

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG  
Gerada com informações fornecidas pelo autor

A994p Azevedo, Luciano Costa de Lacerda  
PROCESSOS SEDIMENTARES DA BACIA CENTRAL DE BRANSFIELD,  
ANTÁRTICA, A PARTIR DE EVIDÊNCIAS MORFOLÓGICAS, BACKSCATTER E  
SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO / Luciano Costa de Lacerda Azevedo ;  
Arthur Ayres Neto, orientador. Niterói, 2017.  
97 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,  
Niterói, 2017.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2017.m.32610095864>

1. GEOFÍSICA MARINHA. 2. ANTÁRTIDA. 3. Produção  
intelectual. I. Ayres Neto, Arthur, orientador. II.  
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.  
III. Título.

CDD -

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA  
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA - LAGEMAR  
PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

**PROCESSOS SEDIMENTARES DA BACIA CENTRAL DE BRANSFIELD,  
ANTÁRTICA, A PARTIR DE EVIDÊNCIAS MORFOLÓGICAS,  
*BACKSCATTER* E SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO**

LUCIANO COSTA DE LACERDA AZEVEDO

Niterói  
2017

LUCIANO COSTA DE LACERDA AZEVEDO

**PROCESSOS SEDIMENTARES DA BACIA CENTRAL DE BRANSFIELD,  
ANTÁRTICA, A PARTIR DE EVIDÊNCIAS MORFOLÓGICAS,  
*BACKSCATTER* E SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO**

Dissertação submetida ao programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador:

Arthur Ayres Neto, PhD

Niterói

2017

## AGRADECIMENTOS

Para que fosse possível elaborar este trabalho, foram necessárias as colaborações de diversas pessoas e instituições. Sendo assim, nada mais justo do que utilizar este espaço para agradecer devidamente essas preciosas contribuições.

Primeiramente agradeço a minha família pelo apoio incondicional a todas as decisões e caminhos que eu trilhei até hoje em minha vida pessoal, acadêmica e profissional. Esse apoio tem sido fundamental para que eu continue motivado para encarar as próximas etapas.

Em segundo lugar, agradeço ao meu orientador Arthur Ayres por ter aceitado me receber como seu orientando na UFF e ter me guiado com valiosos conselhos ao longo desses últimos dois anos e meio. Aproveito para agradecer a todos do LAGEMAR que contribuíram de alguma maneira para meu desenvolvimento acadêmico enquanto estive na UFF.

Agradeço também o apoio operacional da Marinha do Brasil, que durante a XXXIV Operantar, tornou possível a aquisição dos dados utilizados nesse trabalho.

Adicionalmente, agradeço a Gardline Marine Sciences do Brasil por ter sido compreensiva e flexível, permitindo que eu concluísse essa pós-graduação paralelamente aos inúmeros projetos que estivemos envolvidos nesse período.

Por fim, agradeço a todos os colegas e amigos que foram feitos ao longo dessa etapa.

## RESUMO

O presente estudo consiste em uma integração da análise de dados batimétricos, de mosaicos de *backscatter* e sísmica de alta resolução adquiridos ao longo de transectos sondados no estreito de Bransfield, Antártica, que descreve os principais processos deposicionais e erosivos da região. De uma maneira geral a área de estudo pode ser dividida em cinco províncias fisiográficas distintas: plataforma continental, talude superior, terraços de talude médio, talude inferior e bacia. Dois modelos de classificação acústica foram utilizados para auxiliar o entendimento dos diferentes processos sedimentares nessas províncias. Um foi a classificação granulométrica utilizando o algoritmo Geocoder a partir dos dados de *backscatter*, provenientes do Ecobatímetro Multifeixe, que permitiu a confecção de mapas de distribuição de tamanho de grão para toda a área utilizando o programa *CARIS HIPS & SIPS*. Por outro lado, os dados sísmicos foram analisados em função das características dos ecos refletidos, ou seja, eco-caracteres, exibidos nas diferentes regiões e, então, a área de estudo foi classificada em função de 5 ecotipos distintos. Dessa maneira, também associando os resultados com as diferentes feições morfológicas presentes, foi possível concluir que a província da plataforma continental é dominada por processos predominantemente erosivos, ainda mais intensos nas evidentes calhas glaciais que entrecortam seu assoalho. Da mesma forma, as áreas de talude superior e talude inferior são caracterizadas como regiões não-deposicionais, sendo denominadas como zonas de transferência sedimentar (*by-pass*). De maneira contrária, nas regiões de terraço de talude médio e bacia prevalecem os processos deposicionais. Ademais, ficou evidente a importância dos edifícios vulcânicos, mais especificamente dos edifícios The Axe, Three Sisters e Hook Ridge na formação de depósitos associados com fluxos gravitacionais gerados nos íngremes flancos desses montes submarinos.

**palavras-chave:** processos sedimentares, antártica, *backscatter*, *eco-caracteres*, Bransfield, batimetria multifeixe.

## **ABSTRACT**

*The present work is an integration of bathymetric, backscatter and high resolution seismic data acquired along transects sounded on the Bransfield Strait, Antarctica, which describe the main depositional and erosive processes in the region. Generally, the study area can be divided in 5 physiographic provinces: continental Shelf, Upper slope, Mid-Slope Platforms, Lower Slope and Basin. Two acoustic classification methods were carried out to assist the interpretations of the distinct sedimentary processes in those provinces. One method was the grain size classification by the Geocoder algorithm using backscatter data derived from a multibeam echosounder, which provided the grain size distribution over the area using CARIS HIPS & SIPS Software. On the other hand, the seismic data were analyzed regarding the reflected echo characteristics (echocharacter) displayed in the different regions. Using that method the study area was classified in 5 Echotypes. In this way, also integrating the distinct morphological features present in the area, it was possible to state that the continental Shelf is dominated by erosive processes, especially in the glacial troughs that cut the shelf seabed. In addition, the Upper and Lower Slope areas were characterized as non-depositional and sedimentary by-pass regions. Conversely, depositional processes are dominant in the Mid-Slope Platforms and deep basin. Moreover, it was evident the significant role of the volcanic edifices in the formation of mass-transport and slide deposits originated on their steep flanks, more specifically the seamounts The Axe, Three Sisters and Hook Ridge.*

**keywords:** *sedimentary processes, Antarctica, backscatter, echocharacter, Bransfield, multibeam bathymetry.*

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Área de Estudo: Quadro superior esquerdo indica a localização da Península Antártica em relação à América do Sul; Quadro principal localiza o estreito de Bransfield, que separa as ilhas Shetland do Sul da Península Antártica. As ilhas que limitam o estreito e a bacia Central de Bransfield são indicadas pelas siglas: IL-ilha Low; IC-ilha Clarence; ID-ilha Deception; IB-ilha Bridgeman. ....3
- Figura 2.** Modelo simplificado representando a configuração tectônica regional da área de estudo. A área hachurada indica a localização da placa Shetland do Sul. Adaptado de SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO (2014). ....5
- Figura 3.** Mapa com a localização dos principais Edifícios Vulcânicos presentes na bacia central de Bransfield. Da esquerda para direita: The Axe, Three Sisters, Orca e Hook Ridge. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m. .... 11
- Figura 4.** Mapa apresentando as províncias fisiográficas de Bransfield, incluindo plataforma continental, calhas glaciais, talude superior, terraços de talude médio, talude inferior e bacia. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011). .... 15
- Figura 5.** Modelo apresentando os principais processos sedimentares durante os períodos: A) Glacial; B) Interglacial. Adaptado de PRIETO et al. (1999). .... 17
- Figura 6.** Modelo esquemático representando as principais contribuições para as águas do estreito de Bransfield. As linhas segmentadas representam as águas derivadas do Pacífico e Água Profunda Circumpolar, enquanto as linhas contínuas representam as águas originadas no mar de Weddell que passam pela plataforma continental adjacente à ilha Joinville. As siglas indicam: IS-ilha Snow, IB-ilha Brabant, AS-Antarctic Sound, IJ-ilha Joinville. Baseado em GORDON et al. (2000). .... 27
- Figura 7.** Representação esquemática dos dois tipos de ecobatímetros: A) Monofeixe; B) Multifeixe. Adaptado de LURTON; LAMARCHE (2015). .... 29

