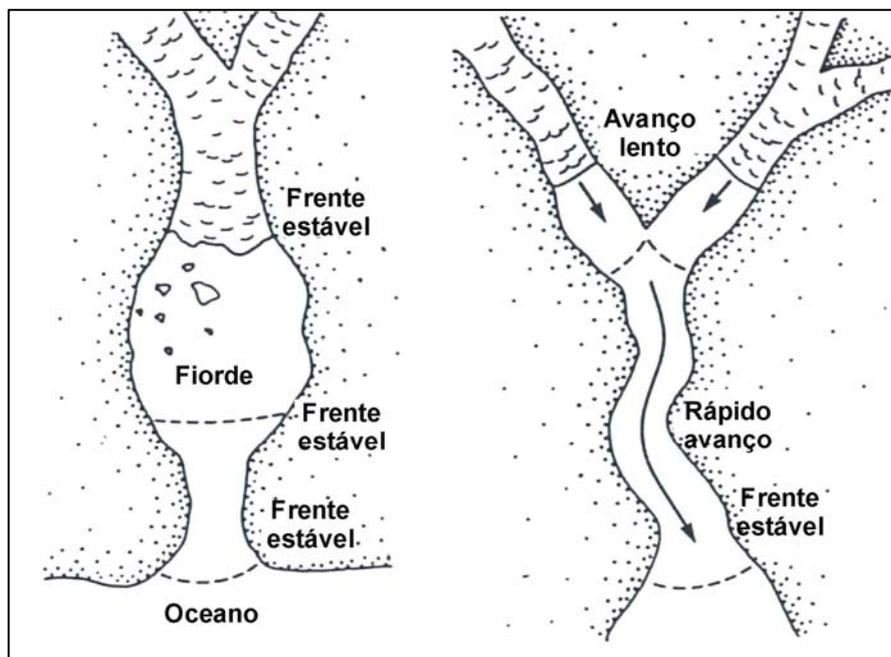


Fig. 3.3 – Estabilidade de partes frontais das geleiras durante avanço dentro de fiordes (Fonte: Syvitski *et al.*, 1987).

### 3.4.2 – Topografia e geoformas sedimentares em fiordes

As geoformas glaciais em fiordes são fortemente influenciadas pela topografia. Bacias profundas aprisionam sedimentos, enquanto *sills* rochosos provêm pontos de fixação (*pinning points*), onde sistemas deposicionais proximais ao gelo podem desenvolver-se. Por exemplo, sedimentos laminados são encontrados principalmente no ambiente submarino dos fiordes, pois esses, além de serem *loci* de deglaciações mais recentes, têm elevadas taxas de sedimentação (Cofaigh e Dowdeswell, 2001).

Além disso, vertentes inclinadas favorecem o (re)trabalho gravitacional de detritos e sedimentos. Boulton (1990) deu atenção ao papel do relevo dos fiordes sobre a geometria dos depósitos sedimentares. Em fiordes de alto-relevo, deslizamentos nas margens abruptas realocam os sedimentos sobre o fundo marinho, produzindo seqüências aplainadas no interior das bacias. Em fiordes de baixo-relevo, os sedimentos são distribuídos mais

amplamente, formando um manto sobre as vertentes. No entanto, atividades nas vertentes podem ser observadas inclusive em pendentes com menos de 1° de gradiente (Aarseth, 1997; Vieira, 2001, 2002).

Em uma situação de retração das geleiras, seqüências sedimentares espessas podem ser produzidas em pontos que favorecem a estabilidade temporária de suas frentes. Tais pontos ocorrem preferencialmente em fiordes com relevo irregular, produzindo assim constrições topográficas, com diminuição da largura e da profundidade.

As seqüências sedimentares das bacias de fiordes podem ser divididas em três amplas unidades, depositadas durante as fases de avanço, extensão máxima e retração glacial (Boulton, 1990):

- a) Fase de avanço – essa fase é tipicamente representada por *till* basal ou por uma unidade de erosão. A espessura do *till* geralmente aumenta em direção à saída do fiorde, refletindo erosão e transporte de sedimentos pré-existentes e fragmentos de rochas.
- b) Fase máxima – os limites das geleiras dentro dos fiordes estão comumente localizados nos pontos de apoio, onde as taxas de desprendimentos de *icebergs* diminuem e favorecem a estabilidade da frente de gelo. Desenvolvem-se nessas zonas bancos morânicos, cones e deltas de linha de encalhe (*grounding line*). Além dos limites do gelo, mantos de sedimentos finos formam-se da suspensão por turbidez e por *icebergs*.
- c) Fase de retração – durante o recuo das geleiras, as zonas deposicionais migram para as proximidades da cabeceira dos fiordes, e conseqüentemente, fácies distais são depositadas na saída dos mesmos, sobre unidades mais antigas. Interrupções no recuo da geleira são representados por bancos morânicos, cones de linhas de encalhe, que se associam a pontos de fixação topográficos.

### **3.5 – Atividades nas vertentes dos fiordes**

Os movimentos de massa são importantes processos erosionais e deposicionais que atuam como um mecanismo efetivo sobre a forma e o deslocamento de grandes quantidades de sedimentos em ambientes

submarinos (McAdoo, 2000a e b; McAdoo *et al.*, 2001). Exceto pela ocorrência das correntes de turbidez, no ambiente subaquático ocorrem os mesmo tipos de movimentos de massa encontrados em ambientes subaéreos. Estudos mais recentes, utilizando sonar de varredura lateral, *multibeam* e perfiladores de subfundo, mostram um amplo espectro de feições morfológicas nas partes frontais dos depósitos glaciênicos. Como exemplo, o fiorde Saguenay, em Quebec, é um dos primeiros fiordes no mundo no qual sistemas acústicos de aquisição de dados foram usados para gerar mapas dos movimentos de massa submarinos (Locat e Lee, 2000; Locat e Sanfaçon, 2001).

Entretanto, a grande maioria dos estudos sobre esse tema concentra-se principalmente em áreas da plataforma continental, devido às atividades econômicas que aí se desenvolvem, como a petrolífera. Os fiordes, por sua vez, são ambientes ideais para o estudo de quase todas as formas de deslizamentos submarinos e de fluxos de sedimento por gravidade (Syvitski *et al.*, 1987). Além disso, os fiordes são reconhecidos como uma das mais importantes áreas de deslizamentos, devido às elevadas taxas de sedimentação em suas cabeceiras (Hampton *et al.*, 1996).

Na costa de fiordes da Noruega, onde esses estudos se desenvolveram ao longo das últimas três décadas, as atividades nas vertentes estão associadas aos eventos de erosão e sedimentação durante o Holoceno (Bøe *et al.*, 2000) e à sedimentação glacial a partir da deglaciação no Holoceno Superior (Aarseth, 1997). Grande parte dos depósitos é estável e está exposta às atividades de deslizamentos, como as localizadas na confluência de fiordes ou em deltas submarinos (Lønne, 1997). Nas bacias profundas dos fiordes com características anóxicas (Paetzel e Schrader, 1992), o papel dos deslizamentos é importante na seqüência sedimentar, que em geral tem limitações para a circulação da água e de sedimentos. Nessas bacias fechadas, denominadas como “mini-oceanos” (Syvitski *et al.*, 1987), a elevada sedimentação associada à deposição não alterada produz seqüências sedimentares completas. Assim, a inserção de depósitos de deslizamentos é a única forma ocasional de interrupção de tais seqüências.

Os movimentos de massa submarinos em fiordes glacializados podem ser iniciados pelas elevadas taxas de deposição, pendentes abruptas devido à sedimentação ou erosão glacial, desprendimento de *icebergs*, impacto de ondas ou até mesmo atividade sísmica (Locat e Lee, 2000). Em ambientes glacialacustres e glacialinhos, fluxos de massa são responsáveis por eventos rápidos e intensos de transferência de grande volume de detritos que podem

construir espessas seqüências sedimentares, além de erodir sedimentos pré-existent e redepositá-los além da vertente (Mulder e Cochonat, 1996; Locat e Lee, 2000).

Nemec (1990) esquematiza uma classificação dos movimentos de massa em vertentes subaquáticas (Fig. 3.4).

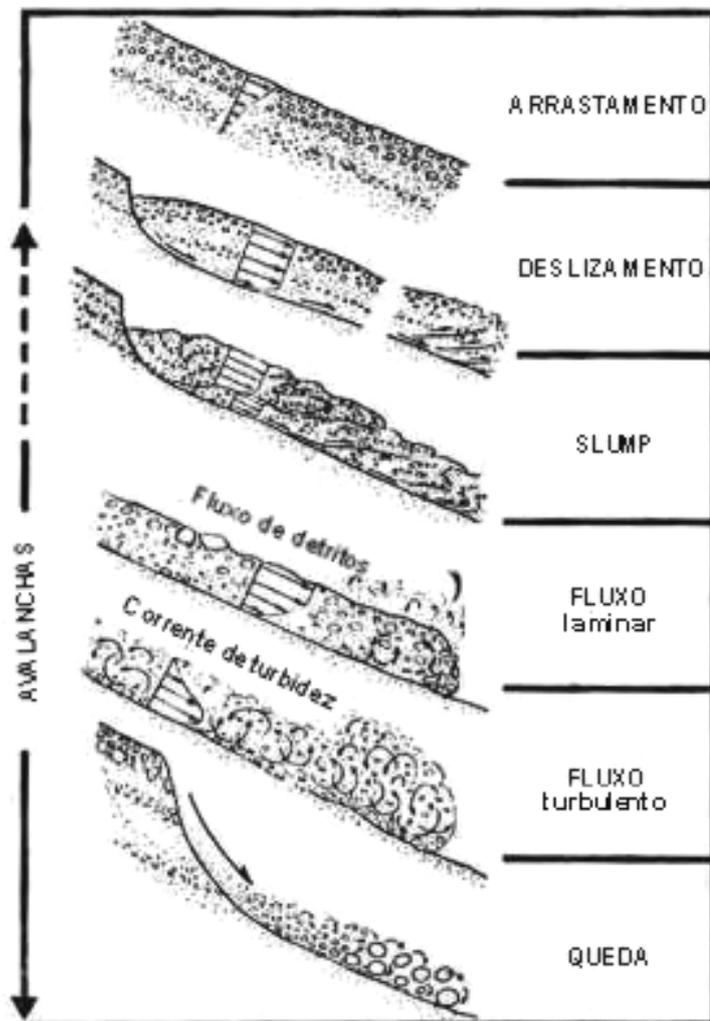


Figura 3.4 – Classificação de movimentos de massa por gravidade em ambientes aquáticos (Fonte: Nemec, 1990).

### 3.6 – Costa de fiordes da Patagônia chilena

#### 3.6.1 – Estudos anteriores

Na região do estreito de Magalhães, estudos preliminares para o reconhecimento de morfologias submarinas baseados na reflexão sísmica e de recentes processos sedimentológicos foram realizados por Brambati e Colantoni (1991), Brambati *et al.* (1991) e Setti e Veniale (1991), respectivamente. Posteriormente, DaSilva *et al.* (1997) examinaram fácies sísmicas em transectos contínuos, abarcando 24° de latitude entre os fiordes do Chile, das ilhas Shetland do Sul e da península Antártica, com o propósito de correlacionar mudanças das fácies sísmicas às possíveis fronteiras climáticas. Foram distinguidos três regimes climáticos nesse estudo, do temperado marítimo ao polar marítimo, passando por um regime de transição entre eles, através da identificação de fácies sísmicas distintas e feições geomorfológicas. Finalmente, Warren e Aniya (1999) estudaram os fiordes chilenos utilizando sensoriamento remoto, analisaram o grande número de geleiras de maré que sofrem intenso processo de desprendimento de *icebergs* e consideraram a importância relativa de controladores climáticos, topográficos e glaciodinâmicos no comportamento dessas massas de gelo.

Do ponto de vista da morfologia submarina, da morfogênese, processos do fundo marinho e das vertentes dos fiordes chilenos, estudos inéditos foram efetuados por Araya-Vergara (1996, 1997, 1998, 1999a, b, 2000, 2001), Vieira (2001, 2002), Vieira *et al.* (2004) e Delgado (2004), tendo como base um grande conjunto de registros de perfilador de subfundo de alta resolução (3,5 kHz). Auxiliaram também nesses estudos amostras de sedimentos que foram coletados desde 1995, através dos cruzeiros de investigação efetuados pelo *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile* (SHOA) e pelo *Comité Oceanográfico Nacional* (CONA) - os *Cruceros CIMAR-FIORDO* (Chile); de dados cronológicos gerados por algumas campanhas do mesmo cruzeiro (Salamanca, 1996) e por testemunhos de fundo do cruzeiro R/V Polar Duke PD93-06 (Leventer *et al.*, 1995).

Segundo estudos de Stravers e Anderson (1997), durante a última glaciação, todos os sedimentos pré-existentes dos fiordes da Patagônia foram escavados, e esses foram posteriormente preenchidos durante os ciclos de deglaciação. No entanto, sobre o aprofundamento dos fiordes da Patagônia, Lliboutry (1956) já postulava que esse processo não poderia ser explicado por um nível dos mares mais baixo. Estima-se uma variação do nível do mar entre 40 e 150 m, e as profundidades de alguns fiordes e canais ultrapassam os 1.000 m.

### 3.6.2 - Contexto geológico

Grande parte da costa de fiordes da Patagônia Central é composta de rochas plutônicas do batólito Patagônico, estando a cabeceira dos fiordes estudados dentro do complexo metamórfico (Fig. 1.1b).

A estrutura geológica do sul da América do Sul é dominada pela margem convergente dos Andes, que tem sido o *locus* de seguidos processos de convergência e de magmatismo desde o Mesozóico (Grunow *et al.*, 1992). A tectônica ao longo desta margem é controlada pela tripla união das placas: Nazca – Sul Americana – Antártica (Ramos e Kay, 1992), que está movendo-se em direção Norte e que separa a zona de subducção mais rápida no norte (Nazca) da zona de subducção mais lenta ao sul (Antártica). O processo de subducção se iniciou em torno de 14–16 Ma nas latitudes da Terra do Fogo. Subseqüentemente, a tripla união migrou para o norte em uma série de eventos de subducção há 12 Ma (51°–49°S), 6 Ma (49°–47° 30'S) e 3 Ma (47°S). O evento de subducção mais recente, conhecido como Tripla Junção Chilena (TJC) ocorre em um curto segmento próximo a península de Taitao (47°S), ao longo da fossa Peru-Chile (Gorring *et al.*, 1997). Atualmente, o cinturão ativo sofre subducção entre as fraturas de Taitao e Darwin (Murdie *et al.*, 1993) e a feição mais importante é a zona da falha Liquiñe-Ofqui, uma falha dextral paralela (Cembrano *et al.*, 2000) (Fig. 1.1a).

Como evidências desses processos geológicos na parte terrestre podem ser citados os distintos levantamentos da crosta e de bacias marinhas do Terciário Superior, esfriamento e denudação do terreno (Behrmann e Kopf, 2001). O levantamento do cerro San Valentín (CGPN – campo de gelo Patagônico Norte) à sua presente elevação, 4.070 m, está relacionado ao avanço sobre o continente da Zona de Falha Taitao, além de várias outras montanhas, tais como o cerro San Lorenzo (3.706 m), cerro Fitz Roy (3.405 m), cerro Bertrand (3.200 m), entre outros. A elevação dessas montanhas graníticas indica apenas um levantamento mínimo, pois estas intrusões do Mioceno foram erodidas, o que eliminou quilômetros de rochas (Ramos, 2002).

Ocorreram períodos de glaciações entre os eventos tectônicos. Os Andes Patagônicos já tiveram cobertura glacial antes de 4,6 Ma, com expansões contínuas dos campos de gelo há 2,4 e 1,2 Ma atrás (Rabassa e Clapperton, 1990). As maiores glaciações na Patagônia se desenvolveram durante o Pleistoceno com avanço das geleiras por centenas de quilômetros ao leste das montanhas e também alcançando a plataforma continental do Pacífico

ao sul de 43°S (Rabassa e Clapperton, 1990). Segundo esses autores, o Pleistoceno Médio foi caracterizado provavelmente por uma prolongada interglaciação ou por várias glaciações de menor escala, sendo esse período marcado por distúrbios produzidos por pulsos de levantamento da cordilheira e com eventos de dissecção. As glaciações seguintes, no Pleistoceno Superior, seguiram esse novo padrão de drenagem, sendo agora a principal via de descarga dos campos de gelo por meio de um grande número de geleiras.

### 3.6.3 –História glacial

No presente, existem três principais campos de gelo nas partes mais elevadas dos Andes, no sul da América do Sul: os campos de gelo Patagônico Norte e Sul (o maior deles) e o campo de gelo sobre a cordilheira Darwin. Durante o Último Máximo Glacial (UMG) um manto de gelo se estendeu ao longo de 1.800 km ao longo da crista da cordilheira (Hulton *et al.*, 2002). UMG é o período recente de máxima cobertura do gelo, antes do início da deglaciação (Cofaigh *et al.*, 2000; Mix *et al.*, 2001) (Fig. 3.5). Segundo Hulton *et al.* (2002), isso ocorreu entre 19.000-23.000 AP (Antes do Presente).

A extensão do gelo durante o Último Máximo Glacial, denominado glaciação Llanquihue (Clapperton, 1993; Lowell *et al.*, 1995; Denton *et al.*, 1999) é bem documentada na Região dos Lagos (que abrange a Décima Região, no sul do Chile). Baseando-se na geomorfologia bem preservada e na disponibilidade de uma cronologia por radiocarbono dos depósitos glaciais, Porter (1981) identificou nesta última glaciação três máximos para os lóbulos do seno Llanquihue e seno Reloncavi. As geleiras fluíram da cordilheira dos Andes para o Oeste durante essa glaciação cobrindo grande parte do sul do Chile entre 42°30'S e 56°00' S, e impuseram suas condições até 14.900–14.700 <sup>14</sup>C anos AP, quando as geleiras de piemonte começaram a colapsar-se na Região dos Lagos e na ilha de Chiloé (Heusser, 1997). Lowell *et al.* (1995) e Denton *et al.* (1999) ampliaram a cronologia por radiocarbono dos depósitos glaciais do período e reconheceram pelo menos quatro máximos durante a glaciação Llanquihue entre 29.400–14.600 <sup>14</sup>C anos AP.

O máximo avanço para o “*piedmont Chilote*” ocorreu entre 19.000 e 20.000 anos AP, quando as geleiras parcialmente flutuavam tanto sobre os lagos como no golfo Corcovado e golfo de Ancud (Heusser, 1990).

Na área da Terra do Fogo–estreito de Magalhães, sistemas morânicos foram datados e mapeados (Caldenius, 1932; Heusser, 1993; Clapperton *et al.*, 1995.) e modelos de geleiras e do clima durante o UMG foram construídos (Hulton *et al.*, 1994; Hulton e Sugden, 1995).

Na laguna San Rafael, os depósitos não consolidados estão representados por um arco morânico de 40 m de altura, correspondente à “*glaciação do rio Témpanos*” (Müller, 1953 *in* Niemeyer *et al.*, 1984), a qual se relaciona com o avanço de uma geleira de piemonte (Heusser, 1990). Os imensos vales que se orientam nas direções Norte-Sul e Leste-Oeste, e que serviram para a posterior orientação dos fiordes e canais, indicam a complexa

história glacial da vertente ocidental da unidade "cordilheira principal". Um dos principais vales escavados (*artesas*) é o do golfo de Elefantes (Brüggen, 1953 *in* Niemeyer *et al.*, 1984), onde desembocam vários vales tributários e suspensos. As glaciações pleistocênicas cobriram grande parte da península de Taitao, com as geleiras vindo tanto do eixo da cordilheira principal como de outros centros dispersores de gelos, nas partes mais ocidentais daquela península. Na península de Taitao e no arquipélago de Chonos (45°-47°S) as geleiras retrocederam por volta de 14.335 <sup>14</sup>C anos AP (Bennett *et al.*, 2000).

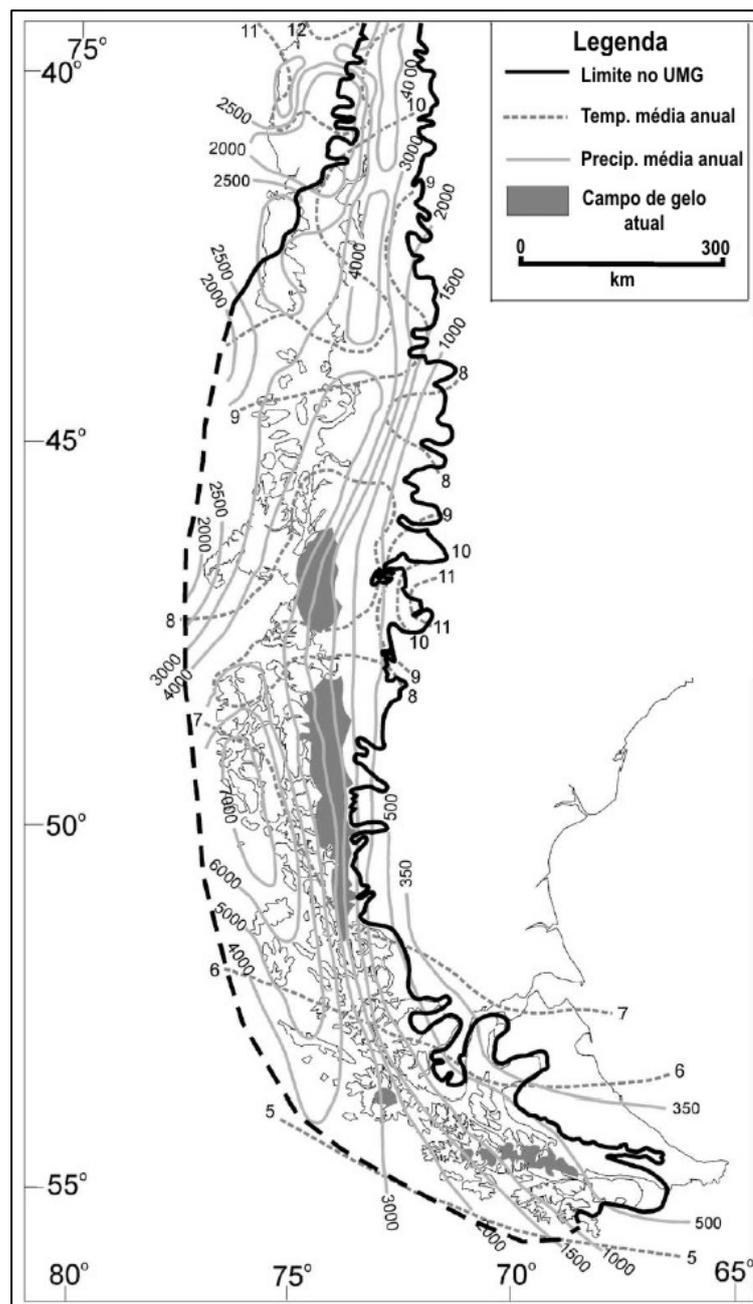


Figura 3.5 – Patagônia chilena, limites do manto de gelo durante o Último Máximo Glacial e a atual distribuição dos campos de gelo (Fonte: Hulton *et al.*, 2002).

O Quaternário da região dos fiordes e canais da Patagônia Central é menos conhecido que o da ilha de Chiloé. O limite oeste da glaciação entre 44 e 46°S, que se estende além da plataforma continental foi delineado por Fischer (1974 *in* Paskoff, 1977). Estudos glaciológicos dessa região (Ashworth *et al.*, 1991) indicam que as geleiras retrocederam desde Puerto Eden (49°S) por volta de 13.000 <sup>14</sup>C anos AP.

Alguns estudos no sul do Chile e Argentina (Rabassa *et al.*, 1992) demonstram a sincronia entre eventos do último avanço glacial com o período de resfriamento conhecido como *Younger Dryas*, no Hemisfério Norte. No entanto, outros autores (Mercer, 1976; Aswhorth *et al.*, 1991; Bennett *et al.*, 2000) inferem, baseados nos registros cronológicos, sedimentológicos e paleoecológicos em pequenos lagos dos arquipélagos do sul do Chile, que tal período de resfriamento não ocorreu no hemisfério sul. Nesse sentido, o período *Younger Dryas* provavelmente foi um fenômeno mais regional que global. Bennett *et al.* (2000) verificaram em todos os sítios analisados que a presente condição interglacial iniciou-se em torno de 13.000 anos AP.

Durante a primeira metade do Holoceno, (10.000–5.000 <sup>14</sup>C anos AP), o avanço das geleiras parece ter sido relativamente pequeno, o que significa que elas tinham um tamanho similar ou menor do que nos dias atuais (Clapperton e Sudgen, 1988). Não houve avanços até 6.000 <sup>14</sup>C anos AP, período que coincide com um forte episódio de resfriamento (Glasser *et al.*, 2004).

Existem evidências de vários eventos de expansão das geleiras no Holoceno Superior 4.700–4.200, 2.700–2.000 <sup>14</sup>C anos AP (cronologia Mercer); 3.600 e 2.300 <sup>14</sup>C anos AP, e entre 1.600–1.850 <sup>14</sup>C anos AP (cronologia Aniya - Glasser *et al.*, 2004).

Atualmente, retração generalizada é observada em 42 geleiras do CGPS (Aniya *et al.*, 1997), enquanto quatro geleiras estavam em equilíbrio

entre 1944 e 1986 (HPS 13, HPS 15, Calvo e Spegazzini), duas avançaram no mesmo período (Pío XI e Moreno). O maior recuo ocorreu na geleira O'Higgins, com perda de  $0,48 \text{ km a}^{-1}$  da zona frontal, entre o verão de 1944–45 e 1985–86 (Aniya *et al.*, 1997). No mesmo período, a geleira retraiu 14,6 km (Casassa *et al.*, 1997). O avanço máximo foi observado na geleira Pío XI com uma taxa de  $1,45 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  entre 1946–1986 e um avanço frontal de  $0,29 \text{ km a}^{-1}$  (Rivera *et al.*, 1999). No entanto, desde 1997, essa geleira também está recuando.

A Fig 3.6 mostra um sumário da história geológica e glacial da Patagônia chilena.

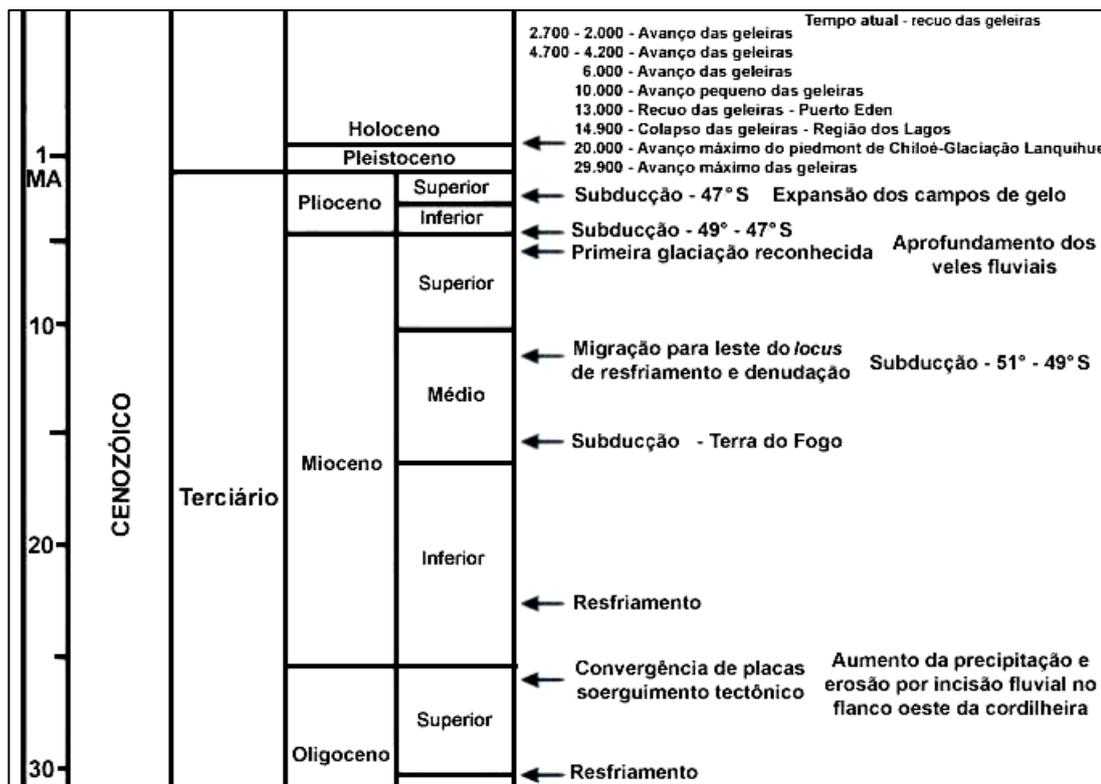


Figura 3.6 – Sumário da história geológica e glacial da Patagônia Chilena. Idade dos eventos dada em anos antes do presente (AP).

### 3.6.4 – Características oceanográficas e propagação da onda de maré na costa de fiordes da Patagônia Central

Segundo os estudos realizados durante o cruzeiro *Campo de Hielo Sur* (CONA, 1996), os fiordes da área de estudo apresentam diferenças quanto à distribuição de temperatura, salinidade e pressão, conforme as condições hidrográficas e topográficas. Desta forma, as águas dos fiordes que possuem influência direta das geleiras são mais frias e mais salinas que aquelas dos fiordes com maior influência fluvial. Isso se deve à menor circulação e, conseqüentemente, menor renovação (ou à renovação em intervalos de tempo maiores) das águas profundas e superficiais.

Essas importantes variações da temperatura e salinidade ocorrem principalmente nos cem metros superficiais da coluna de água. A densidade desses corpos de água é determinada principalmente pela salinidade, a qual diminui em direção às cabeceiras dos fiordes, que em geral, possuem geleiras. Abaixo dos duzentos metros de profundidade, na maioria das

estações, a temperatura se estabiliza ao redor de 8 a 9° C, permanecendo até o fundo da maioria dos fiordes estudados.

A temperatura da camada de água superior resultou, em todos os casos, menor que a inferior, diferentemente do que se esperaria em áreas oceânicas. A menor salinidade e temperatura na superfície decorre do aporte de água doce ao sistema, proveniente da fusão das geleiras e *icebergs*, da elevada pluviosidade regional e da vazão dos rios.

A amplitude da maré na área, segundo Fierro e Bravo (1996), durante o cruzeiro CIMAR-FIORDO II, é produto da transição que experimenta a onda de maré oceânica ao ingressar nos canais e fiordes interiores. Neles, as condições morfológicas, a presença de águas rasas e a ação de fenômenos meteorológicos distorcem suas características iniciais, regulando a velocidade e altura que a onda de maré alcança durante sua propagação nos canais e fiordes patagônicos. Foi determinado que a maré progride de Norte para Sul e mais rapidamente ao longo do canal Concepción, canal Wide e fiorde Eyre, até alcançar a geleira, demorando cerca de 13 minutos o avanço da onda desde a boca até a cabeceira do fiorde.

### **3.6.5 – Sedimentos de origem glacial**

Durante a operação *Campo de Hielo Sur* (CONA, 1996), foram obtidas amostras de sedimentos glaciais com uma draga Smith-McIntyre e Box Core em estações do canal Icy e dos fiordes Falcon, Eyre, Penguin, Europa, Peel, Calvo e Amalia. Os testemunhos de sedimentos foram superficiais (alguns decímetros), amostrando camadas estratificadas.

Os sedimentos têm elevado percentual de silte e argila correspondente à denominada “farinha de rocha”, baixo percentual de areias finas e restos orgânicos muito escassos (folhas). A fauna está representada por uns poucos poliquetos e ocasionalmente um ou outro bivalve.

Analisando os mesmo registros acústicos utilizados nesta tese, Araya-Vergara (1999b) identificou bancos morânicos e zonas de lavagem nas zonas externas e internas dos fiordes, respectivamente, apontando para fases distintas de expansão e de retração das geleiras nesta parte da costa chilena.

---

## CAPÍTULO 4 : MATERIAIS E MÉTODOS

---

*“Nunca, en parte alguna, la geografía aparece como un esfuerzo más noble para fijar en una simple carta este mundo de inmensidad que arrolla a la criatura y la confunde con los accidentes del suelo. No hay vestigio en estas regiones de esa nota humana que hace del paisaje una materia plástica puesta al servicio de la vida.”*  
Benjamin Subercaseaux

### 4.1 – Introdução

O conhecimento do fundo marinho e de estratos subsuperficiais é básico para o estudo de ambientes glaciários. Os métodos sísmicos / acústicos são um dos mais empregados e são fundamentais para o conhecimento da morfologia submarina, das camadas sedimentares e depocentros de fundo e do subfundo marinho, através dos perfis gerados pelos cruzeiros de investigação.

Na costa de fiordes do Chile centenas de quilômetros de registros foram gerados desde 1995, pelos cruzeiros de investigação marinha (*CIMAR-FIORDO*), do *Comité Ocenográfico Nacional* (Chile) e por outros levantamentos efetuados pelo *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile*.

Este capítulo apresenta os procedimentos realizados na utilização e interpretação dos registros acústicos, além da elaboração de modelos submarinos tridimensionais para a melhor compreensão da morfologia submarina dos fiordes e da localização dos depósitos sedimentares mais representativos identificados pelo perfilador de subfundo 3,5 kHz.

### 4.2 – Natureza dos dados

#### 4.2.1 – Registros de alta resolução (3,5 kHz)

Foram analisados os dados do perfilador de subfundo 3,5 kHz obtidos durante o cruzeiro *Campo de Hielo Sur*, em 1995, pelo navio oceanográfico Vidal Gormaz (Fig. 4.1), por iniciativa do CONA (Chile) e realizado pelo SHOA. A rota do cruzeiro é mostrada na Fig. 4.2.



Figura 4.1 – Navio oceanográfico Vidal Gormaz (Foto: Andrea Zfair – *Universidad Austral de Chile, Crucero Cimar Fiordo X - 2004*).

O equipamento utilizado foi a ecossonda *Edo Western*, MODELO 248E, que pode transmitir nas frequências de 3,5 e 12 kHz. No modo perfilador de subfundo é utilizada a frequência 3,5 kHz. Nesse modo o amplificador 465A permite que o sistema penetre as camadas do subfundo marinho. Como as funções do amplificador são independentes, ele tem sua própria conexão com o transdutor, o que permite que a combinação 248E / 465A possa ser utilizada como sistema dual. O amplificador 465A e seu transdutor podem ser usados como perfilador de subfundo, e outro transdutor conectado ao 248E pode ser usado para ecossondagem. Os sinais acústicos foram convertidos em sinais elétricos analógicos, que por sua vez foram convertidos em movimentos mecânicos em um registrador eletrográfico modelo 3211. As posições foram registradas pelo GPS NAV 5000, que usa 12 canais de trabalho simultâneo de

localização e de armazenagem de dados de satélites. O GPS utiliza uma frequência 283,5–325,0 kHz.

A resolução dos perfis acústicos depende do ajuste entre a frequência do sinal e a potência de penetração. Para a identificação de ambientes subsuperficiais mais rasos, frequências próximas a 3,5 kHz são utilizadas, ainda que se possam obter melhores visualizações se o transdutor trabalhar com variações de frequências, tais como 1,5–11,5 kHz ou 0,4–8 kHz. Apesar da frequência de 12,0 kHz ser muito utilizada para perfilagem do fundo e de subfundo, esta não consegue penetrar muito nas camadas de sedimentos. Assim, a frequência 3,5 kHz é capaz de prover bastante informação sobre a estratificação (*e.g.*, presença ou ausência de subfundo, ou migração do subfundo). Além disso, a frequência de 3,5 kHz exhibe mais claramente os sinais de hipérbolos produzidos pelas diferentes morfologias do fundo marinho (Damuth, 1980).

Os perfis seguem o eixo longitudinal dos fiordes e canais (Fig. 4.2) e estão incompletos em direção à cabeceira devido à presença do gelo marinho e do desprendimento de *icebergs*. A velocidade acústica adotada para o cálculo da profundidade e da espessura dos sedimentos é de  $1.500 \text{ m s}^{-1}$ . Características acústicas foram empregadas na identificação de distintos ambientes deposicionais, incluindo (i) o grau de intensidade das superfícies refletoras; (ii) a configuração da reflexão, classificada em estratificada, caótica e transparente e (iii) a geometria externa (Damuth, 1978, 1980; Stocker *et al.*, 1997; Duchesne *et al.*, 2001).

Os fiordes da costa austral do Chile são profundos (> 300 m), o que cria inúmeros problemas para os levantamentos geofísicos: sinais múltiplos, propagação do sinal sobre uma grande área, distorções devido aos gradientes de inclinação das vertentes submarinas e ao maior tempo de retorno do sinal.

Ao registrar o subfundo com rápidas alterações no gradiente, *i.e.*, ondulações em curtas distâncias, distorções são produzidas, como por exemplo, algumas feições hiperbólicas. Nas zonas próximas às cabeceiras dos fiordes, a pouca profundidade também produz distorções nos registros. Para amenizar esses problemas, ajustes na frequência e transmissão dos sinais foram efetuados de acordo com a batimetria local.

Por razões logísticas, os registros acústicos cobrem a maior parte dos perfis longitudinais de cada fiorde, e raramente são transversais. Para interpretar as superfícies em termos da natureza dos materiais, foi considerado

que o perfilador 3,5 kHz penetra vários metros em substratos arenosos e até dezenas de metros naqueles lamosos (Carlson, 1989).

#### **4.2.2 –Escala vertical**

Os registros acústicos foram obtidos em escalas variáveis, calculadas a partir da velocidade do navio, dos tempos anotados e das coordenadas GPS. As escalas verticais variam entre 1:375, 1:750 e 1:1.500. Assim, o exagero vertical dos registros varia de 12:2 a 26:6, o que pode distorcer a maioria das formas, mas, que por outro lado, amplia as feições não discerníveis por outros métodos sísmicos/ acústicos.



### 4.2.3 – Escala gráfica de pendentes

Para facilitar a visualização e compreensão das atividades de vertentes, foi adicionada às imagens uma escala gráfica de pendente, baseada em Araya-Vergara (1998). Como a escala vertical produz grande exagero vertical, as reproduções dos registros contêm escala gráfica de pendentes expressa em graus, seguindo uma razão de 2 por 1.

### 4.2.4 – Cartografia

Foram utilizadas neste trabalho cartas náuticas de escala 1:50.000 e 1:70.000 (*Servicio Hidrográfico y Oceanográfico, Armada de Chile*, 1996a-c; 1997).

O *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile* (SHOA) efetua medições utilizando sistemas GPS (*Global Positioning System*), obtendo um erro médio no posicionamento de aproximadamente 20 m, o que foi corroborado com outros serviços e agências hidrográficas internacionais. As cartas náuticas já publicadas foram corrigidas na data indicada com um carimbo no seu canto inferior esquerdo (Tab. 4.1).

Tabela 4.1 – Cartas náuticas da área de estudo.

Nº REVISÃO	NOME	ESCALA	DATUM	EDIÇÃO
9520	SENOS EXMOUTH, 1999 EYRE y ESTERO FALCON	1:50.000	SAD-69	1996
10310	SENOS PENGUIN y 1997 JARPA (CANAL WIDE)	1:50.000	SAD-69	1996
10320	SENO EUROPA 1999	1:50.000	SAD-69	1996
10350	CANAL PITT, ESTEROS ANDRÉS 2002 y PEEL	1:70.000	SAD-69	1997

### 4.2.5 – Emprego da cartografia náutica e registro acústico

Outro problema que afeta o posicionamento satelital tem relação com a cartografia náutica que se utiliza para a navegação. O sistema GPS

trabalha com o *datum* WGS-84 (*World Geodetic System* 1984), enquanto que a cartografia náutica chilena utiliza majoritariamente os *data* regionais PSAD-56 (*Provisional South American Datum* 1956) e SAD-69 (*South American Datum* 1969); os *data* locais HITO XVIII, HITO XXV, ASTRO YENDEGAIA e cartografia com referência local, ou sem *datum* definido (P. de R. = Ponto de Referência). Como o observado na Tab. 4.1, as cartas náuticas utilizadas neste trabalho utilizam o *datum* SAD-69.

Para solucionar este problema, o SHOA elaborou parâmetros de transformação de *datum* para serem inseridos naqueles georeceptores que têm a possibilidade de transformar as coordenadas. Como as cartas náuticas, utilizadas nos cruzeiros *Cimar-Fiordo* e no cruzeiro *Campo de Hielo Sur*, são elaboradas pelo próprio SHOA, a transformação de *datum* foi realizada de modo que tanto o sistema GPS como o perfilador de subfundo operaram de acordo com o *datum* SAD-69.

#### **4.2.6 – Integração dos dados geofísicos com os dados batimétricos**

As cartas náuticas foram georeferenciadas, utilizando o *software* comercial ERDAS 32. As imperfeições geométricas foram corrigidas utilizando o polinômio de primeiro grau (linear) com no mínimo 20 pontos de controle identificados na cartografia. Malhas (*grids*) foram construídas utilizando o método de interpolação *Topogrid*, com o *software* ARCINFO 3.2. Com o uso de *softwares* comerciais ERDAS 32, ARCINFO 3.2, ARCVIEW 3.2 e GLOBAL MAPPER 6, foi possível interpolar as isóbatas, criar modelos 3D e perfis topográficos dos fiordes estudados, reproduzindo as morfologias subaérea e submarina. Algumas das cenas 3D e perfis foram baseadas nas imagens Landsat 7, sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus* – 2000/2001), com resolução espacial de 30 m.

A integração dos conjuntos de dados, acústicos e batimétricos, possibilitou a localização e a distribuição espacial no fundo marinho das principais fácies acústicas associadas aos depocentros de origem glacial. Esses modelos mostram a localização e a inferência sobre a extensão de ambientes erosionais e deposicionais, e provê um contexto regional para as interpretações das fácies acústicas e das geoformas sedimentares.

#### **4.2.7 – Morfoestruturas, formas deposicionais e datações**

A observação de morfoestruturas, a partir dos refletores, foi dirigida segundo a experiência de ARAYA-VERGARA (1998): *sill* que separam bacias, vertentes médias e baixas de *sill*, e esplanada de fundo da bacia dos fiordes.

Para a interpretação dos depósitos sedimentares foi considerada a datação dos sedimentos levantada por Leventer *et al.* (1995) para escalas milenares, com a finalidade de estabelecer prováveis idades dos processos morfológicos no fundo e subfundo dos fiordes e canais. Os dados cronológicos foram gerados durante o cruzeiro do R/V *Polar Duke PD93-06* que cobriu a área desde Puerto Montt até Punta Arenas. O cruzeiro *Campo de Hielo Sur* não produziu dados cronológicos.

#### 4.2.8 – Classificação dos movimentos de massa

No Capítulo 3 (Fig. 3.4) observa-se a classificação dos movimentos de massa em vertentes subaquáticas, esquematizada por Nemec (1990). Além desse autor, a identificação e interpretação dos principais movimentos de massa e seus depósitos correspondentes basearam-se na:

- classificação dos fluxos de sedimentos por gravidade em *offshore* de Middleton e Hampton (1979, *in* Kenett, 1982), de Mulder e Cochonat (1996) e Laberg e Vorren (2000);
- classificação adaptada de Syvitski *et al.* (1987) e de Kostaschuk e McCann (1987) para a interpretação de vertentes submarinas de deltas em fiordes;
- distribuição de mecanismos nos deslizamentos nas vertentes foi baseada no *Multilingual Landslide Glossary* da *International Geotechnical Societies*, UNESCO *Working Party for World Landslide Inventory* (1993), reproduzido em Dikal *et al.* (1996).

#### 4.2.9 – Comparação com fiordes da Patagônia Norte

A comparação dos processos glacimarinhos e das atividades de vertentes foi feita para alguns fiordes e canais da costa da Patagônia Norte, que possui registros acústicos gerados durante o cruzeiro de investigações

marítimas *CIMAR – FIORDO I*, efetuado em 1995, também uma iniciativa do *Comité Oceanográfico Nacional (CONA)*, Chile (Fig. 4.2) e analisados por Vieira (2001, 2002).

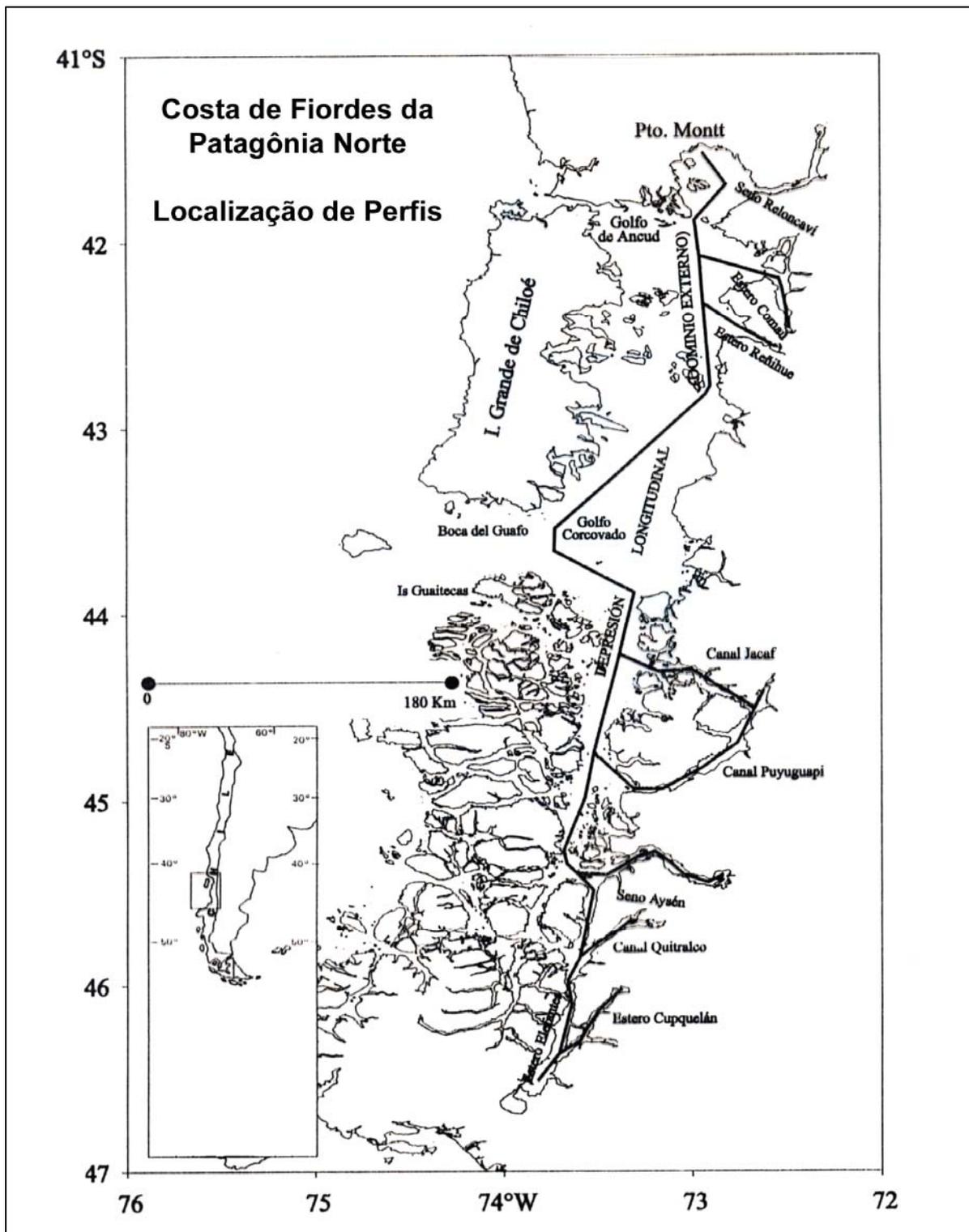


Figura 4.3 – Rota do cruzeiro *CIMAR-FIORDO I*, em 1995 (Fonte: CONA, 1996) e do cruzeiro *CIMAR-FIORDO X*, em 2004.



Diferentemente dos cruzeiros anteriores, o *CIMAR-FIORDO X* empregou o registrador digital em lugar da impressão em papel. O *software Virtual Graphic Recorder (VGR)*, desenvolvido pelo SHOA, substituiu o registrador eletrográfico modelo 3211. Esse sistema é encarregado de representar os sinais de eco recebidos através do transdutor do perfilador de subfundo. O VGR opera sobre uma unidade PC compatível com uma placa de som de pelo menos 16 bits de resolução. Ele ainda emite um disparo (*trigger*) através da placa de som e amplificado pela placa TAS (*Tarjeta Adaptadora de Señales*) de acordo com o tempo selecionado no *software*. Isso faz com que o transdutor emita som em direção ao fundo do mar. Posteriormente, é refletido pelo fundo marinho (eco), recebido e atenuado pela placa TAS, para logo ser enviado à placa de som, onde é digitalizado e entregue ao *software* para interpolação, mostrando no monitor e armazenando no disco rígido. Paralelamente, o VGR é encarregado de prover a interface do usuário do sistema, o que permite selecionar os tempos de disparos (*trigger*), ajustes de ganho (*gain*) e limiar (*threshold*), contraste de tela e intensidade de linhas da malha (Fig. 4.4 e Fig. 4.5)

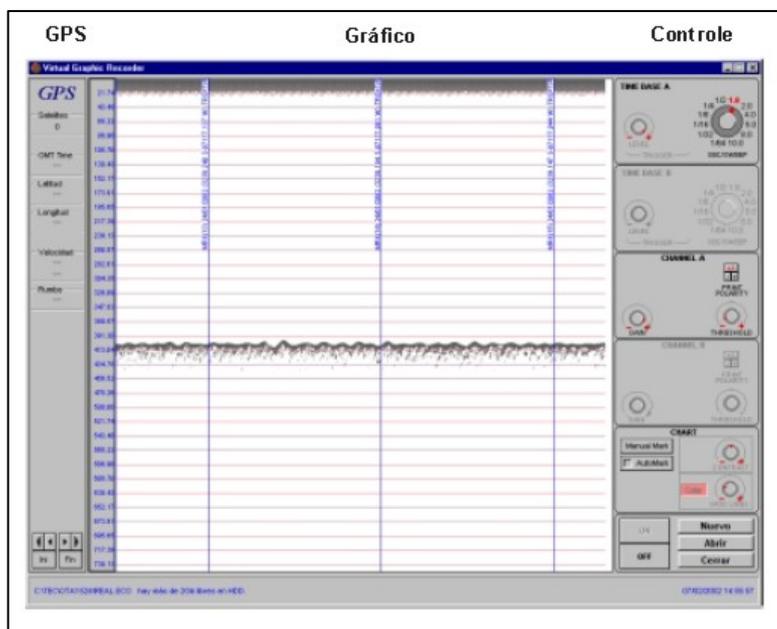


Figura 4.4 – Registrador digital VGR utilizado no cruzeiro *CIMAR-FIORDO X* (2004).