- Figura 8.** Representação esquemática do espalhamento esférico em função da geometria do feixe. Extraído de IHO (2005). .....31
- Figura 9.** Modelo esquemático da reflexão e espalhamento de uma onda acústica incidente em uma superfície rugosa. Adaptado de MASETTI; SACILE; TRUCCO (2011).....34
- Figura 10.** Gráfico representando curvas de modelos da intensidade do *Backscatter* (30 kHz de frequência) em função do ângulo rasante para diferentes tipos genéricos de substrato. Baseado em APL-UW (1994).....36
- Figura 11.** Mapa da área de estudo referenciando os transectos ao longo dos quais foram adquiridos dados de batimetria multifeixe e sísmica de alta resolução (perfilador de subfundo). As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m.....39
- Figura 12.** A) Ecobatímetro multifeixe Kongsberg, modelo EM302. B) Perfilador de subfundo Kongsberg, modelo *SBP300*. .....40
- Figura 13.** Fluxograma de processamento dos dados batimétricos por meio do programa CARIS HIPS & SIPS. Adaptado de CARIS (2016). .....41
- Figura 14.** Perfis batimétricos dos transectos principais: A) Transecto P1; B) Transecto P2; C) Transecto P3. As siglas ISS e PA, orientam os perfis em relação as ilhas Shetland do Sul e Península Antártica, respectivamente. ....46
- Figura 15.** Perfis batimétricos dos transectos intermediários: A) Transecto P1-P2; B) Transecto P2-P3. As siglas SO e NE, orientam os perfis em relação a direção sudoeste e nordeste, respectivamente. ....48
- Figura 16.** Mapa da localização das feições batimétricas de 1 à 10 sobre as distintas províncias fisiográficas. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011).....49
- Figura 17.** Feições batimétricas identificadas a partir das superfícies tridimensionais. A) Feição 1; B) Feição 2; C) Feição 3; D) Feição 4; E) Feição 5; F) Feição 6. Todas as feições são apresentadas com um exagero vertical de 6 vezes. A seta branca com a sigla ISS indica a direção das ilhas Shetland do Sul. ....51



- Figura 18.** Feições batimétricas identificadas a partir das superfícies tridimensionais. A) Feição 7; B) Feição 8; C) Feição 9; D) Feição 10. Todas as feições são apresentadas com um exagero vertical de 6 vezes. A seta branca com a sigla ISS indica a direção das ilhas Shetland do Sul. ....52
- Figura 19.** Trechos do mosaico de *backscatter* evidenciando os efeitos negativos da aplicação da correção do feixe padrão. A) Trecho do transecto P1 sem correção; B) Trecho do transecto P1 com correção; C) Trecho do transecto P1-P2 sem correção; D) Trecho do transecto P1-P2 com correção. ....54
- Figura 20.** Mapa da localização das feições do mosaico de *backscatter* de 1 à 10 sobre as distintas províncias fisiográficas. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011). ....55
- Figura 21.** Feições identificadas a partir dos mosaicos de *backscatter*. A) Feição 1; B) Feição 2; C) Feição 3; D) Feição 4; E) Feição 5; F) Feição 6. ....56
- Figura 22.** Feições identificadas a partir dos mosaicos de *Backscatter*. A) Feição 7; B) Feição 8; C) Feição 9; D) Feição 10. ....57
- Figura 23.** Proporção das categorias de grau de confiança (muito bom, bom, regular, inconclusivo) dos resultados da análise sedimentar pelo algoritmo Geocoder. ....58
- Figura 24.** Distribuição de frequências dos resultados de tamanho de grão (*phi*) obtidos pela Análise Sedimentar através do algoritmo Geocoder. ....59
- Figura 25.** Gráfico dos resultados de impedância em função do tamanho de grão (*phi*) obtidos pela análise sedimentar através do algoritmo Geocoder. Com base nesse gráfico é possível dividir os resultados em três setores. ....60
- Figura 26.** Mapa da distribuição das diferentes classes de tamanho de grão (cascalho, areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte/argila) obtidos pela análise sedimentar através do algoritmo Geocoder. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m. ....61
- Figura 27.** Exemplos de registros representativos dos ecotipos definidos a partir da análise dos dados sísmicos. A) Ecotipo I; B) Ecotipo II; C) Ecotipo III. ....62

- Figura 28.** Exemplos de registros representativos dos ecotipos definidos a partir da análise dos dados sísmicos. A) Ecotipo IVA; B) Ecotipo IVB; C) Ecotipo V.....63
- Figura 29.** Mapa da distribuição dos ecotipos obtidos pela análise dos dados sísmicos. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m. ....64
- Figura 30.** Mapa apresentando os transectos sondados sobrepostos as distintas províncias fisiográficas do estreito de Bransfield. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011). ....66
- Figura 31.** Registro sísmico obtido no transecto principal P2, evidenciando depósitos associados à deslizamentos encontrados no sopé do complexo vulcânico Three Sisters. ....74
- Figura 32.** Registro sísmico obtido no transecto principal P2, evidenciando depósitos contorníticos encontrados no sopé do talude inferior .....75
- Figura 33.** Mapa da distribuição das diferentes classes de tamanho de grão (cascalho, areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte/argila) obtidos pela análise sedimentar através do algoritmo Geocoder, assim como da localização de testemunhos amostrados previamente por outros autores. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m. ....77

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Comprimento, em quilômetros, de cada transecto sondado.....	40
<b>Tabela 2.</b> Descrições das diferentes correções oferecidas pelo <i>Software Caris HIPS &amp; SIPS</i> . .....	42
<b>Tabela 3.</b> Indicação de quais correções foram aplicadas durante o processamento do <i>Backscatter</i> e qual o parâmetro escolhido para cada uma delas. ....	43
<b>Tabela 4.</b> Parâmetros analisados pelo modelo de classificação acústica do algoritmo <i>Geocoder</i> . .....	44
<b>Tabela 5.</b> Localização e descrição granulométrica do topo de testemunhos amostrados na bacia de Bransfield por estudos prévios .....	76

**LISTA DE EQUAÇÕES**

<b>Equação 1.</b> Cálculo da distância em relação ao sonar no eixo Y.....	29
<b>Equação 2.</b> Cálculo da distância em relação ao sonar no eixo Z.....	29
<b>Equação 3.</b> Equação do Sonar Ativo .....	31
<b>Equação 4.</b> Equação da potência do sinal transmitido (SL) .....	31
<b>Equação 5.</b> Equação da Potência de um pulso acústico.....	32
<b>Equação 6.</b> Relação entre intensidades acústica e distância da fonte .....	32
<b>Equação 7.</b> Razão logarítmica das intensidades relacionadas com a perda de transmissão em função do espalhamento esférico .....	32
<b>Equação 8.</b> Perdas de transmissão ( <i>TL</i> ) em função do espalhamento esférico e absorção.....	32
<b>Equação 9.</b> Equação da Força do Alvo ( <i>TS</i> ).....	33
<b>Equação 10.</b> Equação da Força do Alvo ( <i>TS</i> ) em função da seção transversal do <i>backscattering</i> ( <i>backscattering cross-section</i> ) .....	33
<b>Equação 11.</b> Impedância acústica .....	37

## SUMÁRIO

<b>1. Introdução.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Objetivos .....</b>	<b>2</b>
<b>3. Área de Estudo .....</b>	<b>3</b>
3.1. Visão Geral .....	3
3.2. Evolução Tectônica.....	4
3.3. Edifícios Vulcânicos .....	10
3.4. Províncias Fisiográficas .....	14
3.5. Processos Sedimentares .....	17
3.6. Oceanografia Regional .....	26
<b>4. Princípios de Acústica Submarina.....</b>	<b>28</b>
4.1. Ecobatímetro Multifeixe .....	28
4.2. Equação do Sonar .....	30
4.3. <i>Backscatter</i> .....	33
4.4. Sísmica de Alta Resolução e Eco-caracteres .....	37
<b>5. Materiais e Métodos .....</b>	<b>39</b>
5.1. Estratégia Amostral.....	39
5.2. Processamento de Dados .....	40
5.2.1. Batimetria.....	40
5.2.2. <i>Backscatter</i> .....	42
5.3. Análise Sedimentar .....	43
5.3.1. Classificação de Ecotipos.....	44
<b>6. Resultados .....</b>	<b>45</b>
6.1. Batimetria.....	45
6.2. <i>Backscatter</i> .....	52
6.3. Análise Sedimentar .....	57
6.4. Sísmica de Alta Resolução .....	61

<b>7. Discussão .....</b>	<b>66</b>
7.1. Plataforma Continental .....	66
7.2. Talude .....	69
7.3. Bacia .....	73
7.4. Análise Sedimentar .....	76
<b>8. Conclusões.....</b>	<b>78</b>

## 1. INTRODUÇÃO

No atual cenário de mudanças climáticas, torna-se imperativo estudar o passado para entender os mecanismos responsáveis pelas alterações do clima na Terra. Dentro deste contexto, estudar a Península Antártica torna-se particularmente interessante devido à sua extrema sensibilidade em relação às oscilações globais climáticas e eustáticas (GARCÍA et al., 2011).

Devido a essa sensibilidade ambiental/ecológica, informações detalhadas sobre as variações climáticas em diferentes escalas de tempo acabam sendo refletidas em registros sedimentares pós-glaciais. PRIETO et al. (1999) descrevem que as espessas sequências de sedimento marinho e/ou glaciomarinhas presentes no fundo do estreito de Bransfield, localizado na Península Antártica, preservam importantes registros paleoambientais relacionados com as variações climáticas ao longo do Quaternário. Da mesma forma, FABRÉS et al. (2002) propõem que interpretação dos registros sedimentares do fundo do estreito de Bransfield é capaz de explicar de maneira acurada a evolução paleoclimática durante o final do Holoceno.

Por outro lado, pelo fato de a bacia de Bransfield ter sofrido rápida e contínua subsidência ao longo do Plioceno Tardio e Pleistoceno, acredita-se que essa região contenha o registro estratigráfico mais completo e detalhado das últimas séries geológicas de toda a região Antártica (BANFIELD; ANDERSON, 1995).

Desta maneira, devido a sua configuração singular, a região do estreito de Bransfield é muito importante para estudos sobre a interação entre os processos glaciais e tectônicos, além de ser análogo moderno de condições interglaciais relativamente quentes na Antártica (ANDERSON, 1999).

A partir de estudos estratigráficos de sísmica de alta resolução e análises de registros em sedimentos (ANDERSON, 1999; GARCÍA et al., 2011; PRIETO et al., 1999) é proposto que os principais processos sedimentares que ocorreram na bacia de Bransfield, desde sua abertura estão relacionados à ciclos sequenciais de avanço e recuo da plataforma de gelo da Península Antártica.

Sendo assim, entender os diferentes padrões sedimentares das distintas regiões do estreito de Bransfield pode auxiliar em uma compreensão mais global sobre as consequências das variações climáticas na Terra.

## 2. OBJETIVOS

O principal objetivo dessa dissertação é descrever e caracterizar as distintas províncias fisiográficas presentes na bacia de Bransfield, evidenciando os principais processos sedimentares (deposicionais ou erosivos) dessas regiões, a partir da integração de dados batimétricos, de mosaicos de *backscatter* e registros sísmicos.

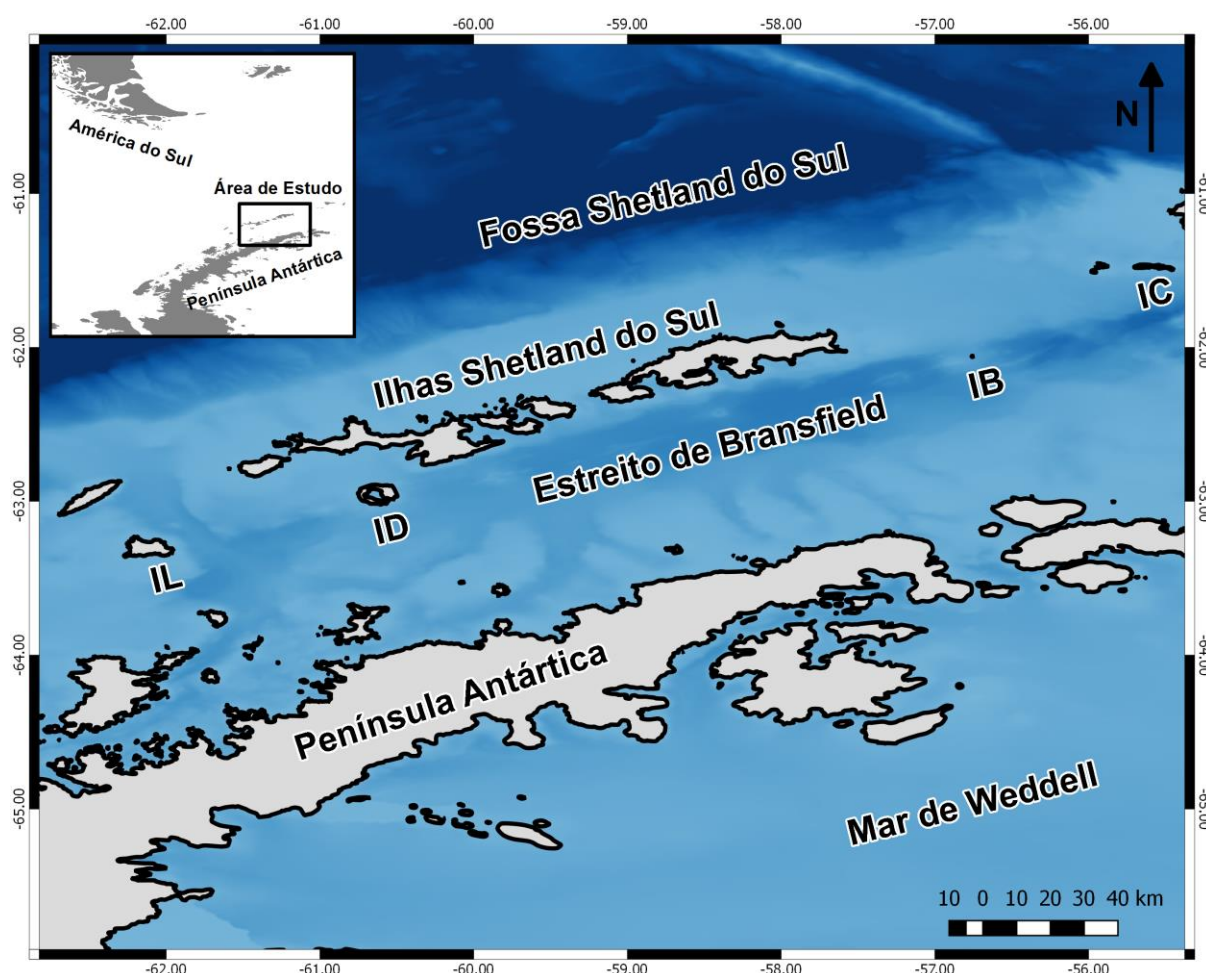
Como objetivo secundário, pretende-se avaliar a eficácia da técnica de classificação acústica denominada Análise da Faixa Angular (*Angular Range Analysis, ARA*) na caracterização granulométrica dos diferentes ambientes da bacia de Bransfield.



### 3. ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1. Visão Geral

O estreito de Bransfield, localizado na porção mais ao norte da Península Antártica (Figura 1), separa a península, arco magmático predominantemente Mesozóico, das ilhas Shetland do Sul, arco magmático do Final do Mesozóico-Cenozóico (BIRKENMAJER, 1992). Sua expressão submarina é conhecida como bacia de Bransfield, uma estreita e alongada bacia extensional tectonicamente ativa (ANDERSON, 1999; FABRÉS et al., 2002; GRÀCIA et al., 1997). Do ponto de vista hidrográfico, o estreito de Bransfield pode ser considerado como uma zona de transição entre o mar de Weddell, à sudeste, e o mar de Bellingshausen, à oeste (BARKER et al., 2003).



**Figura 1.** Área de Estudo: Quadro superior esquerdo indica a localização da Península Antártica em relação à América do Sul; Quadro principal localiza o estreito de Bransfield, que separa as ilhas Shetland do Sul da Península Antártica. As ilhas que limitam o estreito e a bacia Central de Bransfield são indicadas pelas siglas: IL-ilha Low; IC-ilha Clarence; ID-ilha Deception; IB-ilha Bridgeman.

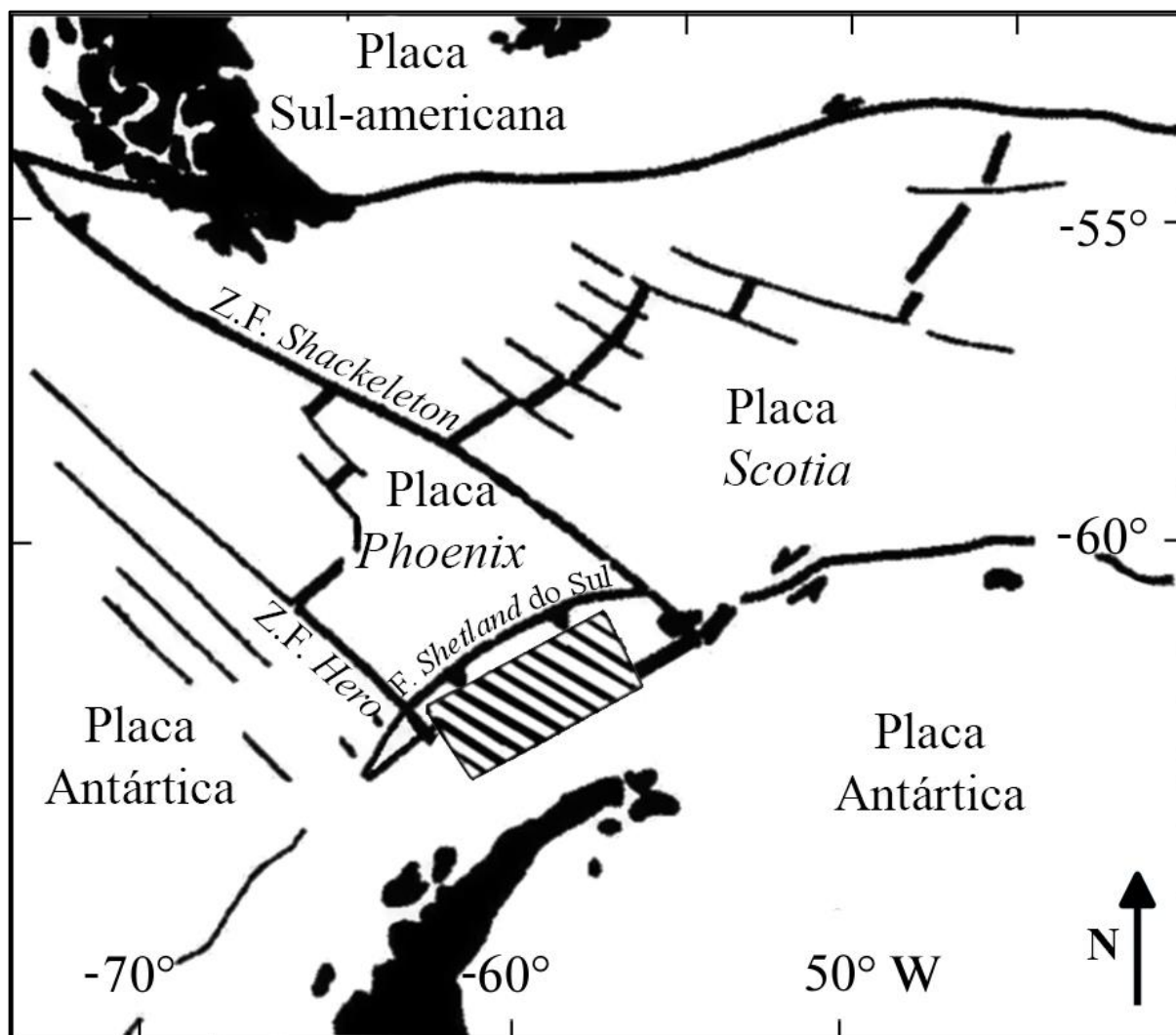
Com uma largura máxima de, aproximadamente, 80 km e um comprimento de mais de 400 km compreendidos entre a ilha Clarence, na sua porção nordeste, e a ilha Low, na porção sudeste, a bacia de Bransfield pode ser dividida em três sub-bacias: central, oriental e ocidental (AQUILINA et al., 2013; LAWVER et al., 1995). Esta divisão se dá a partir de degraus morfo-tectônicos que ocorrem aproximadamente alinhados com as ilhas Deception e Bridgeman, de modo que a bacia central de Bransfield localiza-se entre as mesmas (GARCÍA et al., 2011; GRÀCIA et al., 1997; LAWVER et al., 1996). Sendo assim, temos à sudoeste da ilha Deception a bacia ocidental de Bransfield e à noroeste da ilha Bridgeman a bacia oriental.