Figura 4.5 – Operação do perfilador de subfundo durante o cruzeiro *CIMAR-FIORDO X* (2004).

### 4.3 – Análise morfométrica

A morfologia da costa de fiordes da Patagônia Central ainda não sofreu uma extensiva modificação pós-glacial. Por isso, predominam nos vales subaéreos geformas dominadas por processos glaciais que são ambientes apropriados para estudar a influência da glaciação no desenvolvimento do sistema vales-fiordes.

A sugestão de que o tamanho dos canais glaciais está relacionado com o volume da descarga de gelo que flui por ele foi feita inicialmente por Penck (1905 *in* Augustinus, 1992), conhecida como *lei de seções ajustadas*. Essa relação entre atividade glacial, volume de gelo e formas e parâmetros de tamanhos resultantes dos fiordes e canais foi aplicada e testada posteriormente por Haynes (1972) nos fiordes da Groenlândia, por Roberts e Rood (1984) nos fiordes da Columbia Britânica e por Augustinus

(1992) nos fiordes da Nova Zelândia, que utilizaram a função de poder. Esta expressa que as dimensões dos canais estão relacionadas ao volume de gelo que flui por eles, da mesma forma que os canais fluviais se ajustam às descargas recebidas, e os valores dos expoentes indicam o efeito da descarga sobre determinada variável. Essa relação, testada empiricamente a *posteriori*, utiliza os parâmetros de largura, profundidade e extensão do fiorde e a área de contribuição de geleiras, que constitui a área da bacia de drenagem. Roberts e Rood (1984) propuseram que o comprimento de um fiorde é proporcional à área da bacia de drenagem, seguindo uma função similar à derivada por Hack (1957) para os sistemas fluviais.

$$E_f = aA^b$$

onde  $E_f$  é a extensão do fiorde,  $A$  é a área da bacia de drenagem e  $a$  e  $b$  são constantes. Para a função ser dimensionalmente balanceada, o expoente  $b$  deve ter o valor 0,5, se  $E_f$  é medida em km e  $A$  em km<sup>2</sup>. Uma mudança na extensão do fiorde será diretamente proporcional a uma mudança na área de contribuição da geleira. Quando  $b < 0,5$  têm-se uma condição de alometria negativa, e se  $b > 0,5$  (ou  $b = 1$ , quando a área transversal do fiorde está sendo considerada), a alometria é positiva. Alometria é a análise de mudanças proporcionais no tamanho do sistema geomórfico (Roberts e Rood, 1984). Portanto, se os valores de  $b$  são menores que 0,5, sugere-se que o parâmetro do fiorde que está sendo considerado responde menos sensivelmente às mudanças na área da bacia de drenagem. O contrário é sugerido se  $b$  é maior que 0,5. O conceito de alometria positiva ou negativa somente é aplicado para o expoente  $b$ , desenvolvido para a regressão dos parâmetros de profundidade, largura e extensão dos fiordes com relação à área da bacia de drenagem.

A metodologia está de acordo com a empregada por Augustinus (1992), na Nova Zelândia, e assim resumida (Fig. 4.6):

- (a) A largura do fiorde ( $L$ ) é medida ao nível do mar, que é utilizado como *datum* de referência. É obtida dividindo a área da superfície do fiorde por sua extensão, desde a cabeceira até sua saída, ou na confluência com outro fiorde ou canal.
- (b) A profundidade do fiorde é medida à altura do cume das elevações adjacentes (**PAC**) e também é relativa ao nível do mar

- (**P**). Preferiu-se a profundidade máxima, em vez da profundidade média, por ser indicativo de intensidade da ação glacial (Roberts e Rood, 1984). No entanto, essa profundidade não é o valor total do fiorde, devido às espessas camadas de sedimentos que cobrem o fundo das bacias internas.
- (c) A extensão (**E**) foi medida da cabeceira até a saída do fiorde, ou na confluência com outro fiorde ou canal;
- (d) A área da bacia de drenagem (**A**) é aquela da atual drenagem subaérea. Deve ser considerado que em condições de glaciação o gelo cobriu muito dos divisores de bacias de drenagem.
- (e) A área transversal do fiorde é relativa à superfície de erosão delineada pela linha de cume (**T**) e abaixo do nível do mar (**ANM**). A área transversal corresponde à média de cinco transectos escolhidos a intervalos regulares ao longo do eixo do fiorde (Ver Anexo II).

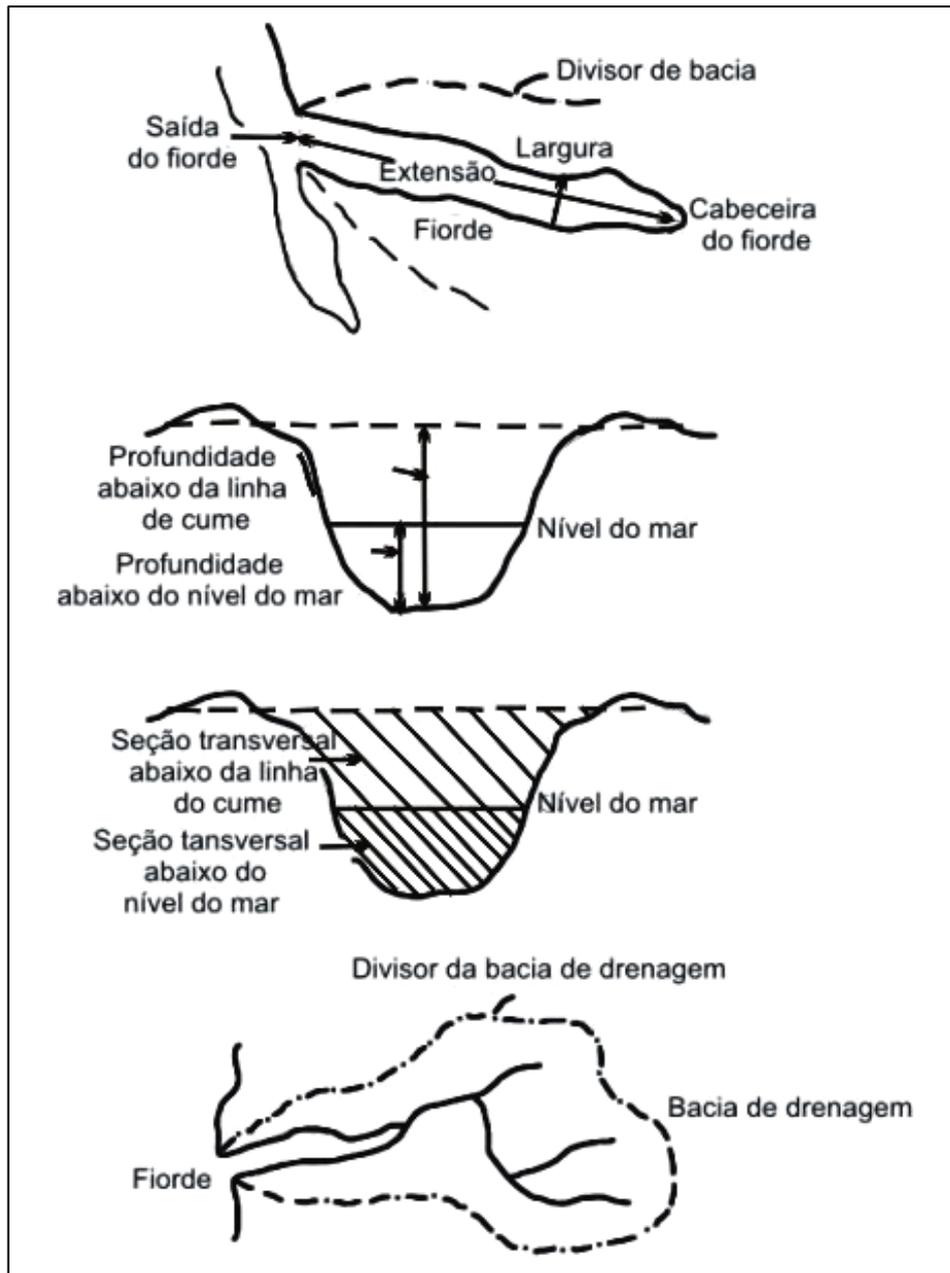


Figura 4.6 – Parâmetros morfométricos dos fiordes mensurados (Fonte: Augustinus, 1992).

A direção do fluxo das geleiras do campo de gelo Patagônico Sul foi determinada pelas características topográficas da área, considerando que tais características não se alteraram consideravelmente desde o Último Máximo Glacial, embora o relevo tenha sido afetado pela erosão durante os períodos de avanço e retração glaciais (Wenzens, 2002).

Foram consideradas as medidas dos fiordes Eyre, Falcon, Penguin, Europa, Peel, Calvo e Amalia. Os parâmetros dos fiordes Calvo e

Amalia não consideraram toda a extensão e profundidade, pois o gelo marinho cobre o interior deles.

Como os modelos tridimensionais foram elaborados utilizando as cartas náuticas do SHOA, os parâmetros medidos apresentam um erro de aproximadamente 20 metros.

Os gráficos de correlação foram feitos com o *software* Grapher 2.0 e o cálculo aproximado das áreas com o *software* Math Homerwork Maker.

#### **4.3.1 – Geomorfologia glacial**

Para a interpretação da geomorfologia glacial da parte subaérea das bacias adjacentes dos fiordes foram utilizadas imagens Landsat 7 (ETM+), com resolução espacial de 30 m (combinação de bandas 1, 4 e 5). Essa combinação provê um maior contraste entre gelo, rocha e vegetação, permitindo uma boa cobertura da área subaérea ao redor do campo de gelo e dos fiordes. A identificação das geoformas foram baseadas em Glasser e Jansson (2005) e em Glasser *et al.* (no prelo).

#### **4.4 – Métodos de reflexão acústica**

Os métodos de sísmica de reflexão são os que dependem da geração e detecção de ondas acústicas. A fonte acústica gera um pulso (*shot*) que passa através da água e penetra no fundo marinho. A reflectância da energia se dá nas camadas limites sedimento/rocha com diferentes impedâncias acústicas, sua intensidade depende do contraste desta. A energia refletida é detectada por um hidrofone e processada eletronicamente provendo razão sinal/ruído (Stoker *et al.*, 1997). Escalas diferentes de resolução são possíveis de se obter com as diferentes fontes acústicas – água ou ar comprimido, pulsos elétricos de alta voltagem, pulsos eletrônicos que geram um espectro de freqüências (Faugères *et al.*, 1997). A escolha da fonte acústica depende principalmente do objetivo da pesquisa, conseqüentemente, a escolha da resolução e da penetração.

Vários tipos de fontes acústicas marinhas são utilizados cada uma emitindo um sinal dentro de um determinado espectro de freqüência e com uma assinatura característica conforme o tipo de aplicação desejada. Por isso,

cada tipo de fonte é utilizado para uma finalidade. De maneira geral, quanto mais alto for o espectro de frequência de uma fonte sísmica, maior será a sua atenuação e, portanto, menor sua capacidade de penetração abaixo do fundo marinho (Ayres Neto, 2001) (Fig. 4.7).

Os seguintes sistemas são utilizados conforme o objetivo do estudo:

- (1) **Sistemas de resolução muito alta, de baixa ou nenhuma penetração** são utilizados para estudar ambientes modernos. As frequências usadas em perfiladores acústicos e sonares de varredura lateral (7,5-24,0 kHz e acima de 500 kHz, respectivamente) apresentam pouca ou quase nenhuma penetração no subfundo marinho, mas são extremamente úteis na identificação da morfologia superficial.
- (2) **Sistemas de alta resolução e de pouca penetração** nas camadas superiores, que podem atravessar dezenas de metros de sedimentos. Esses são amplamente aplicados, principalmente o perfilador de subfundo 3,5 kHz, pois pode ser usado para inferir a superfície morfológica, a natureza do sedimento e a geometria detalhada do ambiente de sedimentação mais moderno.
- (3) **Sistemas de média resolução e de moderada penetração** são aqueles que usam uma fonte elétrica (*single-channel sparker*) com um espectro de frequência entre 0,1 a 3,0 kHz. Esses penetram entre 100 m a 1 km e têm resolução entre 1 e 10 m.

Sistemas de baixa resolução e de alta penetração incluem canhões de ar (*airguns*) e canhões de água (*waterguns*) com uma fonte acústica de baixa frequência, entre 10 e 100 Hz, e penetração de muitos quilômetros, mas com uma resolução muito baixa. Esses estão relacionados aos sistemas de multicanais e são comumente aplicados com propósitos comerciais, incluindo a sísmica em 3D.

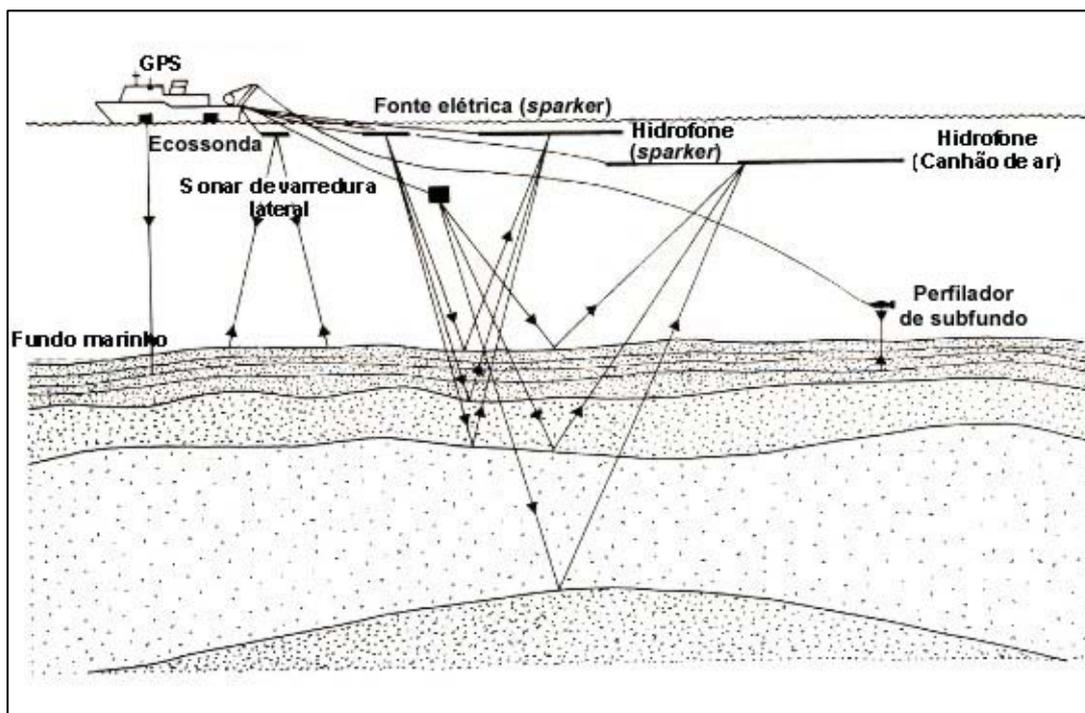


Figura 4.7 – Elementos básicos e configuração dos métodos de reflexão sísmica (Fonte: Stoker *et al.*, 1997).

Este trabalho utilizou os dados gerados pelo perfilador de subfundo 3,5 kHz, caracterizado como um sistema de alta resolução e de pouca penetração.

#### 4.5 – Estratigrafia sísmica ou acústica

A estratigrafia sísmica/acústica ou sismo-estratigrafia é um método que permite melhor compreensão da evolução sedimentar de uma bacia. Resultado do aperfeiçoamento de técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, o método permite visualizar os detalhes das feições deposicionais e estratigráficas (Ribeiro, 2001). Vail e Mitchum Jr. (1977) subdividiram a interpretação sismo-estratigráfica em três etapas de análise: das seqüências sísmicas, das fácies sísmicas e das variações relativas do nível do mar. Neste trabalho se aplica a interpretação do ambiente glacial-marinho através da análise das fácies sísmicas ou acústicas.

O conceito de seqüência sísmica, elaborado por Vail e Mitchum Jr. (1977), consiste em uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no nível superior e inferior por discordâncias ou por equivalentes discordantes.

Dessa maneira, a seqüência sísmica é considerada uma unidade sismo-estratigráfica básica, tendo seus limites reconhecidos através das relações de terminação dos refletores (Ribeiro, 2001).

Em ambiente glacimarinho, um modelo deposicional similar foi sugerido e empregado por Lønne (1997) baseando-se no conceito de aloestratigrafia. Segundo esse conceito, os registros estratigráficos são divididos em corpos sedimentares mapeáveis definidos e identificados com base em suas descontinuidades. A ênfase recai sobre a origem das superfícies limítrofes e sobre as relações geométricas (concordantes vs. discordantes) entre essas superfícies e os estratos os quais elas separam. Dessa forma, um corpo sedimentar delimitado por tais superfícies seria considerado como uma unidade aloestratigráfica, e essa poderia ser monogênica (composta por uma única fácies) ou heterogênica (composta por várias fácies, mas geneticamente relacionadas).

Nos últimos anos vem sendo utilizado nos ambientes glacimarinhos, embora não em grande escala, a estratigrafia de seqüências para a análise das complexas relações entre as fácies em uma bacia deposicional e a história das mudanças ambientais contidos nos registros.

Segundo Mitchum Jr. *et al.* (1977), a análise de fácies sísmicas visa o reconhecimento de padrões de reflexões acústicas e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas ou seqüências, interpretando seus significados geológicos. Fácies sísmica ou acústica é, então, o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que a geraram, tais como litologia, estratificação, feições deposicionais, etc.

Na interpretação das fácies acústicas são descritos os parâmetros dos padrões de reflexão observados na unidade sísmica ou em uma seqüência, tais como a configuração, continuidade, geometria, etc. A continuidade dos refletores, por exemplo, se associa com a continuidade e espessura dos estratos, sugerindo depósitos amplamente distribuídos e uniformemente estratificados. A configuração interna dos refletores é o parâmetro que melhor caracteriza uma fácies sísmica ou acústica, por isso é o mais utilizado em sua análise (Fig. 4.8) (Ribeiro, 2001; Stoker *et al.*, 1997). Portanto, a forma externa e a associação areal das fácies acústicas provêm informações sobre o ambiente deposicional e da fonte de sedimento. Já a intensidade dos tons de cinza entre os refletores determina o grau de transparência nos registros 3,5 kHz (King, 1967). Os padrões de configuração interna e da geometria externa empregadas neste trabalho são baseados em Mitchum Jr. *et al.* (1977); Damuth (1978; 1980); Stoker *et al.* (1997) e Duchesne *et al.* (2001).

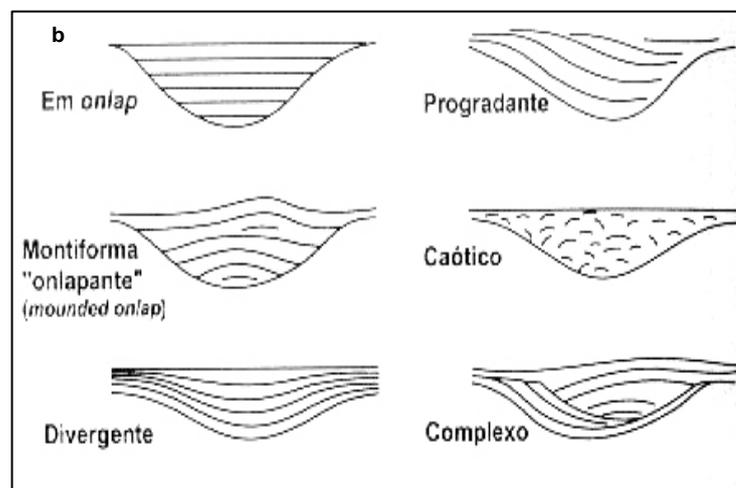
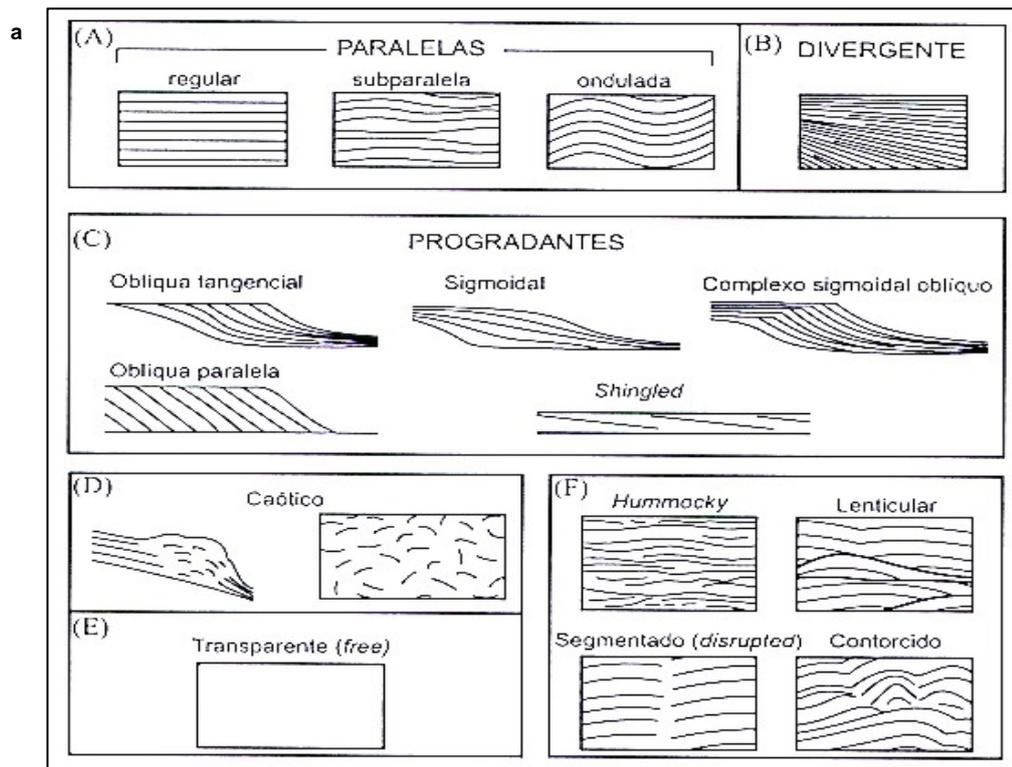


Figura 4.8 – Esquema de padrões de configurações de fácies sísmicas ou acústicas usadas nesta tese (Fonte: Mitchum Jr. *et al.*, 1977).

## CAPÍTULO 5 : RESULTADOS

---

*“...existen Mares del Sur, blanqueados por la nieve,  
mares de frías corrientes,  
ceñidos de ventisqueros y de islas,  
por donde cruzan a la deriva témpanos errantes...”*  
Mariano Latorre

### 5.1 – Introdução

A geração de dados batimétricos dos fiordes dessa parte da costa da Patagônia é dificultada pela acessibilidade e pelo rigor das características climáticas, principalmente durante o inverno, com temperaturas muito baixas e grande cobertura de gelo marinho. Deve-se acrescentar o desprendimento de *icebergs* das geleiras nas cabeceiras e ao longo da extensão dos fiordes.

Desta maneira, as informações sobre a batimetria e morfologia submarina somente foram possíveis com os cruzeiros realizados pelo *Instituto Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile* e a conseqüente produção de cartas náuticas recentes em várias escalas dos canais e fiordes da região.

Portanto, a apresentação das diversas características morfológicas do relevo submarino neste trabalho é inédita. Esse capítulo mostra as evidências da erosão glacial, mas também o forte controle tectônico na gênese e desenvolvimento dos fiordes.

Os resultados podem ser divididos em duas seções principais: uma relacionada às análises morfométricas, baseadas nos modelos tridimensionais e interpretação geomorfológica a partir de dados batimétricos e imagens Landsat 7 ETM+ (2000/2001) (Fig. 5.1), e a outra referente à interpretação das imagens acústicas geradas pelo perfilador de subfundo 3,5 kHz.

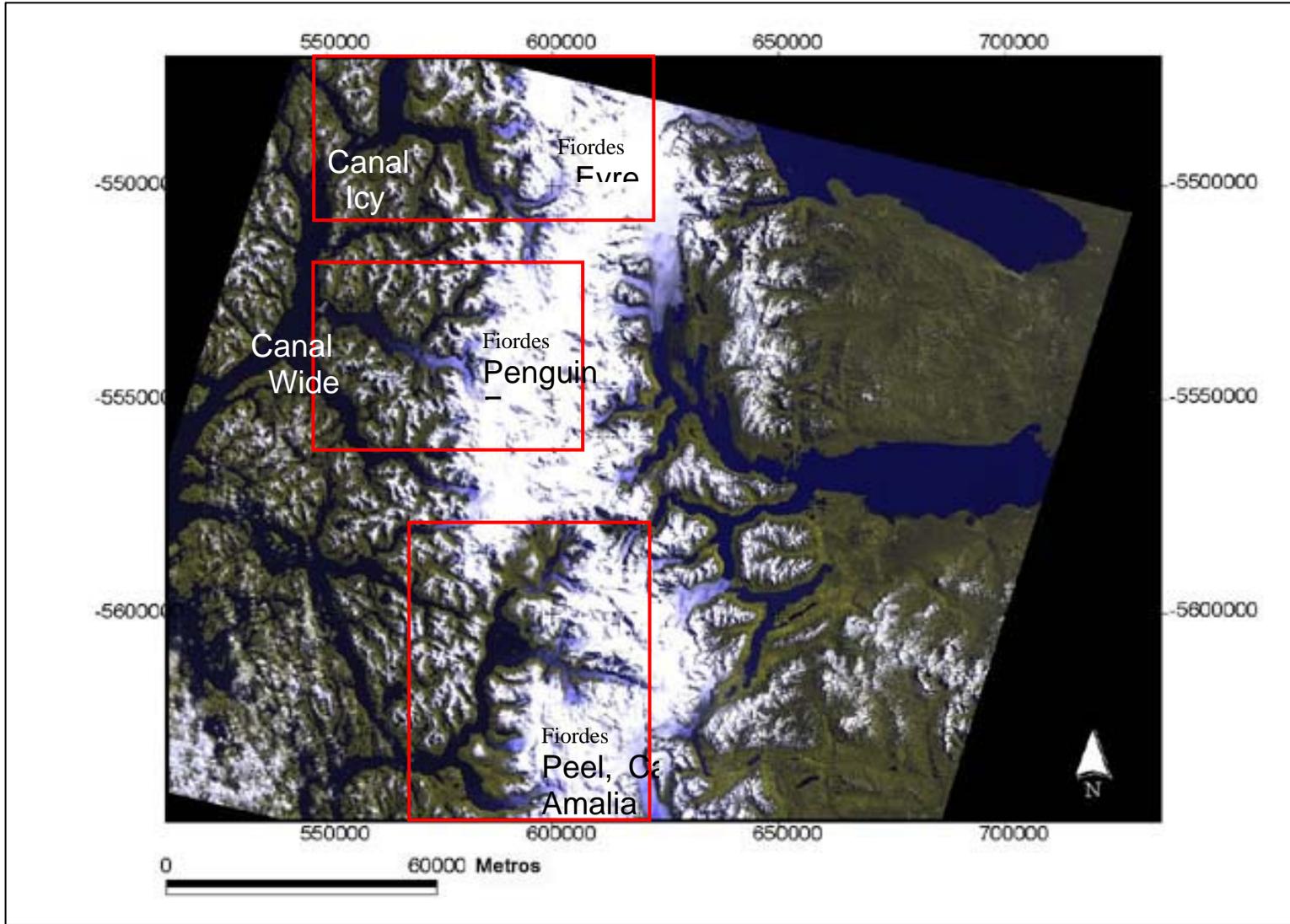


Figura 5.1 – Combinação de bandas (1,4 e 5) de imagem Landsat ETM (2000) da costa de fiordes da Patagônia Central. Os quadrados indicam os fiordes estudados. As coordenadas geográficas estão no sistema UTM.



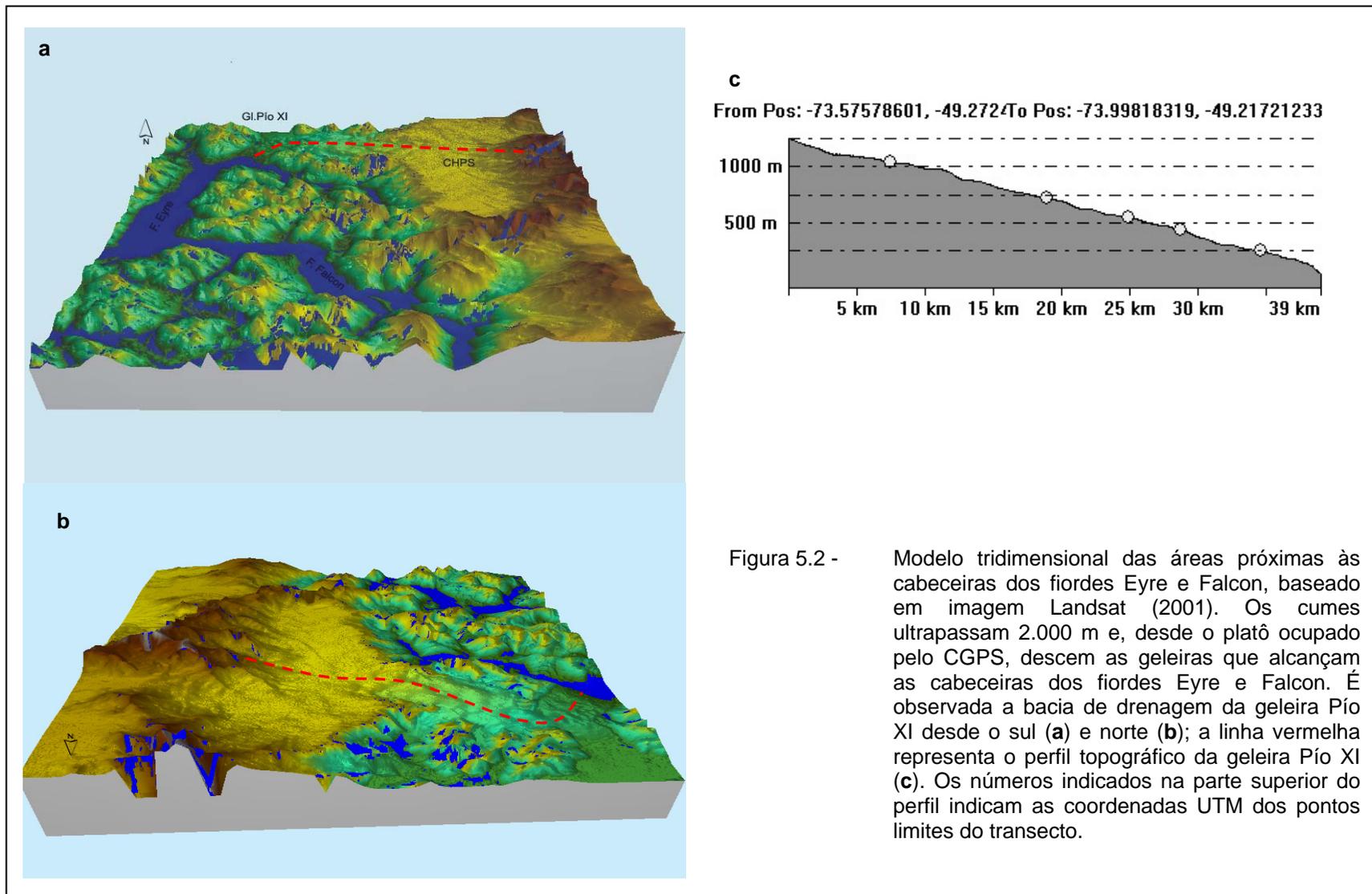
## 5.2 – Morfologia submarina e subaérea

A estrutura geológica do sul do Chile, segundo Ríos e Cisternas (1998), é relativamente nova e muito complexa. No Quaternário, além dos processos vulcânicos e tectônicos o território foi fortemente modelado pelas glaciações, formando uma complexa rede de canais e fiordes na zona costeira e que entram no continente. Essa complexidade também é aparente no fundo dos fiordes, pois de acordo com os perfis topográficos longitudinais, gerados a partir dos dados batimétricos, na região eles podem ser descritos como antigos vales fluviais aprofundados glacialmente, embora possam também ser produtos de um intenso controle estrutural regional e de intensa denudação. Desta forma, os fiordes são profundos e têm topografia irregular ao longo de seus perfis longitudinais e transversais.

Os perfis topográficos refletem uma complexa morfologia submarina, que se mostra distinta ao longo do fiorde e também de um fiorde para outro. *Sills* localizados no interior e na saída de alguns deles geram múltiplas sub-bacias com profundidades variadas, as quais abrigam espessas seqüências de sedimentos estratificados.

O fiorde Eyre se inclina desde a cabeceira até a parte central (Fig. 5.2a e Figs. 5.4a,c). Desse ponto até o canal Icy, surge uma seqüência de bacias profundas, de aproximadamente 300 m de profundidade, separadas por *sills* rochosos (em média, 100 m abaixo da superfície) e preenchidas por sedimentos acusticamente estratificados (Fig. 5.4c). Alguns desses *sills* correspondem a prolongamentos do relevo subaéreo dentro do ambiente marinho. A área mais profunda ocorre na confluência do fiorde Falcon, prosseguindo até o canal Icy, onde ultrapassa os 500 m.

O fiorde Falcon se distingue dos demais pela forma de platô na parte central de seu perfil longitudinal, onde se destaca um *sill* raso, a 90 m de profundidade, provavelmente de origem morânica (Figs. 5.4b, c). A localização do *sill* coincide com a confluência de outro fiorde desde o sul (Figs. 5.1 e 5.2a) e isola uma bacia interior, cuja profundidade alcança 400 m. Os registros batimétricos e acústicos do fiorde Falcon começam na zona de inflexão em direção oeste, já que nas áreas próximas à cabeceira esse é ocupado por *sikussaks*.



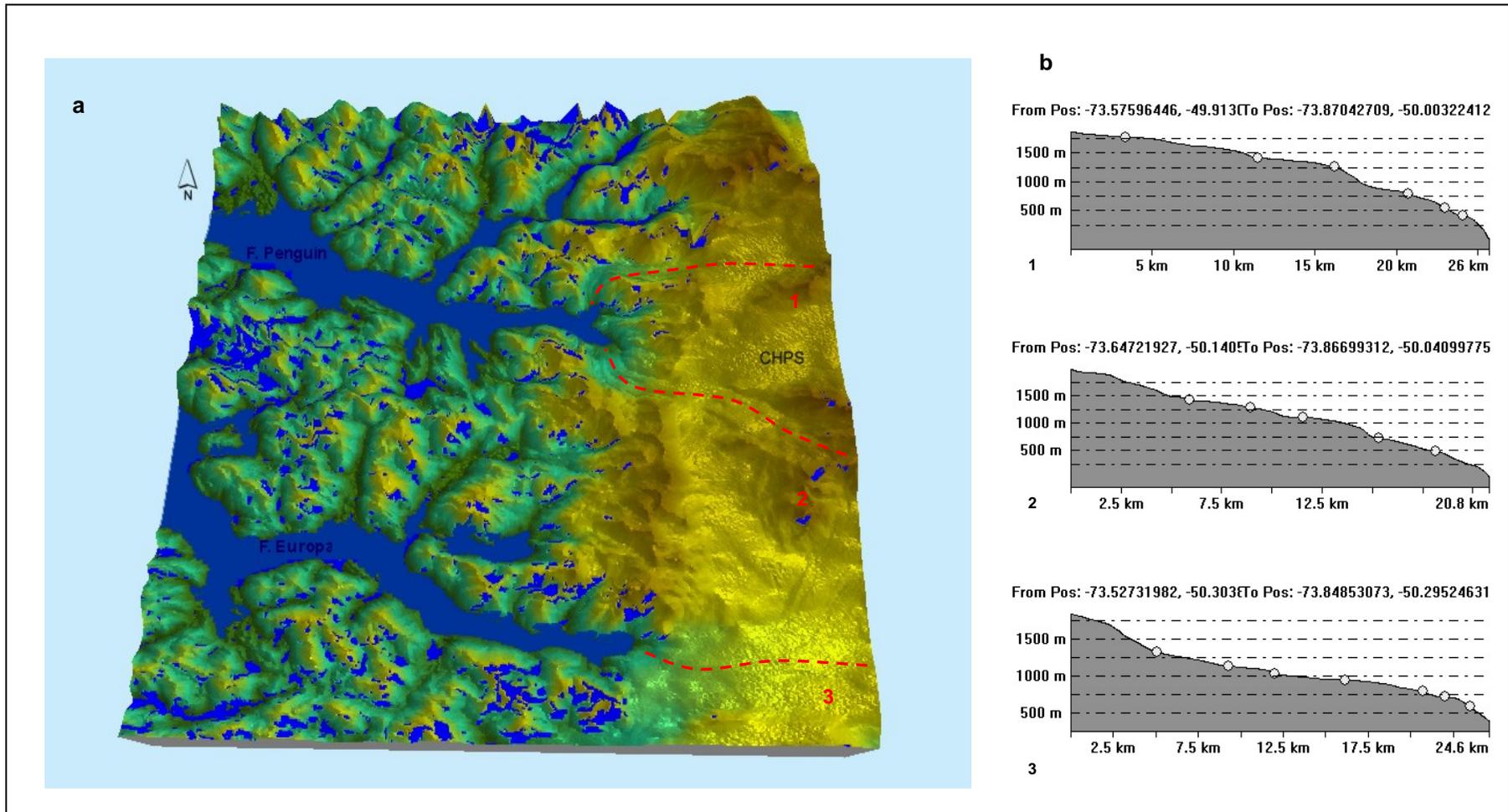


Figura 5.3 – Modelo tridimensional das áreas próximas às cabeceiras dos fiordes Penguin e Europa, baseado em imagem Landsat (2001). Geleiras de vales drenam o gelo do CGPS através de bacias definidas pela topografia (a). Os perfis longitudinais das bacias de drenagem glacial (b), que alcançam as cabeceiras dos fiordes Penguin e Europa, estão indicados pelas linhas segmentadas vermelhas (a). Os números indicados na parte superior dos perfis indicam as coordenadas UTM dos pontos limites do transecto.

O eixo central do fiorde Eyre, com aproximadamente 40 km de extensão até o canal Icy, se estende de forma quase retilínea para o sul. Os fiordes Falcon, Penguin e Europa são fiordes tributários desde o Leste a esse grande eixo, seguindo a tendência de controle da topografia da cordilheira e da drenagem até os fiordes (Fig. 5.1). As Figs. 5.2 e 5.3 ilustram esse controle, com as principais geleiras fluindo desde pelo menos 1.500 m de altitude até alcançar as cabeceiras dos fiordes.

O eixo longitudinal do fiorde Falcon em sua zona proximal segue orientação SE-NW até a parte central, onde sofre uma inflexão para oeste, continuando assim em forma retilínea até a confluência com o fiorde Eyre, totalizando 42 km de extensão. Os fiordes Europa e Penguin (36 km e 55 km de extensão, respectivamente) seguem a mesma tendência, porém com inflexões menos pronunciadas (Figs. 5.5 e 5.6).

Os três fiordes são mais elevados do que o fiorde ou o canal para o qual confluem, precipitando-se dois deles (Falcon e Europa) sobre o fiorde Eyre e canal Wide, respectivamente. O fiorde Penguin, por sua vez, se isola quase por completo do canal Wide por um conjunto de *sills* rasos (entre 30 m e 50 m), embora o gradiente de inclinação em seu perfil não seja muito pronunciado. Ou seja, ele tem bacias fechadas, com 400 a 700 m de profundidade (Figs. 5.5a e b).

O fiorde Europa tem um perfil muito irregular, com um desnível topográfico pronunciado desde sua zona proximal até a zona distal (Fig. 5.6a). Na parte proximal do fiorde, um *sill* morânico se destaca (Figs. 5.6a e b). Alguns dos *sills*, a partir da parte central, correspondem ao prolongamento de vales glaciais subaéreos, em ambiente submarino, no sentido sul-norte.

A morfologia do fiorde Peel é também complexa, a profundidade média é 190 m, porém, sua bacia mais profunda, localizada no flanco sul da baía Chubretovich, tem profundidade superior a 660 m (Fig. 5.7a). Essa baía ampla e semicircular está conectada ao fiorde Peel na sua parte norte e sul, enquanto seu lado oriental se conecta com o fiorde Calvo (Fig. 5.1). A profundidade média é de 100 m, mas a parte sul da baía se precipita abruptamente sobre o fiorde Peel, através de uma garganta profunda e estreita. Desde esse setor até a saída, o fiorde flexiona para oeste, onde se fragmenta em diversas zonas de confluência, por exemplo, com o canal Pitt e fiorde Amalia (Figs. 5.1 e 5.8b).

Esses últimos exemplos sugerem que o sistema formado pelos fiordes Peel, Calvo e baía Chubretovich foi erodido pela confluência de geleiras provenientes desde o campo de gelo (Fig. 5.7c). Durante a retração do gelo, a baía Chubretovich possivelmente atuou como uma zona de confluência, mas agora está em um nível superior ao do setor sul do fiorde Peel (Fig. 5.7d). Processo similar parece ter sido reproduzido em outros fiordes, em especial Falcon e Europa, que morfologicamente são vales suspensos do fiorde Eyre e canal Wide, respectivamente.

A bacia profunda observada na Fig. 5.7a e nos registros acústicos corresponde estruturalmente a um dos lineamentos que cruzam o fiorde Peel. O

fiorde Calvo também se desenvolve ao longo de uma linha de falha paralela e mais ao norte da linha anterior; a falha se estende por mais de 75 km, desde a atual cabeceira até o canal Trinidad, se for considerada sua contraparte submarina e subaérea (Fig. 5.1).

Os perfis dos fiordes Calvo e Amalia não foram analisados completamente, pois o acesso às suas águas interiores estava bloqueado pelo gelo marinho. No entanto, a parte observada revela bacias internas separadas por *sills*, muito provavelmente, morânicos. Os dois fiordes também possuem *sills* na saída. No caso do fiorde Amalia, uma bacia não muito profunda de 150 m, aproximadamente, é limitada por dois *sills* rasos, situados a 50 m abaixo do nível do mar (Figs. 5.8a e b). O fiorde Calvo possui uma bacia mais profunda (340 m), separada, na parte mais interna, por uma plataforma a 200 m de profundidade, e na saída com a baía Chubretovich, por um *sill* a 80 metros abaixo da superfície da água.

### **5.3 – Geformas glaciais subaéreas**

Um amplo espectro de evidências geomorfológicas existe na parte subaérea adjacente aos fiordes, o que ajuda na reconstrução do ambiente glacial dos vales de fiordes e sua contribuição ao ambiente submarino (Figs. 5.10–5.14), cuja legenda encontra-se na Fig. 5.9.

Geleiras de maré ocupam as cabeceiras de todos os fiordes analisados na área de estudo (Figs. 5.10 – 5.14). A maior delas é a geleira Pío XI, que segundo Casassa *et al.* (2002), é a única do CGPS que avançou, enquanto as demais geleiras estão em franco processo de retração. As geleiras que chegam às cabeceiras dos fiordes fluem desde o CGPS, estando a maioria confinada dentro de vales.

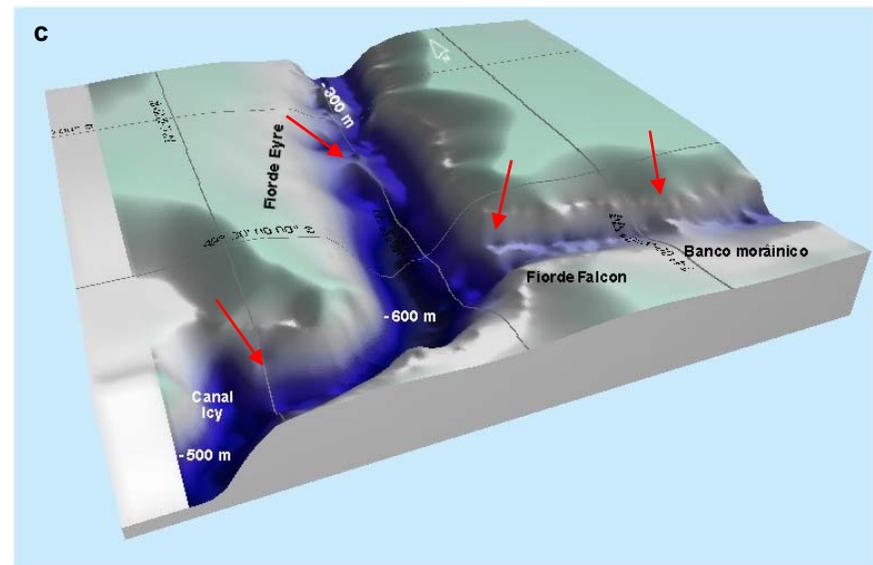
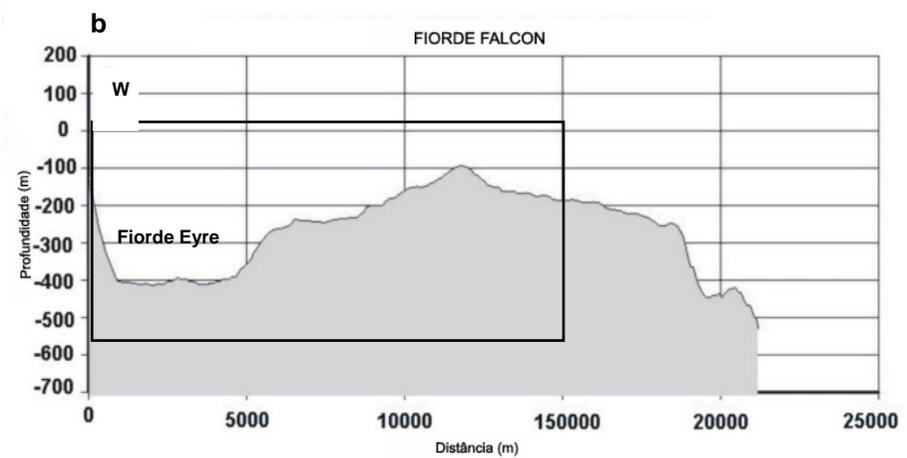
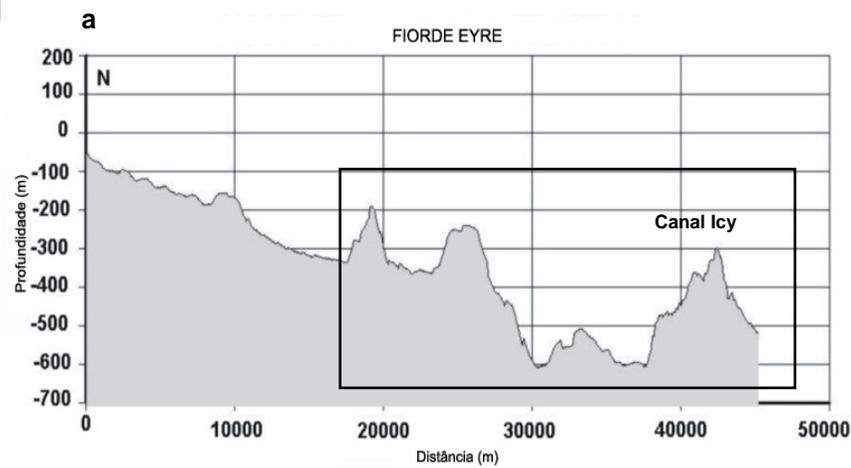


Figura 5.4 – Morfologia submarina dos fiordes Eyre e Falcon. *Sills* rochosos e morânicos dividem o fiorde em várias sub-bacias (a). O fiorde Falcon é mais elevado do que o fiorde Eyre, precipitando-se sobre esse em uma zona onde a profundidade ultrapassa 500 m (a). A forma de platô, na parte central do fiorde, é marcada por um *sill* morânico (b e c). Os quadrados nas Figuras a e b correspondem à área representada na Figura c. As setas vermelhas indicam os *sills*.

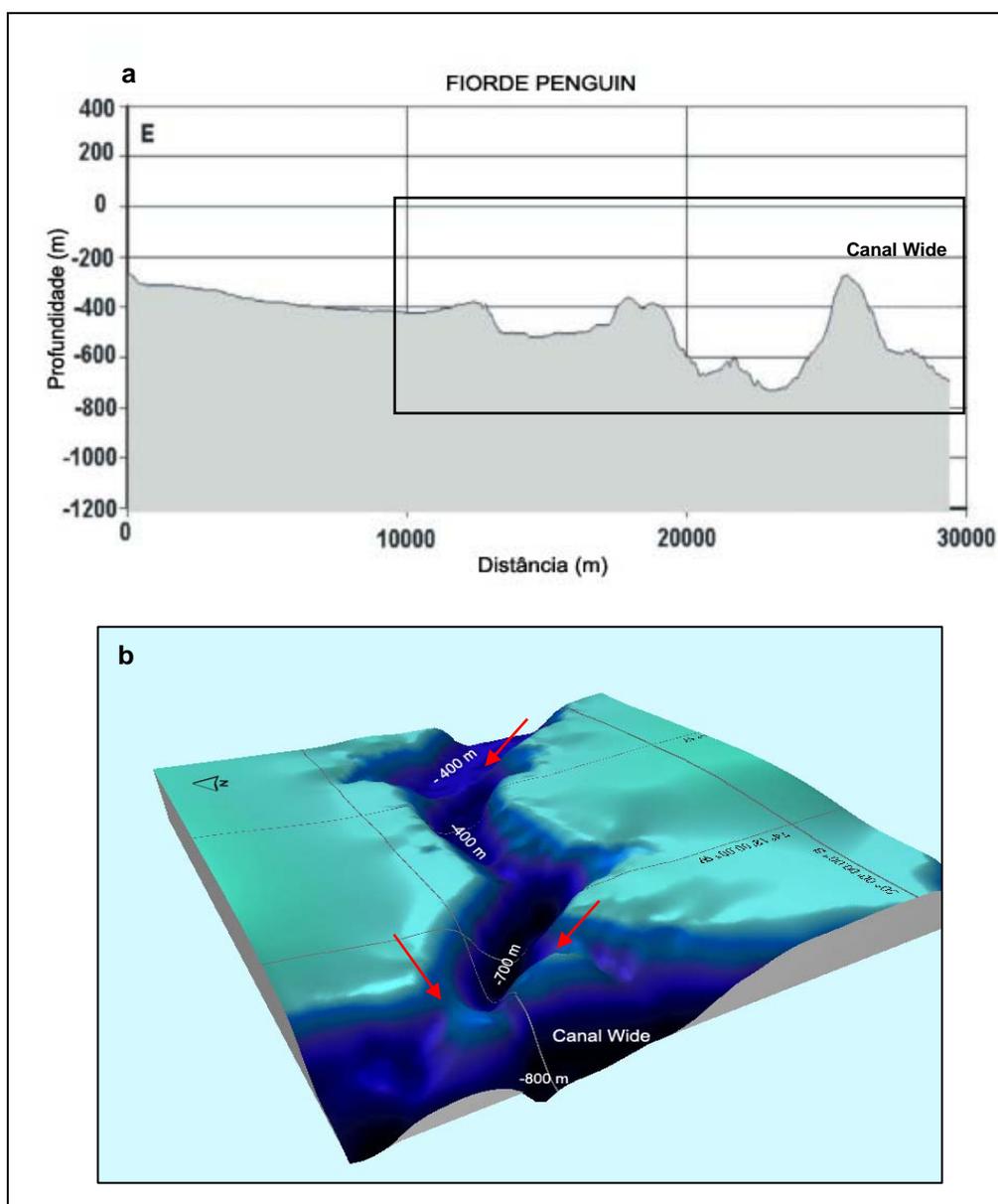


Figura 5.5 – Morfologia submarina do fiorde Penguin. Esse fiorde destaca-se pelas bacias internas separadas por *sills* rochosos e morânicos (a e b), as quais são preenchidas por sedimentos estratificados. O quadrado na Figura a corresponde à área representada na Figura b. As setas vermelhas indicam os *sills*.