A bacia central de Bransfield é caracterizada por uma topografia suave, com cobertura sedimentar espessa e por degraus morfológicos que dividem a bacia central em quatro níveis batimétricos que aprofundam em direção nordeste, sendo que a porção mais profunda (aproximadamente 2000 m) é conhecida como bacia de Rei George (FRETZDORFF et al., 2004; GRÀCIA et al., 1997; PRIETO et al., 1999). Além disso, uma das principais características da bacia central de Bransfield é a presença de uma cadeia de edifícios vulcânicos submarinos que acredita-se serem derivados do vulcanismo atribuído à extensão desta bacia (GARCÍA et al., 2008; GRÀCIA et al., 1996).

Por outro lado, a bacia ocidental de Bransfield apresenta um assoalho estruturalmente simples, sem a presença de montes submarinos significativos, sendo a mais rasa entre as bacias, com profundidade máxima de, aproximadamente, 1300 m (FABRÉS et al., 2002; SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014). Já a bacia oriental de Bransfield é mais profunda que a bacia central, atingindo profundidades de até 2750 m, e apresenta seu assoalho dividido por depressões em formato losangular, separados por linhas de cones vulcânicos relativamente pequenos com escassa cobertura sedimentar (GRÀCIA et al., 1996; SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014).

### **3.2. Evolução Tectônica**

A bacia de Bransfield se encaixa em um contexto tectônico complexo (Figura 2) e bastante controverso, sendo considerado um sistema geodinâmico que tem sofrido rápidas alterações em sua configuração tectônica a partir do movimento de placas (ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE, 2003).



**Figura 2.** Modelo simplificado representando a configuração tectônica regional da área de estudo. A área hachurada indica a localização da placa Shetland do Sul. Adaptado de SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO (2014).

O eixo de espalhamento do *rift* de Bransfield, que divide a Península Antártica das ilhas Shetland do Sul, encontra-se ao longo da bacia de Bransfield. A partir de sua abertura foi gerada uma jovem micropalca tectônica (idade inferior a poucos milhões de anos) conhecida como placa Shetland do Sul, sendo esta limitada à leste pela zona de fratura Shackleton, à oeste pela zona de fratura Hero e ao norte pela fossa Shetland do Sul (Figura 2, FERREIRA et al., 2014; JANIK, 1997)

Localizada, aproximadamente, 110 km ao noroeste das ilhas Shetland do Sul, a fossa Shetland do Sul é o último segmento sobrevivente de uma zona de subducção do Mesozóico Tardio e Cenozóico, que uma vez se estendeu ao longo de grande parte da margem oeste da Península Antártica (BARKER et al., 2003; KLEPEIS; LAWVER, 1996; ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE, 2003).

Ao norte da fossa Shetland do Sul encontra-se a placa Phoenix, também conhecida como placa Drake ou Aluk (GRAD; GUTERCH; SRODA, 1992) que tem como vizinhas, à leste, a placa de Scotia, separadas através da Zona de Fratura Shackleton e, à oeste, a placa Antártica limitada pela zona de fratura Hero (GRÁCIA et al., 1996).

Muitas alterações ocorreram ao longo do tempo geológico até que se desenvolvessem as atuais configurações citadas acima.

A Península Antártica tem sido uma região de subducção de litosfera oceânica formada em centros de espalhamento do Pacífico-Sul pelos últimos 200 Ma (LAWVER et al., 1995). Evidências geológicas e geofísicas demonstraram que antes do desenvolvimento da bacia de Bransfield, o arco magmático das ilhas Shetland do Sul fazia parte da Península Antártica, de modo que é considerado que este arco exista desde o Jurássico (JANIK, 1997).

Acredita-se que a abertura da bacia de Bransfield esteja associada à subducção passiva da placa Phoenix sob a placa Antártica, sendo formada como uma bacia de Retro-Arco associada ao movimento de *roll-back* da fossa Shetland do Sul (GRÁCIA et al., 1997; LAWVER et al., 1996). Estudos sugerem que milhares de quilômetros da placa Phoenix sofreram subducção abaixo do estreito de Bransfield desde 50 Ma (LAWVER et al., 1995).

A subducção da placa Phoenix sob a placa Antártica, iniciada durante do Mesozóico, deu-se a partir do espalhamento do assoalho oceânico no eixo da cadeia de espalhamento Antártica-Phoenix. Este eixo de espalhamento era entrecortado por uma série de zonas de fratura no sentido NNO-SSE, dividindo a cadeia de espalhamento Antártica-Phoenix em porções que foram progressivamente subduzidas de Sudoeste para Nordeste a medida que a Cordilheira de Espalhamento Antártica-Phoenix colidia com a fossa Shetland do Sul, entre 54 e 4 Ma, quando o centro de espalhamento diretamente à Sudoeste da Zona de Fratura *Hero* atingiu a fossa Shetland do Sul (FRETZDORFF et al., 2004; KLEPEIS; LAWVER, 1996; LAWVER et al., 1995).

Deste modo, por volta de 4 Ma, a última porção da placa Phoenix foi incorporada à placa Antártica e o espalhamento do assoalho oceânico ao longo do eixo de espalhamento Antártica-Phoenix cessou (LAWVER et al., 1996). Com isso, a subducção da placa Phoenix sob a Península Antártica teria sido significativamente retardada ou até mesmo interrompida, embora alguns modelos tectônicos para o estreito de Bransfield sugerem que a subducção possa ter continuado vagarosa e assismicamente. (BOHRMANN et al., 1998; KLEPEIS; LAWVER, 1996; LAWVER et al., 1996; MAESTRO et al., 2007; PRIETO et al., 1999; ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE, 2003). A partir deste ponto da evolução tectônica da região, as teorias para a abertura da bacia de Bransfield, há cerca de 3.3 Ma, se tornam controversas

(FRETZDORFF et al., 2004; GONZALEZ-CASADO; GINER-ROBLES; LOPEZ-MARTINEZ, 2000; KLEPEIS; LAWVER, 1996; LAWVER et al., 1996; MAESTRO et al., 2007).

Dois modelos tectônicos são propostos para explicar a extensão da bacia de Bransfield. O primeiro relaciona a extensão ao longo da bacia de Bransfield com o possível *roll-back* da fossa Shetland do Sul provocado pela lenta subducção passiva da placa de Phoenix na fossa Shetland do Sul, paralelo à nenhum espalhamento entre as placas Antártica e Phoenix (BARKER et al., 2003; LAWVER et al., 1995; ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE, 2003). Enquanto o segundo, descreve que um movimento transcorrente sinistral entre as placas da Antártica e Scotia ao longo da falha da cadeia Scotia Sul pode ter se propagado em direção oeste e estar causando uma extensão oblíqua da margem continental da Península Antártica, resultando em um ambiente transtensional na bacia de Bransfield e compressional nas ilhas Shetland do Sul (GONZALEZ-CASADO; GINER-ROBLES; LOPEZ-MARTINEZ, 2000).