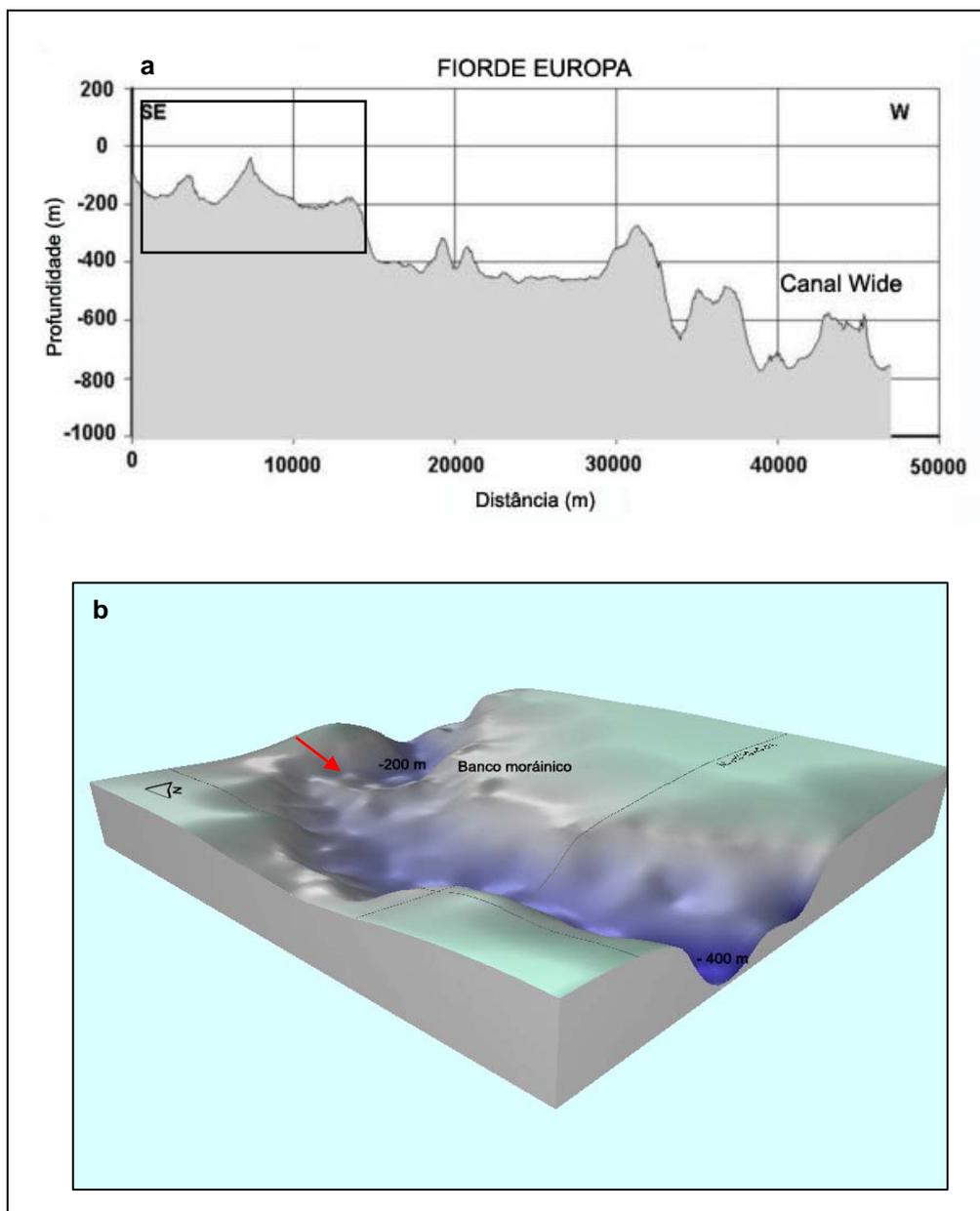


Figura 5.6 – Morfologia submarina do fiorde Europa. As bacias, com profundidades variadas, são separadas por *sills*, sendo a parte proximal do fiorde marcada pela presença de um pronunciado banco morânico (a e b). O quadrado na Figura a corresponde à área representada na Figura b. A seta vermelha indica o *sill*.

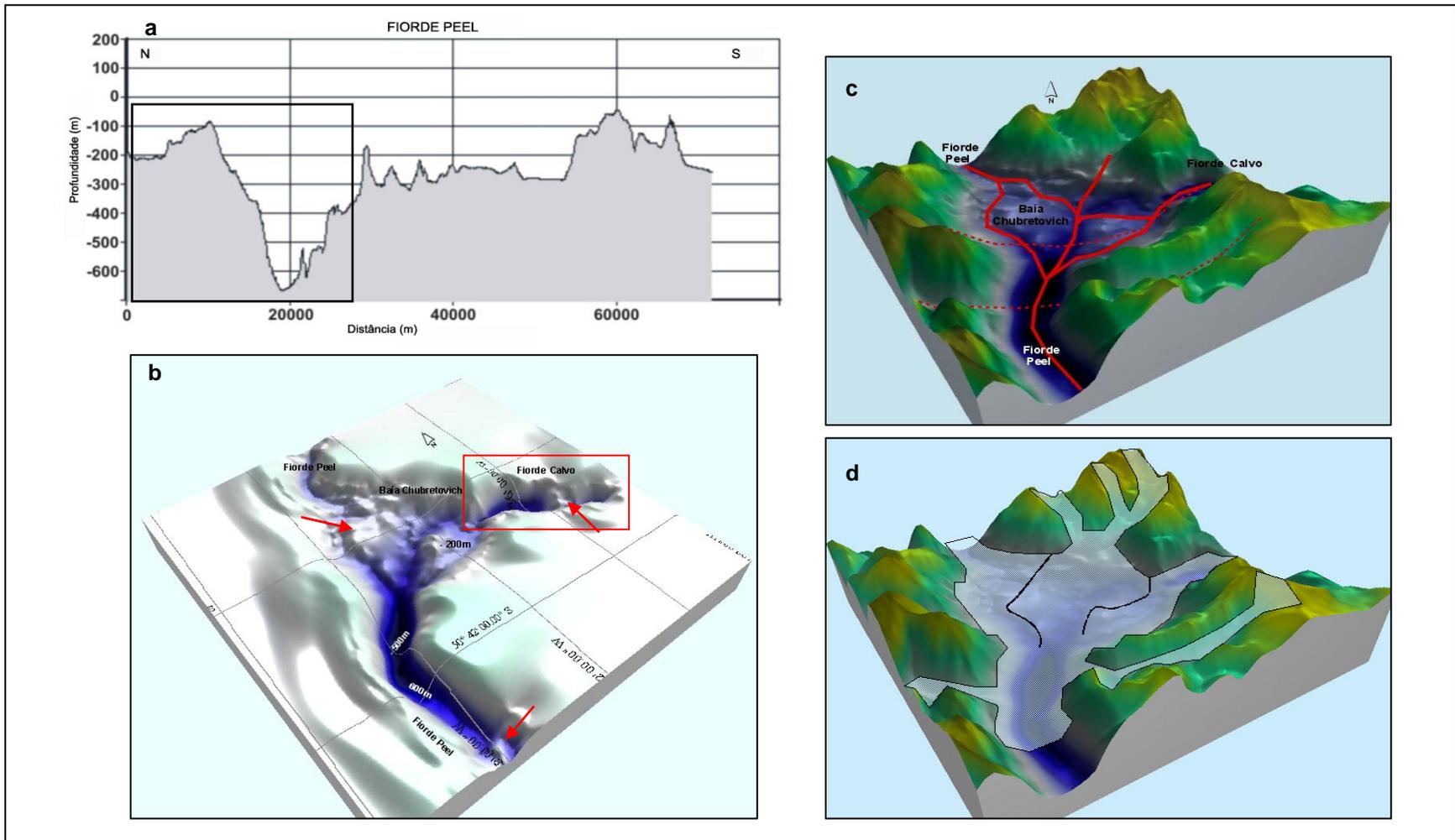


Figura 5.7 – Morfologia submarina irregular do fiorde Peel e da baía Chubretovich através do perfil longitudinal (a). A topografia submarina (b) reflete também a ação glacial através da confluência de antigos vales glaciais subaéreos na baía Chubretovich (c). As linhas segmentadas no modelo tridimensional (c) representam as linhas de falha que cortam o fiorde Peel, as linhas contínuas indicam os prováveis fluxos de gelo convergentes na baía Chubretovich, intensificando a erosão glacial nesse setor. (d) Representação hipotética das geleiras sobre o fiorde. O quadrado na Figura a corresponde as área representadas nas Figuras b, c e d. O quadrado na Figura b representa o perfil submarino na Figura 5.8c. As setas vermelhas indicam os sills.

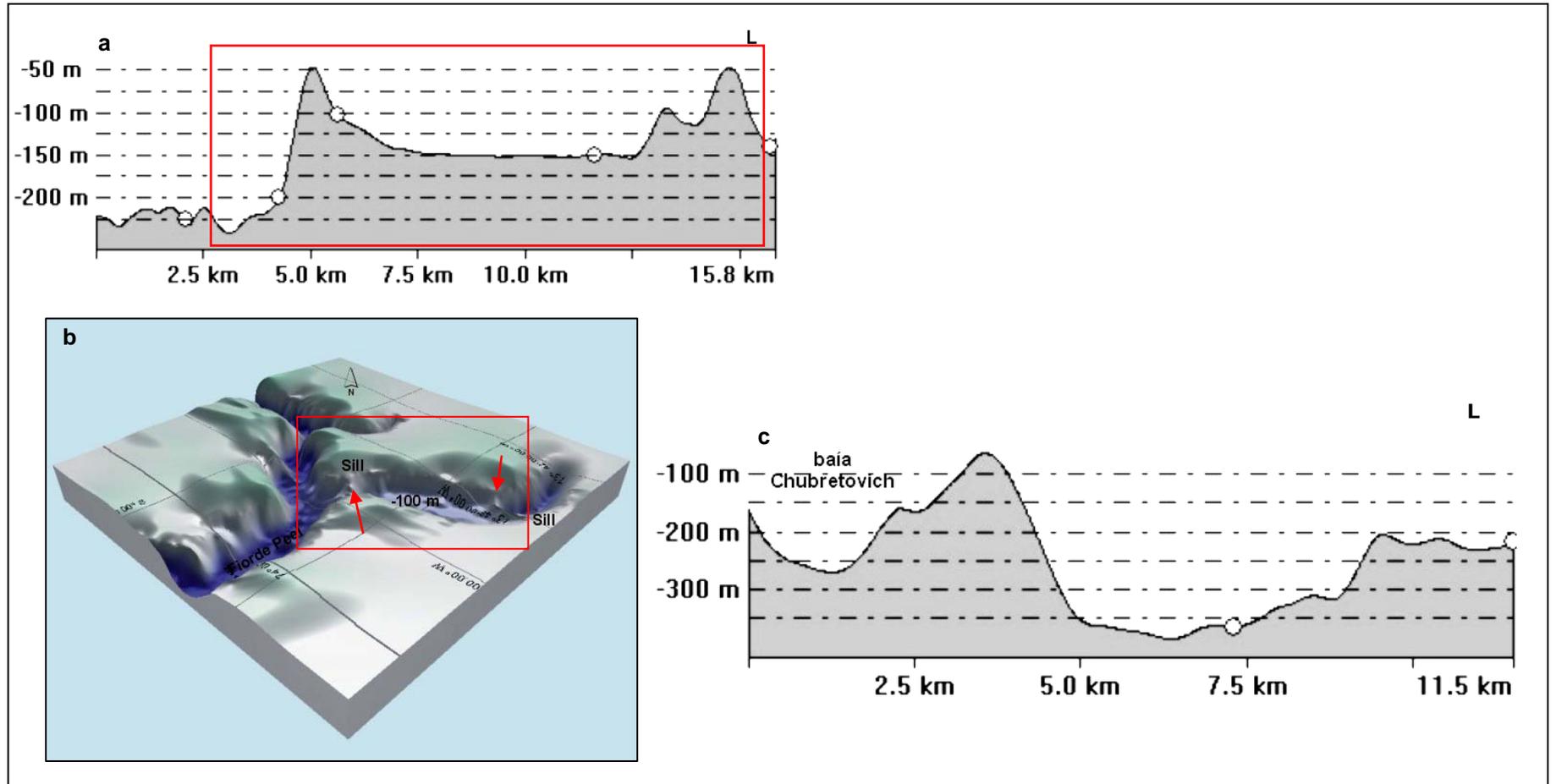


Figura 5.8 – Morfologia submarina dos fiordes Amalia (a e b) e do fiorde Calvo (c). O quadrado na Figura a corresponde à área representada na Figura b. O perfil da Figura c corresponde à zona delimitada pelo quadrado na Figura 5.7b. As setas vermelhas indicam os *sills*.

Na geleira Pío XI, por exemplo, uma ampla frente de aproximadamente 5 km avança sobre o fiorde Eyre, enquanto que para os fiordes Falcon e Penguin fluem pelo menos duas geleiras para as suas cabeceiras, que estão divididas em dois braços (Figs. 5.10 e 5.11). O mesmo ocorre nas cabeceiras do fiorde Peel (Fig. 5.13).

Com respeito ao fiorde Calvo, além da geleira de mesmo nome, que desce diretamente para o fiorde na forma de cascata de gelo, várias outras drenam o campo de gelo através de suas paredes laterais (Fig. 5.13).

Diversas geoformas são observadas nas zonas proglaciais subaéreas, refletindo as flutuações das geleiras, possivelmente, durante o Holoceno. Dessas, as mais comumente identificadas são morainas, lineamentos glaciais e superfícies de abrasão.

Morainas frontais são encontradas nas zonas proglaciais das atuais geleiras com base terrestre, ao longo dos vales circundantes dos fiordes e também em pontos onde não há no presente línguas glaciais. Grande parte dos arcos morânicos identificados já possuem cobertura vegetal, o que confere uma maior antiguidade à esses depósitos. Os cordões morânicos, muitos deles separados por lagunas proglaciais, se estendem em alguns pontos por mais de 5 km da linha de costa até as frentes das geleiras (Fig. 5.10a).

Campos de *drumlins* são observados principalmente na margem norte do fiorde Penguin, em sua parte distal, ocupando uma área aproximada de 17 km<sup>2</sup>, e com cerca de 7 km de extensão desde a linha de costa até o arco morânico (Fig. 5.11a). Pela localização do campo de *drumlins* se infere um fluxo desde o norte, possivelmente de base termal úmida, coalescente nesse setor do fiorde. Essa inferência se baseia no consenso de que geoformas como *drumlins* e *flutes* são indicativos das condições basais e da direção do fluxo da geleira (Kleman, 1994).

Extensas áreas com lineamentos glaciais sobre superfícies rochosas são visíveis nas imagens de satélite, e estão concentradas ao longo do eixo dos fiordes principais e tributários.

Tais geoformas são geralmente associadas ao processo de abrasão das rochas e estão alinhadas com a rota das descargas mais importantes de gelo. Os exemplos mais notórios são vistos nos fiordes Peel e Calvo. No último, as superfícies de abrasão são observadas com detalhe nas fotos aéreas Trimetrogon (Fig. 5.13). A direção desses lineamentos e a localização dos depósitos morânicos na Fig. 5.13 indicam que o fluxo do gelo convergia para a baía Chubretovich.

Alguns lineamentos glaciais, superfícies de abrasão e um grande número de lagos são encontrados em zonas mais elevadas (interflúvios). No entanto, esses lineamentos concentram-se ao longo do eixo principal de cada vale, os quais indicam os caminhos principais do gelo. Certamente, a concentração dessas geformas é mais próxima do campo de gelo do que nas áreas mais externas e, em algumas dessas superfícies, a altitude chega a 800 m. A presença de lagos nessa altura está também associada às superfícies de abrasão.

A Fig. 5.9 representa a legenda da seqüência de figuras correspondentes à interpretação geomorfológica das imagens de satélite da área de estudo.

Em frente às geleiras que são drenadas para as cabeceiras dos fiordes Falcon, Penguin, Europa, Peel e Calvo se formam os *sikussaks*, uma massa aparentemente sólida de *icebergs*, *berg bits* e de gelo marinho (Syvitski *et al.*, 1996) (Figs. 5.10b, 5.11b, 5.12b e 5.13).



Figura 5.9 – Legenda das Figuras 5.10 a 5.14.

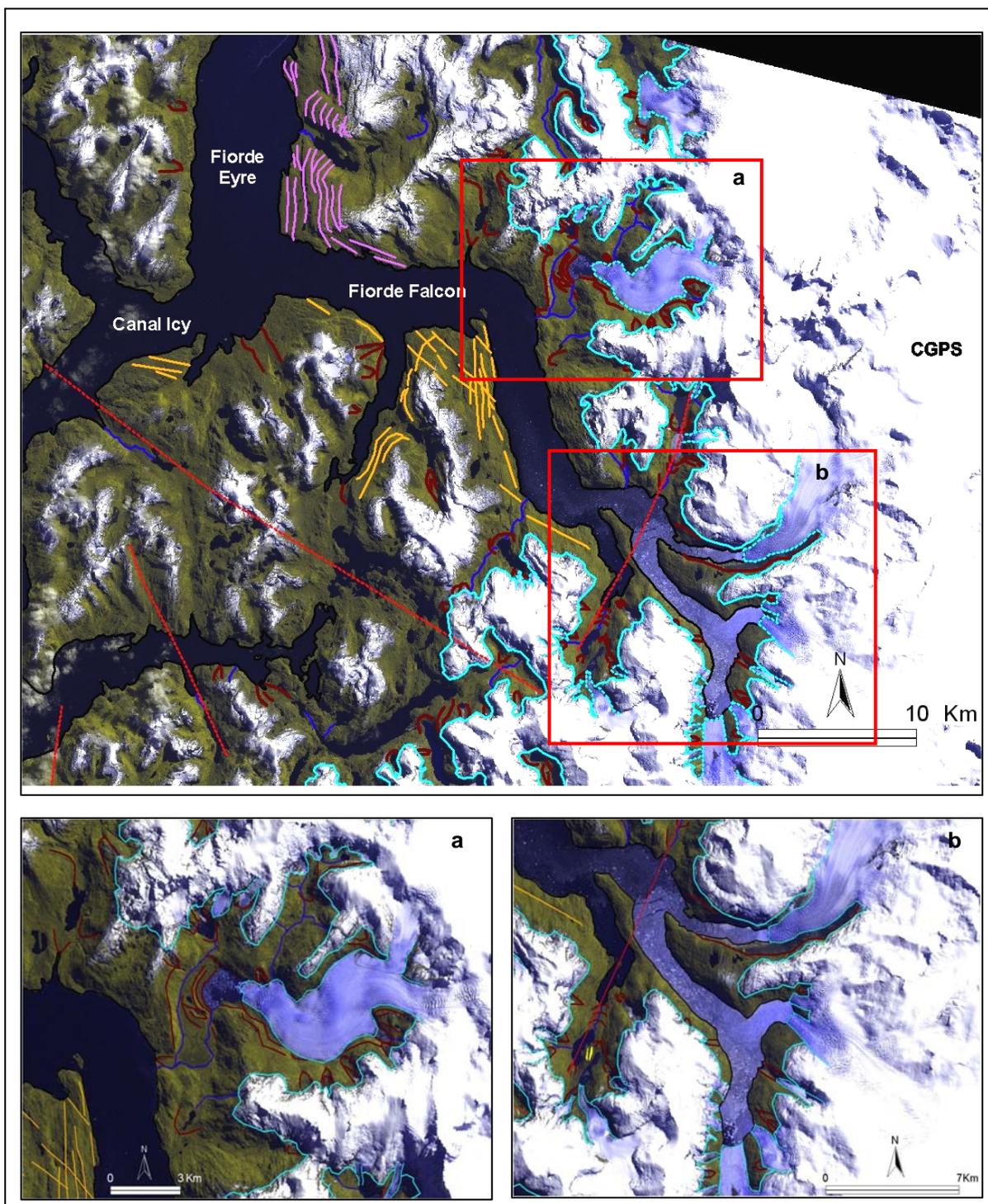


Figura 5.10 – Imagem Landsat ETM. Sistema dos fiordes Eyre, Falcon e canal Icy. Cordões morânicos estão distribuídos desde a linha de costa até a atual posição das geleiras. Geralmente, são intercalados por lagunas pró-glaciais (a). Nas cabeceiras, a configuração do fiorde Falcon propicia a retenção de *icebergs*, *bergy bits* e gelo marinho (b). A legenda das feições identificadas nesta figura encontra-se na Fig. 5.9.

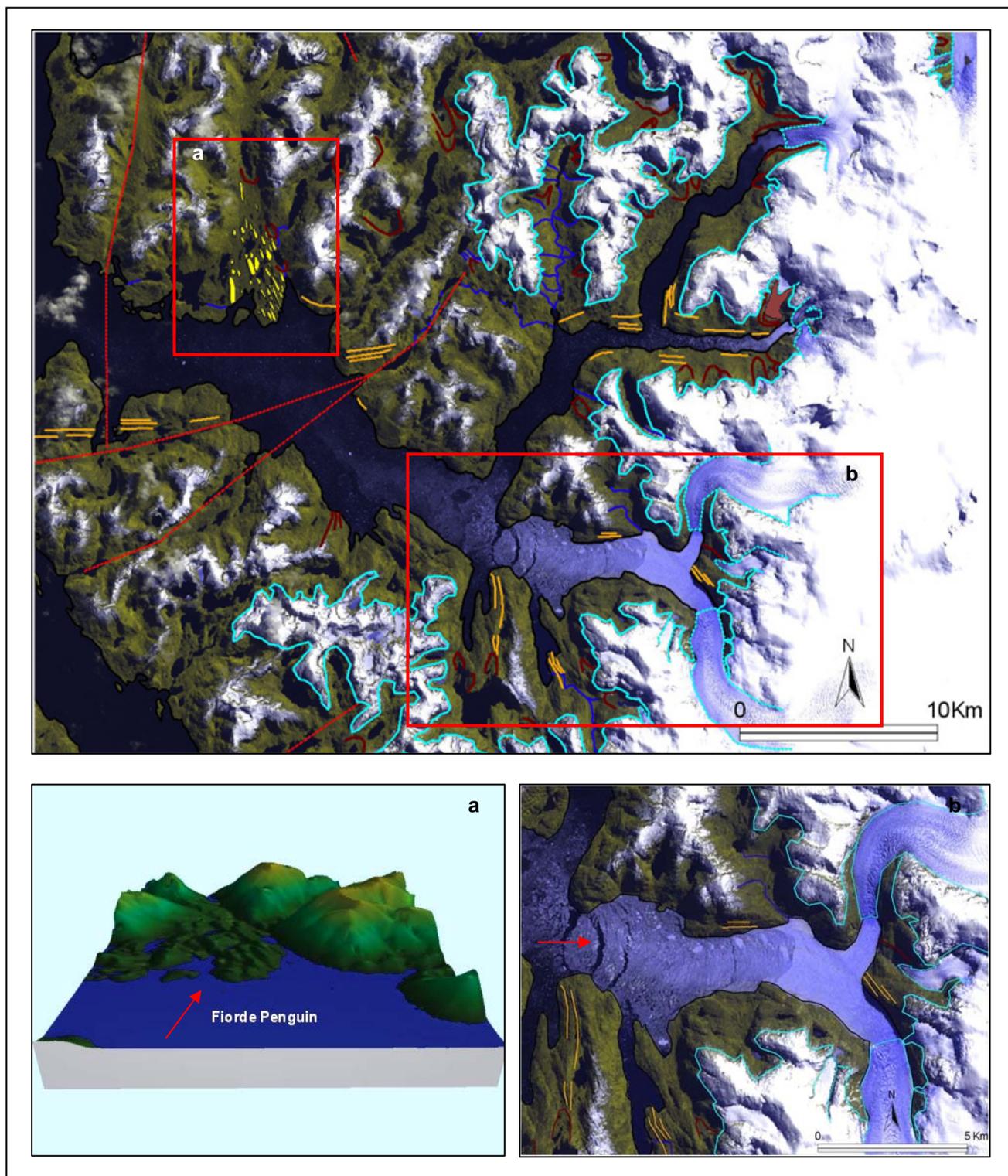


Figura 5.11 – Imagem Landsat ETM. Fiorde Penguin, onde são observados campos de *drumlins* (a) e zonas de *sikussaks* (b). A legenda das feições identificadas nesta figura encontra-se na Fig. 5.9.

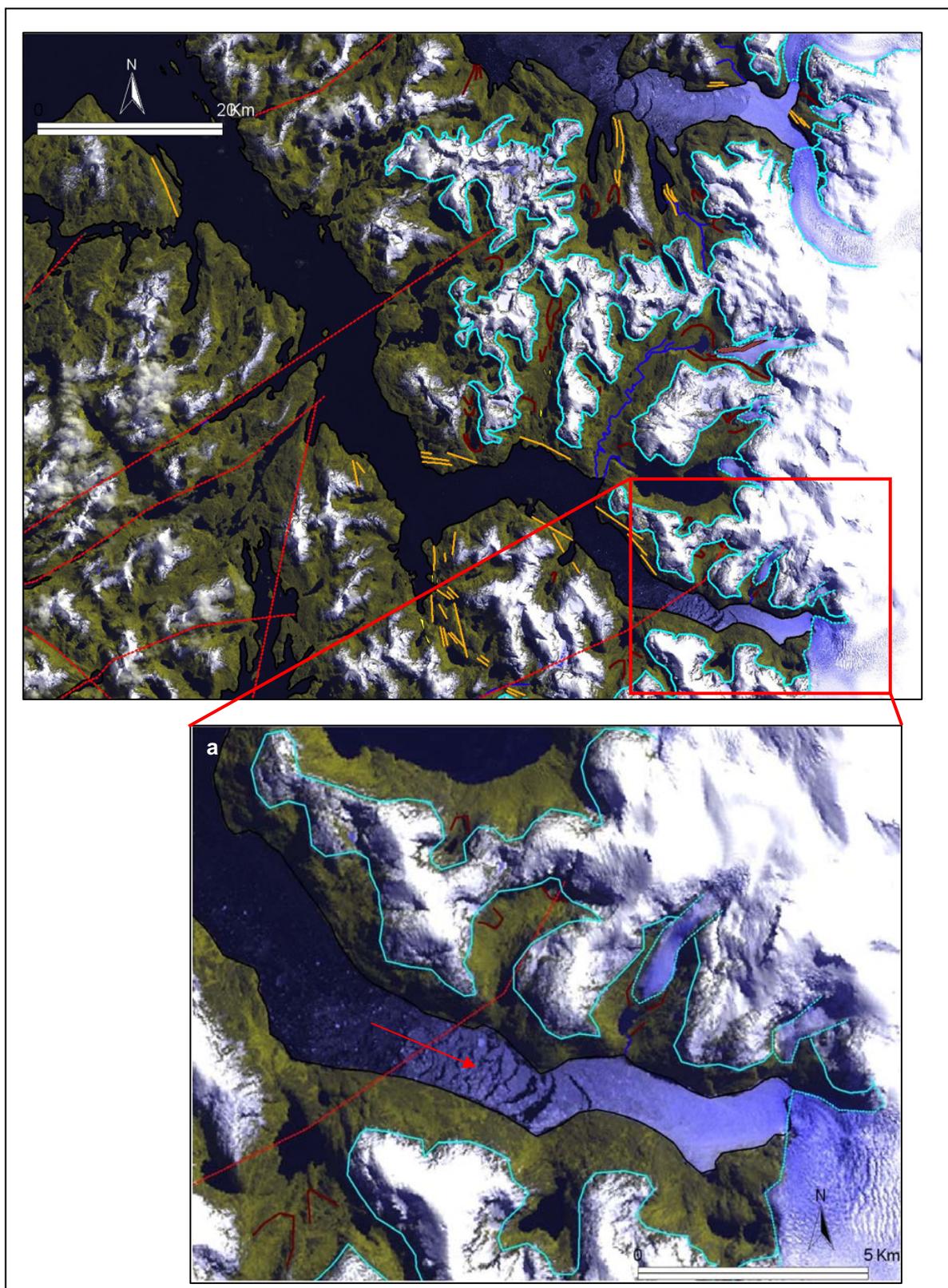


Figura 5.12 – Imagem Landsat ETM. Fiorde Europa e a zona de *sikussaks* no interior do fiorde (a). A legenda das feições identificadas nesta figura encontra-se na Fig. 5.9.

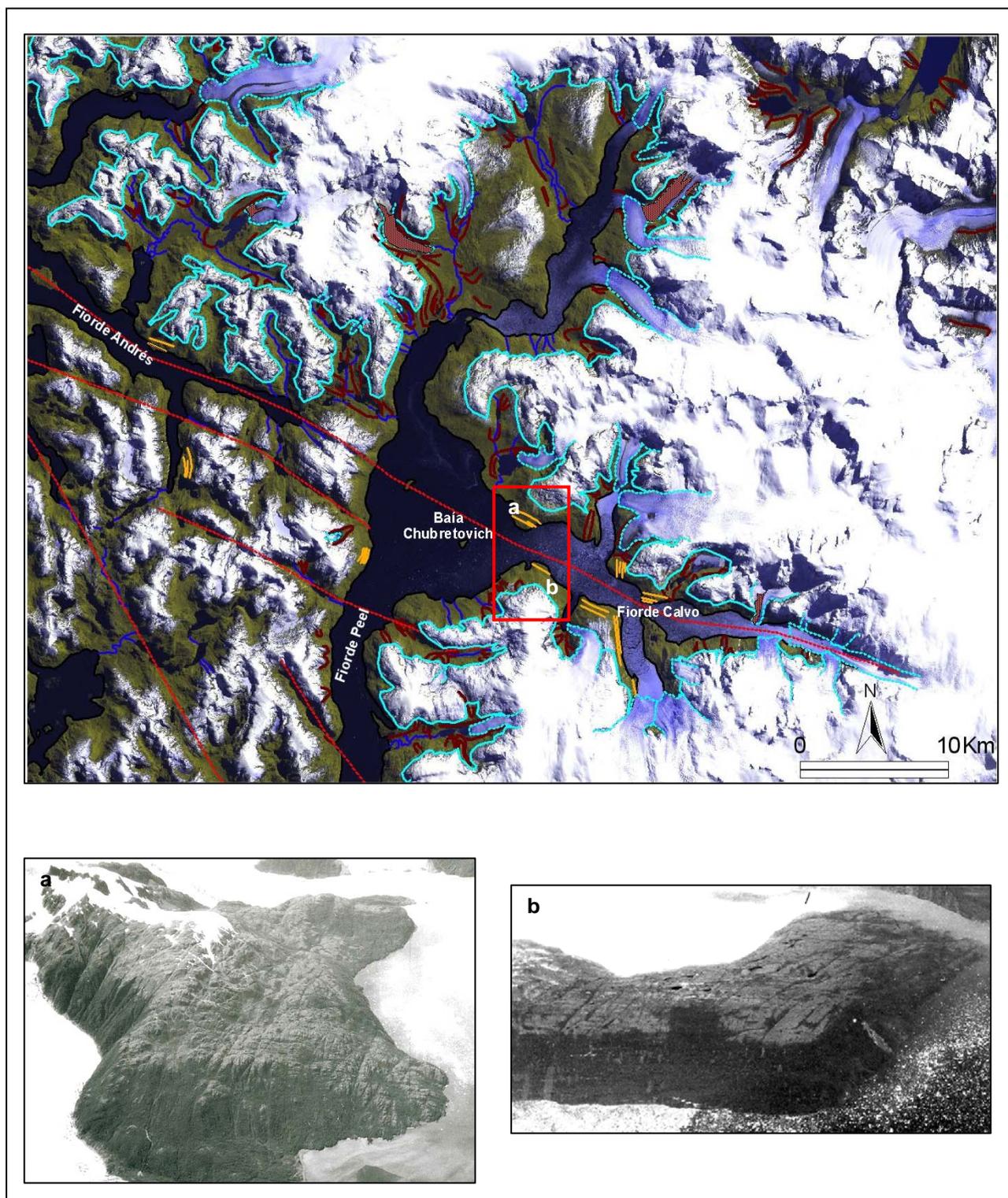


Figura 5.13 – Imagem Landsat ETM. Fiordes Peel e Calvo e baía Chubretovich. Observa-se a extensa linha de falha correspondente ao fiorde Calvo. Extensas superfícies subaéreas de abrasão estão distribuídas ao longo dos fiordes e são detalhadas nas fotos Trimetrogon (1945) (Fonte: *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile*). O quadro **a** é visto desde a saída e o quadro **b** é visto desde o interior do fiorde. A legenda das feições identificadas nesta figura encontra-se na Fig. 5.9.

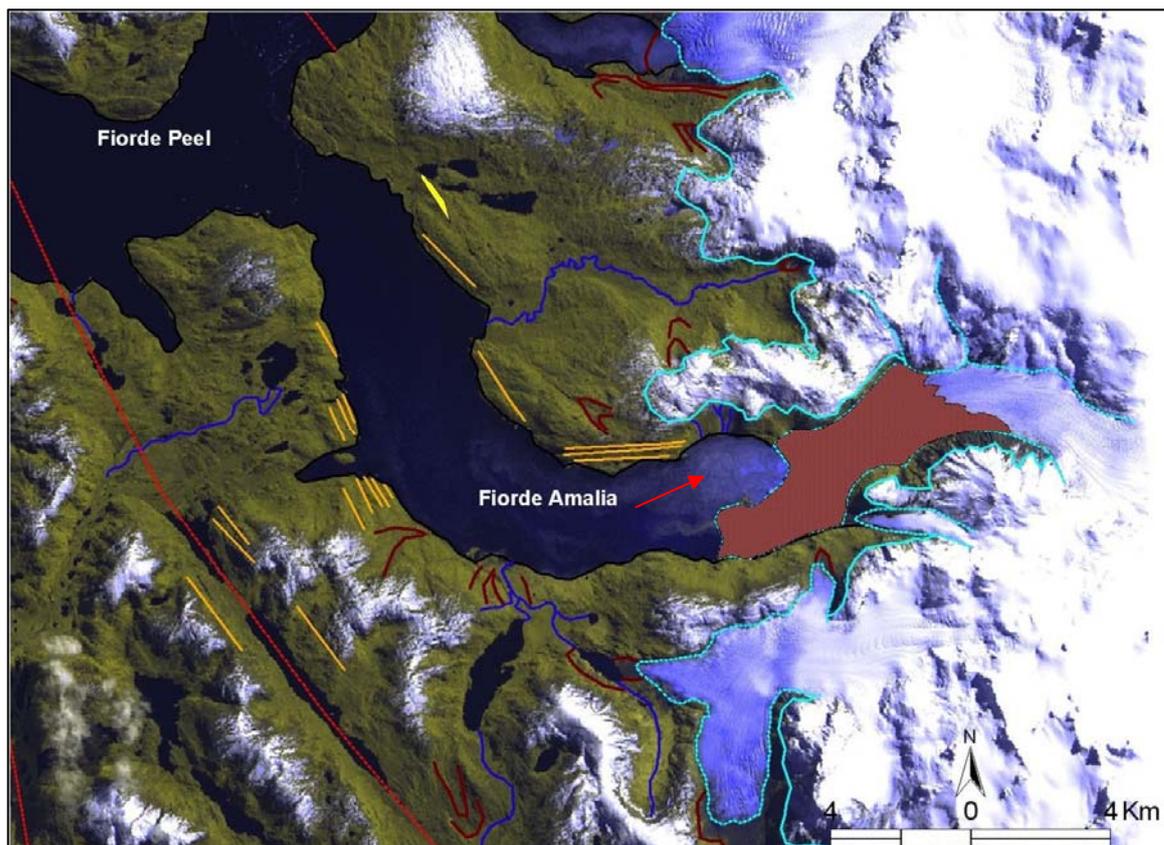


Figura 5.14 – Imagem Landsat ETM. Fiorde Amalia. A seta indica o recuo de parte da geleira desde um ponto de apoio e a formação de *sikussak* e plumas de sedimentos em frente à geleira. A legenda das feições identificadas nesta figura encontra-se na Fig. 5.9.

Os *sikussaks* parecem formar-se quando os pontos de apoio (*pinning points*) ou *sills* submarinos aprisionam os *icebergs* desprendidos das geleiras, dificultando assim a circulação deles ao longo dos fiordes e alterando o padrão de sedimentação. O fiorde Calvo, devido à sua configuração e à confluência de muitas geleiras, é dominado em quase toda sua extensão por *sikussaks*. Isso explica a navegação e o acesso de registros submarinos somente em sua parte distal.

Apesar de aparentar o mesmo processo, a cabeceira do fiorde Amalia se diferencia dos demais pela presença de atividade subglacial, visível através de plumas de água de fusão no setor sul da frente da geleira (Fig. 5.14).

#### 5.4 – Influência da topografia e da geologia sobre os fiordes

Os fiordes da Patagônia Central apresentam importantes evidências sobre a influência da topografia e de estruturas geológicas pré-existentes em sua gênese e morfologia. O padrão radial de alguns fiordes sugere que as geleiras fluíram por antigos vales fluviais pré-glaciais (Fig. 5.1). Já o padrão retilíneo sugere um forte controle estrutural.

A sinuosidade dos fiordes Falcon, Penguin, Europa e do sistema fiorde Peel-baía Chubretovich pode ser interpretado como legado pré-glacial onde o gelo escavou os vales fluviais pré-existentes.

A maioria dos parâmetros morfométricos dos fiordes deste estudo (Tab. 5.1, ver também item 4.3, em **Materiais e Métodos**) são correlacionados com a área de bacia de drenagem com nível- $p$  de 0,05. Devido ao número de fiordes mensurados ser pequeno, o resultado pode ser estatisticamente não significativo.

Ao aplicar a função poder (*power function* - Tab. 5.2), verificou-se que alometria positiva e negativa ocorrem entre os parâmetros. A extensão e a profundidade do fiorde abaixo do nível do mar têm alometria positiva ( $b > 0,5$ ), enquanto que a largura do fiorde obteve alometria negativa (Fig. 5.15a). A alometria positiva dos dois parâmetros mencionados indica que, de modo geral, a erosão ao longo dos fiordes parece ter crescido proporcionalmente ao tamanho do campo de gelo na bacia de drenagem das geleiras e ao aumento da descarga glacial. A alometria negativa da largura dos fiordes, por sua vez, pode ser devido à maior profundidade deles, o que significa também um controle litológico e estrutural sobre este último parâmetro, já que o eixo longitudinal de alguns dos fiordes corresponde a linhas de falhas.

O parâmetro morfométrico referente à profundidade do fiorde abaixo da linha de cume (ver item 4.3, em **Materiais e Métodos**) tem forte alometria negativa (Fig. 5.15b). O expoente  $b$  é de apenas 0,05, indicando uma

resposta menor ao aumento de profundidade (ALC) a um aumento na área de contribuição de geleira. Essa relação sugere que a descarga da geleira e, portanto, o desenvolvimento do fiorde, pode ter sido influenciado pela topografia pré-glacial. A área transversal do fiorde abaixo do nível do mar (ANM) apresentou alometria negativa (0,84), mas está próxima da condição isométrica (1,00). Esta relação indica que a erosão da área do fiorde parece ter crescido proporcionalmente ao tamanho da bacia de drenagem.

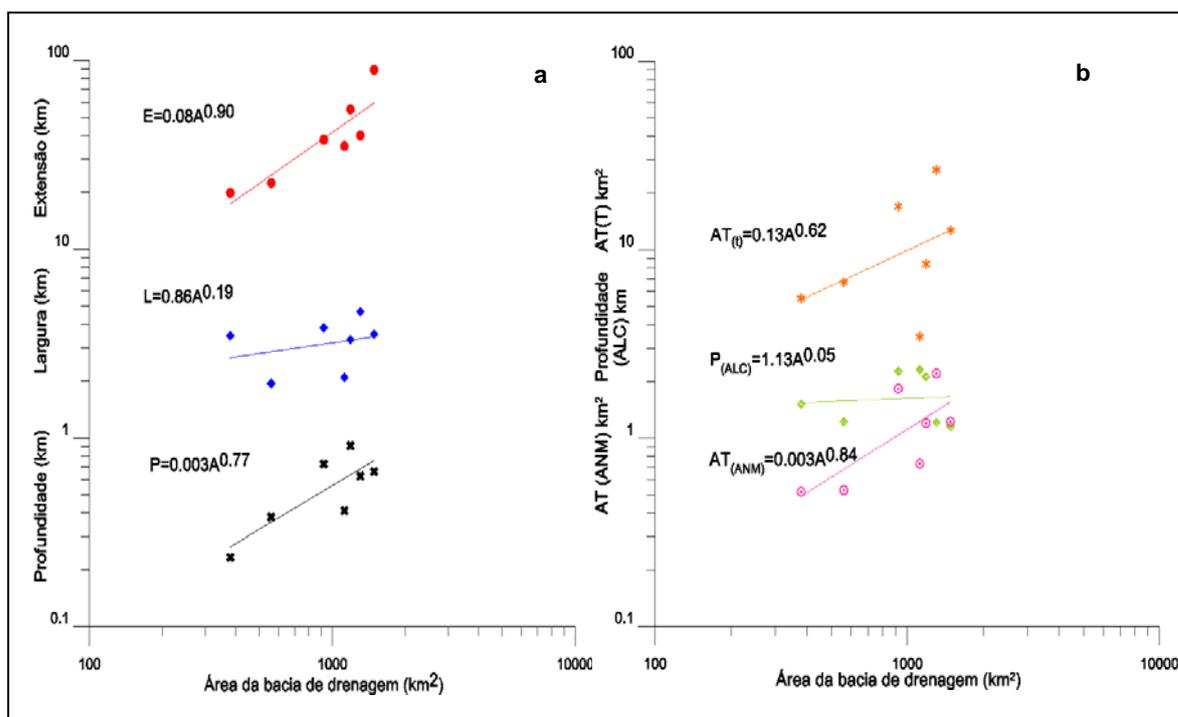


Figura 5.15 – Relação entre a área de bacia de drenagem (A) e parâmetros morfométricos dos fiordes: **(a)**: (E) extensão; (L) largura; (P) profundidade; **(b)** (ALC) profundidade abaixo do cume (subaéreo), (ANM) área transversal abaixo do nível do mar e (T) abaixo da linha de cume. Note que os dois eixos estão em escala logarítmica.

Tabela 5.1 – Parâmetros morfométricos dos fiordes.

Fiorde	Largura (km)	Profundidade (km)	Prof. ALC (km)	Extensão (km)	Área A (km <sup>2</sup> )	Área transversal ANM (km <sup>2</sup> )	Área transversal T (km <sup>2</sup> )
Cyren	4,65	0,63	1,67	40,0	1304	2,20	
Falcon	2,09	0,41	1,22	35,1	1121	0,73	
Península	0,36	6,55	0,73	38,0	922	1,83	
Europa	0,63	6,57	0,91	55,0	1187	1,20	
Peçanha	0,02	6,56	0,66	88,8	1485	1,22	
Calvo	0,82	6,28	0,38	22,4	380	0,53	
Amélia	0,53	6,56	0,23	19,8	560	0,52	
<b>r</b>	<b>7,5 = 0,46</b>	<b>6,49</b>	<b>0,05</b>				

**1** = largura, **2** = profundidade, **3** = profundidade abaixo da linha de cume, **4** = extensão, **5** = área da bacia de drenagem, **6** = área transversal abaixo do nível do mar, **7** = área transversal abaixo da linha de cume,  $t = t$  de Student.  $p$  = nível de significância.

Tabela 5.2 – Coeficiente de correlações

e função poder

Função poder
$Y_1 = 0.863A^{0.19}$
$Y_2 = 0.003A^{0.77}$
$Y_3 = 0.13A^{0.05}$
$Y_4 = 0.08A^{0.90}$
$Y_6 = 0.003A^{0.84}$
$Y_7 = 1.13A^{0.05}$

Entretanto, a relação entre a área de da bacia de drenagem e a área transversal do fiorde abaixo da linha de cume (T) mostra alometria negativa (Fig. 5.15b). Essa relação sugere, como no caso da profundidade abaixo da linha do cume P (ALC), que a topografia pré-glacial teve também papel importante no desenvolvimento dos fiordes.

Alguns dos fiordes da Patagônia Central possuem partes muito profundas se comparadas ao tamanho de suas bacias de drenagem. Particularmente, as bacias internas das zonas distais dos fiordes Penguin e Europa, o que pode ser explicado pelos sistemas de falha local e/ou a ação conjunta do gelo desde as bacias adjacentes (Figs. 5.11 e 5.12). Outra evidência é a profunda bacia, com mais de 500 m de profundidade, no fiorde Peel (Fig. 5.7a), que também corresponde a um outro lineamento que corta o fiorde (Figs. 5.7c e Fig. 5.13). Desta forma, mesmo apresentando uma alometria positiva, a profundidade dos fiordes não é produto exclusivo da erosão glacial.

Portanto, é inferido que mesmo que a erosão do gelo tenha atuado nos vários eventos glaciais sobre a região, a topografia pré-glacial e a tectônica local foram fundamentais na formação, desenvolvimento e nas atuais características morfológicas dos fiordes.

As relações encontradas neste trabalho foram similares (com exceção da largura) aos verificados na Nova Zelândia (Fiordland) por Augustinus (1992). Para que se estabeleça uma melhor relação entre os parâmetros são necessários mais dados de uma maior quantidade de fiordes.

## **5.5 – Descrição das fácies acústicas por fiordes**

São reconhecidos distintos tipos de fácies acústicas nos registros de perfilador de subfundo 3,5 kHz e essas estão distribuídas ao longo dos eixos longitudinais dos fiordes, no sentido cabeceira – saída. No entanto, predominam as fácies acústicas de configuração interna estratificada e caótica.

### **5.5.1 – Fiorde Eyre**

Nas zonas internas do fiorde, algumas bacias extensas apresentam seqüências sedimentares onde foram identificados dois tipos de fácies acústicas:

estratificada e caótica (Fig. 5.16a-c). A fácies estratificada, com refletores de subfundo de configuração paralela regular e continua, pode alcançar 8 metros de espessura, aproximadamente, em todo o seu conjunto. Essa fácies cobre em alguns setores a fácies caótica de configuração interna semitransparente a opaca no subfundo (Fig. 5.16a). No mesmo registro a fácies massiva apresenta uma configuração progradante em forma de cunha, variando em espessura em 5 m, aproximadamente. A progradação se dá em camadas sobrepostas que acompanham a inclinação da bacia para o sul.

Mais ao sul, nas bacias separadas por *sills*, as fácies estratificadas e caóticas exibem geometrias de preenchimento dos tipos sobreposto (*onlap*), sobreposto ondulado (*mounded onlap*) e complexo, separados por *sills* rochosos e por fácies de configuração interna caótica e superfície hiperbólica (Fig. 5.16b). Na profunda bacia observada na Fig. 5.16c predomina a fácies caótica, a qual corresponde aos depósitos de atividade de vertentes, especialmente fluxo de detritos, que são reconhecidos por sua configuração acústica interna. No entanto, no fundo das bacias, o processo de preenchimento origina depósitos acusticamente laminados e caóticos.

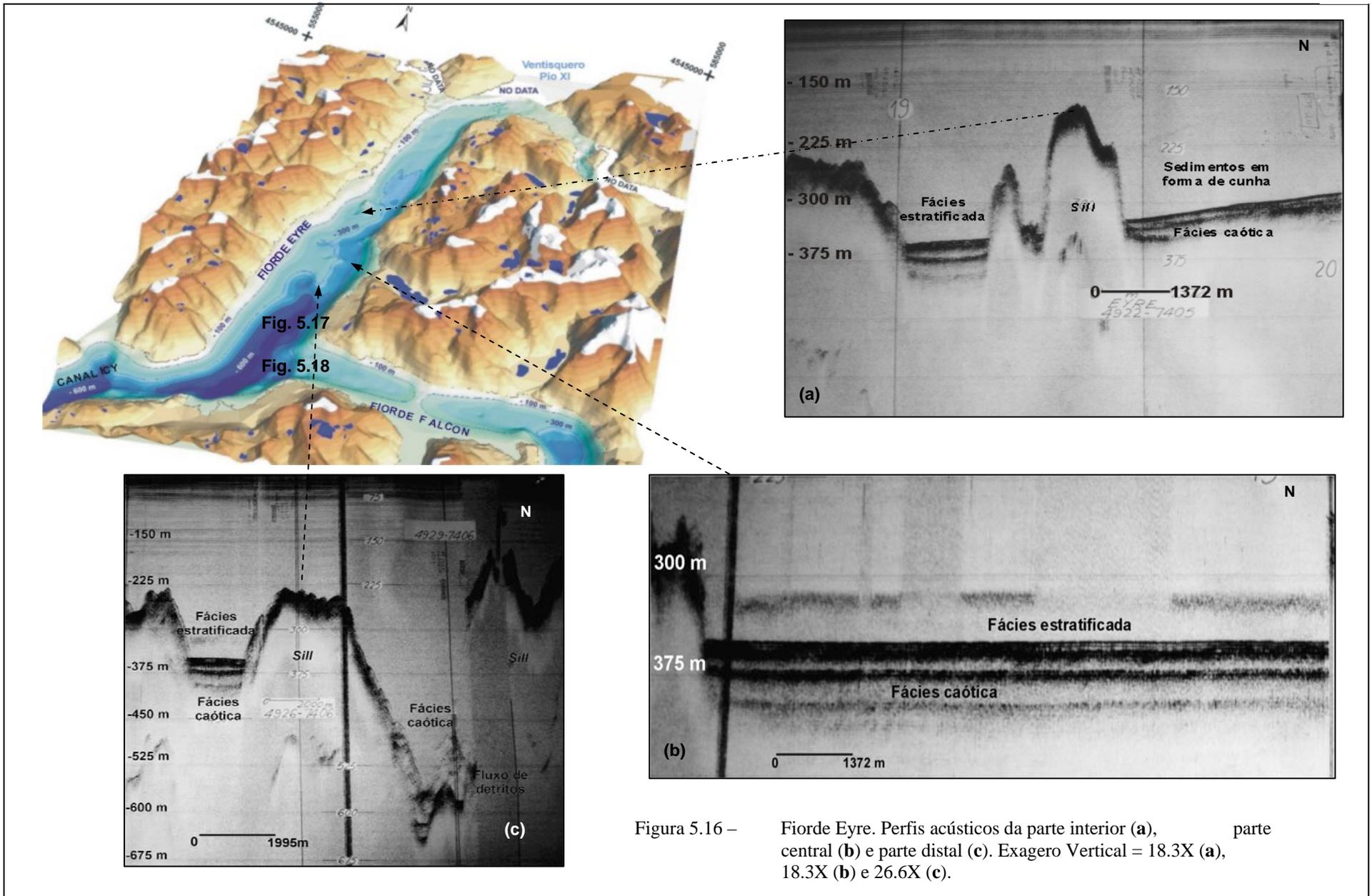
A fácies laminada possui sua maior espessura visível nas bacias da zona distal do fiorde, já nas proximidades da confluência do fiorde Falcon. Os estratos visíveis nesses pontos chegam a 20 m de espessura (Fig. 5.17), e os refletores internos são múltiplos, contínuos, coerentes, paralelos e aproximadamente iguais em continuidade e em espaçamento.

### *Interpretação*

No interior do fiorde, a fácies estratificada cobre a fácies caótica como no interior das bacias intra-*sills*. A fácies estratificada superficial, com 8 metros de espessura, aproximadamente, indica sedimentos finos.

Na Fig. 5.16a é observado o caráter deformante das camadas laminadas (superficiais) e das caóticas (subsuperficiais) por empurrão e compressão. A deformação em forma de cunha acompanha a pendente dessa parte do fiorde, refletindo maior deslizamento até uma barreira topográfica representada pelo *sill*. É importante acrescentar que tal zona de deslizamento compreende uma das áreas de estreitamento do fiorde, já referidas anteriormente. Portanto, esse processo pode ter sido causado tanto por possíveis sobrecargas devido a uma rápida sedimentação como por deslizamento vertente abaixo.

As fácies caóticas observadas na zona centro-distal do fiorde (Fig. 5.16c) são diferenciadas em dois processos genéticos distintos. Os fluxos de detritos e, inclusive, depósitos produzidos provavelmente por avalanchas se encontram próximo à base do *sill* rochoso com elevada pendente.



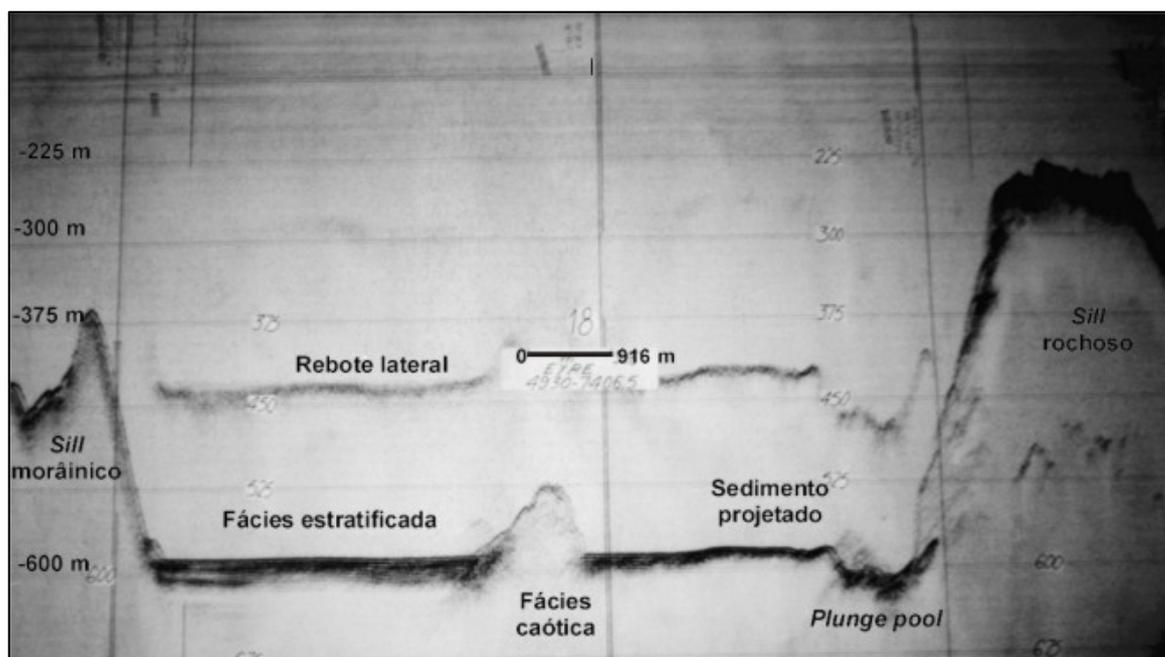


Figura 5.17 – Fjord de Eyre. Perfil acústico da parte distal. Exagero Vertical = 12.2X. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.16.

A forma identificada na Fig. 5.17 como *plunge pool* se dá exatamente na base dessa classe de vertente onde se produz uma depressão, resultado de avalanchas e queda de blocos. Também é observado o deslocamento de sedimentos para a margem frontal da depressão e com deformação do corpo sedimentar, o que é uma outra característica atribuída a essa classe de forma.

Também na Fig. 5.17, os bancos morânicos são identificados segundo sua configuração interna caótica e a sua morfologia *hummocky*, que contrasta com a forte resposta dos refletores relacionados aos *sills* rochosos. A assimetria morfológica também identifica os bancos morânicos, sendo a parte frontal do depósito menos inclinada e com atividade nas vertentes, identificada como fluxo de detritos. Na vertente posterior, orientada ao norte (interior do fjord), a pendente mais forte se caracteriza pela perda de contato da frente da geleira com o depósito.

A estrutura das fácies laminadas e sua localização, como são vistas na Fig. 5.17, são indicativos de um ambiente proximal ao gelo, o qual recebe volumes de plumas turbadas de água de fusão que emergem desde as geleiras, além de sedimentos de fontes glaciais e subglaciais. Um banco morânico separa as estruturas laminadas. Tal feição sugere que essa fácies foi formada durante a retração da geleira, onde as elevações rochosas atuaram como ponto de fixação,

proporcionando uma estabilidade temporal da frente do gelo. A assimetria morfológica dos bancos morânicos (Cai *et al.* 1997; Seramur *et al.* 1997) sustenta a hipótese da etapa de retrocesso.

### 5.5.2 – Fiorde Falcon

Na confluência do fiorde Eyre, entre 150 a 600 m de profundidade, são identificados três tipos de fácies genéticas: duas caóticas e uma laminada (Fig. 5.18). A primeira consiste de refletores internos caóticos fortemente refletidos em alguns setores, com aparente estratificação não paralela nas partes mais superficiais, difrações hiperbólicas e superfícies *hummocky*. A geometria externa não é uniforme e apresenta vertentes irregulares, quase verticais. A segunda fácies é de refletores internos não contínuos e opacos. São observados na base do *sill*, já no fiorde Eyre, e parecem formar uma sucessão de cunhas. A morfologia, em geral, é de uma cunha que diminui de espessura em direção ao exterior. O corpo principal do depocentro tem espessura visível de mais de 75 metros e as seqüências de cunhas, em torno de 15 m.

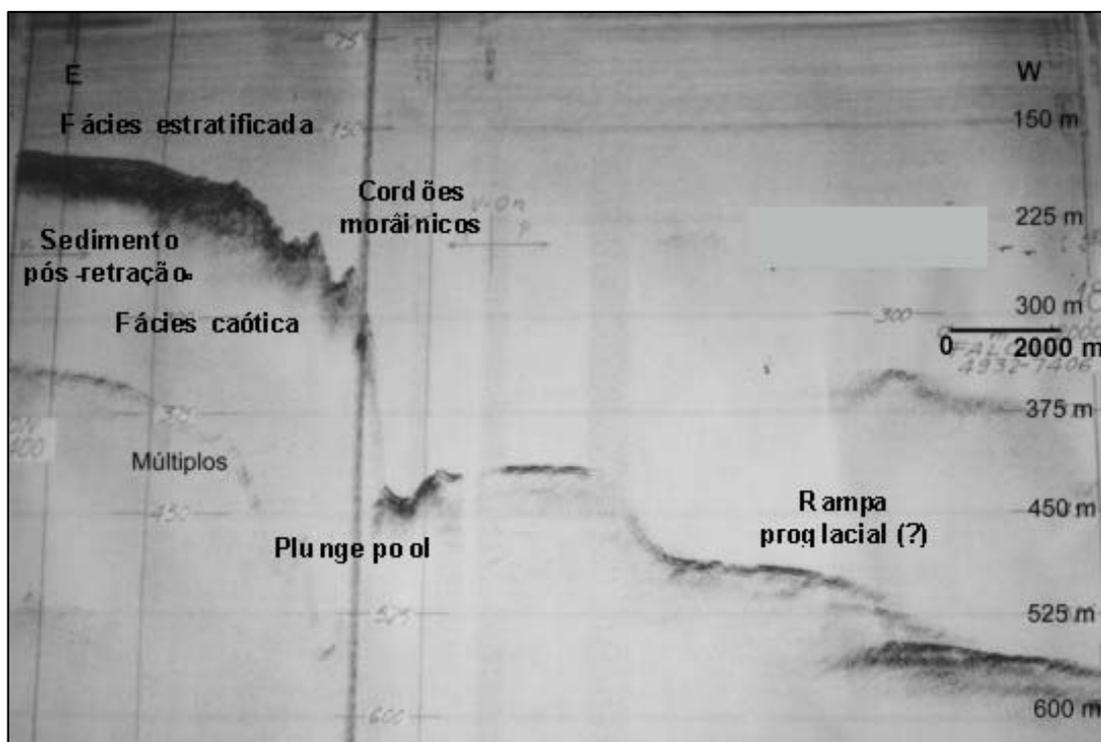


Figura 5.18 – Fjord Falcon. Perfil acústico da parte distal. Exagero Vertical = 26.6X. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.16.

Como o fiorde Falcon é um vale suspenso em relação ao fiorde Eyre, as duas fácies de configuração interna caótica estão separadas entre si por uma vertente de pendente muito elevada, e pela depressão já identificada como *plunge pool*. Da mesma maneira que no fiorde Eyre, essa depressão se desenvolve na base de uma vertente de grande gradiente, fruto do impacto de blocos e detritos desde as vertentes mais altas. Igualmente se observa o deslocamento de sedimentos para a parte externa da depressão, produzindo neles deformação.

A terceira fácies apresenta caracteres acústicos lenticulares, com refletores superficiais contínuos e precisos, a resposta interna é semitransparente e se sobrepõe à fácies caótica.

### *Interpretação*

A fácies caótica, localizada entre 200 e 250 metros de profundidade no fiorde Falcon, pode ser interpretada como um cordão morâinico, devido à sua morfologia externa e feições internas, como também a pobre estratificação e a deformação dos sedimentos. Provavelmente, a litologia é formada por sedimentos grossos ou diamicto, baseado na elevada reflectância interna. Os processos de deformação podem estar associados às oscilações da geleira.

A segunda fácies de configuração caótica, porém com refletores mais opacos que os da fácies anterior, possui características de georformas integrantes do sistema de linha de encalhe (*grounding line system*). No entanto, sua grande profundidade dificulta tal interpretação, uma vez que exemplos dessa classe de georforma são documentados em fiordes relativamente rasos (*e.g.*, Cai *et al.*, 1997). Se forem considerados os critérios de interpretação propostos por Seramur *et al.* (1997), poderia ser interpretada como uma forma deltaica, considerando sua geometria externa em cunha (*wedge*) e os refletores acústicos internos. A morfologia de cunha ou de um possível delta, a qual diminui de espessura nas partes mais externas, pode indicar diminuição de energia dos processos de transporte e de deposição. O depocentro, provavelmente originado por sedimentos em suspensão mesclados com depósitos de fluxos de gravidade desde a vertente, pode ser originário da margem com gelo aterrado no fundo, apesar da grande profundidade do fiorde nesse setor, o que não apoiaria essa interpretação.

Uma segunda interpretação dessas fácies é baseada em Powell e Alley (1997). A morfologia do depocentro corresponderia à classificação de rampa (*ramps*). Isso ocorre em uma zona de transição entre uma frente de geleira de maré e uma de frente flutuante; a uma curta distância de onde a parede frontal da geleira começa a flutuar é formada uma rampa de sedimentos à jusante da geleira. Para a sua formação, elas deveriam estar entre pontos-fonte de descarga de correntes subglaciais da parede da geleira de maré. O pouco número de casos registrados consiste também em um problema para essa interpretação.

A fácies laminada observada na superfície das vertentes pode ser interpretada como cobertura ou manto (*drape*) de material fino, tipicamente observado em ambientes de recuo de geleiras em fiordes.

- 

- **5.5.3 – Fiorde Penguin**

O setor centro-distal é o principal ponto de análise neste fiorde (Fig. 5.19), nele são identificadas duas fácies. Uma corresponde a refletores internos caóticos, ligeiramente opacos, com difrações hiperbólicas e superfícies *hummocky*. A geometria externa, que se assemelha a da parte distal do fiorde Falcon, não é uniforme e apresenta vertentes irregulares, quase verticais. Nessa mesma zona também é identificada uma extensa área com pouca variação topográfica, cujos refletores internos têm de média a elevada reflectância acústica. A fácies estratificada ocupa o interior da profunda bacia que é separada por *sills* rochosos, porém não contém estratificação regular e marcada. O padrão do refletor varia de muito preciso e coerente na superfície a semitransparente no interior. A configuração interna de preenchimento é do tipo sobreposto, cuja espessura visível alcança os 60 m.

#### *Interpretação*

O conjunto de fácies caóticas identificadas na Fig. 5.19 corresponde morfologicamente a cordões de bancos morânicos, e os depósitos proximais ao gelo se encontram em vertentes não estáveis, já que se identificam movimentos de massa. As pendentes mais fortes dos cordões indicam uma consolidação dos sedimentos. Os diversos cordões de sedimentos representados por essa fácies podem estar relacionados com as posições frontais da geleira. A zona com elevada reflectância interna poderia estar associada a diamicto massivo. No registro foram identificadas 5 prováveis posições da frente de gelo. A bacia profunda, localizada a oeste do sistema de linha de encalhe, capturou os sedimentos glacialmarinhos, possivelmente quando o gelo estava flutuando nesse setor devido à grande profundidade, formando línguas de gelo, com fusão em sua base, propiciando dessa maneira os depósitos laminados.

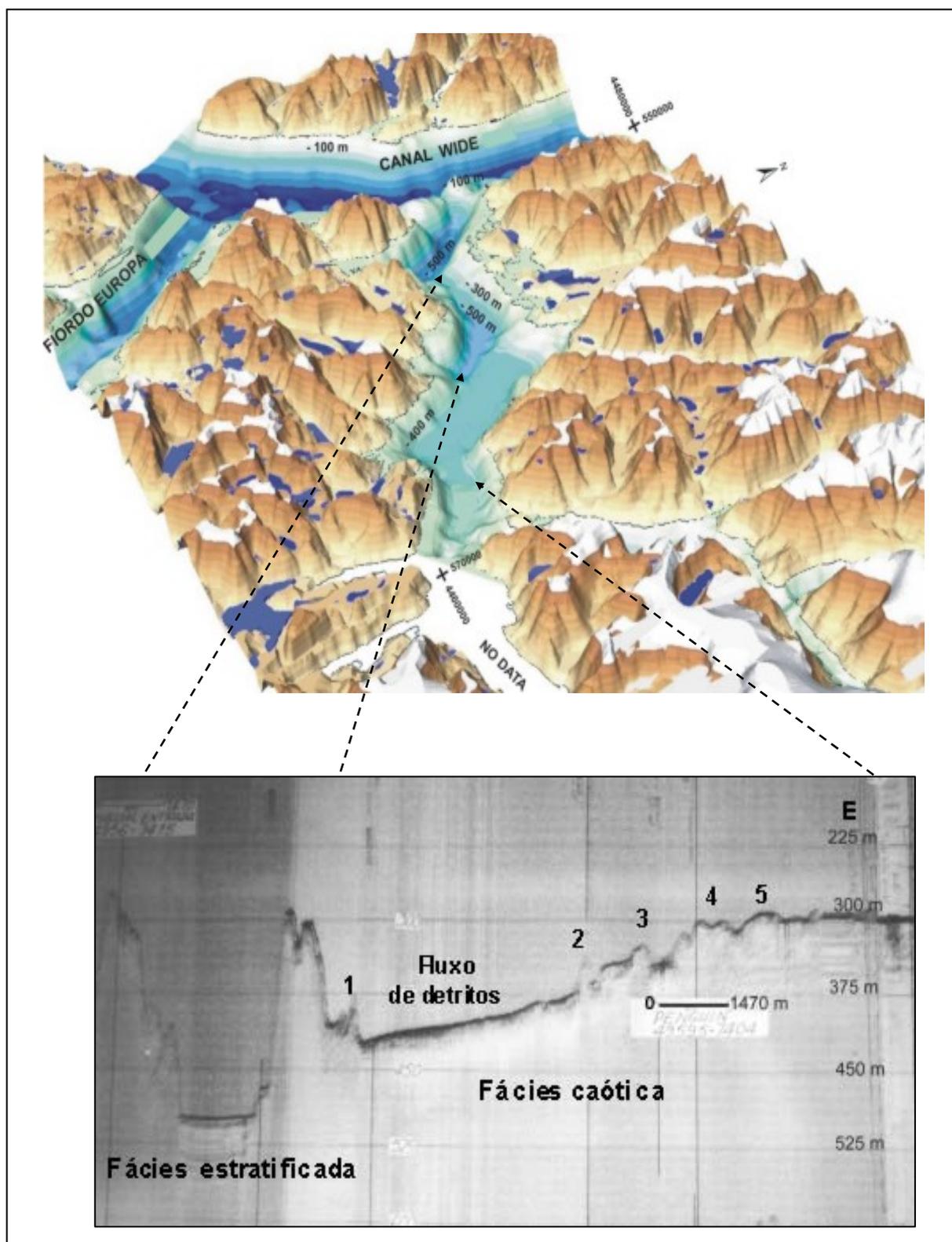


Figura 5.19 – Fiorde Penguin. Perfil acústico da parte centro-distal.  
Exagero Vertical = 19.6X.



#### 5.5.4 – Fiorde Europa

Três classes de fácies laminadas e uma caótica foram identificadas (Fig. 5.20). A última tem as mesmas características acústicas daquela encontrada no fiorde Penguin, porém as difrações hiperbólicas e as superfícies *hummocky* estão mais separadas entre si e intercaladas com a fácies laminada I. Essa última sofre ligeiras deformações devido à pendente e à presença do corpo sedimentar de configuração interna caótica, que atua como uma barreira topográfica ao deslocamento basal dos sedimentos.

As fácies laminadas II e III estão na direção montante, na posição anterior ao *sill* morânico que se eleva a 35 m de profundidade, aproximadamente. As duas fácies possuem configuração interna regular, paralela, indicando deposição uniforme dos estratos. No entanto, os refletores internos da fácies II são mais precisos e coerentes que os da fácies III. A fácies II, que sobrepõe à fácies III, tem nessa parte do registro 25 m de espessura, aproximadamente, enquanto que a fácies subjacente possui cerca de 30 m de espessura. Junto ao banco morânico é produzida uma deformação ou encobrimento de parte de suas camadas por fluxos de detritos oriundos da vertente interna do banco.

#### *Interpretação*

Tal como no fiorde Penguin, o fiorde Europa, em seu setor interno, apresenta características morfológicas e acústicas de um sistema de linha de encalhe. Nele, atividades nas vertentes, desde o banco morânico, produziram depósitos de fluxo de detritos e de deslizamentos que acompanharam a vertente externa. Os depósitos de contacto com o gelo identificam duas posições possíveis da frente do gelo, além da posição de maior estabilidade da frente da geleira representado pelo *sill* morânico raso, cuja espessura é superior a 70 m. A crista do depósito está localizada cerca de 16 km da frente da geleira observada em 2001 pela imagem de satélite. As outras possíveis posições da frente do gelo, identificadas pelos depósitos menos desenvolvidos que a anterior, estão a 18 e 22 km daquela frente.

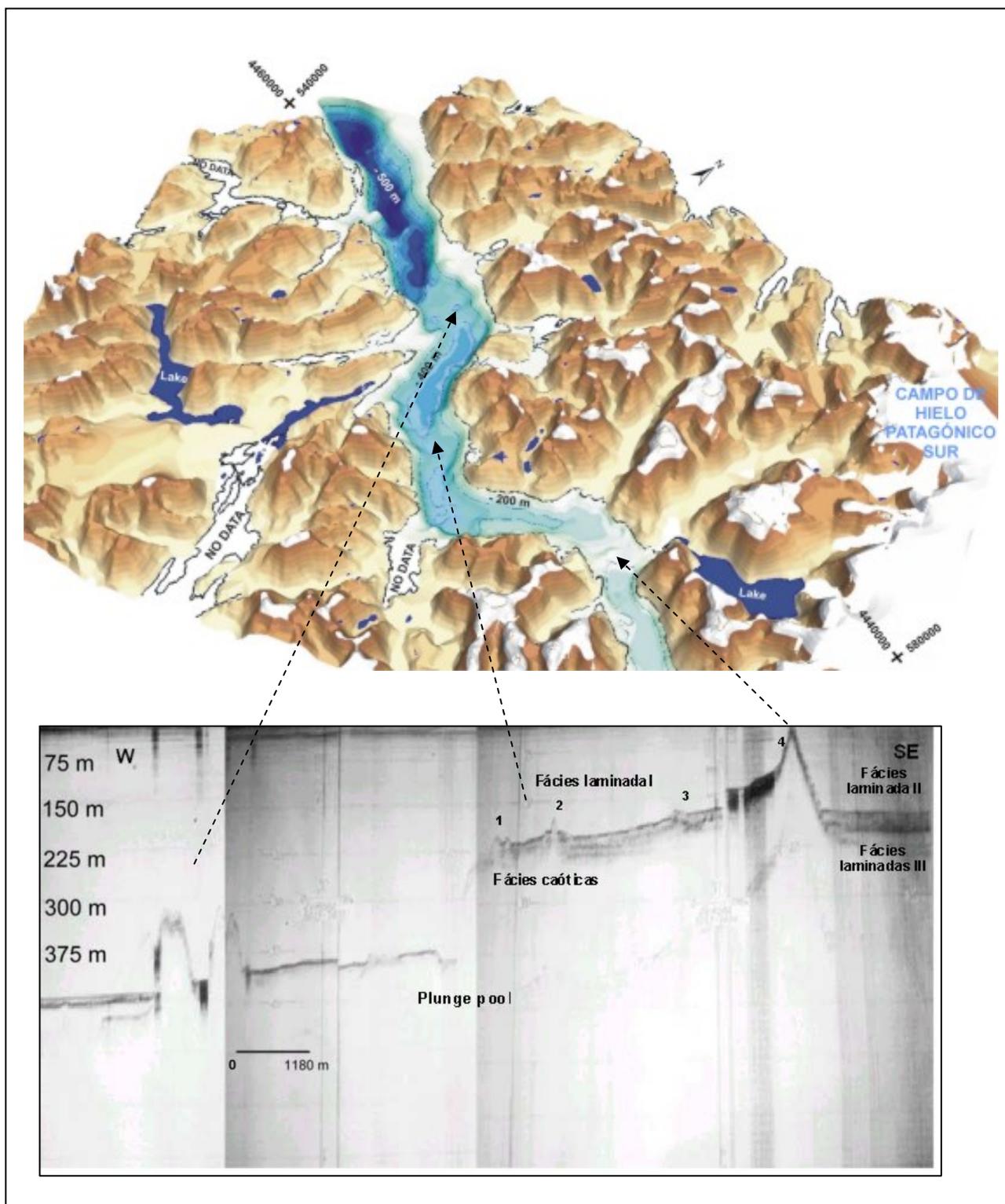


Figura 5.20 – Fierde Europa. Perfil acústico da parte centro-proximal. Exagero Vertical = 15.7X.

A fácies laminada I, intercalada com os depósitos de fluxo de detritos, representa atividade das plumas de sedimento subglacial e depositada mais além das superfícies de contato com o gelo, composta de material mais grosso que foi possivelmente formada por fluxos de água de fusão subglacial, o que é indicado pelos refletores de configuração interna caótica.

As fácies laminadas II e III podem representar dois processos genéticos distintos. A fácies II representa depósitos pós-retração, quando a geleira recuou desde o banco morânico para outra posição mais próxima à cabeceira do fiorde, ou possivelmente, para a atual posição. Ao mesmo tempo, se acumulam os fluxos de detritos, desde a vertente interna do banco, originados do deslocamento das geleiras, e que se mesclam com os sedimentos estratificados. A fácies III corresponde a uma situação mais recente, representada pela deposição de sedimentos contidos nos *icebergs* e no gelo marinho retidos nas proximidades da cabeceira pela topografia do fiorde, formando uma extensa área dominada pelos *sikussaks*. O próprio banco morânico pode operar como uma barreira à circulação livre do gelo para a parte externa do fiorde. Nesse sentido, os depósitos superiores estratificados seriam classificados como diamicto estratificado.

#### 5.5.5 – Sistema do fiorde Peel

As fácies estratificadas predominam na parte proximal do fiorde Peel, seja ocupando a parte profunda da bacia, como também as partes mais rasas sob a forma de cobertura (*drape*). Essas se caracterizam por refletores internos fracos, de configuração semitransparente nas camadas superficiais, mas com estratificação visível nas camadas subjacentes (Fig. 5.21).

Na parte central do fiorde (Fig. 5.22a) predominam fácies caóticas cujos refletores têm padrões altamente variáveis desde fracos a muito fortes; são parcialmente paralelos, mas em geral descontínuos (aparentemente os pulsos acústicos alcançam essa fácies e são refletidos pelos refletores de subfundo somente intermitentemente). Refletores não-contínuos caracterizam as camadas inferiores e refletores caóticos as camadas superficiais. Nas Figs. 5.22a-b, a fácies caótica se mescla com uma fácies que parece ser estratificada internamente, porém externamente é dobrada, seguida de uma superfície muito irregular de caráter erosivo. A geometria externa é caracterizada por uma superfície ampla e pouco moldada. Na vertente sul, como pode ser observado nas Figs. 5.22b, existe uma mudança tênue da pendente, e os refletores mudam de caótico para suavemente estratificados. Uma descontinuidade em forma de cunha marca essa alteração.

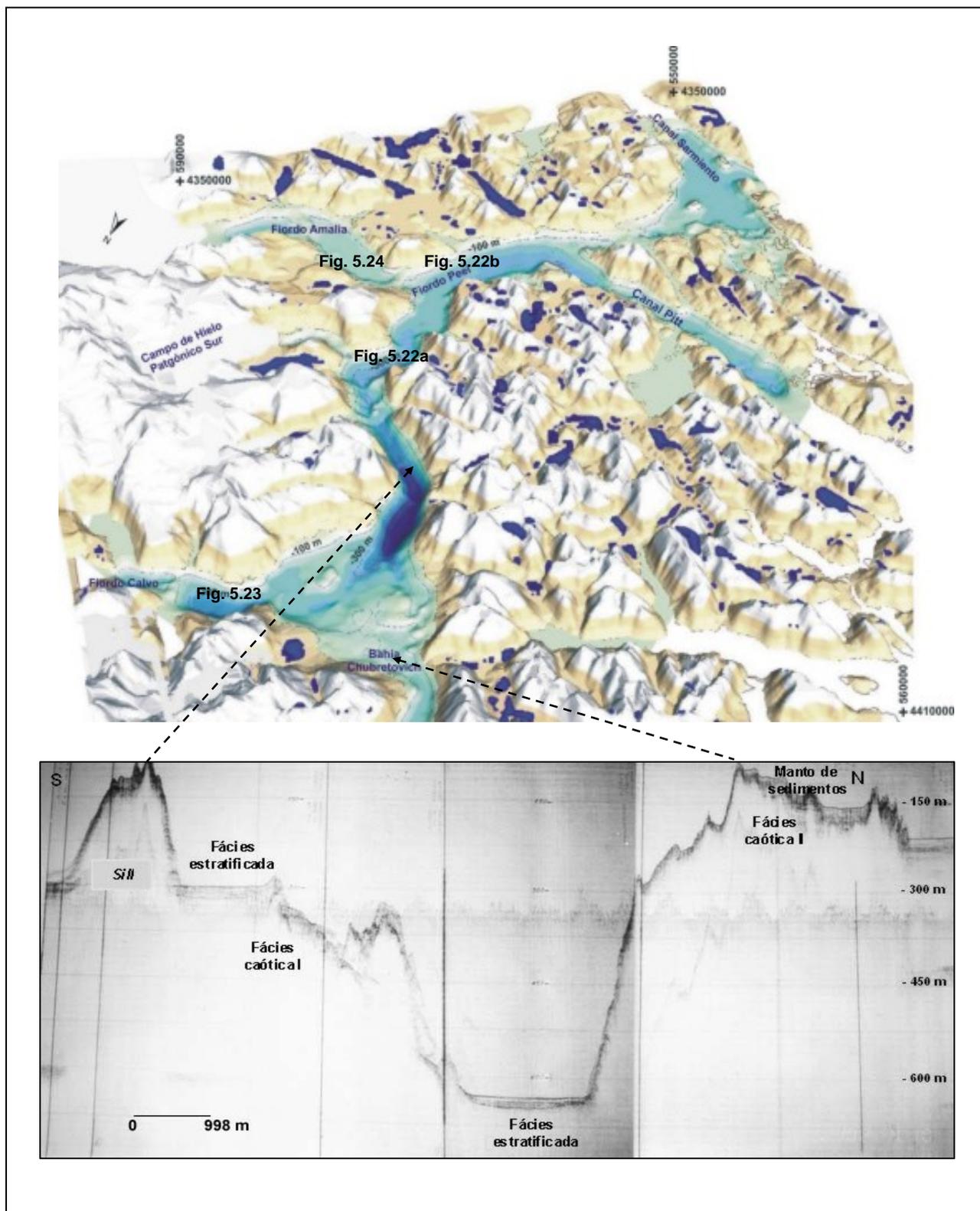


Figura 5.21 – Fiorde Peel. Perfil acústico da parte centro-proximal. Exagero Vertical = 13.3X.

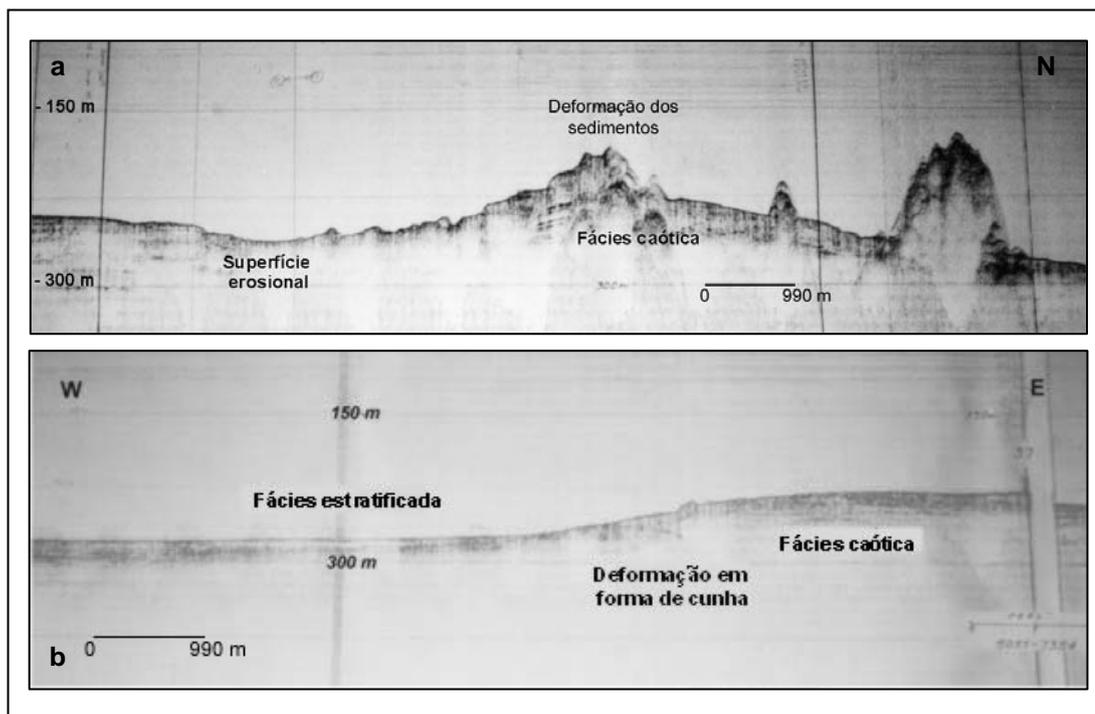


Figura 5.22 – Perfil acústico da parte central do fiorde Peel. Exagero Vertical = 13.2X. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.21.

Nos fiordes Calvo e Amalia, o gelo marinho não permitiu obter o levantamento das partes proximais à cabeceira. Ou seja, só foram investigadas as zonas de confluência do fiorde Peel, que são marcadas por *sills* rochosos e morânicos cobertos ou preenchidos nas bacias mais superficiais por sedimentos estratificados.

As fácies caóticas no fiorde Calvo são caracterizadas pela elevada resposta acústica interna, porém incoerente. As camadas superficiais, que podem alcançar 30 metros de espessura, têm resposta acústica mais débil do que as camadas inferiores, que possuem em média 25 metros de potência visível de espessura. As camadas superiores diferem das subjacentes por sua forma de cunha, e a espessura diminui em direção à saída do fiorde (Fig. 5.23).

No fiorde Amalia (Fig. 5.24) a fácies caótica é representada pela média a elevada reflectância interna, refletores incoerentes e geometria hiperbólica da seqüência. No interior do fiorde, as fácies estratificadas ocupam bacias e atingem mais de 50 m de espessura visível de sedimentos. A camada mais superficial, com cerca de 9 m de espessura, compreende tanto refletores semitransparentes como transparentes caracterizados pela debilidade do sinal, com a estratificação visível a partir dos 10 m de espessura.

- *Interpretação*

A parte mais interna do fiorde Peel é marcada pela estratificação de fácies na baía Chubretovich e pela profunda mudança de pendente, propiciando assim sedimentos estratificados. Esses sedimentos são depositados a partir do gelo marinho, *icebergs* ou também transportados desde a parte proximal do fiorde Peel e do fiorde Calvo; por sedimentos estratificados represados nas bacias mais profundas e por atividades de vertentes (fluxos de detritos) nas pendentes mais elevadas, identificadas através de sedimentos acusticamente caóticos.

O aspecto deformado do corpo sedimentar observado na Fig. 5.22a indica, possivelmente, deformação glacitectônica (dos estratos e do *till*) sobre sedimentos pré-existentes provocada pelo avanço da geleira aterrada no fundo marinho, em virtude da menor profundidade.

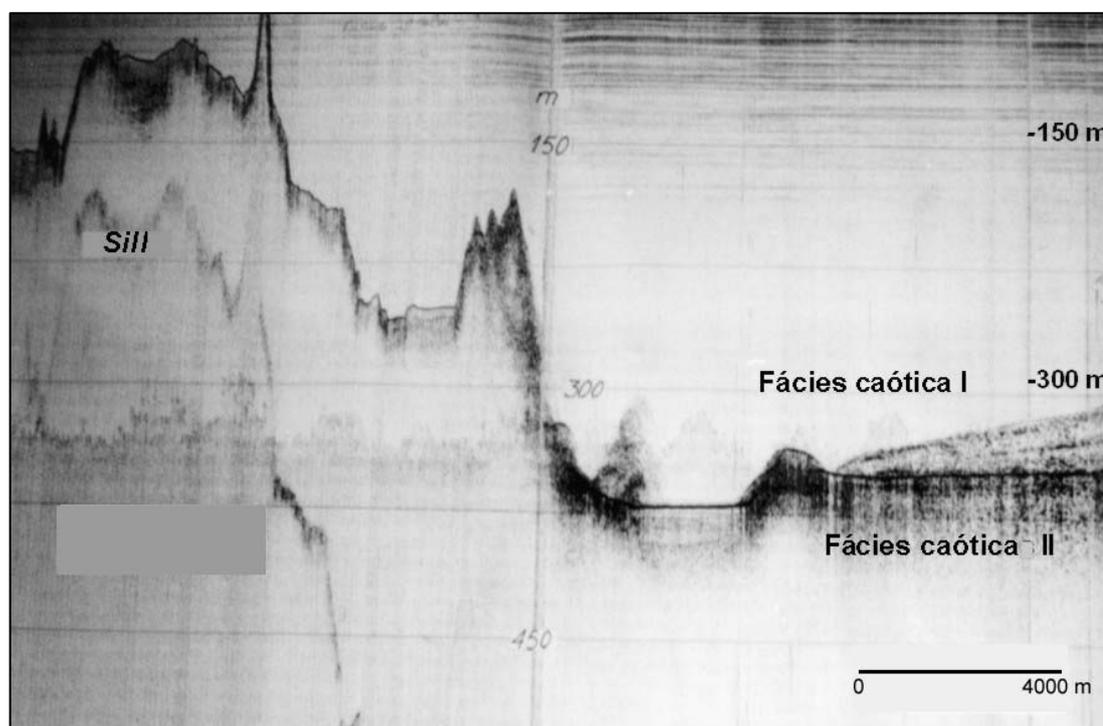


Figura 5.23 – Perfil acústico da parte distal do fiorde Calvo e baía Chubretovich. Exagero Vertical = 26.6X. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.21.

A fácies de configuração caótica na parte central poderia representar processos sedimentares ao longo da vertente, produzindo depósitos de correntes de fundo (Fig.5.22b). Entretanto, existem muitas dificuldades em distinguir esses depósitos daqueles de turbiditos, pois em muitos casos apresentam fácies acústicas e geometrias externas similares. Um refletor contínuo marca a discordância, o que pode corresponder a períodos alternantes de sedimentação e erosão (ou simplesmente, não deposição).

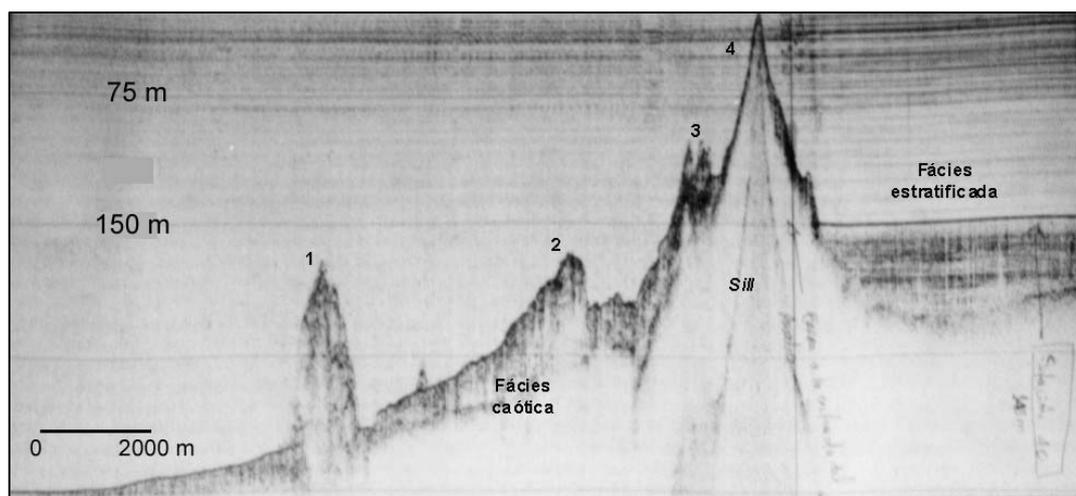


Figura 5.24 – Perfil acústico da parte distal do fiorde Amalia. Exagero Vertical = 26.6X. As prováveis posições da geleira estão enumeradas. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.21.

Essa parte do fiorde é relativamente profunda, circundada por bacias mais rasas, além da comunicação com outros fiordes e canais, como o canal Pitt e o fiorde Amalia de onde podem fluir sedimentos produzidos por fluxos de detritos ou por correntes de turbidez (Fig. 5.22a).

No fiorde Calvo são observados, pelo menos, três momentos de ação das geleiras. A localização dos *sills* na saída do fiorde indica a posição frontal da geleira; o banco morânico aponta para uma posição de relativa estabilidade do gelo associada a um ponto de fixação; e, finalmente, o deslocamento de sedimentos em forma de cunha (lóbulo de detritos) revela um ambiente de progradação desenvolvido por uma outra posição terminal da geleira (dessa vez mais estável, devido à espessura do corpo sedimentar).

No fiorde Amália as distintas posições da frente da geleira podem ser inferidas pelos sucessivos bancos morânicos, assim interpretados segundo suas características morfológicas e acústicas (Fig. 5.24). As fácies laminadas parecem corresponder, portanto, a uma fase mais moderna da deglaciação, com a fácies semitransparente relacionada a sedimentos mais finos, o que é comum nas partes distais dos fiordes.

## 5.6 – Morfologia dos fiordes e distribuição das fácies acústicas

A profunda bacia do fiorde Eyre próxima à confluência do fiorde Falcon mostra controle significativo da topografia sobre o depósito sedimentar (Fig. 5.17). Essa bacia está definida por uma barreira rochosa (em direção norte) e por um banco morânico na saída do fiorde, já iniciando o canal Icy, o qual coincide com uma constrição topográfica. O depocentro no centro da bacia (600 m de profundidade) igualmente coincide com outra constrição que está situada ao norte da entrada do fiorde Falcon e que atuou como ponto de fixação (Fig. 5.17). A fácies acústica laminada localizada ao sul do banco morânico é mais espessa que a do lado norte (30 m e 15 m de espessura, respectivamente, Fig. 5.17). Isso pode indicar uma estabilidade relativa da geleira. Após perder o contato com o banco morânico, a elevação rochosa foi seu próximo ponto de fixação. Tal ponto de apoio está efetivamente onde o fiorde se torna mais largo. A presença de *plunge pool*, observada vertente abaixo, indica movimentos de massa, provavelmente produto de uma pendente mais forte (16°) produzida durante a retirada do gelo.

A localização de um ponto de fixação na confluência dos fiordes Falcon e Eyre exhibe duas classes de depósitos sedimentares produzidos em ambiente de linha de encalhe: os sedimentos formados (ou deformados) em cordões arqueados que ocorrem na saída do fiorde, desde 150 a 250 m de profundidade, e um amplo depocentro desenvolvido vertente abaixo, com cerca de 16° de pendente, desde 450 a 600 m abaixo do nível do mar (Fig. 5.18).

O sistema de linha de encalhe se estende através da parte central do fiorde Penguin e está separado da bacia da parte distal (com profundidades superiores a 300 m) por um *sill*, que corresponde a uma constrição submarina. O aparente leito acústico interno resultou de processos de fusão ou estava próximo a uma zona de atividade subglacial (Fig. 5.19). No fiorde Europa, tanto o mais recente banco morânico identificado nos registros, como os cordões morânicos, se relacionam a pontos de constrição, e onde a profundidade e a largura do fiorde se reduzem (Fig. 5.20). Nos fiordes Calvo e Amália, depocentros se desenvolveram na saída dos fiordes e no interior, também coincidindo com constrições topográficas.

As fácies estratificadas são notavelmente intra-*sills*, em bacias profundas e em zonas proximais aos sistemas de linha de encalhe. No primeiro caso, dificilmente o gelo esteve em contato com o fundo, devido à grande profundidade. Portanto, a deposição dos sedimentos se deu através da fusão basal das línguas de gelo flutuante sobre esses pontos, e cobertas, posteriormente, por sedimentos mais recentes transportados pela deriva ao longo do eixo do fiorde.

As características dos registros acústicos e da morfologia dos fiordes sugerem posições de estabilidade das geleiras durante períodos de retração. Tais pontos de estabilidade seriam determinados pela geometria do fiorde. Nesses pontos, onde a área transversal diminui, se desenvolveram zonas de lavagem.

## 5.7 – Atividades de vertentes

Foram selecionadas algumas áreas onde distintos tipos de movimentos de massa submarinos foram identificados: (área 1) fiordes Eyre, Falcon e o canal Icy, (área 2) fiorde Europa e (área 3) fiorde Peel e zonas de confluência dos fiordes Calvo e Amalia.

### 5.7.1 –Área 1: Fiorde Eyre, fiorde Falcon e canal Icy

Os vários *sills* rochosos e morânicos ao longo do fiorde Eyre e os desníveis do perfil longitudinal produzem diversas bacias de tamanhos e profundidades variadas (Figs. 5.4a-c). Essas bacias armazenam espessas camadas de sedimentos laminados e onde também os movimentos de massa operam nas vertentes. O espectro de pendentes é variado ao longo do fiorde devido à sua topografia irregular e a setores de estreitamento (Figs. 5.25). No entanto, são identificadas atividades em vertentes com menos de 1° de gradiente.

Foram selecionados dois setores com atividades de vertentes no fiorde Eyre. A primeira está localizada na parte interior do fiorde. Nessa zona, bacias com maior largura são preenchidas por camadas espessas de sedimentos de configuração interna estratificada, que podem alcançar 30 m de espessura visível. Estas sobrepõem as camadas com refletores de caráter semitransparente, porém caótico (Fig. 5.26). É observado que camadas mais superficiais, com cerca de 12 m de espessura, deslizam sobre aquelas de subfundo em pendentes com valores aproximados a 0,5°. Esse valor corresponde a um desnível da bacia cuja profundidade do fundo varia entre 275 m e 330 m, aproximadamente. Apesar dos baixos valores do deslizamento, em forma de cunha, esse é capaz de produzir deformações nas camadas subjacentes. Os sedimentos superficiais e subsuperficiais se deformam ao aproximarem-se de uma zona de compressão, como é observado na Fig. 5.26. Pode ocorrer que camadas subsuperficiais, já deformadas pelo contato com uma zona de compressão, sofram deformações

epigênicas, pelo processo de deslocamento das camadas superiores mais recentes.

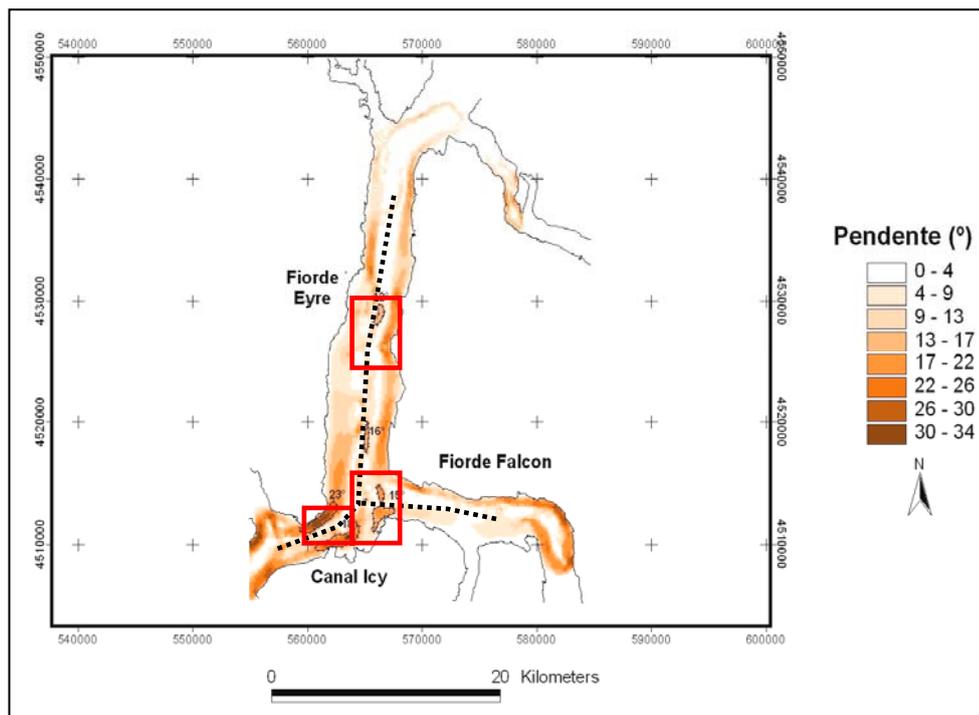


Figura 5.25 – Mapa de pendentes dos fiordes Eyre e Falcon. As linhas pontilhadas representam o eixo dos registros acústicos. Os quadrados representam os setores dos fiordes analisados nas Figs. 5.27, 5.28, 5.30 e 5.31.

O segundo setor observado corresponde às bacias separadas por *sills* morânicos e rochosos localizadas na parte distal do fiorde, aproximando-se da confluência do fiorde Falcon. As pendentes são mais elevadas, o que produz formas notáveis de atividades de vertentes.

Na base da vertente abrupta ( $> 36^\circ$  de pendente) do sill rochoso (Figs. 5.27 e 5.28), rupturas dos sedimentos produzem uma extensa depressão conhecida como *plunge pool*. Essa depressão possui em média 20 m de profundidade e se localiza na base do sill rochoso. A extensão da bacia é de, aproximadamente, 100 m, assim poderia tratar-se de um canal submarino. No entanto, uma elevação de sedimentos no centro da depressão coleta detritos deslocados na direção oposta da vertente de deslizamentos e avalanches, o que caracteriza os *plunge pools*. Além disso, a estrutura caótica dos refletores acústicos dos depósitos no centro da bacia e os da base da vertente indica depósitos produzidos por fluxos de detritos ou, no caso, por avalanches.