Além da divergência entre os modelos tectônicos para explicar a abertura da bacia de Bransfield, há ainda bastante incerteza em relação à idade da abertura da bacia. BIRKENMAJER (1992), a partir de análises radiométricas de falhas normais antitéticas na região das ilhas Shetland do Sul, propõe que o rifteamento incipiente do estreito de Bransfield tenha se dado entre 26 e 22 Ma. Por outro lado, (GRÁCIA et al., 1996; JANIK, 1997) apresentam que estudos a partir de anomalias magnéticas definiram idades para o início da abertura da bacia variando entre 0,7 e 4 Ma. Estes autores, no entanto, realçam a dificuldade dos estudos de magnetismo na inferência do tempo cronológico da abertura da bacia. Já estudos mais recentes (FRETZDORFF et al., 2004; GARCÍA et al., 2011) consideram que o rifteamento da bacia tenha se iniciado por volta de 3,3 Ma.

Independentemente de quando se iniciou abertura da bacia de Bransfield e embora alguns autores acreditem que a subducção da placa Phoenix para baixo das ilhas Shetland do Sul tenha ou diminuído ou cessado com a interrupção do espalhamento da cadeia Antártica-Phoenix, a existência de abalos sísmicos em uma variedade de localidades e profundidades (ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE, 2003), assim como o vulcanismo ativo na região (JANIK, 1997; KLEPEIS; LAWVER, 1996), e a análise de perfis sísmicos multicanal (GAMBÔA; MALDONADO, 1990), dão indicativas de um processo de subducção ativa, ainda em andamento, ao longo da margem norte da microplaca Shetland do Sul. Não obstante, a interrupção do espalhamento do assoalho oceânico não necessariamente teria induzido o fim do processo de subducção, isto, pois, a antiga e mais densa crosta oceânica da antiga placa

Phoenix poderia estar afundando por conta de seu próprio peso no presente. (MAESTRO et al., 2007).

O *rift* de Bransfield ainda jovem (não mais que 4 Ma) se desenvolveu na crosta continental da Península Antártica preexistente. Suas principais características são as zonas de extensões e falhamentos difundidas pela bacia e a elevação de domos associadas à estruturas de falhas normais (GRÀCIA et al., 1996). Acredita-se que o estiramento contínuo da crosta teria resultado em complexos padrões de falhas e processos de vulcanismo associados (BOHRMANN et al., 1998). Adicionalmente, estudos verificaram a existência de abalos sísmicos concentrados próximos à vulcões submarinos, ao longo do eixo central do *rift* de Bransfield, sugerindo atividade eruptiva em curso (ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE, 2003). Desta maneira, o presente e ativo vulcanismo, as altas medidas de fluxo de calor, a composição geoquímica de rochas do assoalho oceânico, e o mapeamento das tendências crustais são condizentes com a proposta de que a bacia de Bransfield continua evoluindo como um *rift* associado a processos de subducção e *roll-back* (CANALS et al., 1994; MAESTRO et al., 2007).

Em relação à estrutura da bacia de Bransfield, ela é dividida por falhas transcorrentes (GRÀCIA et al., 1996; PRIETO et al., 1999), orientadas principalmente no sentido NO-SE e, também, apresenta falhas normais no sentido NE-SO ou ENE-OSO, que são oblíquas no sentido anti-horário ao limite das placas Antártica-Phoenix, evidentes a partir de estudos de falhas em depósitos vulcânicos do Quaternário (MAESTRO et al., 2007). Adicionalmente, a maior parte dos montes submarinos na bacia de Bransfield consistem de cadeias vulcânicas ou picos arranjados paralelamente ao eixo da bacia (MAESTRO et al., 2007). Propõe-se também que o *rift* de Bransfield em sua porção leste acabe se fundindo dentro da zona ativa de falhas transcorrentes na cadeia Scotia Sul, nos limites entre as placas Antártica e Scotia (GALINDO-ZALDÍVAR et al., 2006).

A orientação dessas grandes estruturas que definem a morfologia do *rift* de Bransfield, assim como a orientação dos tensores compressionais com a tendência NE-SO, obtidos a partir de análises de falhas na ilha *Deception*, sugerem que a bacia corresponda à uma zona transcorrente sinistral de cisalhamento simples, podendo ser caracterizada como uma bacia transtensional, com sua origem relacionada ao movimento sinistral entre as placas Antártica e Phoenix (MAESTRO et al., 2007). Além disso, sugere-se que a abertura da bacia de Bransfield tenha se iniciado a partir da bacia central e, posteriormente, se propagado para as bacias ocidental e oriental (GALINDO-ZALDÍVAR et al., 2006), ao invés de ser uma *rift* que tenha

se originado na bacia oriental como havia sido proposto por (GONZALEZ-CASADO; GINER-ROBLES; LOPEZ-MARTINEZ, 2000).

Desta maneira, além dos dois modelos tectônicos supracitados, estudos mais recentes criaram uma nova abordagem geodinâmica a partir da integração desses dois mecanismos. É sugerido, portanto, que a abertura da bacia de Bransfield estaria provavelmente relacionada à subducção passiva da placa Phoenix e ao processo de *roll-back* na fossa Shetland do Sul, resultando em migração da microplaca Shetland do Sul no sentido noroeste e na propagação na sua margem sudeste de feições estruturais associadas ao limite das placas Antártica e Scotia (GALINDO-ZALDÍVAR et al., 2006; GARCÍA et al., 2011). Além disso, levando em consideração o recente caráter dos campos de estresse na área, acredita-se que o movimento sinistral entre a placa Antártica e a antiga placa Phoenix explicaria a estrutura da bacia de Bransfield e da microplaca Shetland do Sul. (MAESTRO et al., 2007).

Portanto, a conjunção entre os movimentos transcorrentes sinistrais relacionados com a convergência entre as placas Phoenix e Antártica e a subducção em andamento da placa Phoenix sob a fossa Shetland do Sul associada ao processo de *roll-back* seriam os principais processos responsáveis pelo controle da extensão da bacia de Bransfield (GARCÍA et al., 2008; MAESTRO et al., 2007). Adicionalmente, a bacia oriental de Bransfield deve acomodar a propagação sentido oeste das deformações sinistrais produzidas ao longo da cadeia Scotia do Sul, de modo que a abertura da bacia oriental de Bransfield, por sua vez, deve ser consequência da interação entre o processo extensional da bacia de Bransfield junto com a propagação das deformações transcorrentes da cadeia Scotia do Sul (GALINDO-ZALDÍVAR et al., 2006; GONZALEZ-CASADO; GINER-ROBLES; LOPEZ-MARTINEZ, 2000).

Baseados em dados aeromagnéticos da bacia de Bransfield, GONZÁLEZ-FERRÁN, (1991) estimou que o *rift* de Bransfield tenha produzido de 5 a 15 km de extensão nos últimos 2 Ma e propôs uma taxa de espalhamento de 2,5-7,5 mm/ano. Anos depois, GRACIA et al., (1996), também a partir de dados de magnetismo, sugeriram uma taxa de espalhamento máxima de 0,83 mm/ano. Entretanto, no mesmo trabalho, GRACIA et al., (1996) ressaltam que estudos de idades baseados em anomalias magnéticas são problemáticos na região da bacia de Bransfield por conta da jovem idade da bacia tornar os padrões magnéticos bastante difusos. Da mesma forma, ROBERTSON MAURICE; WIENS; SHORE (2003) apontaram estimativas da taxa de espalhamento baseada em dados de anomalias magnéticas, de 0,9 e 2,4 cm/ano, porém também alertando sobre a dificuldade de interpretação dos dados de anomalias magnéticas. Finalmente, estudos geodésicos estimaram uma taxa de espalhamento de

aproximadamente 10 mm/ano perpendicular ao eixo do *rift* de Bransfield (DIETRICH et al., 2001).

Como consequência dessa complexa evolução e disposição tectônica na região, a considerável atividade vulcânica caracteriza os estágios da evolução da bacia de Bransfield desde o Pleistoceno médio até os dias atuais (BIRKENMAJER, 1992). LAWVER et al. (1995) a partir da planta batimétrica da bacia de Bransfield, sugerem a existência de pelo menos quatro linhas paralelas de vulcanismo ativo e incipiente na bacia central de Bransfield.

O primeiro alinhamento, apontado por BIRKENMAJER (1992) e GRAD; GUTERCH; SRODA (1992) ocorre sobre a plataforma das ilhas Shetland do Sul, e conecta a ilha Pinguim, um cone cinerítico dormente ao lado da ilha Rei George até o Pico Melville. A segunda linha é definida na bacia Rei George por pelo menos seis a oito contornos fechados indicando estruturas circulares de poucas dezenas até alguma centenas de metros de altura. Já a terceira linha, considerada como o eixo principal do *rift* de Bransfield, inclui as ilhas Deception e Bridgeman e, ao menos, dois vulcões submarinos de até 1400 m de altura a partir do assoalho marinho. Por fim, a quarta linha vulcânica é definida por uma cadeia, com o maior fluxo de calor da bacia Rei George e por uma extrusão recente na porção nordeste da bacia.