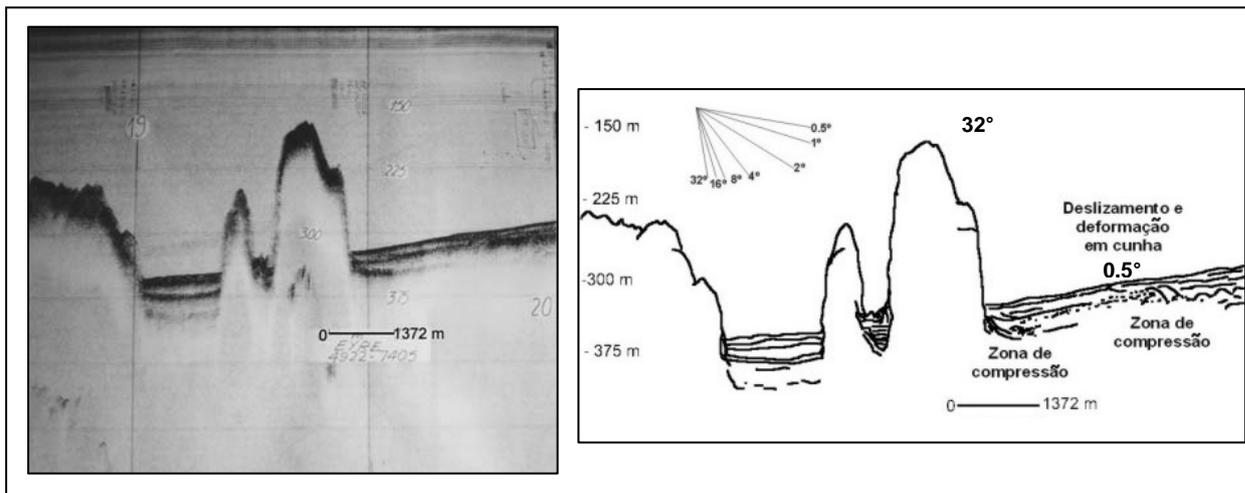


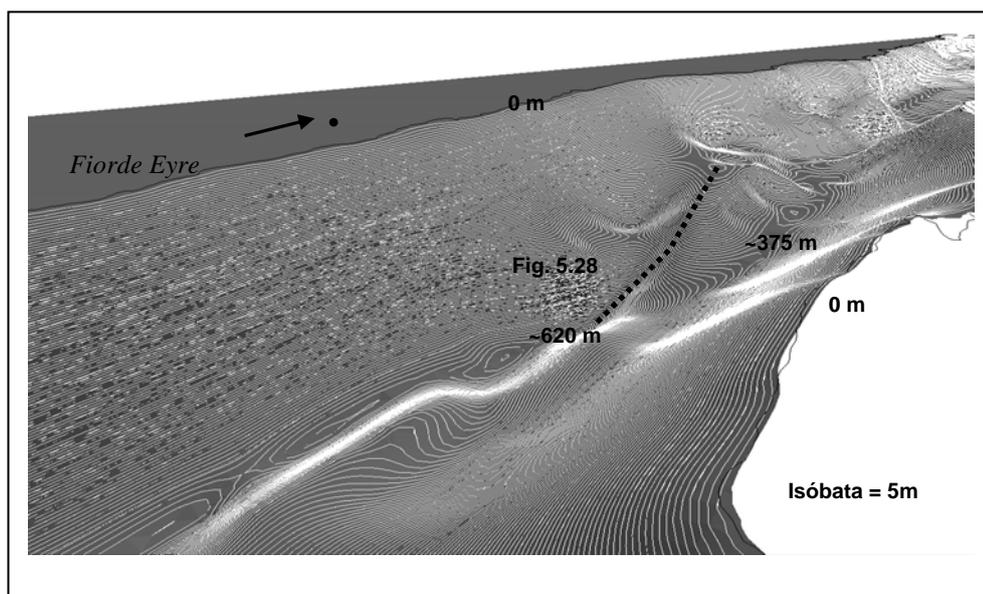
Figura 5.26 – Perfil acústico da parte central do fiorde Eyre. Exagero Vertical = 18X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada nas Figs. 5.16 e 5.25.

Mais ao sul, um *sill* morênico de cerca de 75 m de elevação (desde 600 m de profundidade, aproximadamente), subdivide a bacia em dois segmentos. A vertente sul desse *sill* tem pendentes menos abrupta que a vertente norte (8 e 16°, respectivamente). Fluxos de detritos, de configuração interna caótica, caracterizam a vertente sul. Esses sedimentos de fluxo de gravidade se precipitam sobre os sedimentos acusticamente estratificados da bacia sul.

A bacia sul é delimitada por dois *sills* (Fig. 5.28). O *sill* mais ao sul se encontra a 375 m de profundidade e eleva-se 225 m desde a base da bacia. A vertente norte tem mais de 30° de inclinação e em sua base acumulam-se depósitos de fluxo de detritos sobre sedimentos acusticamente estratificados. A inclinação da vertente sul do *sill* varia entre 8 e 16°, deslizamentos e fluxos de detritos acumulam-se sobre sua base, a 450 m de profundidade.

Os sedimentos laminados represados na bacia alcançam 30 m de espessura média visível e têm configuração de preenchimento do tipo sobreposto

(*onlap*). Contudo, são notadas deformações dos estratos de subfundo. Existe uma depressão compressional na base da vertente e a deformação está associada ao caráter represado da bacia observado pela elevação dos refletores internos opacos na Fig. 5.28. As camadas superficiais já cobrem a elevação, portanto, se



manifestam de forma aplainada.

Figura 5.27 – Perspectiva em 3D da parte distal do fiorde Eyre.

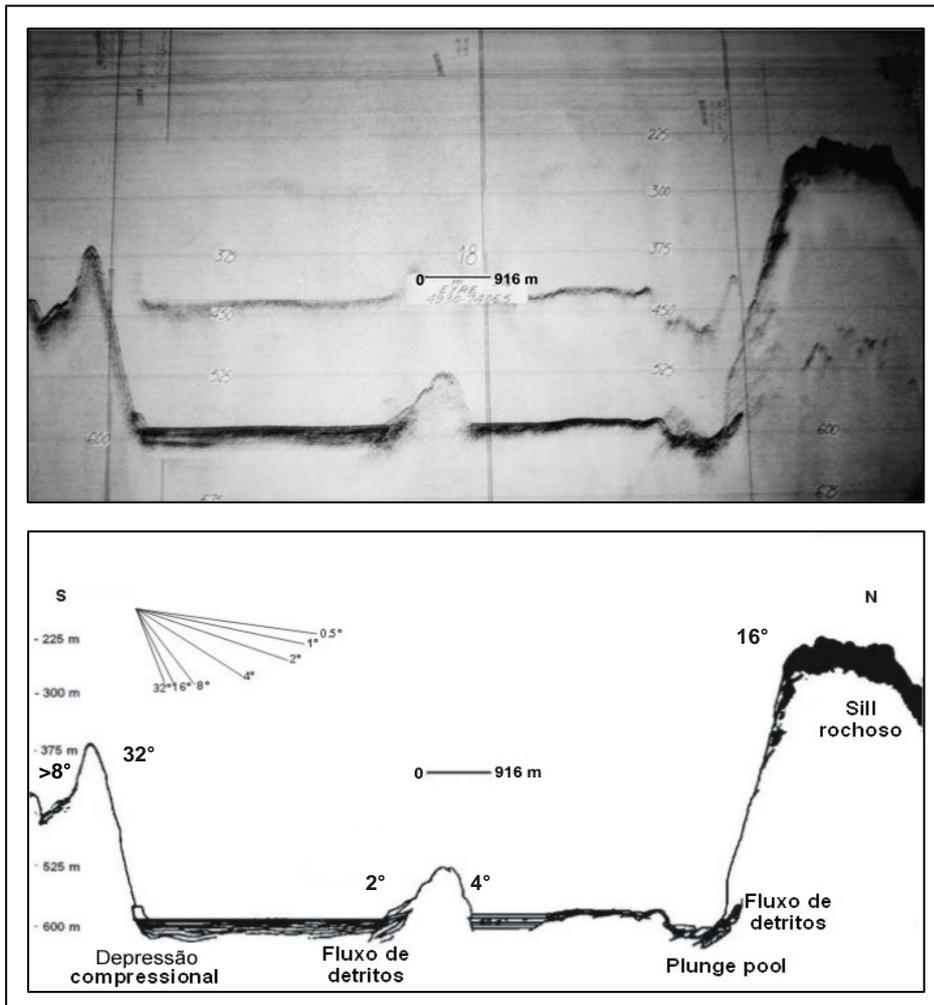


Figura 5.28 – Perfil acústico da parte distal do fiorde Eyre. Exagero Vertical = 18X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada nas Figs. 5.25 e 5.27.

Na confluência do fiorde Falcon (Fig. 5.29) a acumulação de sedimentos caóticos originou estruturas deposicionais em forma ligeiramente tabular, cujos materiais da vertente mesclam-se com camadas de estrutura aparentemente laminada (Fig. 5.30). O bloco de sedimentos tem pendentes externas entre  $0,5$  e  $8^\circ$ . Os três níveis da formação sedimentar estão a 200, 400 e 550 m de profundidade, respectivamente. O depósito se encontra separado da parede de cerca de  $32^\circ$  de inclinação (correspondente à saída do fiorde Falcon) por uma depressão a 430 m de profundidade, aproximadamente, interpretada como um *plunge pool*. Essa depressão possui porte menor se comparada com a do fiorde Eyre, porém se nota um deslocamento de material sedimentar em direção à vertente oposta, o que indica que aí houve desprendimento de detritos.

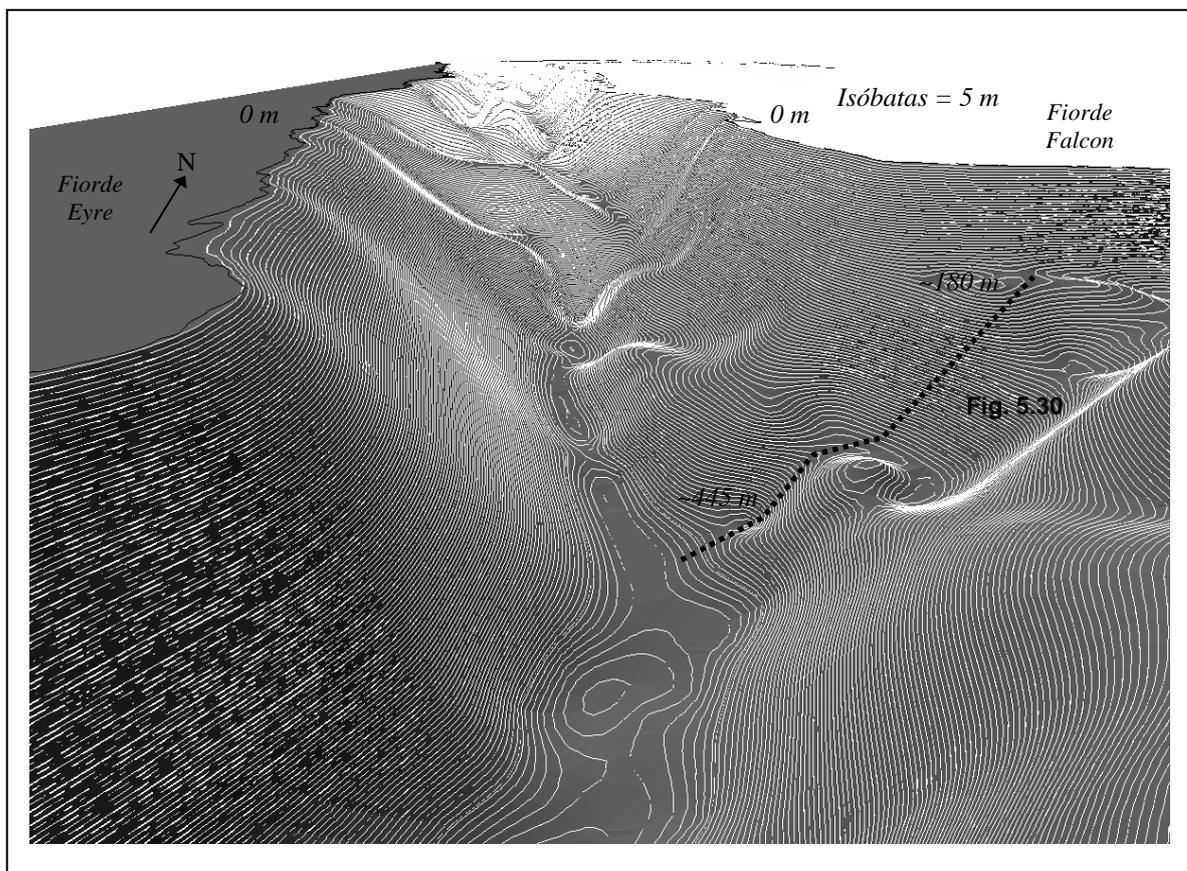


Figura 5.29 – Perspectiva em 3D da zona de confluência do fiorde Eyre com o fiorde Falcon. A linha tracejada indica a imagem do perfilador de subfundo da Fig. 5.30.

O mesmo se observa no cordão de empurrão observado na mesma Fig. 5.30. Nesse ponto há uma seqüência de depósitos, que por sua geometria externa e pelas características acústicas internas, estão associadas a um sistema de morainas de empurrão. Entre as paredes dos bancos morânicos pequenas

depressões se formam, aproximadamente, a 10 m de profundidade, junto às vertentes com inclinações que variam de 8 a 32°. Na parte superior da vertente, em pendentes inferiores a 1°, os sedimentos se deslocam por deslizamento e fluxos de detritos.

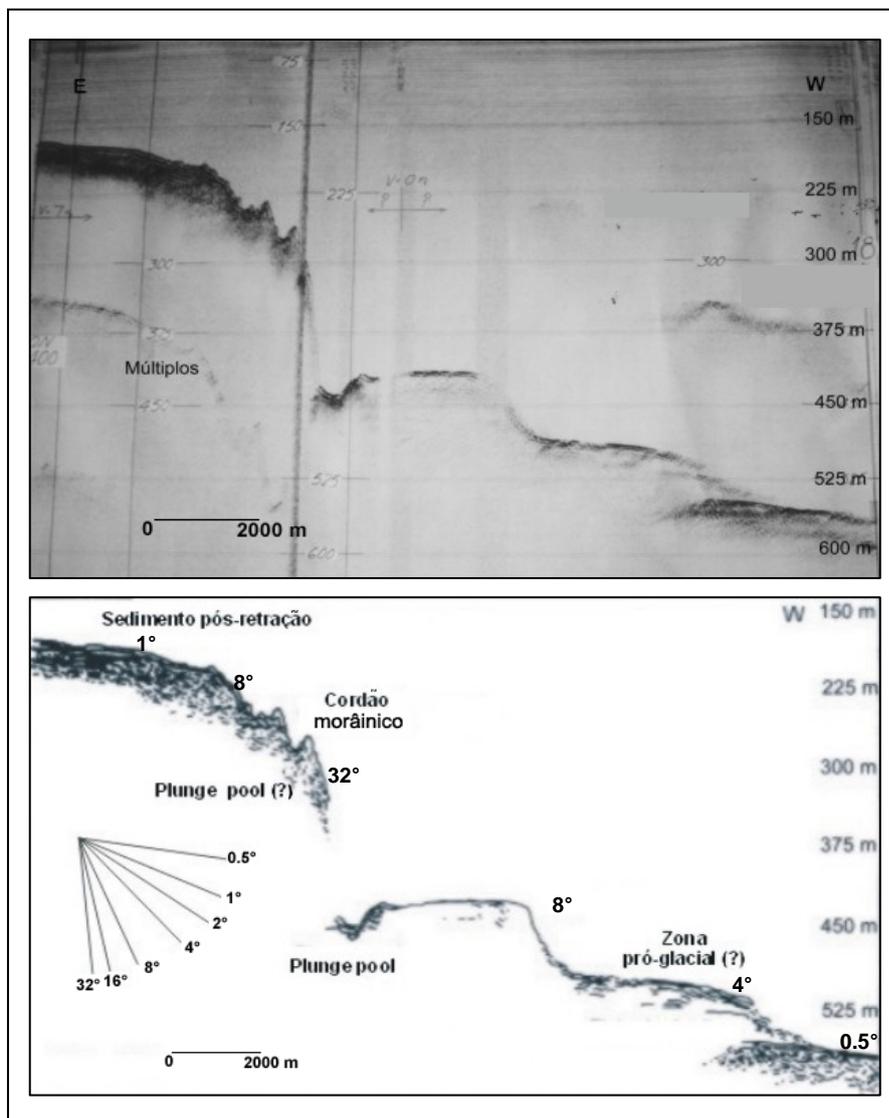
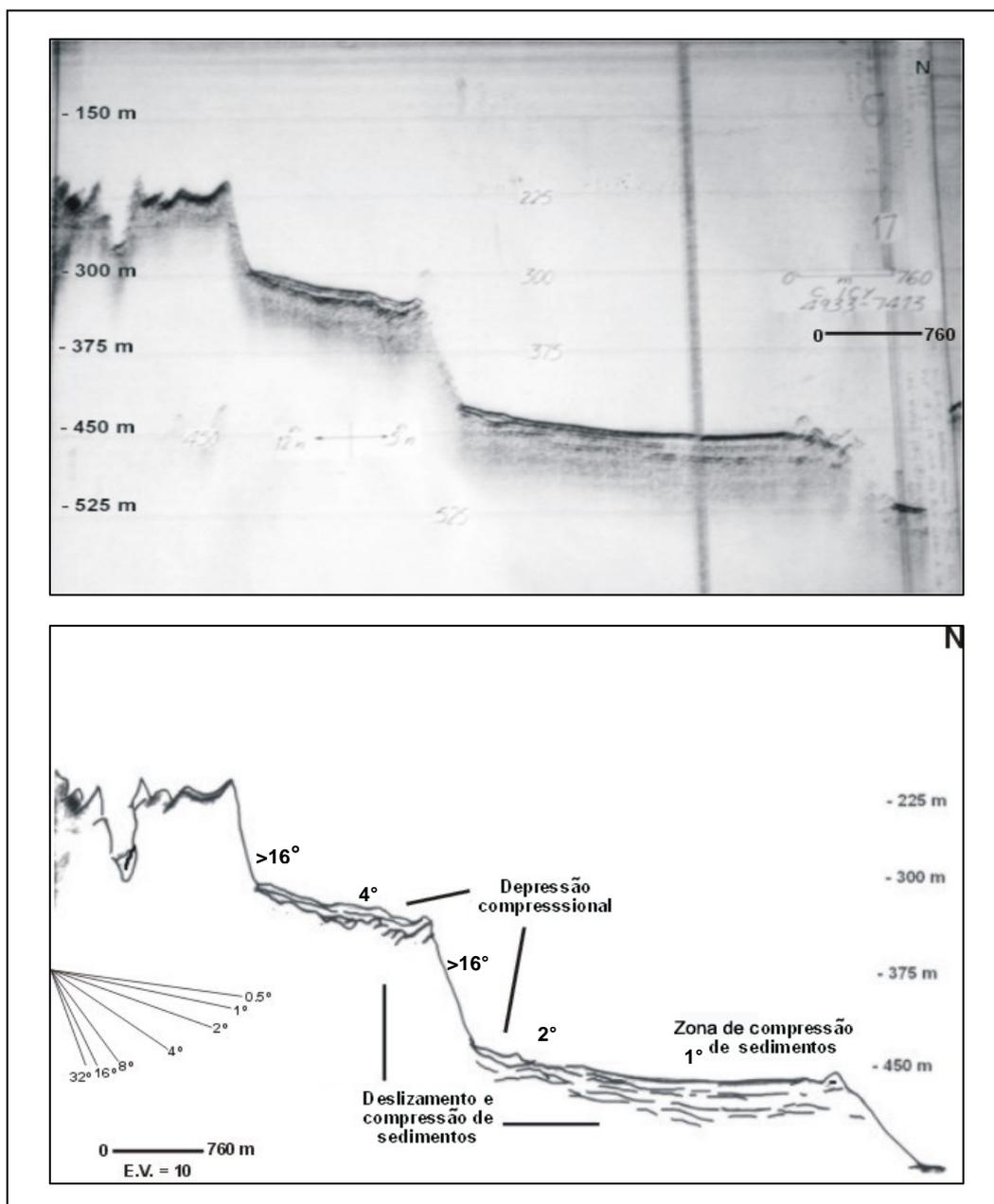


Figura 5.30 – Perfil acústico da zona de confluência do fiorde Eyre com fiorde Falcon. Exagero Vertical = 26.6X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada nas Figs. 5.25 e 5.29.

A Fig. 5.31 mostra as atividades de vertente em um setor do canal Icy, a continuação da saída do fiorde Eyre. Nessa área, as zonas de acumulação de sedimentos estratificados estão dispostas em distintos níveis topográficos entre 300 e 450 m de profundidade e separados por uma pendente de valores superiores a 16°. Os sedimentos acusticamente estratificados se deslocam sobre pendentes inferiores a 4° até alcançarem uma zona de compressão representada por elevações topográficas formadas por sedimentos provavelmente já consolidados.

Embora os sedimentos estratificados possam alcançar 25 m de espessura e o gradiente de inclinação de um nível ao outro sejam elevados, não existem indícios de *plunge pool*. Abaixo das camadas estratificadas, sedimentos



acusticamente caóticos também se deslocam pela suave vertente e produzem nos mesmos pontos as depressões compressionais.

Figura 5.31 – Perfil acústico do canal Icy. Exagero Vertical = 10X. Valores das pendentas em graus são visualizados na escala gráfica de pendentas. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.25.

### 5.7.2 – Área 2: fiorde Europa

A principal área de análise do fiorde Europa compreende o sistema de contato de gelo depositado em sua zona proximal. Os depósitos ocorrem como um amplo e assimétrico cordão com mais de 5 km de extensão, abarcando três setores de distintos fenômenos de vertentes. O primeiro setor se refere à seqüência de sedimentos acusticamente estratificados localizada à montante do banco morânico (Fig. 5.32). A seqüência consta de duas fácies estratificadas distintas: a fácies superior com aproximadamente 30 m de espessura e a subjacente de 25 m de espessura. Ambas possuem configuração interna regular, paralela, indicando uma deposição uniforme dos estratos. Todavia, os refletores internos da fácies I são mais precisos e coerentes que os da fácies II. Junto ao banco morânico se produz uma deformação ou encobrimento de parte de suas camadas estratificadas, por fluxos de detritos originados na vertente interna do banco, cuja pendente ultrapassa os 8° de gradiente. Essa configuração resulta de um processo concomitante de deposição dos estratos e de sedimentos não estratificados glaciogênicos (diamicto) desde a vertente norte do banco morânico (de idade desconhecida), que se tornou instável desde o deslocamento da frente da geleira para as atuais cabeceiras do fiorde. Tais características são semelhantes àquelas identificadas por Seramur *et al.* (1997) em *Muir Inlet*, e por Cai *et al.* (1997) em *Taar Inlet, Glacier Bay, Alasca*.

O segundo setor corresponde ao sistema de linha de encalhe do banco morânico. Esse consiste em depósitos de fluxos de detritos associados ao ambiente de contato com o gelo (refletores acústicos internos caóticos), que se deslocam em pendentes de 2°, aproximadamente. Esses estão intercalados com depósitos de suspensão de plumas proximais ao gelo (refletores acústicos laminados e paralelos), acumulados em vertentes com 1° de gradiente.

A arquitetura interna desse cordão mostra um sistema acústico complexo. Refletores inclinados de configuração caótica representam um ambiente onde os sedimentos de contato com o gelo foram depositados em superfícies inclinadas progradantes em direção oeste. A altura do banco morânico e a disposição dos sedimentos sugerem que esse cordão foi formado durante um período de estabilidade da geleira, em que elevadas taxas de sedimentação produziram atividades de vertentes com a formação de depósitos de fluxos de detritos.

O terceiro setor refere-se à zona de *plunge pool*. A depressão se encontra 50 m abaixo do cordão morânico de empurrão mais externo, a 400 m abaixo do nível do mar e possui, aproximadamente, 10 m de profundidade. A vertente que separa as duas bacias possui 16° de inclinação.

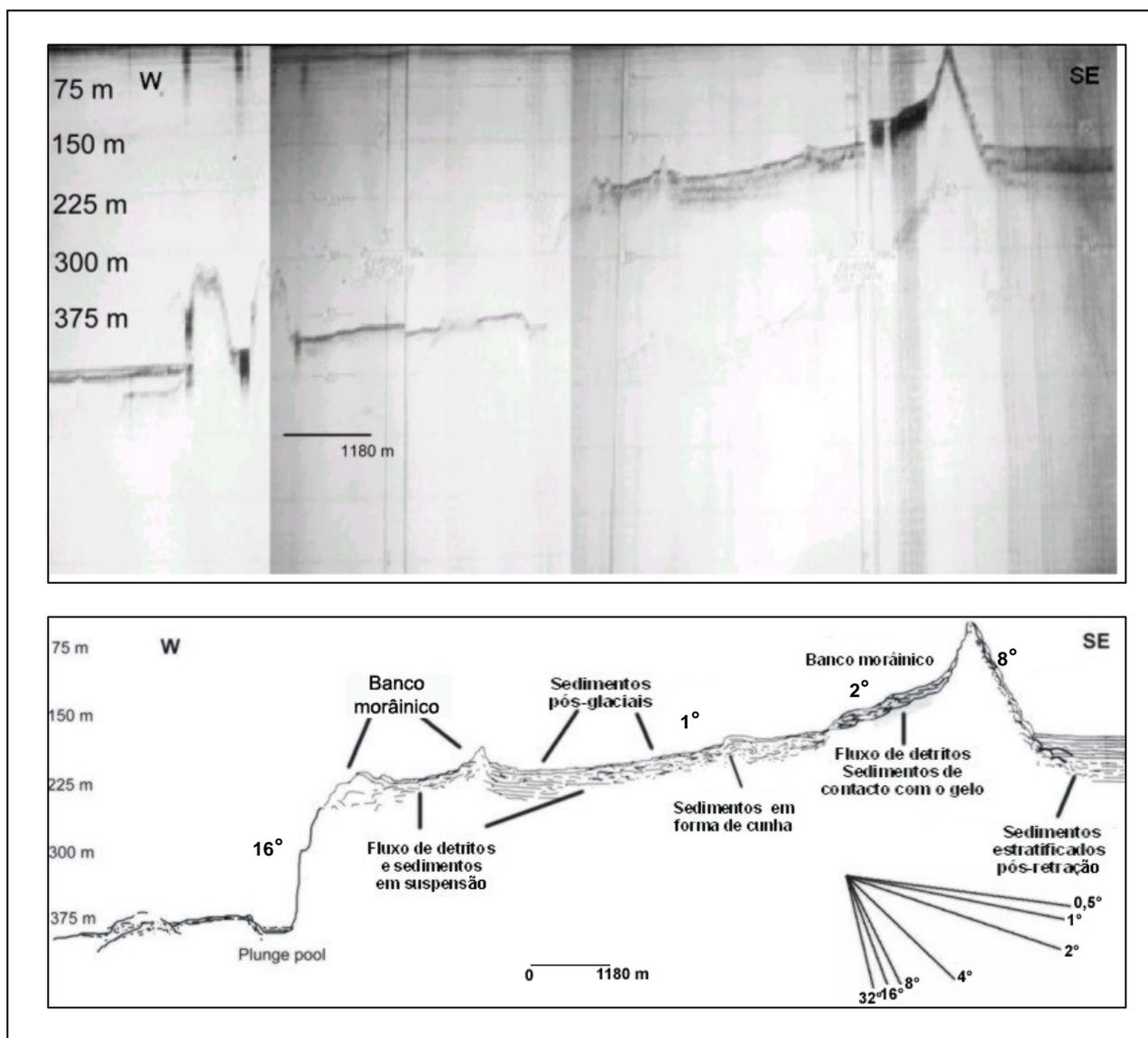


Figura 5.32 – Perfil acústico do fiorde Europa. Exagero Vertical = 15.7X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.20.

### 5.7.3 –Área 3: fiorde Peel e zonas de confluência dos fiordes Calvo e Amalia

No fiorde Peel, a zona seleccionada para análise apresenta uma grande variação de gradiente, representada pelas abruptas paredes ao sul da baía Chubretovich, como mostra o mapa de pendentes (Fig. 5.33) e a visão tridimensional do fiorde (Fig. 5.34).

Refletores internos caóticos e a morfologia externa *hummocky*, indicam deformações, principalmente por deslizamentos e fluxos de detritos, na vertente do *sill* rochoso (identificada por refletores hiperbólicos), direcionada ao norte do fiorde, como se observa na Fig. 5.35.

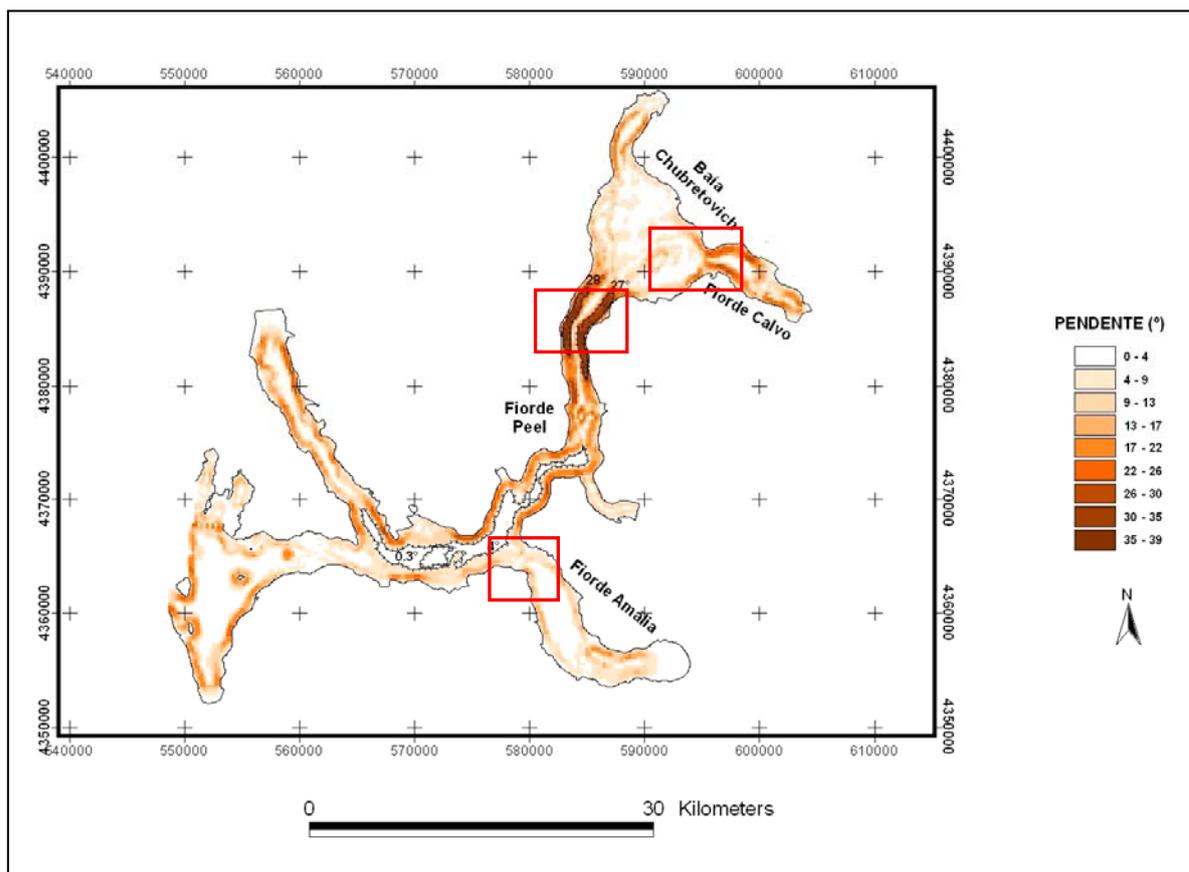


Figura 5.33 – Mapa de pendentes dos fiordes Peel, Calvo e Amalia. Os quadrados representam os setores dos fiordes analisados nas Figs. 5.34-5.37.

Os sedimentos laminados nessa vertente sofreram deformação em direção à profunda bacia (Fig. 5.35 – detalhe). O sistema acústico não permite a penetração de toda a seqüência sedimentar, mas pode-se inferir a partir de tênues refletores hiperbólicos, que espessas camadas de sedimentos laminados preencheram esse setor da vertente e sofreram algum tipo de compressão em direção às partes mais profundas da bacia. Esse processo pode ser observado pela deformação do pacote sedimentar na borda da vertente com  $4^\circ$  de inclinação. Alguns metros mais abaixo, a camada de sedimento superior desliza sobre a inferior. O processo de deslizamento, segundo a característica acústica dos sedimentos na parte inferior da vertente, parece ter produzido fluxo de detritos.

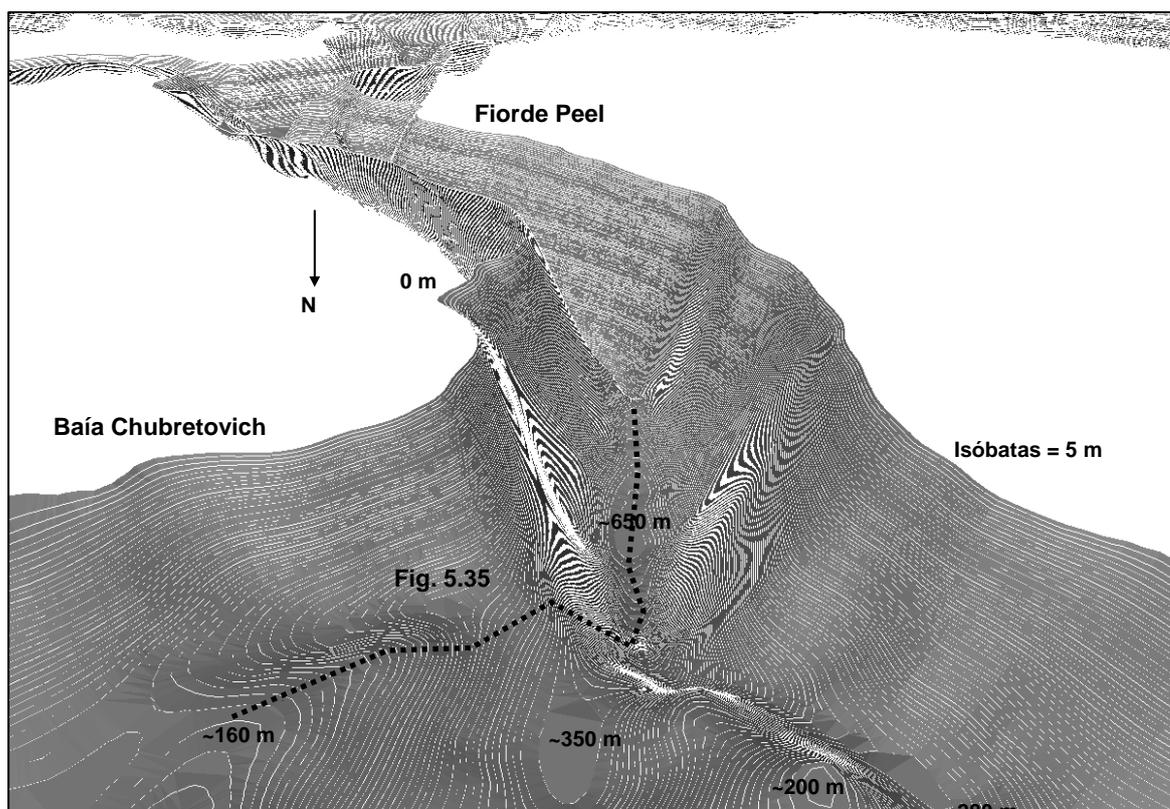


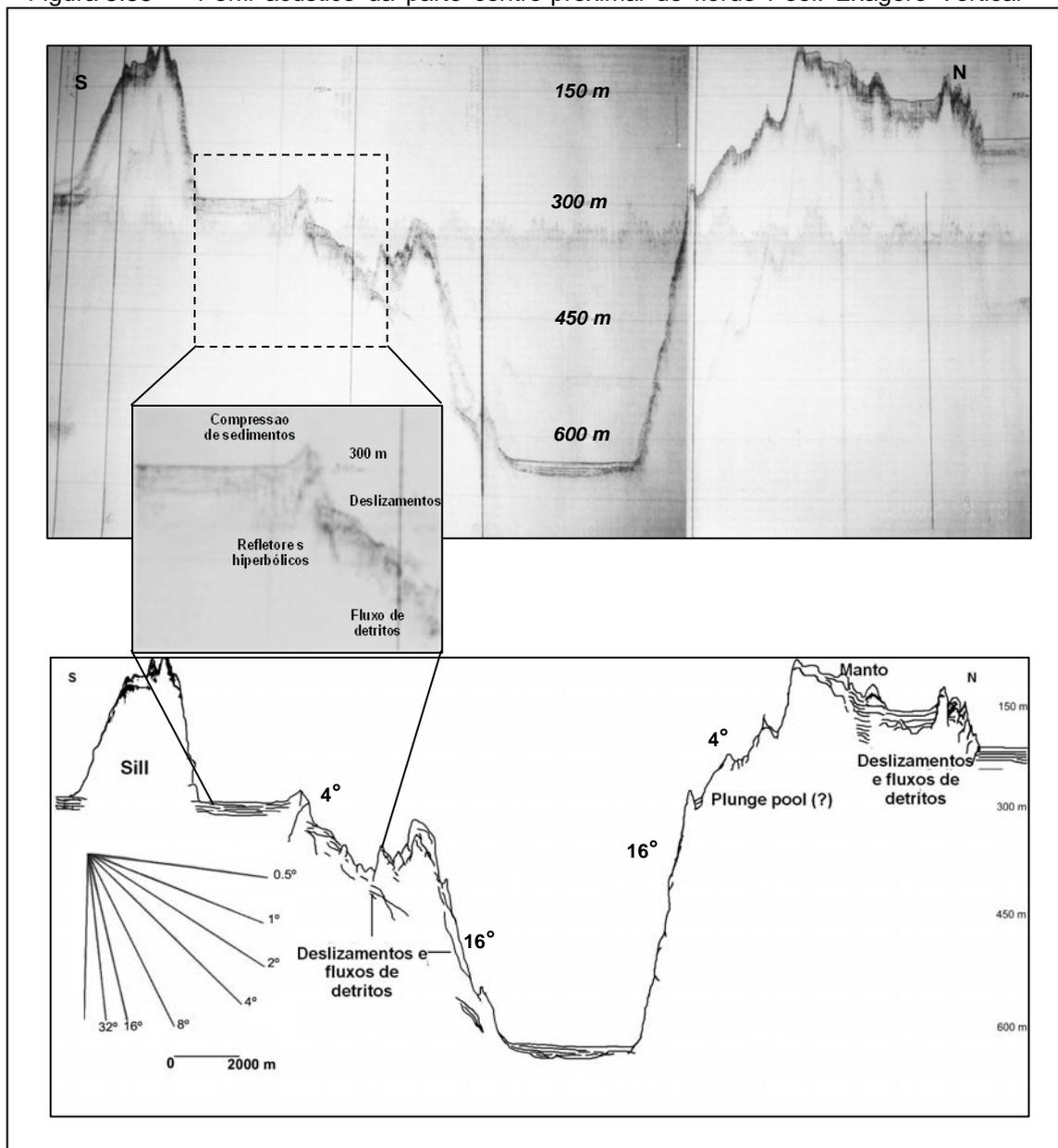
Figura 5.34 – Perspectiva em 3D do desnível de profundidade entre o setor sul da baía Chubretovich e a parte central do fiorde Peel. A linha pontilhada indica a imagem do perfilador de subfundo da Fig. 5.35.

Na crista do *sill*, localizado no setor norte da Fig. 5.35, podem ser vistas coberturas ou mantos (*drape*) de sedimentos laminados contorcidos, devido aos deslizamentos e que se ajustaram à topografia subjacente. A resposta acústica semitransparente é interpretada como sedimentos glacimarininhos depositados durante o retrocesso da geleira nesse setor do fiorde.

Na zona de confluência com o fiorde Calvo (Fig. 5.36), o preenchimento de bacias intra-sills produziu deslizamentos e fluxos de detritos em vertentes que variam de 4° a mais de 16°. Refletores semitransparentes das camadas superficiais apontam para uma deposição de sedimentos glacimarininhos na fase de retração das geleiras desde esses pontos identificados no registro. Os estratos sedimentares se ajustaram à topografia, enquanto que nas bases das vertentes mais pronunciadas se formaram depósitos de fluxos de detritos. O banco morânico, identificado pelas suas características morfológicas e acústicas, serviu como barreira ao deslocamento dos sedimentos, aparentemente, proglaciais que se deslocaram e m sua direção. Pela forma de cunha do corpo sedimentar e sua posição referente ao banco morânico (que não chega a haver um contato) se infere que o material sedimentar subjacente não foi deformado pelo deslocamento das camadas superiores.

Na zona de confluência do fiorde Amalia (Fig. 5.37), as distintas posições dos bancos morânicos, o que significa também distintas posições frontais das geleiras produziram atividades das vertentes. Os refletores caóticos apontam para sucessivos depósitos de fluxo de detritos, distribuídos em gradientes de inclinação que variam de  $1^\circ$  a  $16^\circ$ .

Figura 5.35 – Perfil acústico da parte centro-proximal do fiorde Peel. Exagero Vertical =



26.6X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada nas Figs. 5.33 e 5.34.

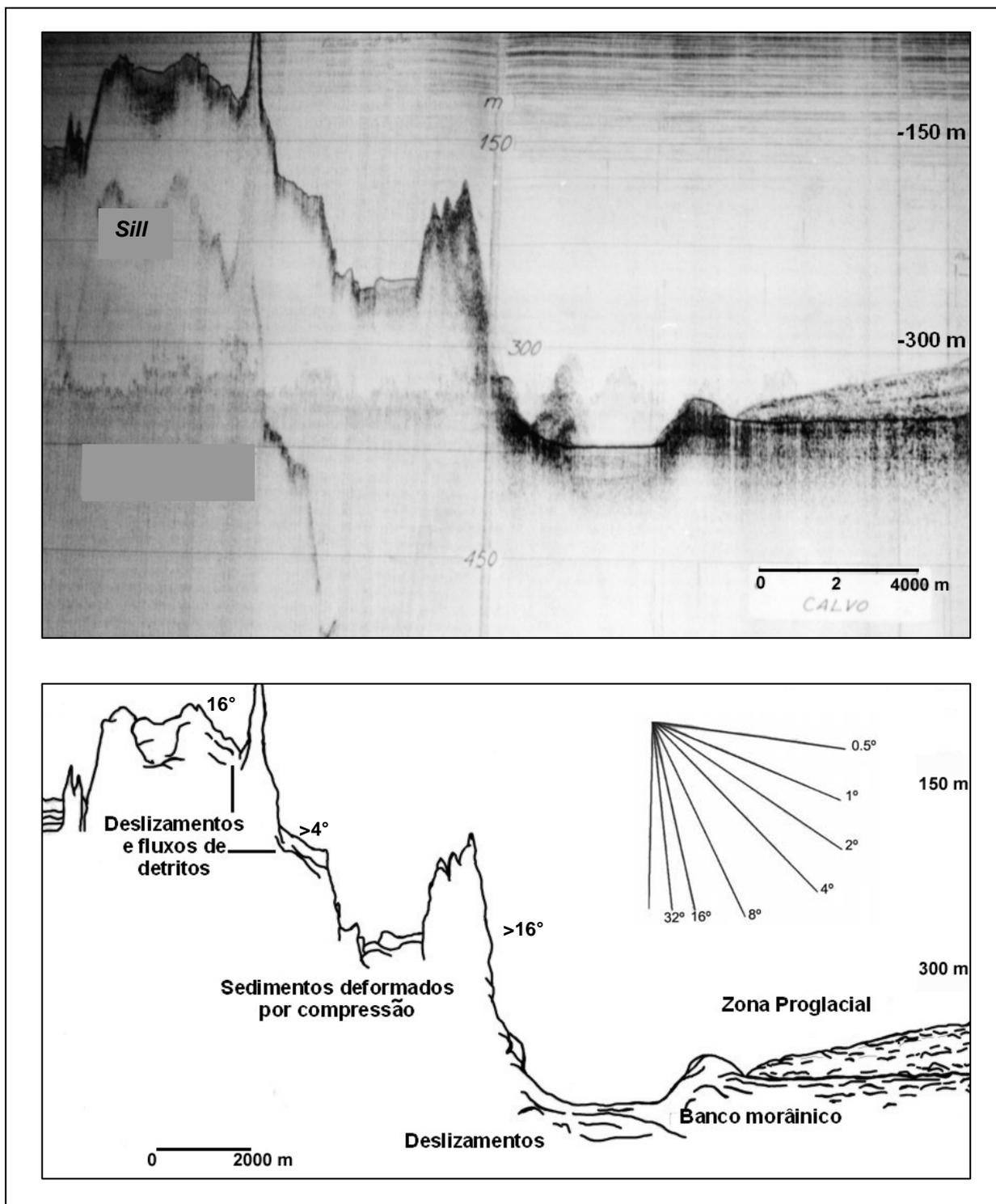


Figura 5.36 – Perfil acústico da zona distal do fiorde Calvo. Exagero Vertical = 26.6X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.33.



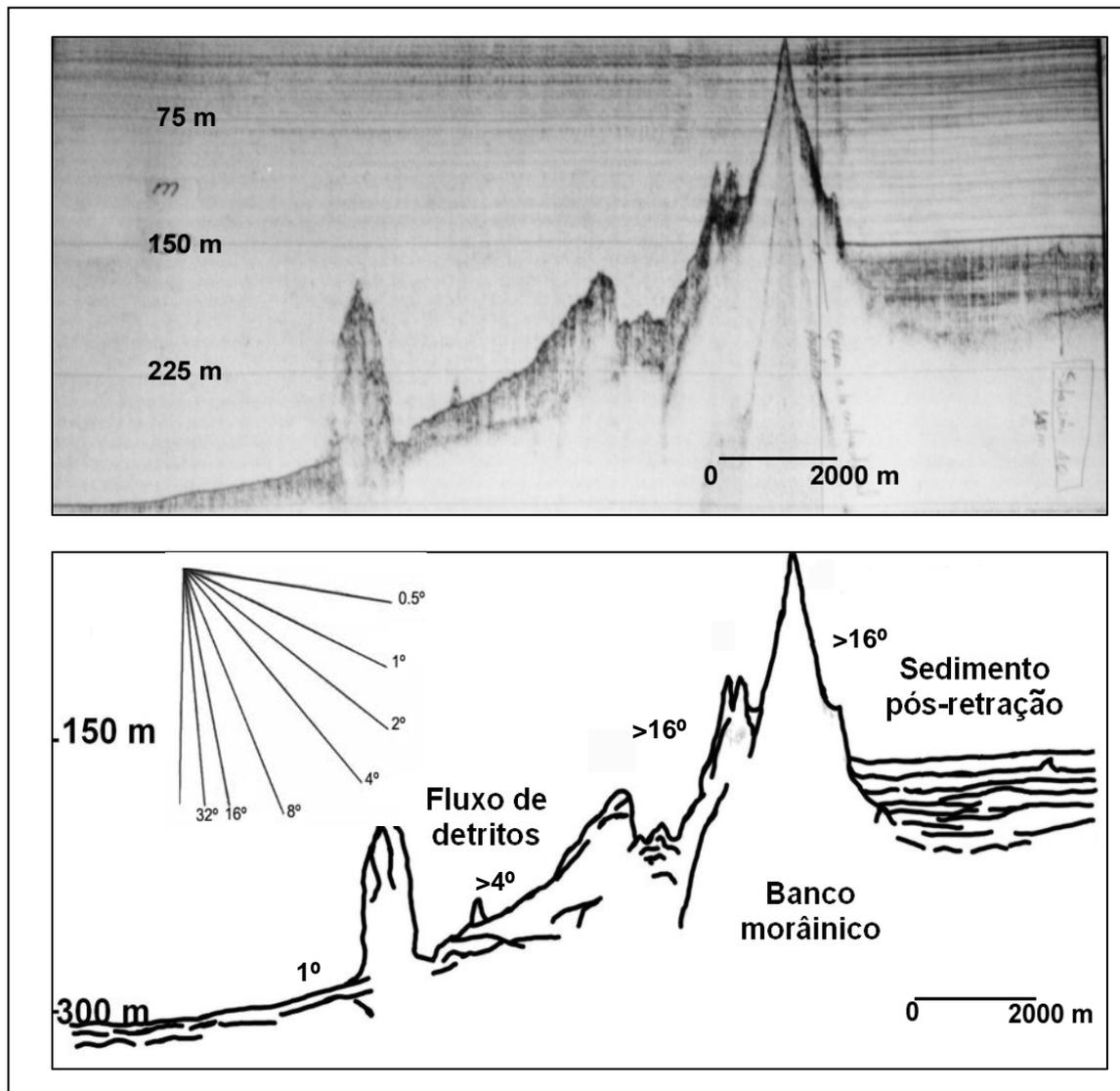


Figura 5.37 – Perfil acústico da zona distal do fiorde Amalia. Exagero Vertical = 26.6X. Valores das pendentes em graus são visualizados na escala gráfica de pendentes. A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.33.

### 5.8 – Distribuição das atividades de vertentes

Segundo os perfis acústicos de subfundo, dos modelos tridimensionais e da Tabela 5.3, pode-se constatar que:

- a) Movimentos de massa se desenvolvem freqüentemente em vertentes com gradientes de 1 a 32°, aproximadamente, mas também são identificados naquelas com inclinações inferiores a 1°. O espectro de pendente mais ativo se encontra entre 4 e 16°. Por outro lado, a acumulação de sedimentos se torna mais difícil em pendentes superiores a 16°. As vertentes mais inclinadas são encontradas no fiorde Eyre e na confluência deste com o fiorde Falcon (Figs. 5.28 e 5.30).
- b) As atividades nas vertentes ocorrem com maior intensidade entre 150 e 450 m de profundidade. Os eventos mais profundos também são observados no fiorde Eyre e na confluência deste com o fiorde Falcon (Figs. 5.28 e 5.30).
- c) Deslizamentos ocorrem em vertentes mais suaves (menos de 4°), mas podem também desenvolver-se em pendentes com menos de 1°. Não foram observados deslizamentos em pendentes superiores a 8°. Os fluxos de detritos se realizam em todas as classes de pendentes, sendo mais ativa entre 4 e 16°.
- d) Feições como *plunge pools* e depressões compressionais se desenvolvem em distintos ambientes. Os *plunge pools* são formados na base de forte quebra de pendente, geralmente maior que 16°. A localização de tais feições corresponde a fiordes suspensos, representado pela presença de bancos morânicos (como no fiorde Falcon em relação ao fiorde Eyre), a bacias internas separadas por *sills* rochosos, como no caso do fiorde Eyre, e *sill* morânicos como no fiorde Europa. Não foi observado nenhum *plunge pool* em profundidades menores de 200 m. A profundidade de ocorrência dessas feições era de 400 m. As depressões compressionais estão associadas com processos de deslizamentos, enquanto os *plunge pools* com os fluxos de detritos e, possivelmente, com avalanchas.