### 3.3. Edifícios Vulcânicos

A característica mais notável do assoalho oceânico da bacia central de Bransfield é a presença de numerosos montes submarinos que se elevam a partir do fundo, alinhados paralelamente ao eixo da mesma (CANALS et al., 1994; GRÀCIA et al., 1997). Dentre eles, foram identificado pelo menos 6 edifícios de grandes dimensões, atingindo alturas de mais de 550 m (BOHRMANN et al., 1998; GRÀCIA et al., 1996). Além das grandes estruturas, diversos cones vulcânicos menores aparecem isolados no assoalho da bacia, com diâmetros basais inferiores, porém apresentando até 400 m de altura (GRÀCIA et al., 1996).

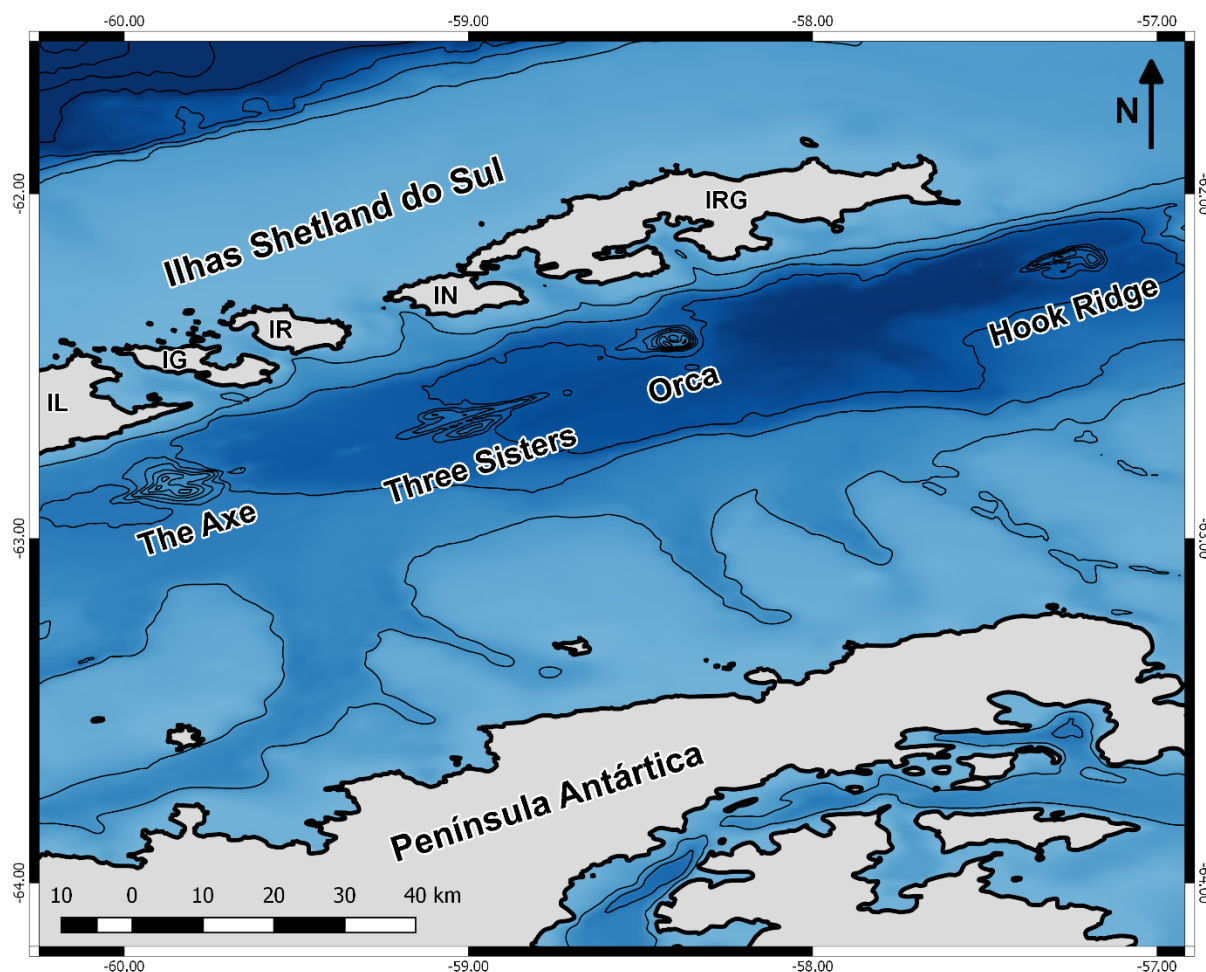
GRACIA et al. (1996), baseados em dados batimétricos multifeixe, chegaram a reportar a presença de 39 edifícios vulcânicos espalhados na bacia central de Bransfield, sendo que, de maneira geral, estes montes submarinos podem ser classificados em três tipos principais de acordo com sua morfologia: cônicos, semicirculares ou alongados (ERCILLA et al., 1998; GRÀCIA et al., 1996; SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014).

A partir da morfologia, da natureza de amostras que foram dragadas na área e, também, da análise de fáceis acústicas registradas em perfis de sísmica de reflexão, todas as grandes estruturas submarinas presentes na bacia central de Bransfield podem ser consideradas



como edifícios vulcânicos, consistindo em cadeias e picos vulcânicos que se estendem por alguns quilômetros paralelos ao eixo central da bacia (ANDERSON, 1999; GRÀCIA et al., 1997; MAESTRO et al., 2007). Ademais, GRÀCIA et al. (1997) inferiram, com base na direção das cadeias vulcânicas, que a bacia central de Bransfield estaria sob contínua extensão em um direção aproximadamente ortogonal ao eixo da bacia, sendo a origem destas cadeias atribuída ao seu espalhamento do *rift* (GARCÍA et al., 2008).

Dentre os edifícios vulcânicos presentes na bacia central de Bransfield, os mais proeminentes (Figura 3) são conhecidos pela literatura (BOHRMANN et al., 1998; ERCILLA et al., 1998; GARCÍA et al., 2008; GRÀCIA et al., 1996, 1997; KLEPEIS; LAWVER, 1996; LAWVER et al., 1995, 1996) como: The Axe (ou Edifício A), Three Sisters (ou Edifício D), Orca (ou Edifício E) e Hook Ridge (ou Edifício F).



**Figura 3** Mapa com a localização dos principais Edifícios Vulcânicos presentes na bacia central de Bransfield. Da esquerda para direita: The Axe, Three Sisters, Orca e Hook Ridge. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m.

O vulcão submarino The Axe, também conhecido como Edifício A, tem 550 m de altura em relação ao assoalho oceânico e seu topo plano encontra-se a uma profundidade de cerca de 350 m. É um edifício composto, formado por uma caldeira dividida em duas metades circulares por uma cadeia central descontínua de aproximadamente 28 km de comprimento por 2 km de largura (GRÀCIA et al., 1996, 1997). A base deste vulcão encontra-se a cerca de 1200 m de profundidade (SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014) e apresenta, como um todo, um diâmetro de aproximadamente 16 km (LAWVER et al., 1996). Os flancos da cadeia e os taludes internos das duas metades são íngremes, com até 20° de inclinação, enquanto os flancos externos dos cones são mais suaves, com inclinações inferiores a 12° (GRÀCIA et al., 1997).

Embora GRÀCIA et al. (1996) tenham descrito o edifício The Axe como sendo originalmente um vulcão submarino cônico que posteriormente houvesse sido dividido por uma extrusão paralela ao *rift* de Bransfield, LAWVER et al. (1996) discordam, e sugerem que a formação da cadeia linear tenha sido concomitante com a origem do vulcão cônico, ou até mesmo mais antiga. Estudos recentes, a partir de análise de sedimentos e inspeção visual faunística não verificam evidências de atividade hidrotermal neste vulcão (AQUILINA et al., 2013; BELL et al., 2016).

LAWVER et al. (1996) nomearam o Edifício D identificado por GRÀCIA et al. (1996) como Three Sisters em homenagem aos vulcões Three Sisters da cadeia de montanhas Cascade localizada no oeste da América do Norte. Sendo assim, Three Sisters é um edifício composto, ou melhor, um complexo, com altura relativa ao assoalho oceânico variando entre 200-500 m (SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014), formado por uma cadeia central (D2 ou *Middle Sister*) de 31 km de comprimento por 3 km de largura que é flanqueada por outras duas cadeias (GRÀCIA et al., 1996).

A cadeia Norte (D1) tem 7,8 km de comprimento e 3,1 km de largura, enquanto a cadeia Sul (D2) tem um comprimento de 15,6 km por 4 km de largura. A cadeia central é mais próxima à cadeia norte, sendo que a ravina que separa a cadeia norte da cadeia central localiza-se a uma profundidade de 1300 m, enquanto a que separa a cadeia sul encontra-se à 1400 m. Os flancos da cadeia central são mais íngremes que os das demais cadeias, com inclinações de até 24° (GRÀCIA et al., 1997). A base desse complexo submarino situa-se a uma profundidade de cerca de 1500 m e apresenta um comprimento total de 50 km por 20 km de largura (SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014).