Tabela 5.3 – Atividades de vertentes mais representativos dos fiordes.\*

<b>Fiorde</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Pendente (°)</b>	<b>Tipo*</b>	<b>Figura</b>
Eyre	300	0,5	deslizamento	5.26
Eyre	600	16	fluxo de detritos	5.28
Eyre	600	2	fluxo de detritos	5.28
Eyre	600	32	fluxo de detritos	5.28
Eyre	600	2	deslizamento	5.28
Falcon	200	1	deslizamento	5.30
Falcon	225	8	fluxo de detritos	5.30
Falcon	450	32	fluxo de detritos	5.30
Falcon	450	8	fluxo de detritos	5.30
Falcon	500	4	fluxo de detritos	5.30
Falcon	525	0,5	fluxo de detritos	5.30
Icy	300	16	deslizamento	5.31
Icy	350	4	deslizamento	5.31
Icy	430	16	deslizamento	5.31
Icy	450	2	deslizamento	5.31
Icy	450	1	deslizamento	5.31
Europa	225	8	fluxo de detritos	5.32
Europa	200	2	deslizamento	5.32
Europa	225	1	deslizamento	5.32
Europa	375	16	fluxo de detritos	5.32
Peel	300	1	deslizamento	5.35
Peel	100	4	deslizamento	5.35
Peel	150	4	fluxo de detritos	5.35
Peel	500	16	fluxo de detritos	5.35
Calvo	150	2	deslizamento	5.36
Calvo	170	4	deslizamento	5.36
Calvo	32	16	fluxo de detritos	5.36
Calvo	320	1	deslizamento	5.36
Amalia	200	16	fluxo de detritos	5.37
Amalia	180	4	fluxo de detritos	5.37
Amalia	300	1	fluxo de detritos	5.37

(\*) – As atividades de vertentes foram identificadas a partir das respostas dos refletores acústicos e de sua morfologia externa.

## 5.9 – Dados geomórficos e acústicos dos fiordes

A tabela 5.4 apresenta um resumo das principais características geomórficas e acústicas observadas nos fiordes da área de estudo. Segundo os perfis acústicos de subfundo, dos modelos tridimensionais e da Tabela 5.4, pode-se constatar que:

### Da análise morfológica

Os fiordes estudados são caracterizados pela grande profundidade, topografia irregular e, em alguns deles, a pendente do perfil se eleva em direção à cabeceira. A erosão glacial contribuiu substancialmente para o aprofundamento deles, apesar da igual influência tectônica e da ação fluvial pretérita. As evidências morfológicas para ação destes fatores estão na presença de linhas falhas que acompanham o perfil longitudinal ou que cruzam alguns fiordes, além da forma meandrante de outros. Há evidências geológicas da expansão da massa de gelo sobre a plataforma continental no Último Máximo Glacial, os fiordes e muitos dos vales glaciais subaéreos contiveram, provavelmente, correntes de gelo importantes ou geleiras de descarga, drenando o campo de gelo Patagônico Sul. Feições geomórficas ocorrem dentro desses canais, testemunhando os avanços e recuos das geleiras, o que inclui lineamentos glaciais, arcos morânicos e *drumlins*, no ambiente subaéreo, e depósitos do sistema de linha de encalhe (*grounding line*), no ambiente submarino.

Os fiordes investigados são caracterizados por bacias intra-*sills* (de origem rochosa ou morânica) ao longo de seus eixos. Não existe um padrão de distribuição de *sills*, pois esses estão relacionados à morfologia do entorno de cada bacia. Mas, as bacias mais profundas estão geralmente na parte distal dos fiordes e, conseqüentemente, maior possibilidade de possuírem estratos visíveis mais espessos.

Os registros acústicos não alcançam as cabeceiras dos fiordes, no entanto, possivelmente existentes bacias entre a parte frontal da geleira e bancos morânicos, seguindo o exemplo do fiorde Europa.

### Da análise acústica

Depósitos de contacto com o gelo são representados por bancos morânicos, e estão distribuídos por todas as zonas dos fiordes. Lóbulos de detritos e depósitos de fluxos de detritos estão associados às zonas de linha de encalhe (*grounding line zone*). A identificação dessas geofomas se deu pela configuração acústica caótica dos refletores internos e pela morfologia externa *hummocky* dos depósitos. Facies acusticamente estratificadas estão presentes em frente, e em alguns casos, sobre ou sob os depósitos de configuração caótica. Facies estratificadas também estão represadas nas bacias internas dos fiordes, mas podem ter origens distintas. Enquanto as primeiras se formaram pela deposição de plumas de sedimentos por atividade subglacial, as segundas,

possivelmente se formaram pela deposição de detritos transportados por *icebergs*, pelo gelo marinho ou por outros agentes glaciários.

A localização dos depósitos com respostas acústicas distintas está associada com a morfologia externa e submarina dos fiordes, que originou pontos de apoio, facilitando assim a estabilidade da frente da geleira e conseqüente desenvolvimento de depósitos diversos.

Tabela 5.4 – Dados geomórficos e acústicos dos depósitos ao longo dos fiordes.

	Eyre	Falcon	Penguin	Europa	Peel	Calvo*	Amalia*
Extensão	40,0 km	35,1 km	38,0 km	55,0 km	88,8 km	22,4 km	19,8 km
Largura	4,6 km	2,1 km	3,8 km	3,3 km	3,5 km	1,9 km	3,5 km
Número de bacias	5	4	4	9	15	3	4
<b><u>Bacias Proximais</u></b>							
Prof. Máxima (aprox.)	180 m	410 m	400 m	180 m	220 m	-	-
<b>Bancos Morânicos</b>							
Número	-	-	-	3	-	-	-
<b>Sedimentos estratificados</b>							
Espessura	28 m	-	-	55 m	15 m	-	-
<b><u>Bacias Centrais</u></b>							
Prof. Máxima (aprox.)	370 m	250 m	500 m	470 m	270 m	230 m	150 m
<b>Bancos Morânicos</b>							
Número	-	1	4	-	-	-	-
<b>Sedimentos estratificados</b>							
Espessura	60 m	-	-	-	45 m	.	-
<b><u>Bacias Distais</u></b>							
Prof. Máxima (aprox.)	620 m	250 m	720 m	800 m	160 m	150 m	280 m
<b>Bancos Morânicos</b>							
Número	2	3	-	-	-	2	4
<b>Sedimentos estratificados</b>							
Espessura	75 m	-	80 m	-	-	15 m	50 m

\* – Os dados disponíveis somente correspondem as partes distais dos fiordes.



A falha Liquiñe-Ofqui e depressões submarinas permitiram o avanço de geleiras para zonas de baixo gradiente topográfico e formando geleiras de piemonte, como os exemplos do *ventisquero* San Rafael (que ocupava toda a área da Laguna San Rafael) e do *ventisquero* San Quintin, no lado oeste do CGPN e, mais ao norte, no seno Reloncavi (ver **Capítulo 4**, Fig. 4.3). Na Patagônia Central, os vales estreitos e de elevado gradiente topográfico não albergam essa classe de geleiras.

Ao comparar as duas costas, tendo como base os perfis acústicos gerados no cruzeiro *Cimar-Fiordo 1* para a costa norte, observa-se que os perfis longitudinais de vários fiordes da Patagônia Norte, com exceção do canal Jacaf, apresentam uma configuração conhecida como estrutura *pool* (Syvitski *et al.*, 1987 em Vieira, 2002; Vieira *et al.* 2004). Tal estrutura é caracterizada por extensos perfis longitudinais côncavos, com a presença em geral, de *sill* na saída do fiorde. As bacias internas dos fiordes, denominadas por Araya-Vergara (1998) como explanadas de represamento, são preenchidas por espessas camadas de sedimentos estratificados (Figs. 5.39 e 5.40). Diferem-se, portanto da costa central pelo menor número e pela sua maior extensão.

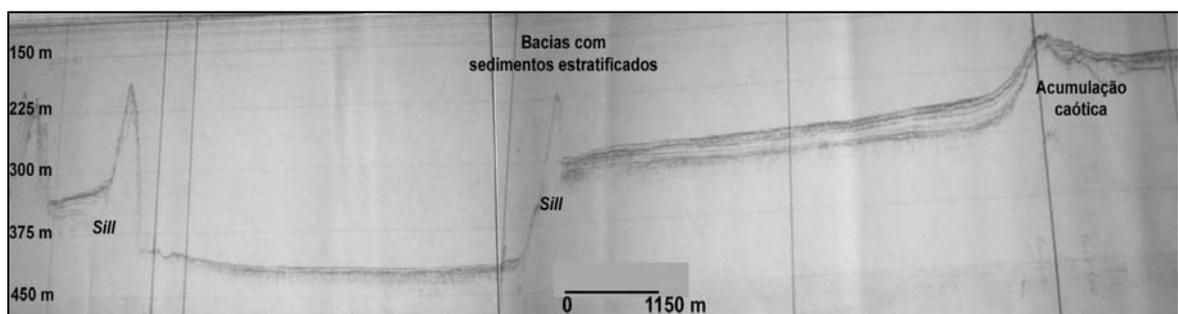


Figura 5.39 – Parte central do fiorde Aysén, com a presença de *sill* submarino subdividindo o fiorde em várias bacias. Camadas espessas de sedimentos estratificados cobrem depósitos de configuração caótica na zona proximal, possivelmente antigos depósitos glaciogênica (Fonte: Vieira, 2001, 2002). A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.38.

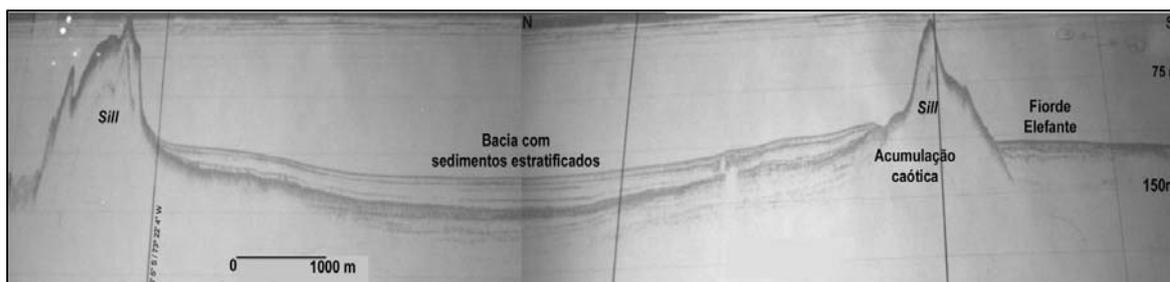


Figura 5.40 – Estrutura *pool* do fiorde Quitalco, com a presença de *sill* submarino na confluência com o fiorde Elefante. Camadas espessas de sedimentos estratificados cobrem depósitos de configuração caótica na zona distal, possivelmente antigos depósitos glaciônica. (Fonte: Vieira 2001, 2002; Vieira *et al.*, 2004). A localização deste perfil pode ser observada na Fig. 5.38.

As profundidades médias e máximas também diferem de uma costa a outra. As profundidades médias são de 150 m na costa norte, enquanto as da costa central são superiores a 230 m. Enquanto a profundidade máxima na costa norte é de 340 m, no fiorde Aysén, na costa central a profundidade máxima atinge a 900 m, no fiorde Europa. O canal Jacaf possui profundidades superiores a 600 m, mas este na costa interna de fiordes.

O fiorde mais extenso das duas costas de fiordes é o fiorde Peel, na Patagônia Central, com 88 km. No entanto, com exceção do fiorde mencionado, os fiordes estudados da costa norte são mais extensos que os da costa central, superando os 70 km, enquanto que ao sul, a maioria tem menos de 50 km (Tab. 5.3).

A espessura das camadas acusticamente estratificadas é maior se comparadas àquela das bacias internas dos fiordes da Patagônia Central. O mesmo acontece com os estratos com refletores internos transparentes, que quase não são identificados nos fiordes da Patagônia Central, e que estão presentes em quase todos os fiordes estudados na Patagônia Norte. Isso pode ser explicado pelo maior tempo de deglaciação da costa norte (ver **Capítulo 3**, item 3.6.2) e conseqüentemente pela maior influência das atividades fluviais e marinhas sobre os processos de sedimentação das bacias submarinas. Com exceção da laguna San Rafael, que recebe o *ventisquero San Rafael* em sua margem leste, as cabeceiras dos fiordes da Patagônia Norte estão atualmente deglaciazadas. No entanto, geleiras de vales continuam abastecendo as bacias fluviais com água de degelo.

## CAPÍTULO 6 : DISCUSSÃO

---

*“Hay en mi tierra miles de fiordos y canales  
que siguen representando su tragedia de la soledad;  
hay todavía trozos de hielo  
que se desprenden de los ventisqueros y caen  
con estruendo en las aguas tranquilas.”*  
Benjamin Subercaseau

De acordo com os resultados obtidos neste trabalho, na costa de fiordes e canais da Patagônia Central, deveriam ser considerados:

### 6.1 – Geoformas subaéreas

A retração das geleiras ao longo do eixo principal dos fiordes está relacionada à mudanças no ambiente terminal, isto é, de geleiras com desprendimento de gelo (*calving glaciers*) para geleiras terrestres e às transições temporais entre esses dois estágios. Tais mudanças continuam a exercer uma importante influência sobre os fiordes da Patagônia Central.

Em primeiro lugar, as geleiras subaéreas continuam a enviar sedimentos terrígenos às bacias submarinas via sistemas de fluxos proglaciais. Por outro lado, áreas de abrasão de rochas, lineamentos glaciais, morainas e campos de *drumlins* indicam os limites glaciais subaéreos, inferidos como pertencentes a diferentes etapas da retração das geleiras que fluíam para o eixo principal dos fiordes, através de suas paredes laterais. Não são conhecidos estudos de datação nem de mapeamento de depósitos glaciogênicos subaéreos nessa zona e tampouco existem registros sísmicos em eixos transversais dos fiordes, que poderiam complementar com informações sobre depósitos próximos às paredes laterais.

No entanto, a distribuição de depósitos glaciogênicos subaéreos aponta evidências do controle topográfico sobre as linhas de fluxo e de condições térmicas basais úmidas das geleiras, como os campos de *drumlins* observados na margem distal norte do fiorde Penguin (Fig. 5.11a). Ademais, indicam em alguns casos a direção do

fluxo de gelo desde o interior de áreas que, hoje, possuem cobertura glacial restrita aos pontos mais elevados, como a margem norte do fiorde Penguin.

As áreas de rochas abrasadas pelo gelo indicam erosão glacial sob geleiras de base úmida (Sugden e John, 1976) (Figs. 5.10-5.14). Em áreas a leste do CGPN, Glasser e Jansson (2005) alegam que a presença de *drumlins* e *flutes* nesses corredores abrasados denota o fluxo rápido do gelo. Assim como no norte, os lineamentos glaciais nas zonas subaéreas adjacentes aos fiordes da Patagônia Central mostram antigas linhas de fluxos. A diferença é que na última área as geleiras descem abruptamente ao nível do mar, formando geleiras de marés, ou dependendo da profundidade, línguas de gelo, enquanto que ao norte foi possível inclusive a formação de geleiras de piemonte.

## 6.2 – Tectônica e atividade glacial

É sabido que a localização e desenvolvimento de fiordes e canais refletem a topografia pré-existente e estruturas geológicas (Holtedahl, 1967).

Ao relacionar a estrutura planimétrica dos fiordes e canais da Patagônia Norte, com as características morfológicas do embasamento rochoso, Delgado (2004) observou que os fiordes que têm maior dissecção na zona de confluência com outros fiordes e canais de primeira ordem, apresentam um embasamento do subfundo mais profundo. A maior profundidade do embasamento de subfundo nos perfis de segunda ordem, está associada aos fiordes e canais de primeira ordem que confluem em ângulo reto. Os maiores desníveis no perfil estão nas confluências dos fiordes curtos. Os lineamentos extensos tendem a apresentar perfis mais homogêneos com respeito à profundidade.

Fiordes e canais de primeira ordem são aqueles que não possuem tributários; os de segunda ordem são aqueles que somente recebem tributários de primeira ordem, e os de terceira ordem podem receber um ou mais tributários de segunda ordem assim como também de primeira ordem. Aplicando esse critério de hierarquia à área de estudo, os fiordes Falcon, Penguin e Europa seriam de segunda ordem, enquanto que o fiorde Eyre e o fiorde Peel (considerando a baía Chubretovich), seriam de terceira ordem.

Essa relação nos fiordes e canais na Patagônia Norte não pode ser aplicada aos fiordes estudados na Patagônia Central. Conforme o observado, os maiores desníveis topográficos ocorrem no encontro dos fiordes de segunda ordem com aqueles de terceira. Além disso, sedimentos estratificados mais espessos estão em bacias isoladas dentro dos fiordes e os depósitos acusticamente caóticos localizam-se próximo às constrições

topográficas. Portanto, nos fiordes da Patagônia Central observa-se o controle topográfico e estrutural exercido pela cordilheira, pelo fluxo do gelo desde o CHPS e por processos prévios à ação glacial.

Processos de intensa denudação na Patagônia Central são interpretados por Thomson (2001) e Thomson *et al.* (2001a, 2001b) como resultado do soerguimento tectônico devido à convergência de placas, entre 28-26 Ma, o que produziu aumento da precipitação de origem orográfica no flanco oeste dos Andes Patagônicos, aumentando a erosão por incisão fluvial e por processos de transporte de massa.

Segundo Thomson *et al.* (2001b), a ausência de atividade tectônica regional durante o Cenozóico Superior teve como consequência um ativo processo de erosão com o início do período de resfriamento e denudação há 30-23 Ma, seguindo a subsequente migração para o leste do *locus* de máximo resfriamento e denudação até 12-8 Ma.

A primeira glaciação reconhecida no sul de América do Sul, segundo Mercer e Sutter (1982), ocorreu entre 7 e 4,6 Ma, isto é, em um período posterior a intensa denudação revelada pela datação por apatita FT (Thomson *et al.*, 2001b). Conseqüentemente, outros processos não glaciais, como incisão fluvial e atividades de vertentes, poderiam ser os responsáveis pela denudação dos Andes Patagônicos antes de 7 Ma, já que nesse período o relevo era mais elevado. Assim, as geleiras que fluem desde o CGPS não existiam antes do levantamento tectônico, acompanhado da migração do *locus* de resfriamento. Estudos no Alasca (Meigs e Sauber, 2000) mostram as consequências para a ALE (Altitude da Linha de Equilíbrio) de um levantamento ativo. O efeito orográfico sobre o clima local (ou até mesmo regional) se torna mais intenso com a ampliação da topografia, uma vez que se produz um descenso da ALE, devido ao aumento da precipitação.

Diante disso, as sinuosidades dos fiordes na área de estudo, como os fiordes Falcon, Penguin, Europa, e o sistema fiorde Peel-baía Chubretovich podem ser interpretados como legados pré-glaciais onde o gelo escavou vales fluviais pré-existentes, como foi mostrado nas Figuras 5.2 e 5.3. Por outro lado, a forma retilínea do fiorde Calvo aponta para uma clara ação glacial sobre uma linha de falha pré-existente, que se estende através do fiorde Andrés. Concomitantemente, a profunda bacia encontrada no fiorde Peel (Fig. 5.7) é indício claro do controle tectônico sobre a morfologia dos fiordes da Patagônia Central.



- 6.3 – *Erosão não-glacial e os fiordes*

Dentro do período de intensa denudação mencionado anteriormente há uma assimetria oeste-leste, como o observado por Hervé *et al.* (1996), nos flancos leste e oeste do batólito Patagônico. Essa denudação assimétrica resulta das elevadas altitudes, onde o efeito orográfico produziu aumento da precipitação e erosão a barlavento (costa do Pacífico) e uma zona de sombra de chuvas e de reduzida erosão a sotavento (Argentina). As razões de isótopo de oxigênio em solos carbonáticos e na superfície da água (Blisniuk *et al.*, 1999) indicam que a zona de sombra de precipitação existe a sotavento da cordilheira desde o Mioceno. Segundo Thomson *et al.* (2001b), dado ao grande padrão climático assimétrico, diferentes taxas de denudação e de resfriamento ocorreram nos Andes patagônicos desde o Cenozóico Superior. Portanto, os soerguimentos seguintes devido a subducção de placas tectônicas, entre 14-3 Ma e o início da glaciação em torno de 7 Ma seriam responsáveis pelo aprofundamento dos vales fluviais, agora sob o controle da ação glacial.

A costa de fiordes da Patagônia Central também refletiria, assim, essa assimetria climática através das sinuosidades e do curso meandrante de alguns dos fiordes. Tais feições seriam produtos de uma intensa denudação na zona, pela incisão fluvial e a atividade das vertentes nos vales antes do início da glaciação.

#### **6.4 – Erosão glacial e os fiordes**

Glasser (1995) e Hall e Glasser (2003) indicam alguns fatores importantes na erosão glacial, como: (i) a estrutura rochosa, (ii) litologia, (iii) relevo pré-glacial, (iv) velocidade, (v) padrão de fluxo de gelo, (vi) fusão basal e (vii) duração da glaciação. Embora todas estas variáveis sejam importantes, o problema crucial é como a combinação entre elas influem nos processos de erosão glacial.

As razões específicas para as variações no comportamento das geleiras nessa região não estão totalmente claras, pois estão vinculadas a mudanças de longa escala na tectônica, no clima e na oceanografia. No entanto, as geleiras tiveram e têm um grande impacto sobre a paisagem da costa da Patagônia Central, contribuindo ainda mais para a existência de profundos fiordes, numerosos anfiteatros glaciais e lagos em bacias rochosas aprofundadas. Pela análise dos dados morfométricos apresentados na Fig.

5.15, os canais glaciais foram provavelmente erodidos dentro de uma paisagem fluvial. Certamente, esses canais glaciais não se formaram durante uma única glaciação, mas refletem erosão durante cada evento glacial durante o Quaternário dentro do qual as geleiras avançaram e retrocederam dentro dos fiordes. Os avanços glaciais que não preencheram completamente os fiordes podem resultar em uma menor modificação do tamanho e da forma. Isso indica que as geleiras puderam ajustar-se ao sistema glacial dentro do qual foi formado.

Segundo Sugden *et al.* (2002), a topografia local foi importante para o desenvolvimento dos campos de gelo no Último Máximo Glacial, devido ao elevado vale intermontano entre duas linhas de cristas de elevadas altitudes. Contudo, somente após um grande desenvolvimento da massa de gelo, as geleiras puderam alcançar altitudes menores, com exceção das linhas de cristas mais estreitas, onde as geleiras puderam fluir até os fiordes. Segundo seu modelo proposto, ao longo de um período estimado de 1.500 anos o campo de gelo já tinha capacidade para alcançar, com uma ampla frente de gelo, o oceano Pacífico. Desta maneira, em muitas ocasiões no Pleistoceno, o campo de gelo pôde ter se estendido até o Pacífico.

Diante disso, pode-se postular que no Último Máximo Glacial, com os sucessivos eventos de glaciação e, portanto, de erosão glacial, os fiordes já tinham profundidade suficiente para produzir os eventos de desprendimento de *iceberg (calving)*, a menos que a espessura do gelo nesse período fosse suficientemente grande para seu deslocamento no fundo dos fiordes, como foi proposto por Nesje *et al.* (1992) em *Sognefjord* (Noruega). Ao longo das áreas interiores desse fiorde, foi sugerido pelos autores que o gelo ultrapassou os 2.000 m de espessura.

Não se conhece, precisamente, a espessura do gelo durante o Holoceno, por isso o desprendimento de gelo explicaria os sedimentos de estratificação laminada nas bacias *intra-sills* mais profundas, como fiorde Penguin (Fig. 5.19) e no fiorde Peel (Fig. 5.21).

Se as geleiras tiveram um avanço menor no Holoceno que no Último Máximo Glacial (Clapperton e Sugden, 1988), elas não teriam então capacidade de deslocar-se no fundo das zonas mais profundas. Assim, os depósitos com refletores acústicos de configuração caótica, como aqueles na zona centro-distal do fiorde Penguin e na zona proximal do fiorde Europa (Figs. 5.19 e 5.20), seriam depositados durante as flutuações do gelo em zonas mais rasas e também em períodos de estabilidade durante uma retração, favorecido

pela topografia, como a presença de pontos de fixação (*pinning points*), por exemplo, na zona de confluência dos fiordes Falcon e Eyre (Fig. 5.18).

Dessa maneira é proposto um novo problema: Será que os sucessivos avanços das geleiras puderam erodir, transportar e depositar todos os sedimentos até a plataforma continental? Ou será que as geleiras soterraram parte dos sedimentos sem removê-los ou modificando-os apenas parcialmente nas zonas mais profundas?

O avanço no estudo sobre a dinâmica dos mantos de gelo e da erosão glacial renovou o interesse a respeito das condições termo-basais, diferenciando-se as condições de fusão no ponto de pressão, na qual a água facilita os processos de erosão no substrato, das condições basais frias, cujo gelo está congelado junto ao substrato, resultando em sua preservação (Cofaigh *et al.*, 1999).

A localização dos vales pré-glaciais exerce considerável influência sobre o regime termo-basal das geleiras. Esses vales, quando foram ocupados pelo gelo, são suficientemente profundos para indicar fusão basal, em combinação com uma maior espessura do gelo e do efeito “funil” na topografia. Desta forma, o fluxo convergente de correntes de gelo através dos vales pré-glaciais, como se observa no setor baía Chubretovich / fiorde Peel (Figs 5.7 e 5.13), foi suficiente para induzir fusão basal e aumentar a profundidade dos vales aproveitando a linha de falha local.

Nos avanços glaciais seguintes, quando o gelo alcançou as zonas mais profundas dos fiordes, a formação de *icebergs* (*calving*) se tornou mais importante e a perda de massa por esse processo poderia ser a forma dominante para essas geleiras. Por isso, a expansão e retração do gelo ocorreram sob distintas formas e intensidades. A expansão sobre as zonas mais profundas possivelmente foi limitada.

Em épocas mais recentes, portanto, o aprofundamento e a remoção de sedimentos desde o fundo dos fiordes e canais da Patagônia Central adjacentes ao campo de gelo Patagônico Sul, ocorreram em um grau que se torna difícil o gelo deslocar-se aterrado no fundo até a zona externa. Evidências morfológicas, as diversas bacias submarinas com mais de 500 m de profundidade, sustentam essa afirmação.

## 6.5 – Gênese das fácies acústicas

**Morainas** – Os refletores acústicos identificados nos fiordes Falcon, Eyre, Penguin, Europa, Calvo e Amalia mostram bancos morânicos nas bacias proximais e também nas partes distais. Através do perfilador de subfundo 3,5 kHz essas geoformas submarinas apresentam, principalmente, configuração caótica e refletores internos incoerentes e de pouca penetração. Tais padrões de refletores acústicos são geralmente interpretados como sedimento de contacto com o gelo (Syvitski e Praeg, 1989; Cai *et al.*, 1997; Seramur *et al.*, 1997). No fiorde Europa (Fig. 5.30), a margem estabilizada da geleira formou bancos morânicos compostos de sedimentos de contato com o gelo, acusticamente incoerentes, que se mesclaram com sedimentos glacimarinhos acusticamente estratificados.

**Rampas e lóbulos de detritos** – A resposta acústica do perfil longitudinal indica que os processos sedimentares responsáveis pela origem da geoforma, associada a uma rampa na confluência dos fiordes Eyre e Falcon, podem estar relacionados a fluxos de água de fusão, fluxos de gravidade submarinos (e.g., fluxo de detritos), e a processos subglaciais (que atuaram na origem dos depósitos interlaminares), principalmente por suspensão de plumas de água de fusão. A aparência aplainada das rampas pode resultar da mescla de sedimentos finos glacimarinhos estratificados.

Pelo perfilador de subfundo 3,5 kHz, as feições acústicas dos lóbulos de detritos, identificadas na parte proximal do fiorde Eyre (Fig. 5.16a) e na parte distal do fiorde Calvo (Fig. 5.23), se mostram semitransparentes. A forma lobular pode resultar de fluxos de diamicto. Em alguns fiordes onde ocorre esse tipo de geoforma são observados lóbulos de detritos que compreendem tanto diamicto glaciogênico como antigos sedimentos glacimarinhos retrabalhados (Elverhøi *et al.*, 1983). Portanto, a deformação dos lóbulos indica, provavelmente, o transporte de material subglacial vertente abaixo por meio de empurrão, em um processo de avanço ou de *surge*, e também durante um período de estabilidade (ver Boulton *et al.*, 1996), e não processos de lavagem de sedimentos (Elverhøi *et al.*, 1983).

Segundo Elverhøi *et al.* (1983), a força de flutuação da água e os sedimentos glaciais brandos, facilmente deformáveis, reduzem a fricção basal das geleiras que fluem para ambientes marinhos, como ocorre com o fluxo rápido das correntes de gelo. Em muitos casos, tais ambientes são propícios a ocorrência de pulsos de avanço (*surging*). Para Rivera *et al.* (1997) pulsos na geleira Pío XI provocaram a ocupação da parte norte do fiorde Eyre,

interrompendo a comunicação com as antigas cabeceiras, transformando-se no atual lago Greve. A atual frente de maré (*tidewater*) da geleira está voltada para o sul, próximo à confluência do fiorde Exmouth, enquanto uma frente desprendente (*freshwater calving*) está voltada para o norte e represa o denominado lago Greve (Warren e Rivera, 1994). No entanto, seu regime pulsante não é ainda totalmente compreendido. Por isso, segundo Araya-Vergara (1999b), possivelmente a bacia interna do fiorde (que está parcialmente descoberta de registro sísmico) mostra feições específicas desse comportamento atípico de avanço, se comparado com os outros fiordes da região, que estão retrocedendo.

A identificação, portanto, de alguns tipos de linha de encalhe (*grounding line*), como bancos morânicos e rampas, apontam para um fluxo subglacial em regime temperado, com as frentes das geleiras aterradas ao fundo marinho, como o sugerido por DaSilva *et al.* (1997).

**Sedimentos acusticamente laminados** – Estão em depósitos proximais ao gelo e mesclados com depósitos de contato (Fig. 5.20). Originam-se de plumas em suspensão emanadas da frente da geleira pela fusão subglacial e por correntes de turbidez. Geralmente, são sedimentos de granulação variada que vão se depositando de acordo com o seu peso dentro da coluna de água (Cofaigh e Dowdeswell, 2001). A presença de depósitos laminados proximais ao gelo indica que os sedimentos foram depositados sob um significativo volume de água de fusão subglacial, ou seja, em regime basal úmido ou politermal (Powell e Domack, 1995).

As facies laminadas que ocupam as bacias profundas nas zonas distais dos fiordes são associadas a sedimentos em suspensão, fusão basal das línguas de gelo flutuante e também a sedimentos transportados por *icebergs* (Cofaigh e Dowdeswell, 2001).

As características apontadas acima sugerem que as fácies laminadas se formaram durante uma deglaciação, quando elevações topográficas atuaram como pontos de apoio (*pinning point*) para as margens da geleira em retração e facilitaram temporariamente a estabilização e a sedimentação proximal ao gelo nas várias bacias.

Embora os *icebergs* sejam importantes contribuidores dos sedimentos depositados em ambientes glacimarinhas, a distinção entre esses depósitos e aqueles efetuados por outros mecanismos, *e.g.*, por fluxo de detritos ou corrente de turbidez, é ainda muito difícil. *Sikussaks* estão presentes

nas cabeceiras dos fiordes Falcon, Penguin, Europa e Calvo (Figs. 5.10b, 5.11b, 5.12a, 5.13). A fácies laminada mais superficial no fiorde Europa está próxima à zona de *sikussaks* e a fácies caótica no fiorde Penguin, associada a diamicto massivo, está dentro dessa zona. Não existem dados e tampouco estudos sobre o comportamento dos *sikussaks* no Chile. Isto é, não se sabe por quanto tempo o gelo permanece aprisionado no interior, nem com que frequência ele se rompe durante o ano e se o mesmo desloca-se ao longo do fiorde. Portanto, investigações sobre esse tema elucidariam essa variação de fácies, ao compará-las com áreas que possuem o domínio do terceiro modelo glacimarinho, como o apresentado no **Capítulo 2**.

## 6.6 – Topografia e geometria dos fiordes

Evidências morfológicas e acústicas sobre a estabilidade relativa das geleiras nos fiordes estudados revelam que a resposta glacial às variações climáticas foi influenciada por sua geometria e morfologia. Na escala regional, os fatores climáticos possivelmente são os principais controladores, segundo estudos de Carrasco *et al.* (2001), Moreno (2001) e Casassa *et al.* (2001), que atribuem ao aquecimento regional junto com a tendência de diminuição da precipitação durante o último século como os fatores responsáveis pela retração das geleiras. No entanto, constrições topográficas e variações de profundidade atuaram como pontos de fixação (*pinning points*) para as margens das geleiras em retração e *loci* de subseqüentes depocentros, como é observado em outros fiordes no mundo (Hunter *et al.*, 1996; Seramur *et al.*, 1997). Nos fiordes adjacentes ao CGPS, em geral, os depósitos sedimentares correspondentes ao sistema de linha de encalhe (*grounding line*) estão associados a posições de estabilidade das geleiras, as quais coincidem com a posição dos pontos de apoio (*pinning points*), além de variações na profundidade e largura do vale.

As feições acústicas dos depocentros indicam que alguns deles tomaram tempo para formar-se nas partes apoiadas no fundo sob condições estáveis, semi-estáveis ou inclusive de avanço. Bancos morânicos e deltas de contato com o gelo se desenvolveram sob tais condições. Tal classe de depocentro está dispersa entre as constrições dos fiordes, dando espaço para depósitos laminados. Em alguns dos casos, sedimentos produzidos na zona de linha de encalhe (*grounding line*) são acumulados e dão formas a elevações topográficas. Ao retroceder de tais elevações, a geleira estará exposta a um novo deslocamento até o interior do fiorde, como o ocorrido, provavelmente, nos fiordes Eyre e Penguin e no fiorde Europa (Figs. 5.17, 5.19 e 5.20).

## 6.7 – Profundidade das bacias

Existem evidências geomórficas e acústicas de episódios de gelo aterrado ao fundo dos fiordes analisados. A presença de sedimentos estratificados, próximo aos depocentros de refletores internos massivos e caóticos, está vinculada aos vários tipos de sistemas de linha de encalhe, como os bancos morânicos e os deltas de contato glacimarinho.

Araya-Vergara (1999b) descreve os depósitos na confluência entre os fiordes Eyre e Falcon como línguas de *till* (*till tongue*). Esses são atribuídos hipoteticamente aos depósitos de linha de encalhe de uma geleira flutuante em águas profundas do fiorde, a 500 m de profundidade (Fig. 5.18). Por isso, a quase ausência de refletores internos paralelos no depocentro poderia estar relacionada às cunhas glacimarinhas (*glacimarine sheet-wedges*), ou até mesmo às rampas (*ramps*) (King e Fader, 1986; King *et al.*, 1991), porque as línguas de gelo podem ser consideradas depósitos equivalentes a aqueles produzidos por esse sistema (Powell e Alley, 1997). No entanto, King e Fader (1986) e King *et al.* (1991) sugerem que as cunhas de linha de encalhe são formadas, preferencialmente (porém, não exclusivamente), pela parte flutuante de uma geleira. Nenhuma cunha glacimarinha em fiordes foi encontrada, embora possa existir em profundidades similares sobre as plataformas continentais (Powell e Alley, 1997).

Por outro lado, devem-se considerar a variação de profundidade entre os depósitos morânicos na parte distal do fiorde Falcon e os depocentros na confluência com o fiorde Eyre. A uma profundidade superior a 500 m, como nesse caso, seguramente a frente da geleira estaria flutuando, estando assim a uma curta distância da parede aterrada na parte distal do fiorde Falcon. Assim, existiram condições para a formação de rampas de sedimentos (Powell e Alley, 1997) de acordo com a duração do período de estabilidade da geleira nesse ponto, já que pelas características topográficas as constrições do fiorde atuaram como pontos de fixação (*pinning point*). Como as rampas fazem parte do sistema de linha de encalhe, é assumido que os sedimentos são em grande parte de origem subglacial. A presença de *plunge pool* na base da vertente, observada na Fig. 5.18, pode ser outra evidência de liberação de sedimentos na base da geleira aterrada naquele ponto do fiorde. Por outro lado, a grande espessura e os baixos ângulos dos depósitos vertente abaixo configuram um ambiente de elevado volume e distribuição de sedimentos por meio de atividades de vertentes, principalmente fluxo de detritos. Tais características por sua vez, fazem voltar à interpretação de cunhas (*wedge*)

de sedimentos. Como esses sistemas de linha de encalhe raramente foram descritos, o processo de formação ainda é pouco documentado e as características acústicas não estão ainda bem definidas. Estudos mais avançados na zona ajudariam a compreender esta nova situação.

Um outro exemplo de depósitos associados ao sistema de linha de encalhe é aquele encontrado na profunda zona distal do fiorde Eyre (Fig. 5.17). Os depósitos começam a 375 m e 525 m de profundidade, respectivamente. A localização coincide com pontos de apoio do fiorde, apesar da profundidade dos depósitos. É sugerido, portanto, que paredes de gelo aterradas ao fundo do fiorde possibilitaram o desenvolvimento de espessos depocentros. Devido às grandes profundidades das bacias dos fiordes, a frente da geleira pode ter passado de flutuante para aterrado no fundo nesses pontos de fixação ao longo do fiorde. Possivelmente, durante a deglaciação nos fiordes, as geleiras estavam aterradas no fundo quando alcançaram tais pontos e espessos depósitos de sedimentos se formaram junto às suas margens terminais, como é observado em alguns fiordes de grande profundidade na Noruega (Aarseth *et al.*, 1989 e Aarseth, 1997). Uma rápida retração pode ocorrer onde as bacias dos fiordes são muito profundas. No entanto, nas duas situações, flutuante ou aterrado, as geleiras foram suficientemente espessas para alcançar, embora por períodos não muito longos, esses pontos dos fiordes.

## 6.8 – Atividades de vertentes

Fiordes com grandes pendentes e profundidades diferentes nas bacias, além dos fiordes tributários, originam as atividades de vertentes e depósitos associados.

Os depósitos formados na parte inferior da vertente suaves refletem movimentos originados a montante, como observado na parte proximal do fiorde Eyre (Fig. 5.28) e no canal Icy (Fig. 5.31). Tais depósitos, que são denominados por Araya-Vergara (1998) como “sedimentos remodelados” e “pontas de compressão de deslizamento”, também são identificados por Vieira (2001, 2002) nos fiordes Quitalco, Cupquelán e Puyuguapi na costa de fiordes da Patagônia Norte. Geformas similares são descritas por Syvitski *et al.* (1987) em fiordes canadenses como “depressão compressional”. Dependendo da espessura e da pendente, o material deslocado sobre a vertente se estende mais adiante em direção a uma zona potencial de compressão, isso se as camadas sedimentares estiverem assentadas sobre uma base rochosa irregular ou recobrimdo antigos sedimentos glaciogênicos. Os exemplos do fiorde Eyre e canal Icy

mostram que sedimentos modernos sofreram deformações por deslizamentos que os comprimiram contra uma elevação topográfica.

No entanto, não existem condições para ocorrer deslocamento em extensão de sedimentos a longo dos fiordes da Patagônia Central, devido a quase ausência da estrutura *pool*, pela morfologia muito irregular com várias bacias profundas ao longo do eixo longitudinal dos fiordes.

Materiais acusticamente opacos, não coesos, encontrados sob as camadas estratificados e de morfologia arredondada na base das vertentes indicam fluxo de detritos. No entanto, é difícil identificar com exatidão os movimentos de massa submarinos. A massa em deslizamento pode perder a sua coesão durante a ruptura e desintegrar-se ao longo do seu transporte até a base (Dikau *et al.*, 1996). Portanto, o que pode ser considerado como fluxo de detritos, através do caráter acústico e da morfologia superficial do depósito, pode também ser deslizamento de detritos. Os fluxos de detritos se realizam em vertentes cobertas com materiais não consolidados (Dikau *et al.*, 1996), enquanto os deslizamentos de detritos são gerados pelos próprios eventos de deslizamento, inclusive transformando-se posteriormente em avalanchas de detritos, dependendo da pendente (Dikau *et al.*, 1996).

É difícil determinar se o movimento de massa ocorreu por deslizamento, fluxo de detritos, queda de blocos, ou outro processo, baseando-se apenas na morfologia superficial. Por outro lado, caracteres acústicos associados principalmente à estrutura interna da massa sedimentar (refletores de fundo e de subfundo de tom médio a elevado, Abazurra, 1991); e estrutura interna caótica (Elverhøi *et al.*, 1983; Stocker *et al.*, 1997) indicam deposição e deformação por fluxos de massa por gravidade (Damuth, 1978, 1980).

Feições tais como *plunge-pools*, na zona de contato entre a vertente de forte pendente e no fundo da bacia, são evidências morfológicas das atividades anteriormente mencionadas. A gênese dos *plunge-pools*, formas geralmente relacionadas a processos de avalanchas em vertentes subaéreas de elevado gradiente (Luckman, 1992; Blikra e Nemeč, 1998) é pouco documentada em ambientes submarinos. Aarseth *et al.* (1989) e Sexton *et al.* (1992) identificaram *plunge-pools* em fiordes da Noruega e de Svalbard, respectivamente. No Chile, foram identificados por Vieira (2001, 2002) na costa de fiordes da Patagônia Norte. Todos os exemplos foram encontrados em ambientes onde o deslocamento de massa desde a parte superior da vertente até o fundo se deu de forma muito abrupta.

## 6.9 – Inferências paleoclimáticas do comportamento das geleiras

Próxima a área de estudo, em outros fiordes e canais, estimativas cronológicas foram feitas ao interpretar testemunhos de sedimentos coletados durante o cruzeiro R/V *Polar Duke PD93-06* (Leventer *et al.*, 1995). Testemunhos no canal Icy, a 548 m, e no canal Trinidad, a 730 m de profundidade, datam os sedimentos do fundo marinho em 3.000 e 9.000 anos, respectivamente. Os perfis acústicos de alta-resolução não penetraram toda a seqüência estratigráfica glacialmarinha. Desta maneira, as formas submarinas acusticamente visíveis descritas nos fiordes adjacentes ao CGPS foram desenvolvidas (ou retrabalhadas) durante o Holoceno. Isso quer dizer que a distribuição das geofomas sedimentares não corresponde a posições de máximo avanço, mas resultam de um processo de deglaciação com possíveis pulsos de avanços locais de acordo com a dinâmica da geleira. DaSilva *et al.* (1997) descreveram o regime glacial da área como temperado, devido ao elevado aporte de sedimentos derivados de água de fusão ao sistema glacialmarinho. Essas condições podem ter persistido durante e desde o Último Máximo Glacial até os últimos séculos. Todavia, devido às distintas condições morfológicas de cada fiorde, a reconstrução da última glaciação na costa de fiordes é fundamentalmente complicada, e generalizar condições uniformes dos regimes das geleiras seria impreciso.

É reconhecido que a fonte de sedimentos depositados nos fiordes varia devido, entre outros, às características climáticas. Os sedimentos depositados nos fiordes do Alasca, que são tectônico e climaticamente semelhantes aos fiordes de Patagônia Central, são derivados principalmente de plumas de água de fusão (Powell e Molnia, 1989; Cowan *et al.*, 1997), enquanto nos fiordes de latitudes mais elevadas, como os da Groenlândia, por exemplo, originam-se essencialmente da fusão de *icebergs* (Syvitski *et al.*, 1996). Acusticamente, os sedimentos finos e diamicto dos dois regimes climáticos são muito similares, ainda que no Alasca as taxas de sedimentação sejam muito mais elevadas, o que torna difícil uma diferenciação mais precisa. No Chile essa diferenciação é mais complicada, pois os fiordes são mais profundos que muitos do Alasca e da Groenlândia.

Os *sikussaks* presentes nas cabeceiras de alguns dos fiordes da área de estudo favorecem a deposição do detrito basal antes que esse entre na circulação, o que resulta em sedimentos finos similares àqueles depositados por plumas de água de fusão. Somados a esse processo, a grande profundidade possivelmente foi responsável pela sedimentação através de línguas flutuantes de gelo, como é sugerido por Araya-Vergara

(1999a). Postula-se, portanto, que no Chile, durante o Holoceno, o ambiente do fundo dos fiordes apresentou e ainda pode apresentar características dos três modelos atuais de sedimentação glacimarinha (ver **Capítulo 2**).

A variedade geométrica dos sistemas deposicionais de linha de encalhe, observada nos perfis acústicos, revela a complexidade da interpretação do comportamento das geleiras na Patagônia e os conseqüentes processos de sedimentação. O regime glacial predominante é o temperado, porém as margens poderiam ter misto de frentes flutuantes e aterradas no fundo, como resposta às influências morfológicas e batimétricas locais. Condições de frentes tipo de maré podem ter prevalecido nos fiordes estudados, porém as reconstruções paleoclimáticas baseadas em seus depósitos devem ser consideradas com muito cuidado já que flutuações de suas margens poderiam resultar de respostas distintas às variações climáticas. No entanto, é necessário identificar através de outras investigações os fatores chaves que possam distinguir as características desses modelos da dinâmica pretérita e atual nos fiordes da Patagônia, por meio de testemunhos de seqüências estratigráficas mais espessas e de métodos mais variados de reflexão sísmica.

Existem evidências que no UMG, ao sul de 43° S, o gelo se estendeu até a plataforma continental do Pacífico (Fig. 3.5) (Rabassa e Clapperton, 1990). Um modelo elaborado por Hulton *et al.* (2002) produz uma configuração do UMG na qual a margem oeste do manto de gelo é altamente dinâmica, com elevado aporte de precipitação e balanço de massa positivo. O resultado é uma série de zonas de fluxo rápidos de gelo (*fast-flowing ice*). Portanto, com a expansão das geleiras em escala continental, o gelo provavelmente tornou-se menos espesso. Lliboutry (1998) assume um aumento de 300 a 700 m na espessura do gelo durante o UMG. No entanto, não são especificadas as áreas atingidas por esse aumento da espessura.

Finalmente, podem existir seqüências sedimentares produzidas por um ciclo glacial influenciado por variações do nível do mar, e que não foram ainda testemunhadas nas bacias profundas dos fiordes, abaixo do nível da profundidade.

## **6.10 – Modelo conceitual**

Baseado em elementos morfológicos e nos refletores acústicos, são propostos alguns modelos de ambiente de retração das geleiras para a zona de confluência dos fiordes Falcon e Eyre (Fig. 6.1), para a zona centro-

distal do fiorde Penguin (Fig. 6.2) e para a zona proximal do fiorde Europa (Figs. 6.3 e 6.4).

Os fiordes investigados são caracterizados por depósitos do sistema de linha de encalhe (bancos morânicos, deltas, rampas e sedimentos estratificados glacimarinhos). As bacias distais são marcadas com sedimentos estratificados represados por *sills* rochosos e morânicos. A exceção é a zona distal do fiorde Falcon, onde um complexo sistema de depósitos de linha de encalhe se desenvolveu em águas profundas (Fig. 6.1).

A Fig. 6.1 mostra um modelo hipotético baseado nas condições para a formação de rampas de sedimentos proposta por Powell e Alley (1997). Nesse modelo, a frente da geleira estaria flutuando a uma curta distância da parede aterrada na parte distal do fiorde Falcon, dando condições a formação de rampas de sedimentos nas zonas mais profundas. Bancos morânicos foram construídos em pontos do fiorde onde a geleira alcançou estabilidade, e atividades nas vertentes se desenvolveram durante os períodos de estabilidade e de recuo.

O modelo da Fig. 6.2 representa a formação do sistema de depósito de linha de encalhe no fiorde Penguin e a exposição das geoformas com o recuo da geleira. A bacia intra-*sills* está preenchida por sedimentos acusticamente estratificados originados, possivelmente, por plumas de água de fusão e também por *icebergs* e gelo marinho.

As Figs. 6.3 e 6.4 representam duas situações na zona de linha de encalhe da área proximal do fiorde Europa. Sedimentos subglaciais se acumulam e produzem na vertente frontal do banco morânico depósitos de fluxos de detritos, além de avalanchas, que formaram os *plunge polls*. As Figs. 6.4a, b apresentam possibilidades para a origem dos depósitos de fluxo de detritos. Já a Fig. 6.4c mostra uma situação de deslocamento da geleira do banco morânico e a formação de sedimentos estratificados. Não se sabe se existe outra geoforma exposta até a frente atual da geleira, pela falta da cobertura acústica, por isso, o modelo considera o espaço entre o banco morânico, identificado no registro e a posição atual frontal do gelo.

---

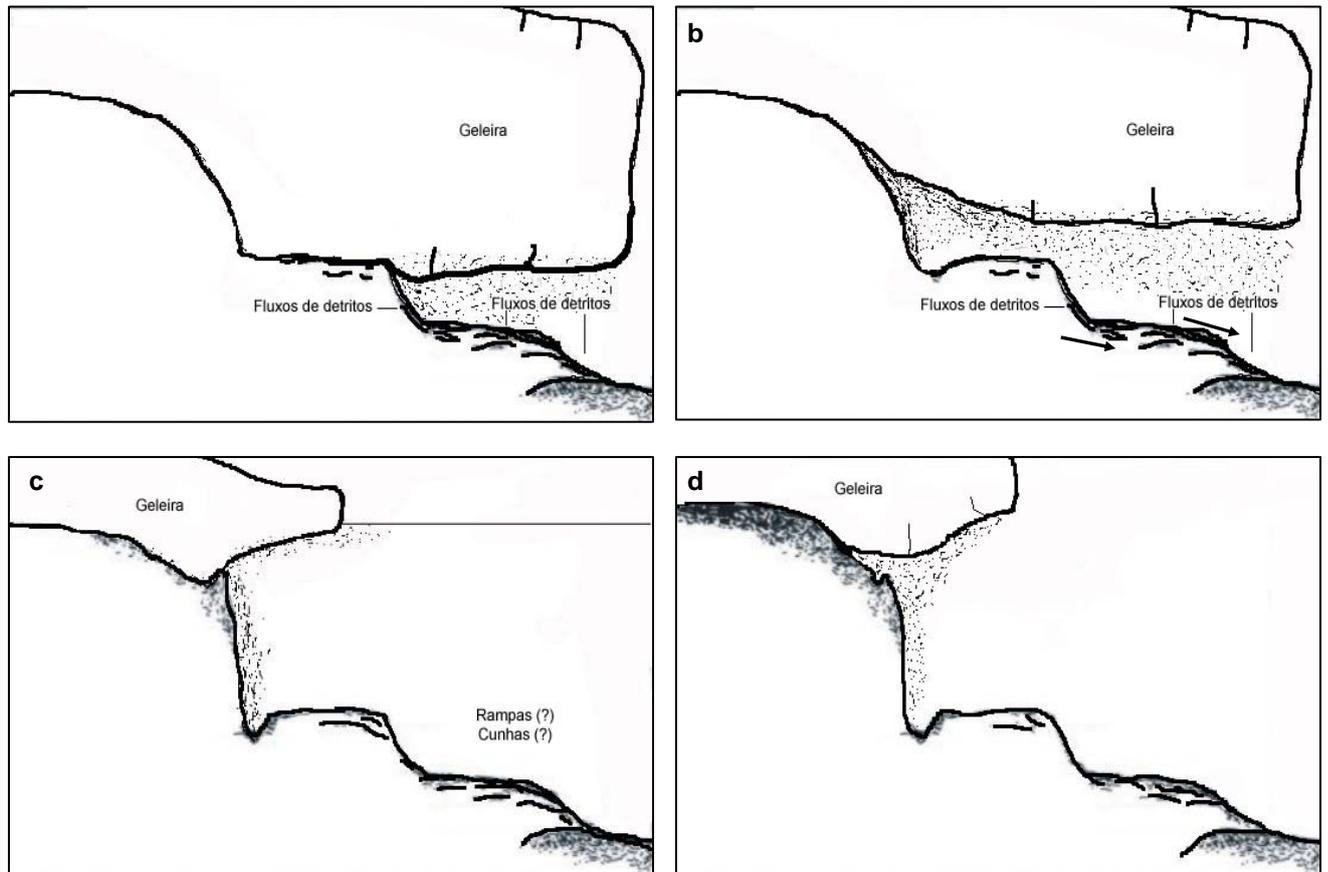


Fig. 6.1 – Modelo inferido para a formação do sistema de linha de encalhe (*grounding line*) na zona distal do fiorde Falcon. Considera-se neste modelo a possibilidade do gelo estar em contato parcial com os depósitos. Dúvidas são levantadas sobre a origem dos depósitos, isto é, se eles se originaram da língua de gelo flutuante ou da geleira aterrada no fundo, mesmo com a grande profundidade neste setor do fiorde. É sugerido que a geleira perdeu sua estabilidade, e, portanto, recuou, quando perdeu o contato com o depocentro submarino ou da contração topográfica representada pelos *pinning points*.