Essa estrutura sugere que D1 e D3 sejam resultados da divisão de um monte vulcânico originalmente único, de modo que a porção D2 seria uma cadeia neovulcânica formada entre

as duas metades (GRÀCIA et al., 1996). GRÀCIA et al. (1997) acreditam que o complexo Three Sisters corresponderia ao último estágio de extensão e propagação de vulcanismo na região. Tanto BOHRMANN et al. (1998) quanto KLINKHAMMER et al. (2001) alegam terem encontrados indicações de atividade hidrotermal no complexo Three Sisters. No entanto, AQUILINA et al. (2013) reportou que embora tenham realizado extensa investigação do assoalho na região do complexo Three Sisters, não foram encontradas evidências de atividade hidrotermal na forma de tapete microbiano ou plumas hidrotermais. Corroborando com estes resultados, BELL et al. (2016), a partir da análise de sedimentos, também indicam que não foram encontradas assinaturas consistentes com atividade hidrotermal na região.

O vulcão submarino Orca, ou Edifício E, é aproximadamente circular em vista plana, apresentando uma morfologia cônica na forma de caldeira típica de outros vulcões (GRÀCIA et al., 1997). A base deste vulcão localiza-se à uma profundidade de aproximadamente 1500 m (SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014), com um diâmetro basal de cerca de 11 km, atingindo uma altura de até 550 m em relação ao assoalho oceânico, tendo seu pico situado à uma profundidade de 700 m. Ele apresenta uma cratera central de 3 km de diâmetro e 325 m de profundidade. Os flancos externos desse edifício geralmente apresentam inclinações inferiores à 15°, porém, localmente, podem apresentar encostas bastante íngremes com até 36° de inclinação (GRÀCIA et al., 1997), como é o caso da face sul, onde chega a elevar-se mais de 600 m em menos de 1 km horizontal (LAWVER et al., 1996). LAWVER et al. (1996) não encontraram evidências de atividade hidrotermal no vulcão Orca, sugerindo então, que este vulcão é mais antigo do que aparenta.

Talvez o edifício vulcânico mais estudado (AQUILINA et al., 2013; BELL et al., 2016; BOHRMANN et al., 1998; FRETZDORFF et al., 2004; GRÀCIA et al., 1996, 1997; KLINKHAMMER et al., 2001; LAWVER et al., 1996; SAHLING et al., 2005), Hook Ridge, inicialmente descrito como Edifício F por GRÀCIA et al. (1996), apresenta uma área basal circular, embora seja composto por duas cadeias perpendiculares. A principal cadeia é alongada seguindo a direção do *rift* de Bransfield com 18 km de comprimento por 4 km de largura (BOHRMANN et al., 1998). Este edifício eleva-se cerca de 550 m acima do assoalho oceânico da bacia Rei George, tendo seu cume localizado à uma profundidade de 1050 m (GRÀCIA et al., 1997).

Estudos feitos a partir de imagens do fundo, amostras de água e sedimentos superficiais e sub-superficiais coletadas próximas ao vulcão, análises de perfis da coluna d'água, assim como análises faunísticas apresentam evidências de que o vulcão Hook Ridge

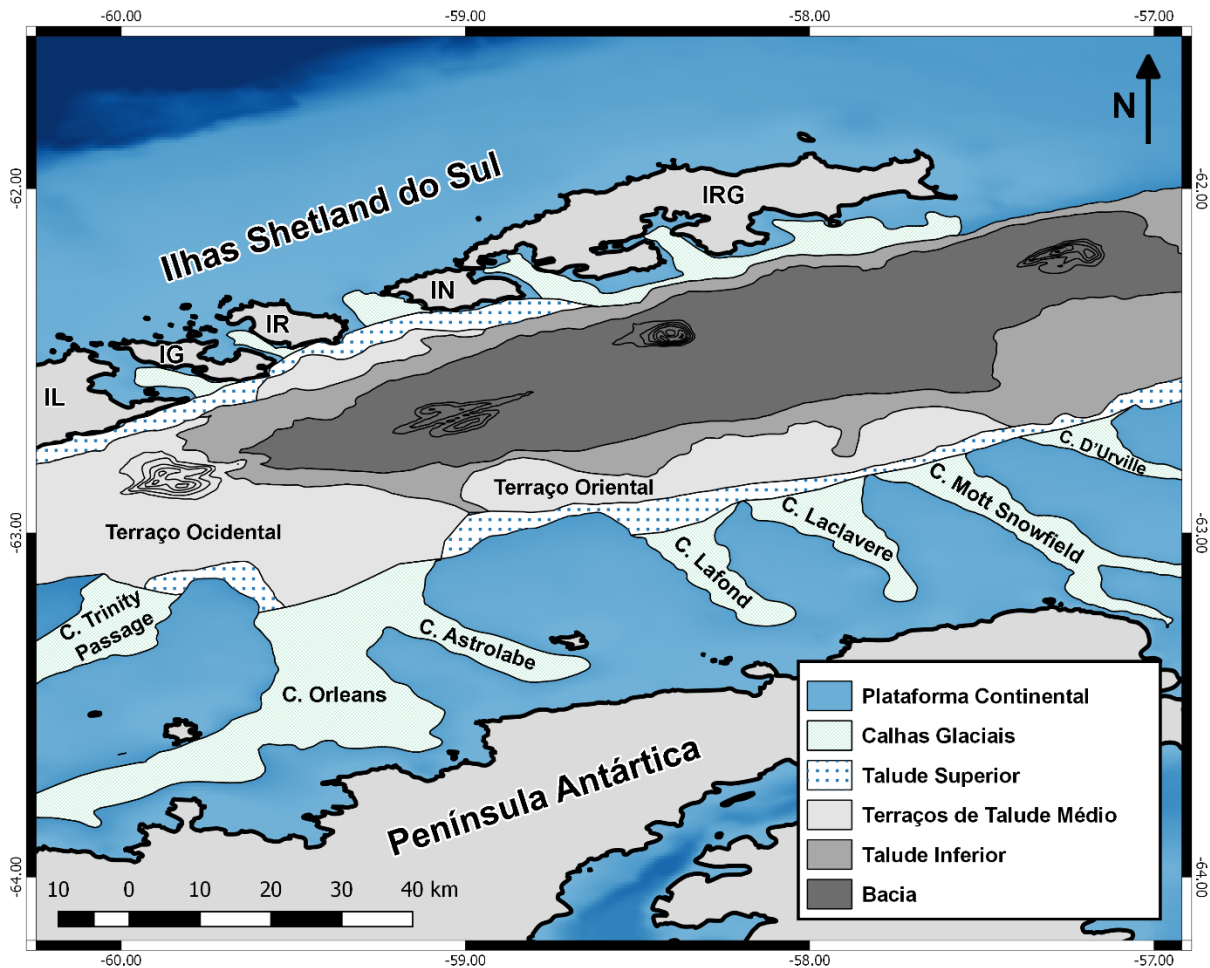
continue hidrotermicamente ativo (AQUILINA et al., 2013; BELL et al., 2016; BOHRMANN et al., 1998; KLINKHAMMER et al., 2001; SAHLING et al., 2005).

### 3.4. Províncias Fisiográficas

As margens da bacia central de Bransfield são fisiograficamente distintas, conferindo a bacia sua característica assimétrica. À noroeste, tem-se a estreita e íngreme margem adjacente às ilhas Shetland do Sul, com caráter retilíneo, ocasionalmente interrompida por vales incisos. Por outro lado, a margem sudeste da Península Antártica é relativamente mais ampla, apresentando declives mais suaves e morfologia ondulada (CANALS et al., 1994; GARCÍA et al., 2008, 2011; GARCÍA; ERCILLA; ALONSO, 2006; GRÀCIA et al., 1996, 1997; KLEPEIS; LAWVER, 1993; PRIETO et al., 1999). De maneira geral, a bacia central de Bransfield pode ser dividida em três províncias fisiográficas distintas (Figura 4), podendo haver subdivisões entre elas: plataforma continental, talude e bacia (PRIETO et al., 1999).

A plataforma continental da margem das ilhas Shetland do Sul é bastante estreita (máximo 10 km), atingindo profundidades de até 200 m, sendo entrecortada por calhas curtas formadas entre as ilhas e a desembocadura de baías e fiordes (PRIETO et al., 1999).