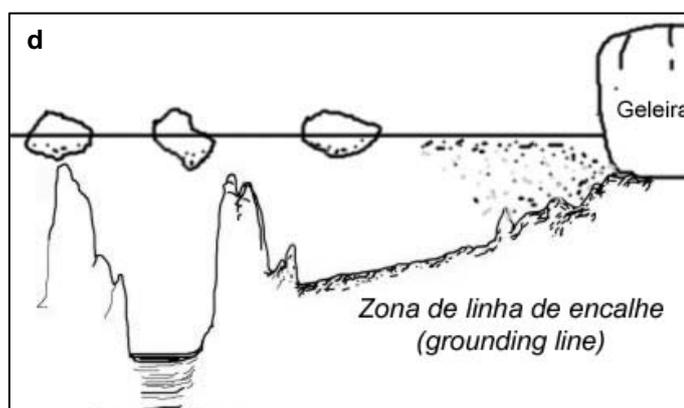
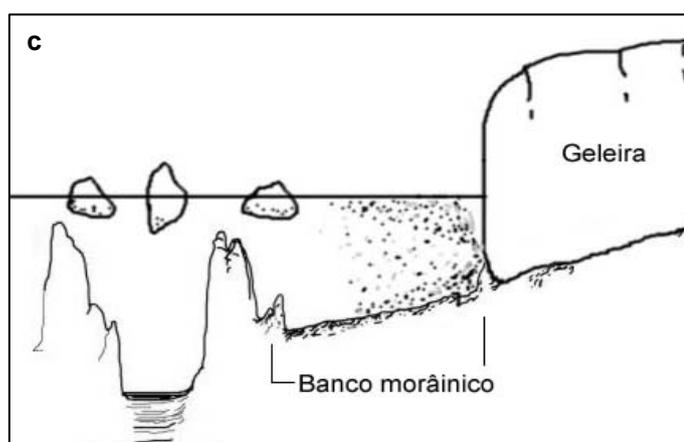
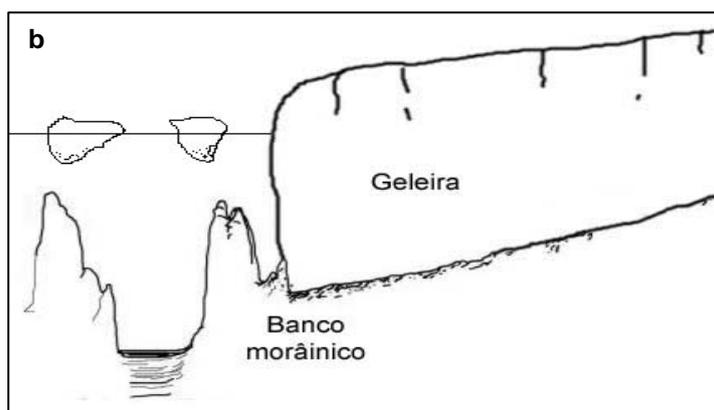
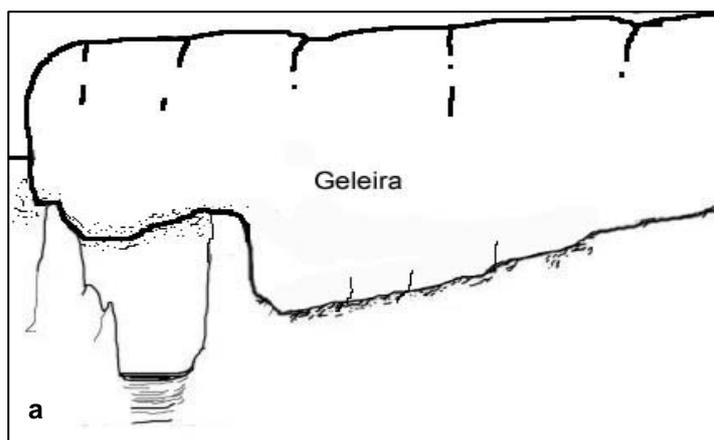


Fig. 6.2 – Modelo inferido para a formação do sistema de linha de encaixe (*grounding line*) na zona centro-distal do fiordo Penguin. São identificadas duas posições possíveis para o desenvolvimento de bancos morânicos sob condições do gelo aterrado no fundo marinho, além de outras posições de relativa estabilidade representada pelo sistema de linha de encaixe. As Figuras a, b, c e d mostram a seqüência do recuo da geleira em direção à cabeceira do fiordo. A estratificação acústica representa uma situação flutuante da frente da geleira.



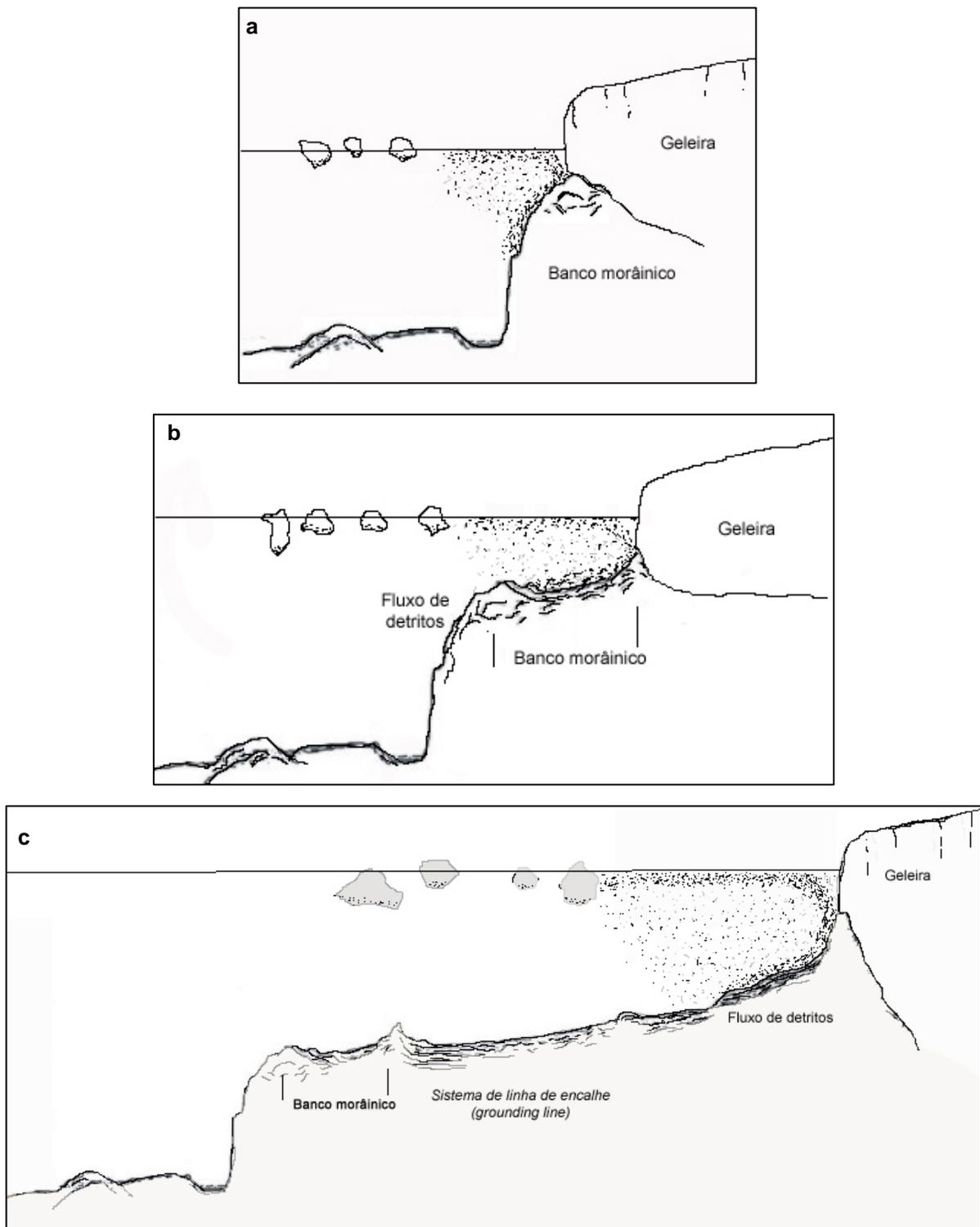


Fig. 6.3 – Modelo inferido para a formação do sistema de linha de encalhe (*grounding line*) na zona proximal do fiorde Europa. São identificadas três posições possíveis para o desenvolvimento de bancos morânicos sob condições do gelo aterrado ao fundo marinho. As Figuras a, b e c mostram a seqüência do recuo da geleira em direção à cabeceira do fiorde. Na parte frontal dos bancos predominam as atividades nas vertentes, como depósitos de fluxos de detritos e *plunge pool*. Sedimentos acusticamente estratificados são depositados próximos aos bancos por plumas de água de fusão subglacial.

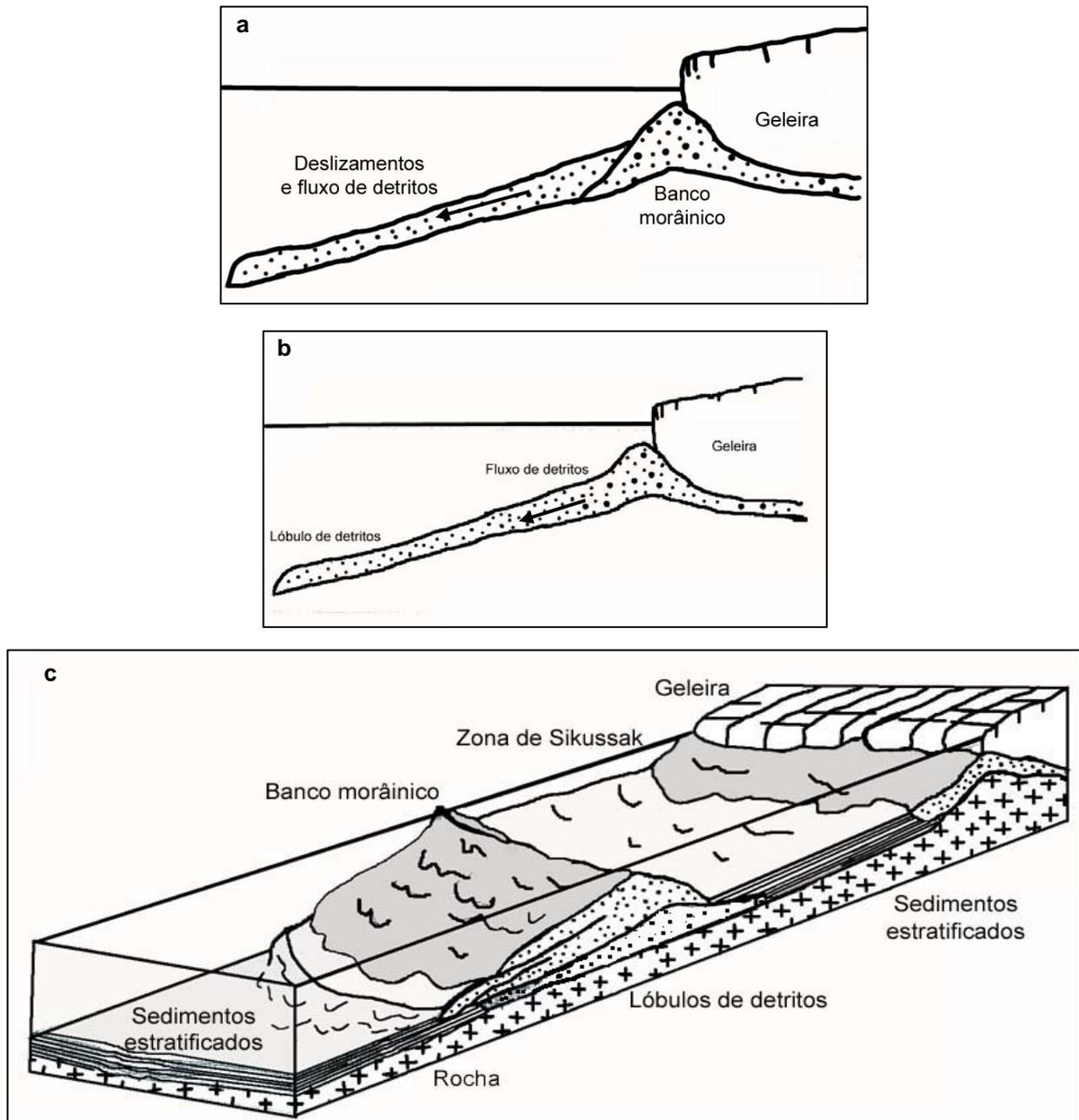


Fig. 6.4 – Diagrama de elementos morfológicos de depósitos de contato com o gelo na parte proximal do fiorde Europa, representada na Fig. 6.3c. As Figuras (a) e (b) mostram duas possibilidades para a formação do depósito de fluxo de detritos desenvolvidos na parte frontal do banco morânico: (a) o depósito se forma subsequentemente à formação do depósito, ou (b) a formação se dá de forma sincrônica à formação do depósito. A Figura (c) mostra a geleira recuada do banco morânico, exibindo depósitos acusticamente estratificados, já identificados nos registros acústicos dessa zona (ver **Capítulo 5**, Fig. 5.20).

## CAPÍTULO 7 : CONCLUSÃO

---

*“...en todas las partes de las cordilleras patagónicas  
tantas en las faldas del oeste, como en su vertiente oriental,  
se notan indicios manifiestos de una disminución relativamente  
rápida i considerable de los ventisqueros...”*

Hans Steffen - 1910

### 7.1 – Conclusões

Este estudo integrou a sísmica de alta resolução e a morfologia submarina na interpretação do ambiente glacialmarinho da costa de fiordes da Patagônia Central, Chile.

Esses fiordes têm uma morfologia muito irregular e complexa, com bacias que podem alcançar 800 m de profundidade. Eles contêm sedimentos, visíveis ao sistema 3,5 kHz de alta-resolução, depositados a partir do final do Pleistoceno.

Postula-se que a costa de fiordes da Patagônia Central resulta de um *continuum* de formas e processos, que vão desde lineamentos e sistemas de falhas controlados tectonicamente a partir do Mioceno Inferior (ca. 25 milhões de anos AP), processos de denudação fluvial e de vertentes, rios modificados glacialmente e, finalmente, canais e fiordes formados diretamente pela ação do gelo.

A tectônica originou uma topografia favorável para o desenvolvimento de geleiras, principalmente nas etapas iniciais de formação e crescimento do campo de gelo. Ademais, se desenvolveram processos de retroalimentação positiva entre o aumento da precipitação e a expansão do campo de gelo no lado oeste da cordilheira dos Andes. Isso explica a grande profundidade de algumas bacias no interior dos fiordes.

A morfoestrutura influenciou também os ambientes deposicionais submarinos, pois a morfologia externa dos fiordes criou condições, em certos pontos ao longo de seus eixos longitudinais, de estabilidade da frente das geleiras e, conseqüentemente, o desenvolvimento de geoformas glacialgênicas.

A localização dos principais depocentros nesses fiordes coincide com constrições topográficas, onde são reduzidas a largura e a profundidade dos mesmos. Esses depocentros, desenvolvidos durante períodos de estabilidade das geleiras, muitas vezes atuaram também como pontos de fixação de sedimentos (*pinning points*) e, que de acordo com sua própria dinâmica, favoreceram o avanço ou retração do gelo durante o processo de deglaciação a partir do Último Máximo Glacial.

Os perfis acústicos de alta-resolução (3,5 kHz) mostram que um complexo sistema deposicional com geformas variadas desenvolveu-se nas profundas bacias nessa parte da costa de fiordes do Chile, a oeste do campo de gelo Patagônico Sul.

Foram identificados, baseado na morfologia externa e caracteres acústicos, depósitos de contato e proximais ao gelo associados ao sistema de linha de encalhe (*grounding line*). Nesses estão incluídos os bancos morânicos (isolados ou em cordões), deltas, rampas, lóbulos de detritos e sedimentos estratificados glacimarinhos, que foram construídos nos setores dos fiordes onde as partes frontais das geleiras puderam estabilizar-se por períodos suficientemente longos para o seu desenvolvimento. Esses depósitos estão, por sua vez, relacionados aos períodos de estabilidade e de possíveis avanços, que interromperam localmente o processo de retração das geleiras.

Dois tipos principais de fácies acústicas foram reconhecidos: as estratificadas e as caóticas. Os refletores estratificados se subdividem entre aqueles com traços coerentes, precisos, paralelos e contínuos, representando um período constante de sedimentação e naqueles menos precisos e contínuos. As fácies acústicamente estratificadas ocupam principalmente o interior de bacias intra-*sills* e áreas de depósitos proximais às antigas frentes do gelo, na zona de linha de encalhe. As fácies caóticas mostram-se incoerentes, variando de opacas a semi-transparentes e, geralmente, com morfologia externa do tipo *hummocky*.

Os processos de deposição de sedimentos acusticamente caóticos ocorreram, possivelmente, durante períodos de retração das geleiras já no Holoceno, em pontos onde elas estabilizaram ajudadas pela morfologia dos fiordes, mesmo em águas profundas. Esses pontos de fixação (*pinning points*) tiveram forte influência tanto nos processos de estabilidade da frente das geleiras ao longo do Holoceno como na atualidade, com a formação dos *sikussaks*.

Os sedimentos dos depósitos acusticamente estratificados localizados nas bacias intra-*sills* e nas partes mais profundas originaram-se possivelmente de gelo flutuante, predominantemente de processos de desprendimento de *icebergs* (*calving*). No entanto, uma identificação mais precisa com respeito à origem dos sedimentos acusticamente estratificados será somente estabelecida através da aquisição de novos testemunhos de sedimentos e de registros sísmicos.

A ação conjunta da tectônica, de rios e de geleiras produziu profundas bacias no interior dos fiordes. Nessas bacias, os depósitos mais profundos, não visíveis ao sistema de alta-resolução, possivelmente não foram modificados pelos sucessivos ciclos de avanços e recuo das geleiras e, portanto preservados no fundo delas, contendo assim informações ambientais do campo de gelo em períodos mais antigos do que o Holoceno.

Movimentos de massa, também identificados pelos refletores acústicos e pela morfologia externa, foram gerados principalmente pela dinâmica glacial, por exemplo, a acumulação de material em bancos morânicos pela atividade subglacial, ou pelo deslocamento da geleira desde esses depósitos. Esses processos diferem dos identificados em fiordes da Patagônia Norte, pela inserção de outros fatores nos processos de sedimentação, como por exemplo, os processos fluviais e marinhos.

Foi observado, através das feições acústicas e morfológicas, que a deposição dos sedimentos ao longo dos fiordes ocorre principalmente através de dois processos: por precipitação de sedimentos derivados de plumas de água de fusão e da base de *icebergs* e do gelo marinho, e por fluxos de gravidade. A complexa morfologia, as distintas profundidades das bacias, o gradiente altitudinal dos fiordes tributários e, possivelmente, as margens antigas das geleiras favoreceram a atividade erosiva nas vertentes. Dessa forma, intensificando o transporte e a resedimentação. Nesse sentido, ao considerar os três principais modelos de ambiente glacimarinho (geleiras de maré do Alasca; plataformas de gelo da Antártica; *icebergs* da Groenlândia Oriental), pode-se inferir que os fiordes estudados estão e/ou estiveram sob a influência combinada de tais modelos, logicamente atuando distintamente em cada um deles. Como exemplos são citados os bancos morânicos da zona centro-proximal do fiorde Europa, na parte central do fiorde Penguin e das zonas distais dos fiordes, os depósitos em grande profundidade na zona distal do fiorde Falcon e as zonas de *sikussaks* nas cabeceiras dos fiordes Falcon, Penguin, Europa e Calvo (ainda não estudadas).

A tectônica também foi agente relevante na configuração da costa de fiorde da Patagônia Norte. No entanto, diferenças importantes são observadas com relação aos fiordes da Patagônia Central, principalmente no que concerne a morfologia das bacias internas, refletores acústicos e espessura das camadas sedimentares. Na Patagônia Norte, as bacias internas são mais extensas com camadas sedimentares mais espessas e cujos refletores internos variam de opacos a transparentes.

É sugerido que na costa de fiordes adjacentes ao campo de gelo Patagônico Sul, as geleiras foram e ainda são controladas por agentes topográficos. Este trabalho indica que o entendimento da história estrutural e erosiva da zona de fiordes e canais da Patagônia Central é um elemento crucial para a compreensão da formação e evolução do campo de gelo Patagônico Sul.

## 7.2 – Trabalhos futuros

A grande dificuldade desse estudo foi a falta de registros por outros métodos sísmico/acústicos que permitissem comparações entre os dados de uma mesma área. O uso de perfilador de subfundo 3,5 kHz produz uma boa resolução das geofomas submarinas, mas tem penetração de somente dezenas de metros no subfundo marinho, dependendo do tipo de sedimento. O uso de outros métodos com maior penetração no substrato, mostraria camadas não visíveis pelo sistema de 3,5 kHz e ampliaria a identificação de depósitos mais profundos. O uso de sonar de varredura lateral, ou até mesmo de *multibeam*, melhoraria também a interpretação dos processos superficiais, principalmente da extensão e da área afetada pelos movimentos de massa submarinos. Além disso, por características específicas da logística desenvolvida pela *Armada de Chile*, a zona de cobertura do perfilador de subfundo se deu ao longo do eixo longitudinal dos fiordes e canais. É sabido que para ter uma visão mais detalhada do ambiente glacimarinho, inclusive das atividades das vertentes laterais dos fiordes, são necessários perfis transversais, o que requer mais tempo para a navegação e recursos logísticos.

Outro problema consiste na falta de dados batimétricos. A costa de fiordes chilena é extensa e embora esses sejam gerados constantemente pelos cruzeiros da *Armada de Chile*, ainda são poucas as cartas náuticas disponíveis.

Também é necessária a informação proveniente de testemunhos de sedimentos que alcancem seqüências sedimentares mais profundas. Por

isso, um dos grandes riscos assumidos neste trabalho é a possibilidade de interpretação equivocada de alguns dos registros acústicos, devido à falta de uma análise sedimentar detalhada dentro da área de cobertura acústica, incluindo a falta de um controle de datação.

Veículos operados por controle remoto (*Remoted Operated Vehicles* – ROVs) são empregados em outras costas de fiordes do mundo, naquelas partes submarinas que são inacessíveis devido aos desprendimentos de gelo, possibilitando assim a visualização e medição de parâmetros, tais como temperatura e salinidade, nas áreas de contato com a geleira. Não existem relatos do uso destes equipamentos nas cabeceiras de fiordes glacializados da Patagônia.

Estudos futuros nesta costa de fiordes e na plataforma continental, utilizando outros métodos sísmicos e amostragem de sedimentos de fundo, além da geração de novos dados batimétricos são necessários para localizar, identificar, classificar e relacionar as diferenças nos depósitos glacimarinhos às variações climáticas e ao comportamento das geleiras. Além disso, esses estudos poderiam estabelecer uma cronologia da deglaciação desde o UMG para as principais geleiras do campo de gelo Patagônico Sul.

---

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

AARSETH, I. Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. **Marine Geology**, 143, p. 39-53. 1997.

AARSETH, I.; LØNNE, I.; GISKEØDEGAARD, O. Submarine slides in glaciomarine sediments in some Western Norwegian fjords. **Marine Geology**, 88, p. 1-21. 1989.

ABARRUZA, J. Sonar de barrido lateral y penetradores de sedimentos. **Espanha, Instituto Hidrográfico de la Marina, Cadiz: 1991. 280 p.**

ALLEY, R.B. Deforming bed origin for southern Laurentide till sheets? **Journal of Glaciology**, 37, p. 67-76. 1991.

ANDERSON, J.B. Antarctic Marine Geology. **Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 289 p.**

ANDERSON, J.B.; MOLNIA, B.F. Glacial-marine sedimentation. **Short Course in Geology**, vol. 9. Washington, D.C., American Geophysical Union, 1989. 127 p.

ANDREWS, J.T.; SYVITSKI, J.P.M.; DOWDESWELL, J.A. A new model for glacial marine sedimentation. In 4<sup>th</sup> PONAM Workshop Abstract, **Cambridge, Reino Unido, 1993. p. 13-15.**

ANIYA, M.; SATO, H.; NARUSE, R.; SKVARCA, P.; CASASSA, G. The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glacier of Southern Patagonia Icefield, South America. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, 62, p. 1361-1369. 1996.

- ANIYA, M.; SATO, H.; NARUSE, R.; SKVARCA, P.; CASASSA, G. **Recent variations in the Southern Patagonia Icefield, South America.** *Artic and Alpine Research*, **29**, p. 1-12. 1997.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **Geomorfología comparada de los fiordos de Chiloé y Aysén.** Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 1, CONA, **Resúmenes ampliados**, p. 11-14. 1996.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **Perfiles geomorfológicos de los fiordos y depresión longitudinal de Norpatagonia.** *Ciencia y Tecnología del Mar*, **20**, p. 3-22. 1997.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **El problema genético de los fondos de los fiordos Norpatagónicos.** *Investigaciones Marinas Valparaíso*, **26**, p. 71-81. 1998.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **Secuencia de formas deposicionales en la fractura del Canal Messier, Patagonia Central.** *Investigaciones Marinas Valparaíso*, **27**, p. 39-52. 1999a.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **Perfiles longitudinales de fiordos de Patagonia Central.** *Ciencia y Tecnología del Mar*, **22**, p. 3-29. 1999b.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **Perfiles submarinos de los piedmonts del Estrecho de Magallanes y Bahía Nassau, Chile Austral.** *Anales Instituto de la Patagonia*, Serie Ciencias Naturales, **28**, p. 23-40. 2000.
- ARAYA-VERGARA, J.F. **Formas deposicionales submarinas en el perfil longitudinal del Estrecho de Magallanes, Chile.** *Ciencia y Tecnología del Mar*, **24**, p. 7-21. 2001.
- ASHWORTH, A.C.; MARKGRAF, V.; VILLAGRAN, C. **Late Quaternary climatic history of the Chilean channels based on fossil pollen and beetle analysis, with an analysis of the modern vegetation and pollen rain.** *Journal of Quaternary Science*, **6**, p. 279-291. 1991.

- AUGUSTINUS, P.C. Outlet glacier trough size-drainage area relationships, Fiordland, New Zealand. **Geomorphology**, 4, p. 347-361. 1992.
- AYRES NETO, A. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. **Brazilian Journal of Geophysics**, 18 (3), p. 241-256. 2000.
- BEHRMANN, J.H.; KOPF, A. Balance of tectonically accreted and subducted sediment at the Chile Triple Junction. **International Journal of Earth Sciences**, 90, p. 753-768. 2001.
- BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. **Glaciers & Glaciations**. Londres: Arnold, 1998. 734 p.
- BENNETT, K.D.; HABERLE, S.G.; LUMLEY, S.H. Last Glacial – Holocene transition in Southern Chile. **Science**, 290, p. 325-328. 2000.
- BLIKRA, L.H.; NEMEC, W. Postglacial colluvium in Western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. **Sedimentology**, 45, p. 909-959. 1998.
- BLISNIUK, P.M.; STERN, L.A.; CHAMBERLAIN, C.P.; STRECKER, M. Uplift-related climate change in Southern Patagonian Andes – Evidence from oxygen isotope values of soil carbonates. **Eos Trans. AGU**, 80 (46): Fall Meet. Suppl., F1059. 1999.
- BØE, R.; HOVLAND, M.; INSTANES, A.; RISE, L.; VASSHUS, S. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudeneshfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. **Marine Geology**, 167, p. 147-165. 2000.
- BOULTON, G.S. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: DOWDESWELL, J.A.; SCOURCE, J.D. (Eds). **Glacial Marine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication**, 53, p. 15-52. 1990.
- BOULTON, G.S.; VAN DER MEER, J.J.M.; HART, J.; BEETS, D.; RUEGG, G.H.J.; VAN DER WATERN, F.M.; JARVIS, J. Till and moraine

- emplacement in a deforming bed surge – an example from a marine environment. **Quaternary Science Reviews**, 15, p. 961-987. 1996.
- BRAMBATI, A.; COLANTONI, P. Preliminary report on a seismic survey in the Strait of Magellan. **Bollettino de Oceanologia Teorica ed Applicata**, 9 (2-3), p. 99-105. 1991.
- BRAMBATI, A.; FONTOLAN, G.; SIMEONI, U. Recent sediments and sedimentological processes in the Strait of Magellan. **Bollettino de Oceanologia Teorica ed Applicata**, 9 (2-3), p. 217-259. 1991.
- CAI, J.; POWELL, R.D.; COWAN, E.A.; CARLSON, P.R. Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glacimarine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Marine Geology*, **143**, p. 5-37. 1997.
- CALDENIUS, C.C. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. **Geografiska Annaler**, 14, p. 1-64. 1932.
- CAREY S.W.; AHMAD, N. Glacial marine sedimentation. In: RAASCH, G.O (Ed.). **Geology of the Arctic**, Toronto: University of Toronto Press, 1961. p. 865-894.
- CARLSON, P.R. Seismic reflection characteristics of glacial and glacimarine sediment in the gulf of Alaska and adjacent fjords. *Marine Geology*, **85**, p. 391-416. 1989.
- CARRASCO, J.; CASASSA, G.; RIVERA, A. Climatología actual del Campo de Hielo Sur y posibles cambios por el incremento del efecto invernadero. *Anales Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, **26**, p. 119-128. 1998.
- CASASSA, G.; BRECHER, H.; RIVERA, A.; ANIYA, M. A century-long record of glacier O'Higgins, Patagonia. *Annals of Glaciology*, 24, p. 106-110. 1997.
- CASASSA, G.; RIVERA, A.; ANIYA, M.; NARUSE, R. Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur. *Anales Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, **28**, p. 5-22. 2000.

- CASASSA, G.; RIVERA, A.; ANIYA, M.; NARUSE, R. Current knowledge of the Southern Patagonia Icefields. In: CASASSA, G.; SEPÚLVEDA, F.V.; SINCLAIR, R.M. (Eds.). **The Patagonian Icefields. A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies**. New York: Kluwer / Plenum, 2002. p. 67-83.
- CEMBRANO, J.; SCHERNER, E.; LAVENU A.; SANHUEZA, A. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. **Tectonophysics**, 319, p. 129-149. 2000.
- CLAPPERTON, C.M. **Quaternary Geology and Geomorphology of South America**. Amsterdam: Elsevier, 1993. 779 p.
- CLAPPERTON, C.M.; SUGDEN, D.E. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. **Quaternary Science Reviews**, 7, p. 185-198. 1988.
- CLAPPERTON, C.; SUGDEN, D.E.; KAUFMAN, D.S.; McCULLOCH, R.D. The last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. **Quaternary Research**, 44, p. 133-148. 1995.
- COFAIGH, C.O. Geomorphic and sedimentary signatures of early Holocene deglaciation in High Arctic fiords, Ellesmere Island, Canada: implications for deglacial ice dynamics and thermal regime. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 35, p. 437-452. 1998.
- COFAIGH, C.O.; LEMMEN, D.S.; EVANS, D.J.A.; BEDNARSKI, J. Glacial landform - sediment assemblages in the Canadian High Arctic and their implications for Late Quaternary glaciation. **Annals of Glaciology**, 28, p. 195-208. 1999.
- COFAIGH, C.O.; ENGLAND J.; ZREDA, M. Late Wisconsinian glaciation of southern Eureka Sound: evidence for extensive Inuitian ice in the Canadian High Arctic during the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, 19, p. 1319-1341. 2000.

COFAIGH, C.O.; DOWDESWELL, J.A. Laminated sediments in glacial marine environments: diagnostic criteria for their interpretation. **Quaternary Science Reviews**, 20, p. 1411-1436. 2001.

COMITÉ OCEANOGRÁFICO NACIONAL, **Crucero de Investigación Científica Marina a los Fiordos y Canales adyacentes a Campo de Hielo Sur**. Informe de Crucero, Valparaíso, 1996. 122 p.

COWAN, E.A.; POWELL, R.D.; CAI, J.; CLARK, J.D.; PITCHER, J.N. Temperate glacial marine varves: an example from Disenchantment Bay, Southern Alaska. **Journal of Sedimentology Research**, 67 (3), p. 536-549. 1997.

COWAN, E.A.; CAI, J.; POWELL, R.D.; SERAMUR, R.C.; SPURGEON, V.L. Modern tidal rhythmites deposited in a deep-water estuary. **Geo-Marine Letters**, 18, p. 40-48. 1998.

**DAMUTH, J.E. Echo character of the Norwegian-Greenland sea: relationship to Quaternary sedimentation.** *Marine Geology*, **28**, p. 1-36. 1978.

DAMUTH, J.E. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. **Marine Geology**, 38, p. 51-75. 1980.

DaSILVA, J.L.; ANDERSON, J.B.; STRAVERS, J. Seismic facies changes along a nearly continuous 24° latitudinal transect: the fjords of Chile and the northern Antarctic Peninsula. **Marine Geology**, 143, p. 103-123. 1997.

DELGADO, S.J. **Relación entre el perfil del basamento en fiordos y canales y la morfoestructura regional en Norpatagonia.** 2004. 120 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidad de Chile, Santiago, 2004.

DENTON, G.H.; LOWELL, T.V.; MORENO, P.I.; ANDERSEN, B.G.; SCHLÜCHTER, C. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. **Geografiska Annaler**, 81A, p. 107-153. 1999.

DIKAU, R.; BRUNDSSEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.L. **Landslide Recognition**. Londres: John Wiley, 1996. 251 p.

DOMACK, E.W.; ISHMAN, S. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. **Geological Society of America Bulletin**, 105, p. 1175-1189. 1993.

DOWDESWELL, J.A.; SCOURSE, J.D. On the description and modelling of glacimarine sediments and sedimentation. In: DOWDESWELL, J.A.; SCOURSE, J.D. (Eds.), 1990, Glacimarine Environments: Processes and Sediments. **Geological Society Special Publication**, 53, 1990. p. 1-13.

DOWDESWELL, J.A.; WHITTINGTON, R.J.; MARIENFIELD, P. The origin of massive diamicton facies by iceberg rafting and scouring, Scoresby Sund, East Greenland. **Sedimentology**, 41, p. 21-35. 1994.

DOWDESWELL, J.A.; ELVERHØI, A.; SPIELHAGEN, R. Glacimarine sedimentary processes and facies on the Polar North Atlantic margins. **Quaternary Science Reviews**, 17, p. 243-272. 1998.

DOWDESWELL, J.A.; WHITTINGTON, R.J.; JENNINGS, A.E.; ANDREWS, J.T.; MACKENSENS, A.; MARIENFIELD, P. An origin for laminated glacimarine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. **Sedimentology**, 47, p. 557-576. 2000.

DREWRY, D. **Glacial Geological Processes**. Londres: Edward Arnold, 1986. 276 p.

DUCHESNE, M.J.; URGELES, R.; LONG, B.F.; LOCAT, J. Geomorphology and slope instability features in the Outardes delta area, Quebec, Canada. *Odyssée de la Terre*, p. 371-378. 2001.

**DYER, K.R.** Estuary – A Physical Introduction. **2 Ed. Londres: John Wiley, 1997. 195 p.**

**ELVERHØI, A.** Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. *Marine Geology*, **57**, p. 53-88. **1984.**

**ELVERHØI, A.; LØNNE, Ø.; SELAND, R.** Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment. *Polar Research*, **1**, p. 127-149. **1983.**

**EMBLETON, C.; KING, C.A.M.** **Glacial Geomorphology.** Londres: Edward Arnold, 1975. 573 p.

**ENGLAND, J.** Glaciation and evolution of the Canadian high arctic landscape. *Geology*, **15**, p. 419-424. **1987.**

**FAUGÈRES, J.C.; STOW, D.A.V.; IMBERT, P.; VIANA, A.** Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, **162**, p. 1-38. **1999.**

**FIERRO, J.C.; BRAVO, M.R.** Propagación de la onda de marea en canales adyacentes a Campos de Hielo Sur. **Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 2**, Comité Oceanográfico Nacional, Chile. Resúmenes Ampliados, p. 21-24. **1996.**

**GILBERT, R.** Environmental assessment from the sedimentary record of high-latitude fiords. *Geomorphology*, **32**, p. 295-314. **2000.**

**GLASSER, N.F.** Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland. *Geografiska Annaler*, **77 A (1-2)**, p. 67-82. **1995.**

**GLASSER, N.F.; HARRISON, S.; WINCHESTER, V.; ANIYA, M.** Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global Planetary Change*, **43**, p. 79-101. **2004.**

- GLASSER, N.F.; JANSSON, K.N. Fast-flowing outlet glacier of the Last Glacial Maximum Patagonian Icefield. **Quaternary Research**, 63, p. 206-211. 2005
- GLASSER, N.F.; JANSSON, K.N.; HARRISON, S.; RIVERA, A. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. **Geomorphology**. No prelo.
- GORRING, M.L.; KAY, S.M.; ZETTLER, P.K.; RAMOS, V.A.; RUBIOLO, D.; FERNÁNDEZ, M.I.; PANZA, J.L. A slab window origin for Neogene Patagonian plateau lavas (46.5° to 49.5° S). **Tectonics**, 16, p. 1-17. 1997.
- GREENE, D. Topography and former Scottish tidewater glaciers. **Scottish Geographic Magazine**, 108 (3), p. 164-171. 1992.
- GRUNOW, A.M.; DALZIEL, I.W.D.; HARRISON, T.M.; HEIZLER, M.T. Structural geology and geochronology of subduction complex along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. **Geological Society American Bulletin**, 104, p. 1497-1514. 1992.
- HACK, J.T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **U.S. Geological Survey, Professional Paper**, 294B, p. 45-94. 1957.
- HALL, A.M.; GLASSER, N.F. Reconstructing the basal thermal regime of an ice stream in a landscape of selective linear erosion: Glen Avon, Cairngorm Mountains, Scotland. **Boreas**, 32 (1), p. 191-207. 2003.
- HAMBREY, M.J. **Glacial Environment**. Londres: UCL Press, 1994. 296 p.
- HAMPTON, M.A.; LEE, H.J.; LOCAT, J. Submarine landslides. **Reviews of Geophysics**, 34, p. 33-59. 1996.
- HAUSER, Y. Aspectos geológicos y geotécnicos relacionados con el proyecto y construcción del Camino Longitudinal Austral, Regiones X y XI. **Boletín Geológico**, 43 A, 75 p. 1993.
- HAYNES, V.M. The modification of valley patterns by ice sheet activity. **Geografiska Annaler**, 59A (3-4), p. 66-75. 1972.

- HERVÉ, F.; PANKHURST, R.J.; DEMANT, A.; RAMIREZ, E. **Age and Al-in-hornblende geobarometry in the north Patagonian Batholith, Aysén, Chile**. Third ISAG, St. Malo France, Abstracts, p. 579-582. 1996.
- HEUSSER, C.J. Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the Last Glacial Maximum. **Revista Geológica de Chile**, 17, p. 3-18. 1990.
- HEUSSER, C.J. Late-glacial of southern South America. **Quaternary Science Reviews**, 12, p. 345-350. 1993.
- HEUSSER, C.J. Deglacial setting of the Southern Andes following the Last Glacial Maximum: a short review. **Anales Instituto de la Patagonia**, Serie Ciencias Naturales, 25, p. 89-103. 1997.
- HOLTEDAHL, H. Notes on the formation of fjords and fjord valleys. **Geografiska Annaler**, 49 A, p. 188-203. 1967.
- HULTON, N.R.J.; SUGDEN, D.; PAYNE, A.; CLAPPERTON, C. Glacier modelling and the climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. **Quaternary Research**, 42, p. 1-19. 1994.
- HULTON, N.R.J.; SUGDEN, D.E. Modelling mass balance on former maritime ice caps: a Patagonian example. **Annals of Glaciology**, 21, p. 304-310. 1995.
- HULTON, N.R.J.; SUGDEN, D.E. Dynamics of mountain ice caps during glacial cycles: the case of Patagonia. **Annals of Glaciology**, 24, p. 81-89. 1997.
- HULTON, N.R.J.; PURVES, R.S.; McCULLOCH, R.D.; SUGDEN, D.E.; BENTLEY, M.J. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. **Quaternary Science Reviews**, 21, p. 233-241. 2002.
- HUNTER, L.E.; POWELL, R.D.; LAWSON, D.E. Flux of debris transported by ice at three Alaskan tidewater glaciers. **Journal of Glaciology**, 42 (140), p. 123-133. 1996.

- KENNETT, J.** Marine Geology. Nova Jersey: Prentice Hall, 1982. 813 p.
- KING, L.H.** Use of conventional echo-sounder and textural analysis in delineating sedimentary facies: Scotian Shelf. Canadian Journal of Earth Sciences, **4**, p. 691-708. 1967.
- KING, L.H.; FADER, G.B.J.** Wiscosian glaciation of the continental shelf – Southeast Atlantic Canada. Geological Survey of Canada Bulletin, **103**, p. 72 p. 1986.
- KING, L.H.; ROKOENGEN, K.; FADER, G.B.J.; GUNLEIKSRUD, T.** Till-tongue stratigraphy. Geological Society of America Bulletin, **103**, p. 637-659. 1991.
- KLEMAN, J.** Preservation of landforms under ice sheet and ice caps. Geomorphology, **9**, p. 19-32. 1994.
- KOSTASCHUK, R.A.; McCANN, S.B.** Subaqueous morphology and slope processes in a fjord delta, Bella Coola, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences, **24**, p. 52-59. 1987.
- LABERG, J.S.; VORREN, T.O.** The Trænadjupet Slide, offshore Norway – morphology, evacuation and triggering mechanisms. **Marine Geology**, **171**, p. 95-114. 2000.
- LEVENTER, A.; AAVANG, S.; STRAVERS, J.; ISHMAN, S.; KRISSEK, L.** Holocene sedimentation rates on the southern Chilean continental margin. Antarctic Journal, **30** (5), p. 13-16. 1995.
- LLIBOUTRY, L.** Nieve y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Santiago: Ediciones de la Universidad de Chile, 1956. 468 p.
- LLIBOUTRY, L.** Glaciers variations du climat sols gelés. In: **LLIBOUTRY, L.** (Eds.) Traite de Glaciologie. Masson: Paris, 1965. 780 p.
- LLIBOUTRY, L.** Glaciers of the wet Andes. In **WILLIAM, R.S.; FERRIGNO, J.G.** (Eds.). Satellite Images Atlas of Glaciers of the World - Glaciers of South America.

**United States Geological Survey. Professional Paper 1386-I, 1998. p. 1148-1206.**

**LOCAT, J.; LEE, H.J. Submarine landslides: advances and challenges.** Proceedings of the 8<sup>o</sup> International Symposium on Landslides, **Cardiff, Reino Unido. 2000. 30 p.**

LOCAT, J.; SANFAÇON, R. **Multibeam surveys: a major tool for geosciences.** 2001. Disponível em: [seamap.bio.ns.ca/jacques-locat-speech.pdf](http://seamap.bio.ns.ca/jacques-locat-speech.pdf). Acesso em 13. abr. 2002.

LØNNE, I. Facies characteristics of a proglacial turbidity sand lobes at Svalbard. **Sedimentary Geology**, 109, p. 13-35. 1997.

LOWELL, T.V.; HEUSSER, C.J.; ANDERSEN, B.G.; MORENO, P.I.; HAUSSER, A.; DENTON, G.H.; HEUSSER, L.E.; SCHLÜCHTER, C.; MARCHANT, D. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. **Science**, 269, p. 1541-1549. 1995.

LUCKMAN, B.H., Debris flow and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. **Geografiska Annaler**, 74 A (2-3), p. 109-121. 1992.

McADOO, B., Mapping submarine slope failures. **2000a. Disponível em: [vassun.vassar.edu/~brmcadoo/mapping\\_slides.htm](http://vassun.vassar.edu/~brmcadoo/mapping_slides.htm). Acesso em 20. out. 2001.**

McADOO, B., Morphometric analysis of submarine landslides. **2000b. Disponível em: [vassun.vassar.edu/~brmcadoo/landslides\\_slides.htm](http://vassun.vassar.edu/~brmcadoo/landslides_slides.htm). Acesso em 20. out. 2001.**

McADOO, B.; PRATSON, L.F.; ORANGE, D.L. Submarine landslide Geomorphology, U.S. Continental Slope. **Marine Geology**, 169 (1-2), p. 103-136. 2001.

MEIER, M.F.; RASMUSSEN, L.A.; POST, A.; BROWN, C.S.; SIKONIA, W.G.; BINDSCHADLER, R.A.; MAYO, L.R.; TRABANT, D.C. **Predicted timing of the desintegrations of the Columbia Glacier**, Alaska, USGS. Open File Report 80-852. 1980.

MEIGS, A.; SAUBER, J. Southern Alaska as an example of the long-term consequences of mountains building under the influence of glaciers. **Quaternary Science Reviews**, 19, p. 1543-1562. 2000.

MERCER, J.H. The response of fjords glaciers to changes in the firn line. **Journal of Glaciology**, 10, p. 850-858. 1961.

MERCER, J.H. Glacial history of southernmost South America. **Quaternary Research**, 6, p. 125-166. 1976.

MERCER, J.H.; SUTTER, J.F. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. **Palaeogeography Palaeoclimate Palaeoecology**, 38, p. 185-206. 1982.

MITCHUM, Jr. R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphy interpretation os seismic reflection patern in depositional sequences. In: PAYTON, C.E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hidrocarbon Explotation**. Tulsa: AAPG, 1977, p. 117-133

MIX, A.C.; BARD, E.; SCHNEIDER, R. **Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)**. *Quaternary Science Reviews*, 20, p. 627-657. 2001.

MOLNIA, B.F. **Glacial marine sedimentation**. Nova Iorque: Plenum Press, 1983. 844 p.

MORENO, P.I. Western Patagonia: a key area for understanding Quaternary paleoclimate southern mid-latitudes. In: CASASSA, G.; SEPÚLVEDA, F.V.; SINCLAIR, R.M. (Eds.). **The Patagonian Icefields. A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies**. New York. Kluwer / Plenum, 2002. p. 1–13.

MULDER, T.; COCHONAT, P. **Classification of offshore mass movements**. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (1), p. 43-57. 1996.

MURDIE, R.; PRIOR, D.; STYLES, P.; FLINT, S.; PEARCE, R.; AGAR, S.  
Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction.  
**Geology**, 21, p. 1095-1098. 1993.

NEMEC, W. Aspect of sediment movement on steep delta slopes. In COLELLA A.;  
PRIOR, D. (Eds.), Coarse Grained Deltas. **International Association of  
Sedimentologists Special Publication**, 10, p. 29-73. 1990.

- NESJE, A.; DAHL, S.O.; VALEN, V.; ØVSTEDAL, J. Quaternary erosion in the Sognefjord drainage basin, western Norway. **Geomorphology**, 5, p. 511-520. 1992.
- NESJE, A.; WHILLANS, I.M. Erosion of Sognefjord, Norway. **Geomorphology**, 9, p. 35-45. 1994.
- NIEMEYER, H.R.; SKARMETA, J.M.; FUENZALIDA, R.P.; ESPINOSA, W.N. Carta Geológica de Chile. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén. Escala 1:500.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, 80 p. 1984.
- PAETZEL, M.; SCHRADER, H. Recent environmental changes recorded in anoxic Barsnesfjord sediments: western Norway. **Marine Geology**, 105, p. 23-36. 1992.
- PASKOFF, R. Quaternary of Chile: the state of research. **Quaternary Research**, 8, p. 2-31. 1977.
- PAYNE, A.J.; SUGDEN, D.E. Topography and ice sheet growth. **Earth Surface and Processes Land**, 15, p. 625-639. 1990.
- PICKARDS, G.L.; STANTON, B.R. A review of their water characteristics. In **Fjord Oceanograph**, IV: 4, NATO, p. 1-17. 1980.
- PORTER, S.C. Pleistocene glaciation in the southern lake district of Chile. **Quaternary Research**, 16, p. 263-292. 1981.
- POWELL, R.D. A model for sedimentation by tidewater glaciers. **Annals of Glaciology**, 2, p. 129-134. 1981.
- POWELL, R.D. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glaciers sediments based on Quaternary examples. **Marine Geology**, 57, p. 1-52. 1984.

**POWELL, R.D. 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, 53, 1990. p. 53-73.**

**POWELL, R.D. Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers. Geological Society of America, Special Paper, 261, p. 75-93. 1991.**

**POWELL, R.D.; MOLNIA, B.F. Glacimarine sedimentary processes facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. Marine Geology, 85, p. 359-390. 1989.**

**POWELL, R.D.; DOMACK, E.W. Glaciomarine environments In MENZIES, J. (Ed.). **Glacial Environments – Processes, Sediments and Landforms.** Boston: Butterworth-Heinemann, 1995. p. 445-486.**

**POWELL, R.D.; ALLEY, R.B. 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, p. 169-187. 1997.**

**RABASSA, J.; CLAPPERTON, C.M. Quaternary glaciations of the Southern Andes. Quaternary Science Reviews, 9, p. 153-174. 1990.**

**RABASSA, J.; BUJALESKY, G.G.; MEGLIOLI, A.; CORONATO, A.; GORDILLO, S.; ROIG, C.; SALEMME, M. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 81, p. 249-256. 1992.**

**RAMOS, V.A. Ridge collision and topography: foreland deformation in the Patagonian Andes. 5º Simposio Internacional de Geodinámica de los Andes, ISAG (International Symposium on Andean Geodynamics), Toulouse. 2002. Disponível em:  
[http://www.chile.ird.fr/castellano/colloques/isag/sp\\_isagResumenes.html](http://www.chile.ird.fr/castellano/colloques/isag/sp_isagResumenes.html).  
Acesso em 20. jun. 2004.**

**RAMOS, V.A.; KAY, S.M. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. Tectonophysics, 25, p. 261-282. 1992.**

- RIBEIRO, H.J.P.S. Fundamentos de estratigrafia de seqüências. In: RIBEIRO, H.J.P.S., (Org.). **Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações**, São Leopoldo: Unisinos, 2001. p. 94-134.
- RÍOS, F.; CISTERNA, M. Uso de parámetros sedimentológicos en el reconocimiento de ambientes hidrodinámicos en los canales y fiordos adyacentes a Campos de Hielo Sur. **Investigaciones Marinas Valparaíso**, 26, p. 21-30. 1998.
- RIVERA, A.; ARAVENA, J.; CASASSA, G. **Recent fluctuations of glaciator Pío XI, Patagonia: discussion of glacial surge hypothesis**. Mountain Research and Development, 17 (4), p. 309-322. 1997.
- RIVERA, A.; LANGE, H.; ARAVENA, J.C.; CASASSA, G. **The 20<sup>th</sup>-century advance of Glaciator Pio XI, Chilean Patagonia**. Annals of Glaciology, 24, p. 66-71. 1999.
- ROBERTS, M.C.; ROOD, R.M. The role of ice contributing area in the morphology of transverse fiords, British Columbia. **Geografiska Annaler**, 66A (4), p. 381-393. 1984.
- SALAMANCA, M.A.O. Geocronología de sedimentos marinos de la zona de fiordos de la XI Región. **Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 1**, Comité Oceanográfico Nacional, Chile. Resúmenes Ampliados, p. 64-68. 1996.
- SERAMUR, K.C; POWELL, R.D.; CARLSON, P.R. **Evaluation of conditions along the grounding-line of temperate marine glaciers: an example from Muir Inlet, Glacier Bay, Alaska**. Marine Geology, 140, p. 307-327. 1997.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE. **Carta Náutica: Seno Exmouth, Eyre y Estero Falcon**. Escala 1:50.000, Valparaíso, SHOA. 1996a.
- SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE. **Carta Náutica: Senos Penguin y Jarpa (Canal Wide)**. Escala 1:50.000, Valparaíso SHOA. 1996b.

SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE.  
**Carta Náutica: Seno Europa.** Escala 1:50.000, Valparaíso, SHOA. 1996c.

SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO, ARMADA DE CHILE,  
Chile, **Carta Náutica: Canal Pitt, Esteros Andrés y Peel.** Escala 1:70.000,  
Valparaíso, SHOA. 1997.

**SETTI, M.; VENIALE, F. Bottom sediments in the Strait of Magellan. Mineralogy of fine fraction (< 62µm).** Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, **9 (2-3), p. 193-215. 1991.**

**SEXTON, D.J.; DOWDESWELL, J.A.; SOLHEIM, A.; ELVERHØI, A.** Seismic architecture and sedimentation in northwest Spitsbergen fjords. **Marine Geology**, 103, p. 53-68. 1992.

**STEFFEN, H. Patagonia Occidental.** Las Cordillera y sus Regiones Circundantes. **Vol. 2. Santiago: Universidad de Chile, 1944. 596 p.**

**STOKER, MS.; PHEASANT J.B.; JOSENHANS, H. Seismic methods and interpretation.** In: **DAVIES, T.A.; BELL, T.; COOPER, A.K.; JOSENHANS, H.; POLYAK, L.; SOLHEIM, A.; STOKER M.S.; STRAVERS, J.A. (Eds.),** Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images. **Londres: Chapman & Hall, 1997. p. 9-26.**

**STRAVERS, J.A.; ANDERSON, J.B.** A late glacial readvance moraine in the Central Chilean fjords. In: **DAVIES, T.A.; BELL, T.; COOPER, A.K.; JOSENHANS, H.; POLYAK, L.; SOLHEIM, A.; STOKER M.S.; STRAVERS J.A. (Eds.),** **Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images**, Londres: Chapman & Hall, 1997. p. 94-95.

**SUGDEN, D.E.; JOHN, B. Glaciers and Landscape.** Londres: Edward Arnold, 1976. 376 p.

**SUGDEN, D.E.; HULTON, N.R.J.; PURVES, R.S.** Modelling the inception of the Patagonian icesheet. **Quaternary International**, 95-96, p. 55-64. 2002.

- SYVITSKI, J.P.M. On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85, p. 301-329. 1989.**
- SYVITSKI, J.P.M. Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves. ***Continental Shelf Research***, 11 (8-10), p. 897-937. 1991.
- SYVITSKI, J.P.M.; BURRELL, D.C.; SKEI, J.M. **Fjords: Processes and Products**. New York: Springer-Verlag, 1987. 379 p.
- SYVITSKI, J.P.M.; PRAEG, D.B. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence estuary and adjoining areas, Eastern Canada: an overview based on high-resolution seismostratigraphy. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43, p. 291-310. 1989.**
- SYVITSKI, J.P.M.; SHAW, J. Sedimentology and geomorphology of fjords. In: PERILLO, G.M.E. (Ed.). **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**. Development in Sedimentology, 53, 1995. p. 113-178.
- SYVITSKI, J.P.M.; ANDREWS, J.T.; DOWDESWELL, J.A. Sediment deposition in an iceberg-dominated glacimarine environment, east Greenland: basin fill implications. *Global and Planetary Change*, 12, p. 251-270. 1996.**
- SYVITSKI, J.P.M.; LEE, H.J. Postglacial sequence stratigraphy of Lake Melville, Labrador. ***Marine Geology***, 143, p. 55-79. 1997.
- THOMSON, S.N. **The geomorphic and tectonic response of the upper plate to different subduction processes assessed using fission track, thermochronology: an example from the Southern Chilean Andes.** Dgg/GV Margins Meeting, Kiel Germany. 2001. Disponível em: <http://homepage.ruhr-unibochum.de/Stuart.N.Thomson/LOFZ.html>. Acesso em 20. jun. 2004.

THOMSON, S.N.; HERVÉ, F.; STÖCKERT, B.; BRIX, M.R. **Late Cenozoic uplift and erosion history of the Patagonian Andes between 42°S and 52°S, southern Chile: a complex response to spreading centre subduction, intra-arc transpressional faulting and glacial erosion processes.** Uplift and Erosion Driving Processes and Landforms Workshop, Siena, Italy. 2001a. Disponível em: <http://homepage.ruhr-unibochum.de/Stuart.N.Thomson/LOFZ.html>. Acesso em 20. jun. 2004.

THOMSON, S.N., HERVÉ, F.; STÖCKERT, B. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. **Tectonics**, 20 (5): 693-711. 2001b.

THOMSON, S.N.; HERVÉ, F. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of Southern Chile. **Revista Geológica de Chile**, 29 (2), p. 151-165. 2002.

VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 1: Overview. In: PAYTON, C.E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: AAPG, 51-52 (Memoir # 26). 1977.

VAN DER VEEN, C.J.; POWELL, R.D. Importance of calving glaciers. In: VAN DER VEEN, C.J. (Ed.). **Calving Glaciers: Report of a Workshop**, 28 Fevereiro – 2 Março, 1997. BPRC Report 15, Bird Polar Research Center, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 1997. p. 5-14.

VIEIRA, R. Morfogénesis y dinámica de las vertientes submarinas en la costa de fiordos de Norpatagonia, Chile. **Investigaciones Geográficas de Chile**, 35, p. 101-124. 2001.

VIEIRA, R. **Morfogénesis y dinámica de las vertientes submarinas em la costa de fiordos de Norpatagonia, Chile.** 2002. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidad de Chile, Santiago, 2002.

VIEIRA, R.; SIMÕES, J.C.; ARAYA-VERGARA, J.F. O uso da sísmica de reflexão nos estudos de geomorfologia submarina em fiordes, Chile. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 1, p. 19-27. 2004.

WARREN, C.R. Iceberg calving and the glacioclimatic record. *Progress in Physical Geography*, 16 (3), p. 253-282. 1992.

WARREN, C.; RIVERA, A. Non-linear climatic response of calving glacier: a case study of Pío XI glacier, Chilean Patagonia. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, p. 385-394. 1994.

WARREN, C.; ANIYA, M. The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, 22 (1-4), p. 59-77. 1999.

WENZENS, G. The influence of tectonically derived relief and climate on the extent of the last glaciation east of the Patagonian ice fields (Argentina, Chile). *Tectonophysics*, 345, p. 329-344. 2002.

---

## ANEXO 1 – GLOSSÁRIO DE TERMOS GLACIMARINHOS, ACÚSTICOS E CORRELATOS

---

Balanço de massa

**Em uma geleira, é a diferença entre a acumulação e a ablação em um dado período; usualmente expresso em termos de volume de equivalente de água por unidade de área.**

Banco morânico

Banco de sedimento formado em uma frente de gelo estável em um lago ou no mar. É o resultado de processos de fusão, empurrão e alojamento.

### **Banda**

Um dos níveis de uma imagem multiespectral, representando uma faixa específica do espectro eletromagnético.

### ***Bergy bits***

Pedaços de gelo desprendidos de uma geleira que possuem menos de 10 m de comprimento e cerca de 1 a 5 metros de altura acima da superfície d'água.

### **Campo de gelo**

Geleira que cobre área extensa, com superfície plana ou ondulada. A cobertura de gelo não é espessa o suficiente para cobrir montanhas ou formar domos de gelo, a morfologia superficial é fortemente controlada pelo embasamento.

### **Canhão de água (*Watergun*)**

Fonte sísmica que propulsiona um jato de água dentro do corpo d'água, produzindo um efeito implosivo.

### **Canhão de ar (*Airgun*)**

Fonte sísmica que injeta bolha de ar altamente comprimido na água. Seu espectro de frequência depende da quantidade de ar na bolha, a pressão do ar e a profundidade (ou pressão da água).

Contato com o gelo (sedimento de)

**Esse tipo de sedimento registra a presença de gelo basal e água de fusão subglacial; são caracterizados por refletores acústicos moderados a fortes, com pouca ou sem estratificação. Incluem depósitos de *till* e bancos morânicos**

### **Correntes de gelo (*ice streams*)**

Uma zona em um manto de gelo, onde as velocidades de deslocamento podem atingir centenas de metros por ano, devido ao deslizamento do gelo sobre o embasamento rochoso. O deslizamento basal também pode ser causado por uma camada subglacial de sedimentos saturados de água. Uma corrente não flui necessariamente na mesma direção do gelo circundante. Geralmente, uma corrente de gelo estende-se por centenas de quilômetros e tem dezenas de quilômetros de largura. As margens podem ser fraturadas com fendas expostas. Freqüentemente, uma corrente está associada a uma depressão profunda na topografia subglacial.

### **Corrente de turbidez**

Corrente de densidade, submarina ou sublacustre, que consiste de sedimentos em suspensão mais densos que a água e se deslocam vertente abaixo em alta velocidade. A corrente de turbidez pode ser originada em declives bastante suavs de apenas alguns graus de inclinação.

- Delta de contato
- **Delta formado por sedimentos liberados por água de fusão em pontos de fixação da frente da geleira no ambiente marinho.**

### **Deformação glacitectônica**

Processos de deformação de sedimentos subglaciais e proglaciais produzidos pelo fluxo do gelo. Manifesta-se em feições topográficas distintas, como sedimentos dobrados.

### **Deformação epigênica**

Deformação efetuada após o processo de sedimentação.

### **Desprendimento de gelo (*calving*)**

Desprendimento de blocos de gelo de uma geleira ou plataforma de gelo dentro da água; é o processo de formação de *icebergs*.

Detritos de deriva de *iceberg*

**Os sedimentos são transportados sobre ou dentro da massa de gelo flutuante (*iceberg*), posteriormente são liberados por fusão ou por arrasto do gelo sobre o fundo marinho ou lacustre.**

### **Diamicto**

Sedimentos terrígenos mal ou não selecionados que contêm partículas com amplo espectro de tamanho.

### **Difrações hiperbólicas**

Difrações geradas por feições que atuam como pontos de origem, com dimensões comparáveis ao comprimento de onda do sinal acústico.

### ***Drumlins***

*Drumlins* são elevações lineares formadas no leito subglacial de geleiras temperadas ativas (de base úmida, ou seja, no ponto de fusão sobre pressão). Essas geoformas são fundamentais para a reconstrução de movimentos glaciais sobre leitos não rochosos e de processos de redistribuição de sedimentos. Mais recentemente, demonstrou-se que a presença de *drumlins* alongados pode ser usada para identificar a posição de correntes de gelo (*ice streams*) pretéritas.

### **Ecosonda**

Instrumento para a medição da profundidade da água em lagos e oceanos; mede o tempo requerido para o pulso sonoro, gerado na superfície da água, ao viajar para o leito do fundo do mar ou lago e o seu retorno como eco.

### **Estratigrafia sísmica**

Aplicação de técnicas de perfilagem sísmica/acústica na interpretação da estratigrafia de áreas inacessíveis (subsuperfície). Também conhecida como sismoestratigrafia.

### **Estrutura *pool***

Termo empregado inicialmente na Noruega e incorporado à literatura científica para descrever os fiordes que têm *sills* rasos, localizados próximos às zonas de

circulação superficial. O termo estrutura *pool* foi adaptado para descrever fiordes com bacias extensas delimitadas por *sills*.

**Farinha de rocha**

Detritos de rocha extremamente finos que dão uma coloração leitosa aos rios ou verde em lagos alimentados por geleiras.

**Fiordes de alto-relevo**

Possuem vertentes laterais muito inclinadas, não permitindo a acumulação de sedimentos, tendem a ser caracterizadas pela queda de rochas.

**Fiordes de baixo-relevo**

São aqueles com vertentes de menor gradiente de inclinação, onde os sedimentos podem ser acumulados.

**Flutes**

Tipo de moraina formada paralelamente à direção do fluxo de gelo, caracterizada pelo curto espaçamento; tem poucos metros de altura e largura, desenvolvida principalmente em *till* em terreno subaéreo.

**Fluxo de detritos**

Tipo de fluxo de gravidade que envolve material não consolidado, mais da metade do volume é formado por partículas de tamanho maior que a fração areia.

**Fluxos de gravidade**

Movimento de massa de material não consolidado que exhibe continuidade de movimento e comportamento plástico e semifluído, assemelhando-se aos fluidos viscosos; e.g., fluxo de detritos, fluxo de lama. A água é requerida para a maioria dos movimentos de fluxo.

**Geleira de maré (*tidewater glacier*)**

É um tipo de geleira que termina no ambiente marinho, geralmente sua parte frontal está aterrada no fundo do mar. De suas paredes são descarregados *icebergs*, grunhões (*growlers*) e *berg bits*. Não deve ser confundida com paredes de gelo aterradas, que constituem cerca de 40% da costa da Antártica, e que na maioria termina em terrenos subaéreos ou em ambiente marinho mais raso. As geleiras de marés existem desde regiões temperadas oceânicas do Alasca e da Patagônia às áreas sub-polares, como as da península Antártica, Islândia, Svalbard, Ártico canadense.



**Geleira de piemonte**

Parte terminal de uma *geleira de vale*, na forma de leque e que ocupa extensa área na base de uma montanha.

**Glacimarinho**

Termo relacionado a processos ou depósitos que envolvem a ação conjunta de geleiras e do mar, ou a ação de geleiras em ambiente marinho.

*Graben*

**Termo usado para um bloco de terra estruturalmente definido entre falhas paralelas.**

**Grunhão (Growler)**

Um pedaço de *gelo flutuante*, quase coberto pela água e com menos de 5 m de diâmetro.

***Hummocky***

Configuração irregular de refletores acústicos, descontínuos, subparalelos, formando um padrão ondulado segmentado com terminações não-sistemáticas.

***Iceberg***

Grande massa de gelo de forma variada desprendido da parte frontal de uma geleira em um corpo de água. Um *iceberg* ultrapassa 5 m acima do nível da água e tem a maior parte de sua massa (4/5 a 8/9) abaixo desse nível. Os maiores *icebergs* ultrapassam dezenas de quilômetros de comprimento e largura.

**Impedância acústica**

O produto da velocidade acústica e densidade do material.

**Laguna pró-glacial**

É um laguna formada pelo represamento d'água por uma moraina ou pelo gelo durante o recuo da parte frontal da geleira em ambiente subaéreo .

**Língua de *till***

Depósito de *till* em forma de cunha que é depositado na linha de encalhe de uma geleira flutuante.

### **Linha de encalhe (*grounding line*)**

Zona na qual o gelo começa a flutuar ao entrar no ambiente aquático, como no caso das plataformas de gelo. No caso das geleiras de marés, ela coincide com a frente da geleira que é caracterizada pela mudança acentuada da pendente da superfície do gelo. A zona de desprendimento de *icebergs* de uma geleira de maré coincide com sua linha de encalhe, porém pode estar distante até centenas de quilômetros em uma plataforma de gelo. Depósitos de um sistema de linha de encalhe em geleiras de maré compreende sedimentos de origem subglacial, englacial e supraglacial, enquanto que nas plataformas de gelo existe somente o sedimento basal.

### **Manto de gelo**

Uma massa de *neve* e *gelo* com grande espessura e área maior do que 50.000 km<sup>2</sup>. Os mantos de gelo podem estar apoiados sobre o embasamento rochoso (manto de gelo interior) ou flutuando (plataforma de gelo). Podem ser constituídos por vários *domos de gelo*, que refletem elevações subglaciais. Mantos e calotas de gelo submergem a topografia subglacial e desenvolvem perfis superglaciais com meia secção parabólica, em padrão governado pelas propriedades da deformação (reologia) do gelo. Isso não ocorre nas geleiras cuja forma é controlada pela topografia subglacial (e.g., geleira de vale, campo de gelo). Um manto de gelo pode ter seu embasamento acima do nível médio dos mares ou abaixo (manto de gelo marinho). O último não deve ser confundido com as plataformas de gelo.

Atualmente, só existem dois mantos de gelo na Terra: Antártico – 13,9 milhões km<sup>2</sup> – e Groenlandês – 1,7 milhões km<sup>2</sup>. No Quaternário existiram outros; por exemplo, o da Escandinávia e o Laurenciano (na América do Norte).

Morainas

**Acumulação de sedimento glaciênico em depósitos de forma ondulada ou em cordões, composto por material não selecionado e não estratificado, predominantemente *till*, depositado principalmente pelo contato direto com o gelo glacial, comumente subglacial.**

### **Movimentos de massa**

Movimento vertente abaixo de materiais superficiais sob influência da gravidade.

***Multibeam***

Tipo de eco-sonda que possui funções similares a do sonar de varredura lateral. Reproduz com precisão a batimetria e morfologia do fundo marinho.

**Múltiplo**

Energia sísmica que é refletida mais de uma vez. Geralmente, a reflexão sísmica envolve algum múltiplo e pode ser provocado pela morfologia do fundo marinho e pela variação da profundidade.

**Perfilador de subfundo 3,5 kHz**

É um sistema de sísmica contínua por reflexão que tem como objetivo a obtenção de perfis de alta resolução das camadas superficial e subsuperficial dos sedimentos. Utiliza transmissor e receptor capaz de regular e variar a frequência de forma contínua desde 3 kHz até 12 kHz, com potência de emissão do pulso elevada (até 10 kW).

**Plataforma de gelo (*ice shelf*)**

Plataforma de gelo é a parte flutuante de um manto de gelo, cuja espessura varia entre 200 e 2.000 m e é fixa à costa. Possuem em geral grande extensão horizontal e superfície plana ou suavemente ondulada. Aproximadamente, 42% da costa antártica são cobertas por plataformas de gelo.

***Plunge pool***

Depressões formadas na base de uma vertente muito inclinada. Também conhecida como "*pools of Dee*". Geralmente formada por avalanchas.

**Pontos de fixação (*pinning points*)**

Áreas elevadas do fundo marinho ou constrições topográficas do relevo subaéreo, onde o gelo flutuante está aterrado.

**Progradação**

Acumulação de seqüências por deposição sucessiva em direção a bacia, com a sedimentação excedendo a acomodação.

**Proximal ao gelo (depósito)**

Sedimento depositado próximo à frente da geleira. O termo proximal tem muitos significados, mas é mais aplicado para distâncias de menos de 1 quilômetro da frente da geleira.

**Refletores acústicos**

São superfícies de contato entre dois materiais que apresentam impedâncias acústicas distintas e que se comportam como espelhos diante dos pulsos acústicos, refletindo grande parte da energia emitida.

**Sedimentos glaciênicos**

Sedimentos de origem glacial.

***Sikussak***

São formados por gelo marinho e *icebergs* aprisionados no interior do fiorde

- *Sill*

O termo em inglês *sill* é utilizado para as constrições topográficas submarinas transversais localizadas geralmente na saída dos fiordes, que interferem na circulação das águas entre esses e os oceanos. Podem ser de origem rochosa ou morânica e também podem ocorrer ao longo do eixo longitudinal do fiorde, produzindo bacias semi-fechadas. Em espanhol, é empregado o termo *umbral*.

**Sísmica de reflexão**

Baseia-se na emissão de pulsos sonoros dentro do corpo d'água, com a subsequente recepção dos ecos produzidos pela reflexão de tais pulsos no fundo marinho ou lacustre.

**Sonar de varredura lateral**

Utilizado para mapeamento do fundo marinho. O pulso de energia (120 kHz) é emitido de um transdutor, que é posicionado entre 15 a 150 m acima do fundo marinho, dependendo do espectro e da resolução. Irregularidades da morfologia e variações nos sedimentos de fundo produzem alterações na quantidade de energia de retorno.

**Sparker**

Fonte sísmica na qual uma descarga elétrica na água é a fonte de energia. O calor gerado pela descarga vaporiza a água, criando um efeito equivalente a uma pequena explosão.

Superfície de abrasão

Superfície da rocha que sofre fricção e impacto das partículas sólidas de rochas transportadas pelo gelo.

**Surge**

Avanço de uma massa de gelo, geralmente periódico, no qual a velocidade aumenta bruscamente por uma ordem de magnitude. O avanço frontal pode ser de muitas dezenas de metros dentro de um período de anos.

- *Till*

Sedimento não selecionado transportado e depositado diretamente pela geleira.

**Último Máximo Glacial**

É o período de máxima cobertura do gelo durante a última idade de gelo, antes do início da deglaciação, ocorreu entre 18.000-23.000 AP (Antes do Presente).

**Uniboom**

Nome comercial dado ao perfilador de subfundo marinho que gera um sinal entre 300 e 3000 kHz.

Ventisquero

Castelhanismo para geleira, termo usado na Argentina e Chile.

**Younger Dryas**

Período de resfriamento ao longo da última glaciação, que ocorreu entre 12.000 – 8.500 AP, aproximadamente, principalmente no Atlântico Norte.

## REFERÊNCIAS

Os termos utilizados neste glossário foram recopilados das referências bibliográficas utilizadas neste trabalho e de outras citadas a seguir:

ABARRUZA, J. **Sonar de Barrido Lateral y Penetradores de Sedimentos.**

Instituto Hidrográfico de la Marina, Cadiz , España. 1991. 280 p.

BELL, T.; COOPER, A.K.; SOLHEIM, A. Glossary of glacial marine and acoustic terminology. In: DAVIES, T.A.; BELL, T.; COOPER, A.K.; JOSEPHANS, H.; POLYAK, L.; SOLHEIM, A.; STOKER M.S.; STRAVERS, J.A. (Eds.), **Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images.** Londres: Chapman & Hall, 1997. p. 299-315.

BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. **Glaciers & Glaciations.** Londres: Arnold, 1998. 734 p.

POST, A.; LACHAPPELLE, E. **Glacier Ice.** Seattle: University of Washington Press, 2000. 160 p.

RIBEIRO, H.J.P.S. Fundamentos de estratigrafia de seqüências. In: RIBEIRO, H.J.P.S., (Org.). **Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações,** São Leopoldo: Unisinos, 2001. p. 94-134.

SIMÕES, J.C. **Glossário da língua portuguesa da neve, gelo e termos correlatos.** Pesquisa Antártica Brasileira, **4, p. 119-154. 2004.**

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha.** Biblioteca de Ciências Naturais. São Paulo: T.A. QUEIROZ , 1992. 171 p.

---

## ANEXO 2 – PERFIS TRANSVERSAIS DOS FIORDES ESTUDADOS

Neste anexo, os números acima de cada gráfico correspondem às coordenadas UTM dos limites dos transectos. No eixo vertical, os valores são dados com relação ao nível do mar, que é utilizado como *datum*.

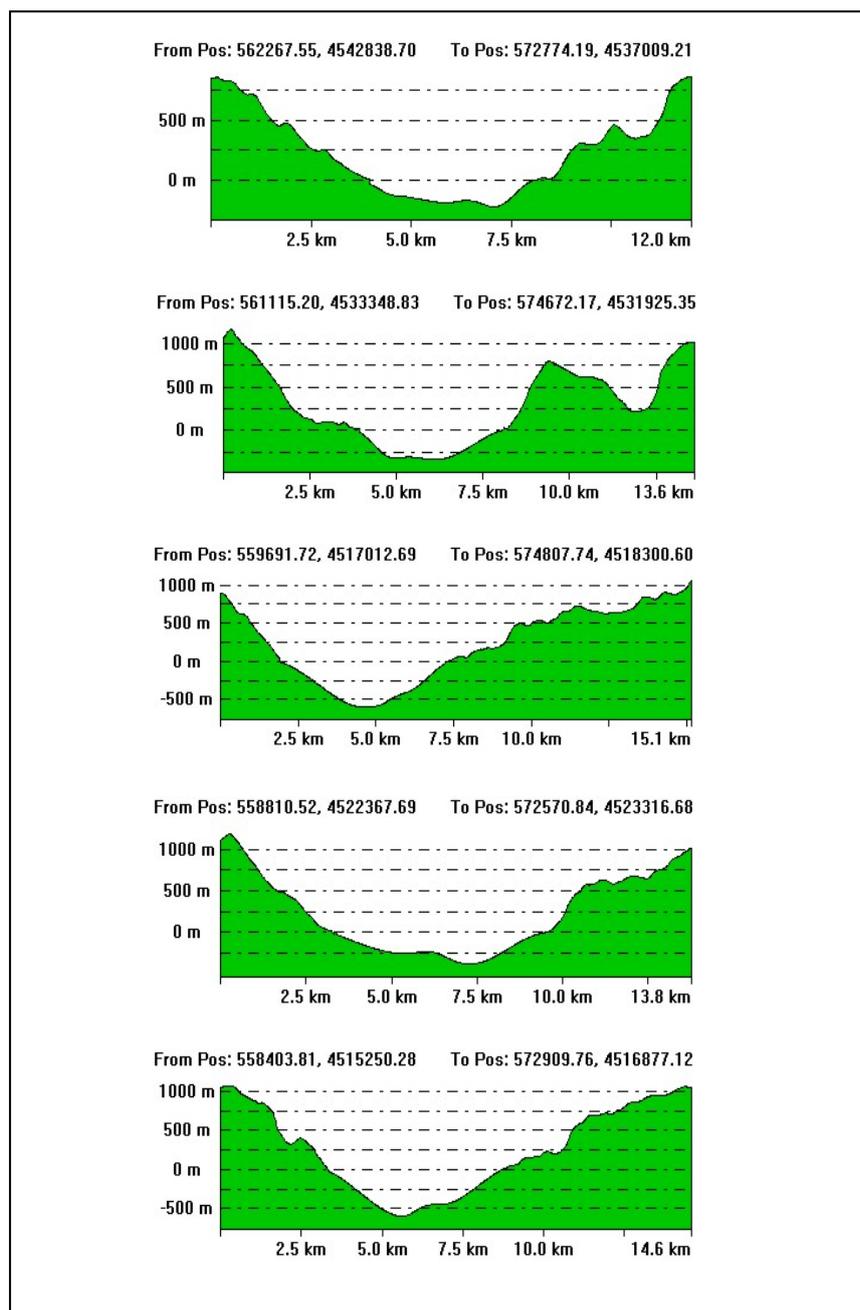


Figura A1 – Perfis transversais – Fiorde Eyre.

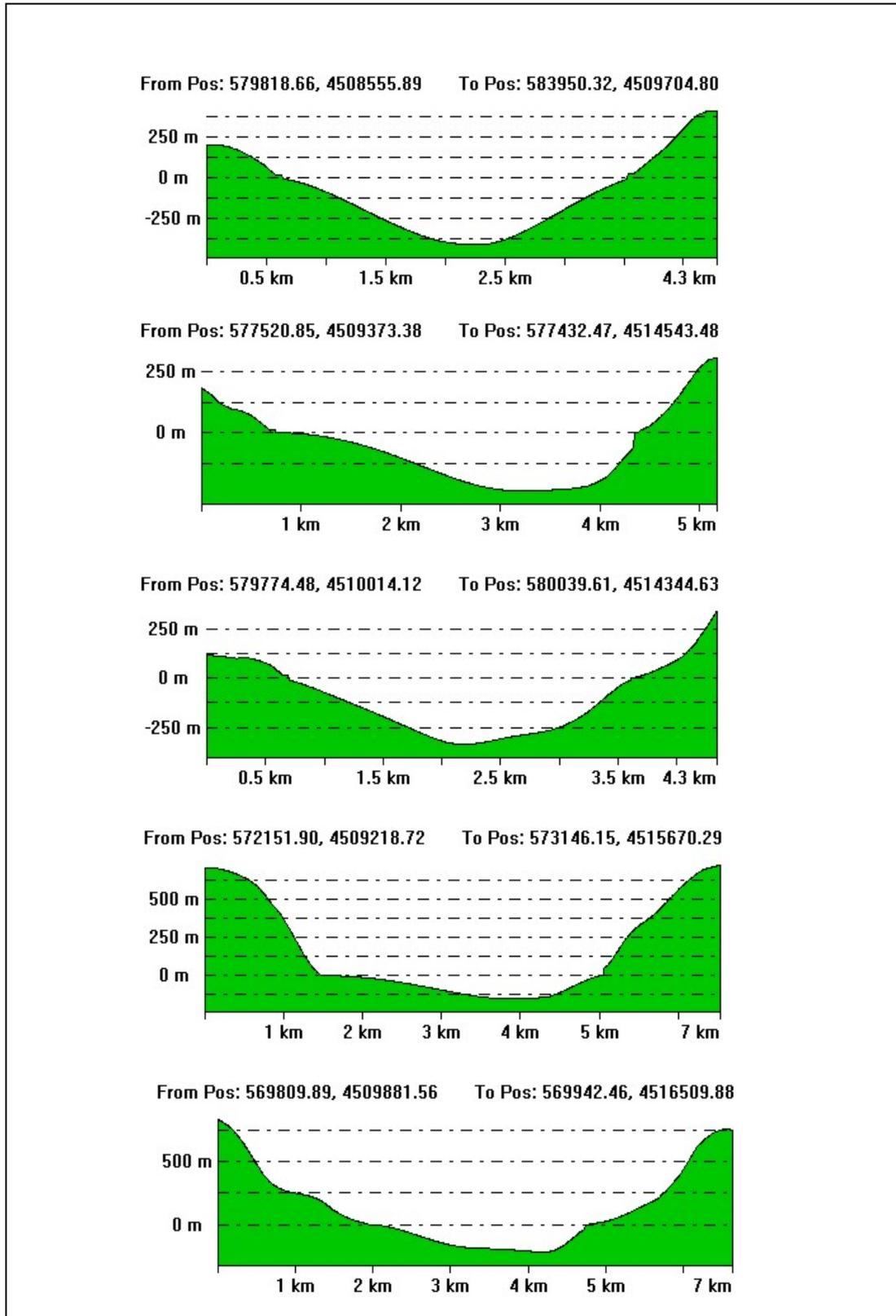


Figura A2 – Perfis transversais – Fiorde Falcon.

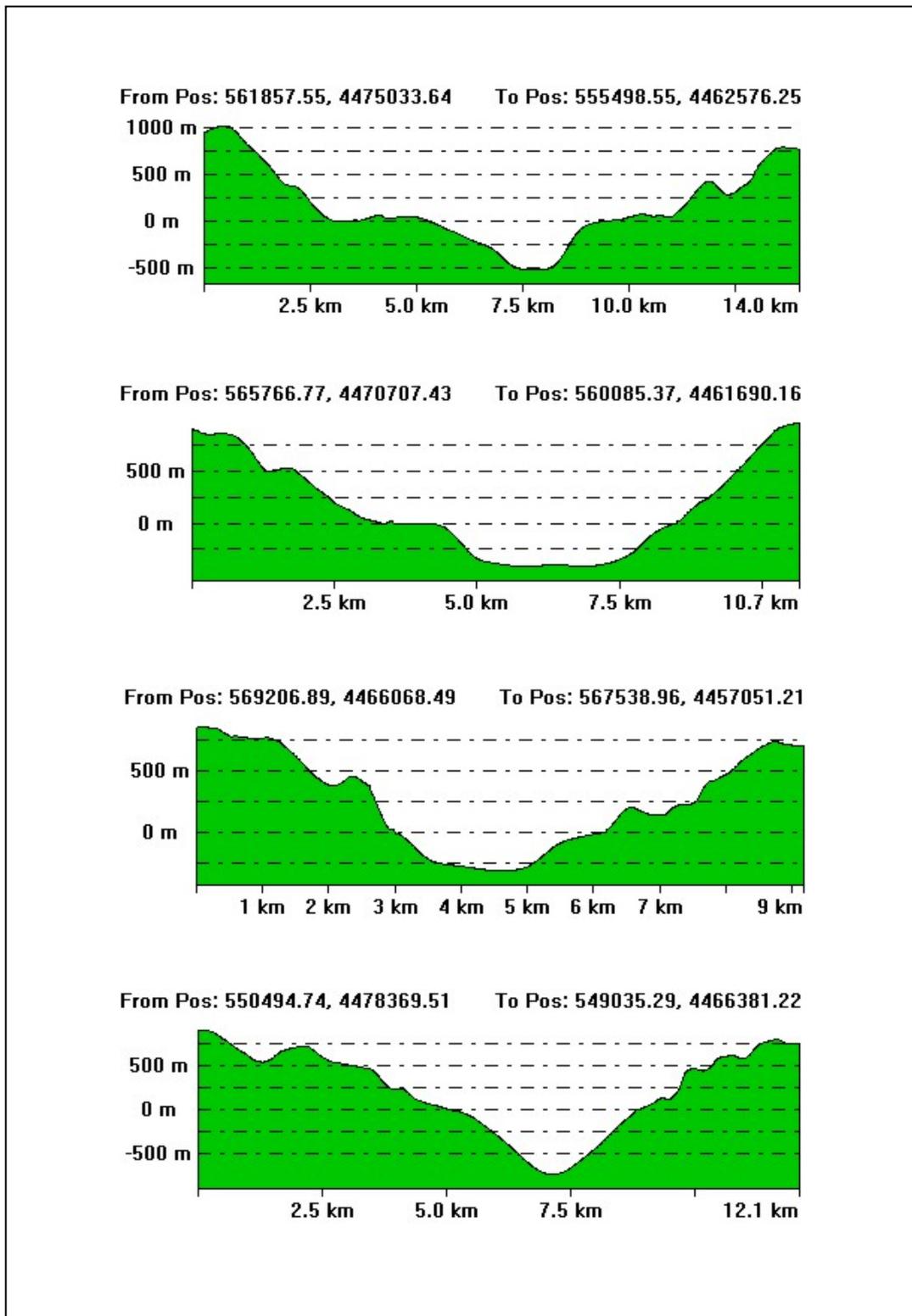


Figura A3 – Perfis transversais – Fiorde Penguin.

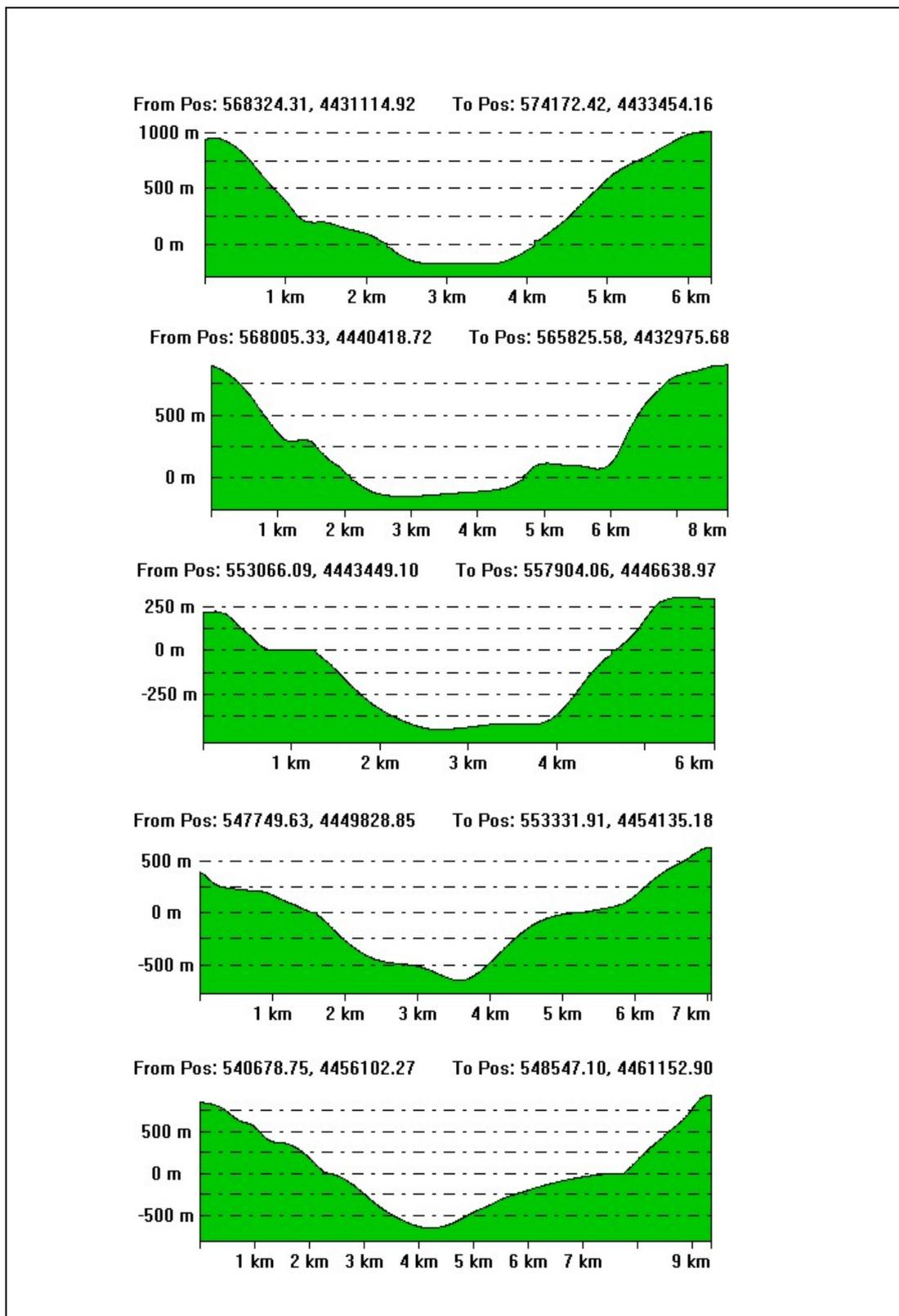


Figura A4 – Perfis transversais – Fiorde Europa.

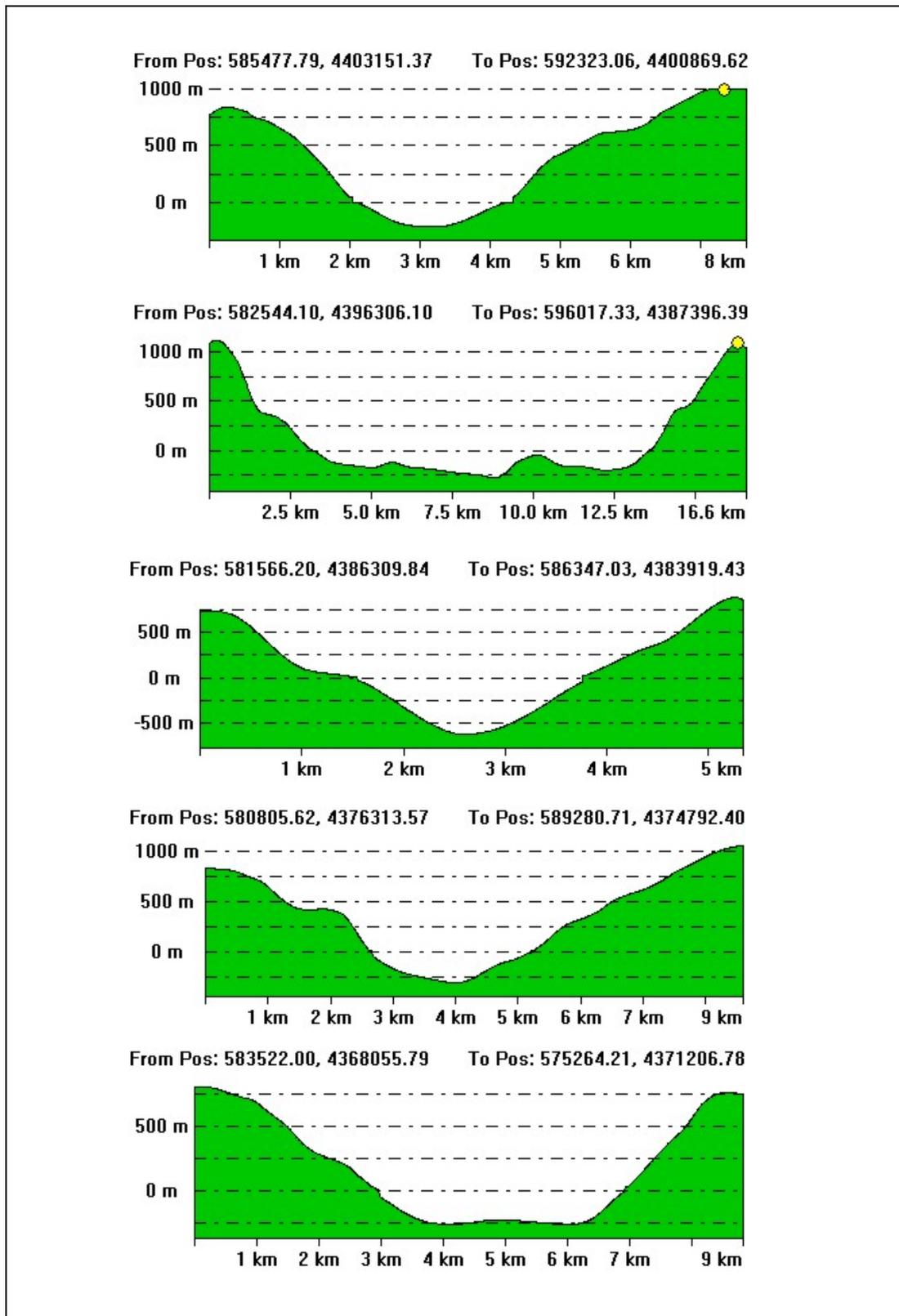


Figura A5 – Perfis transversais – Fiorde Peel.

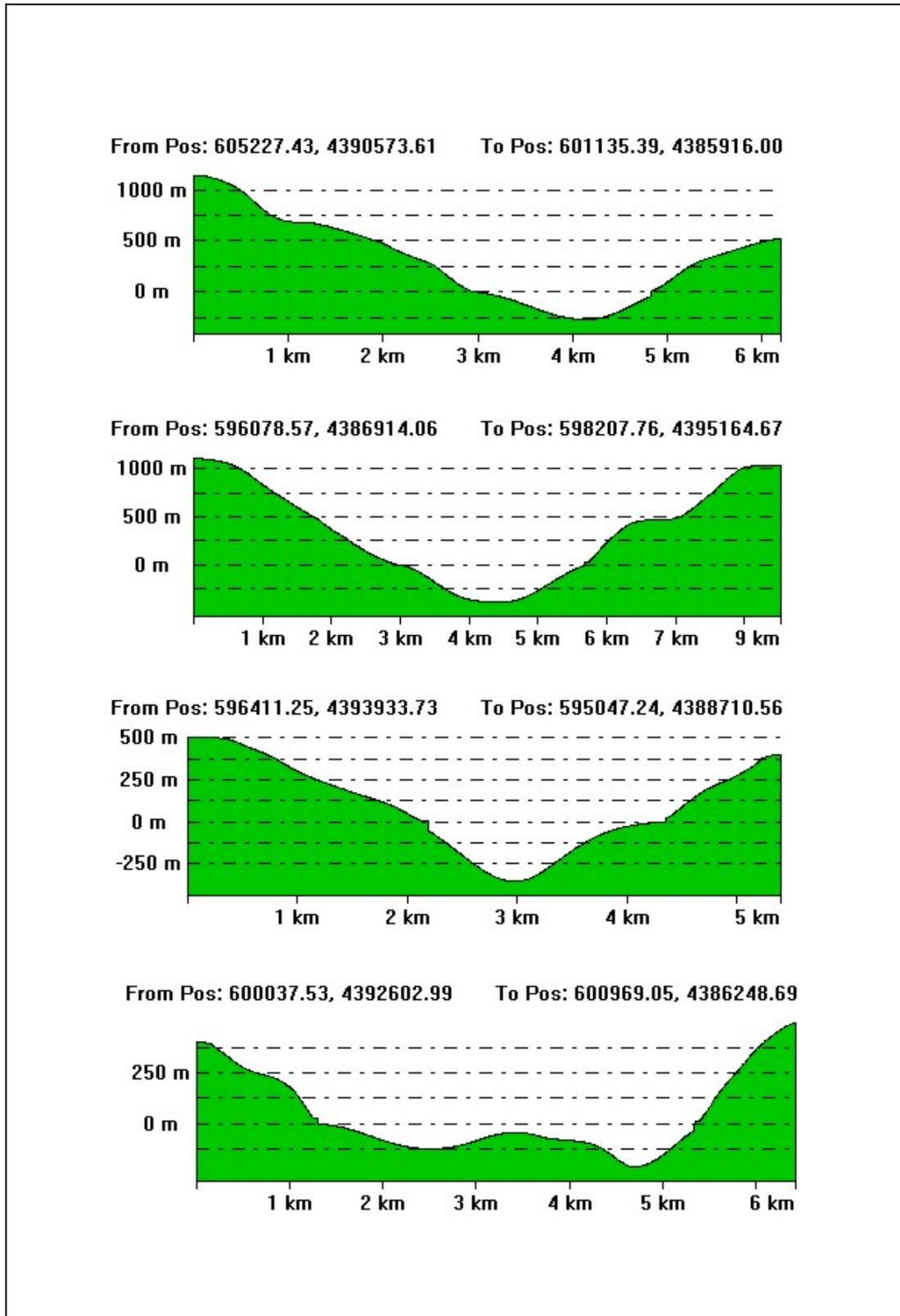


Figura A6 – Perfis transversais – Fierde Calvo.

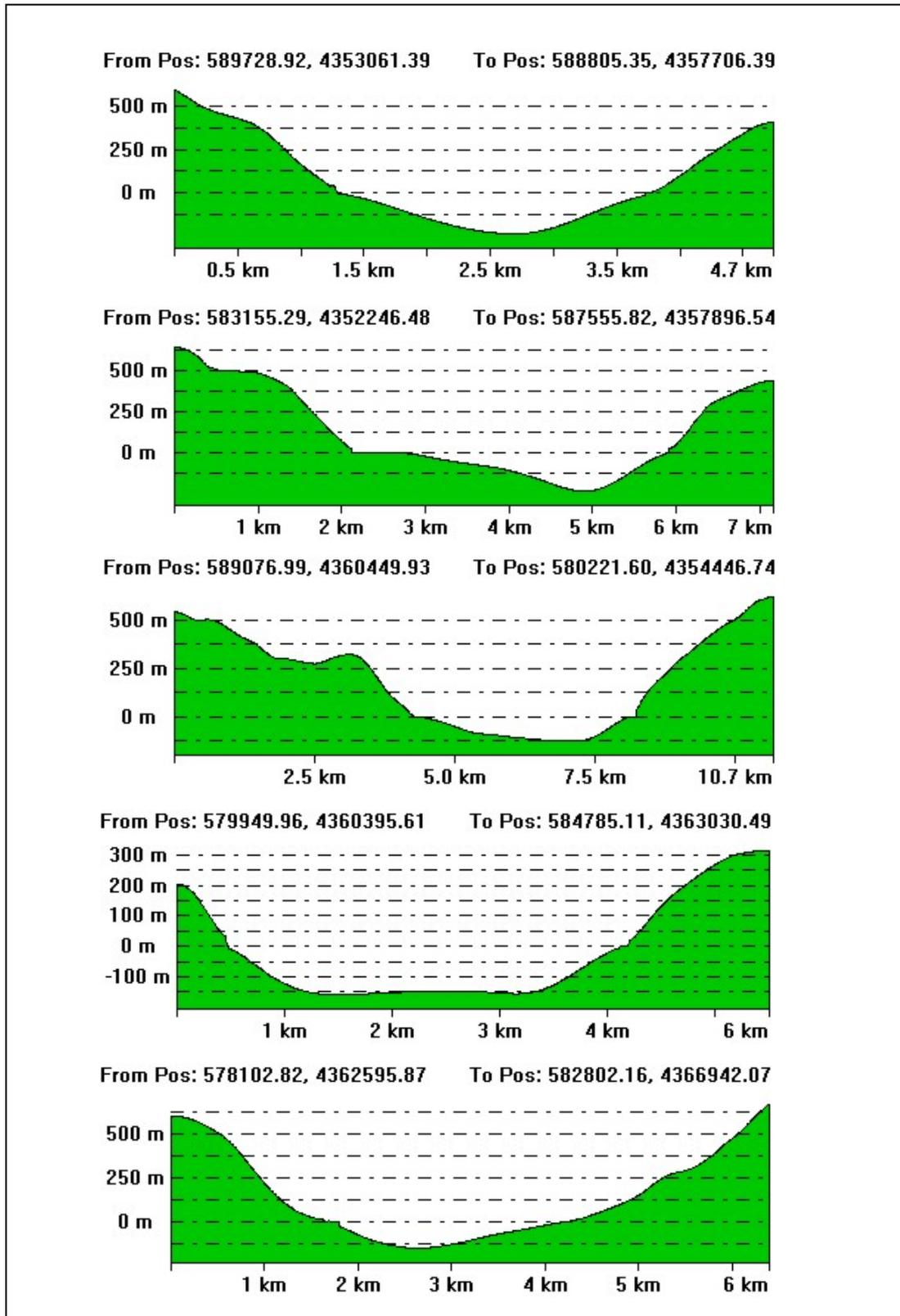


Figura A7 – Perfis transversais – Fiorde Amalia.