Em contrapartida, na margem da Península Antártica, a plataforma continental se estende por até 50 km de largura, alcançando profundidades entre 200-300 m, com inclinação de cerca de 1,5°. Esta plataforma se torna mais rasa e estreita em direção nordeste e é entrecortada por uma série de calhas glaciais no sentido SE-NO (Figura 4, GARCÍA et al., 2008; GARCÍA; ERCILLA; ALONSO, 2006). As calhas Trinity Passage e Orleans se estendem desde o estreito de Gerlache até o oeste da bacia de Bransfield e terminam no limite ocidental da bacia central de Bransfield. À leste, as calhas Lafond, Laclavere, Mott Snowfield e D'Urville entrecortam a plataforma continental descendo o talude (BANFIELD; ANDERSON, 1995). Essas calhas, apresentam perfil transversal na forma de “V” na plataforma interior e forma de “U” na plataforma exterior, com fundos planos e paredes íngremes (até 12°), com profundidades de até 500 m. Acredita-se que a orientação dessas calhas sejam controladas estruturalmente (ANDERSON, 1999). As calhas da região da bacia de Bransfield tem perfis longitudinais irregulares, ficando mais rasas em direção à sua porção central e aprofundam em direção à bacia em suas porções mais distais (GARCÍA et al., 2008).



**Figura 4.** Mapa apresentando as províncias fisiográficas de Bransfield, incluindo plataforma continental, calhas glaciais, talude superior, terraços de talude médio, talude inferior e bacia. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011).

Assim como a plataforma, o talude adjacente às ilhas Shetland do Sul é estreito, não mais que 25 km, e projeta-se abruptamente em direção ao mar dos 100 m até 1400-1800 m (ERCILLA et al., 1998). Este talude é caracterizado por sua morfologia irregular, com degraus de origem tectônica, e pela presença de numerosas escarpas ou calhas em direção NE-SO (CANALS et al., 1994) Essas calhas cortam o talude até atingir uma plataforma plana, à 700 m de profundidade, em frente as ilhas Nelson e Greenwich. Essa plataforma não é identificada em frente as ilhas Livingston e Rei George, onde o talude é uma feição contínua da quebra até o assolho da bacia, apresentando a maior inclinação, até 26°, em frente a ilha Rei George. (PRIETO et al., 1999).

Já os taludes da margem da Península Antártica têm morfologias distintas em virtude da presença de terraços de talude médio relativamente largos e planos localizadas próximas à desembocadura das calhas glaciais, delimitadas por estreitos e íngremes taludes superior e

inferior (GARCÍA et al., 2011). Desta maneira, o talude pode ser subdividido em três setores: superior, médio e inferior (GARCÍA et al., 2008).

O talude superior é estreito (10 km de largura) e íngreme (até 15°), se estendendo entre profundidades de 200-300 m a 500-800 m.

Também denominado como terraço de talude, o talude médio é composto por dois terraços relativamente planos, com gradientes suaves (média 2°), os terraços ocidental e oriental (Figura 4). Estes terraços apresentam configuração fisiográfica atípica para uma margem glacial, com superfície continuamente plana partindo do assoalho das calhas glaciais aprofundando até os limites destes terraços (GARCÍA et al., 2011), conferindo a esta margem uma morfologia na forma de degraus batimétricos (PRIETO et al., 1999). O terraço ocidental tem profundidades de 700-1100 m e largura máxima de 35 km, aprofundando-se em direção à bacia. Por outro lado, o terraço oriental ocorre em profundidades de cerca de 500 a 800 m sendo separada do terraço ocidental por uma escarpa orientada NNO-SSE.

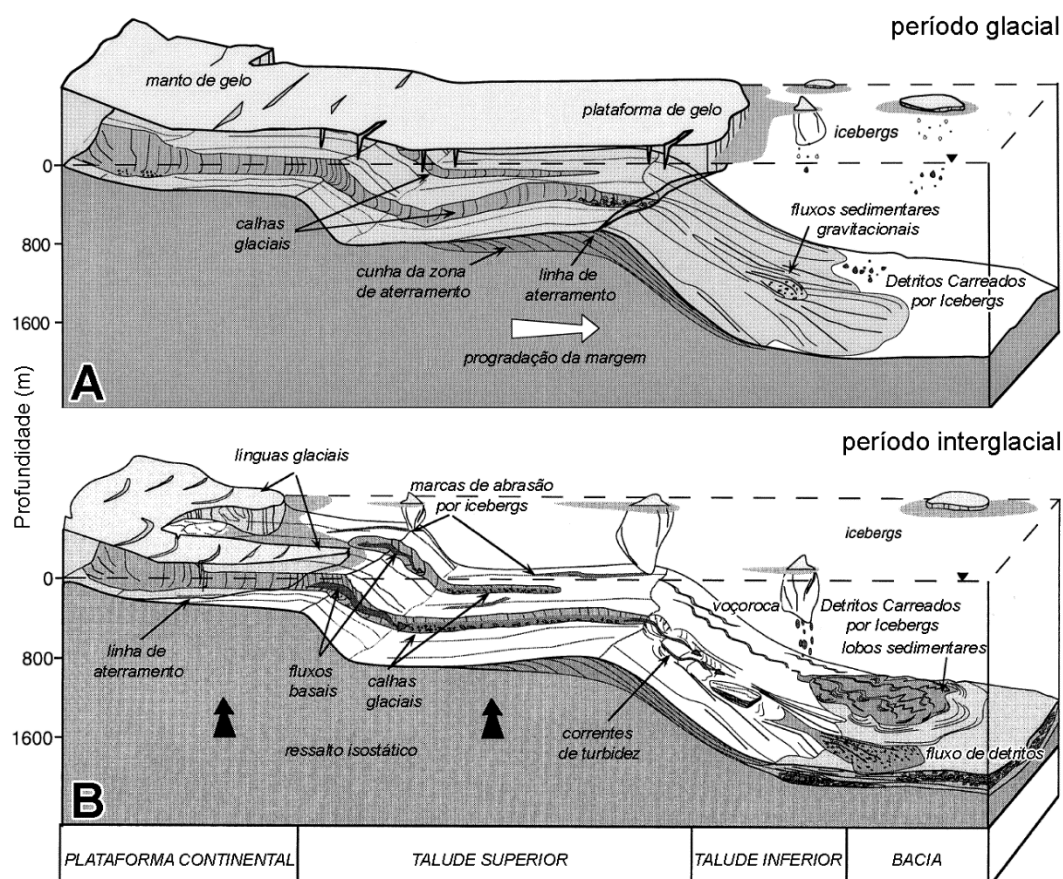
O talude inferior, íngreme e estreito (menor que 10 km, com inclinações de até 20°), estende-se até profundidades entre 900 até 1500 m, ao longo da maior parte desta margem, apresentando morfologia sinuosa. Nos limites entre os terraços de talude ocidental e oriental, o talude inferior apresenta declive suave, com largura máxima de até 10 km e gradientes relativamente menores (de 3-12°). Enquanto à leste, o talude inferior torna-se largo e suave (30 km de largura e gradiente médio de 2°), onde é encontrado o conhecido Vale Gebra identificado por CANALS et al. (1994). (GARCÍA et al., 2008). O talude inferior se conecta com a bacia através de um declive íngreme (8°) que se encerra abruptamente no assoalho da bacia. Quando o talude inferior não está presente, a conexão com a bacia é muito mais íngreme (até 18°, PRIETO et al., 1999)

Por fim, a última província fisiográfica é a bacia, que apresenta superfície relativamente plana, claramente diferenciada dos terraços de talude oriental e ocidental, com morfologia na forma de degraus, caracterizado por quatro níveis batimétricos separados por escarpas (ERCILLA et al., 1998). O assoalho da bacia alcança profundidade de até 1900 m onde as feições mais importantes são os edifícios vulcânicos orientados no sentido SO-NE, paralelamente ao eixo do *rift* de Bransfield. (GARCÍA et al., 2011; GARCÍA; ERCILLA; ALONSO, 2006).

### 3.5. Processos Sedimentares

A principal forçante controladora da evolução sedimentar na bacia central de Bransfield é a ciclicidade climática. Os processos sucessivos de avanço e recuo da plataforma de gelo sobre as margens da bacia afetaram a arquitetura sedimentar de diversas maneiras, seja pelas variações nos padrões de fornecimento de sedimento, ou pelas variações glacio-eustáticas (GARCÍA et al., 2008; PRIETO et al., 1999). Desta maneira, o arcabouço sedimentar da bacia central de Bransfield contém registros de alta resolução sobre os ciclos climáticos e glaciais desde sua abertura (BANFIELD; ANDERSON, 1995; FABRÉS et al., 2002; GARCÍA et al., 2011). Além do controle geral do Clima, os fatores locais como fisiografia, fornecimento sedimentar, vulcanismo e processos oceanográficos são importantes agentes no que se diz respeito aos recentes processos sedimentares da bacia central de Bransfield (GARCÍA et al., 2008, 2011; PRIETO et al., 1999).

A configuração sedimentar atual da bacia central de Bransfield pode ser explicada a partir dos padrões de deposição sedimentar de dois períodos sucessivos: glacial e interglacial (Figura 5, ANDERSON, 1999; GARCÍA et al., 2008, 2011; PRIETO et al., 1999).



**Figura 5.** Modelo apresentando os principais processos sedimentares durante os períodos: A) Glacial; B) Interglacial. Adaptado de PRIETO et al. (1999).

Durante o Último Máximo Glacial, a plataforma de gelo da Península Antártica avançou sobre a plataforma continental, talude superior e terraços do talude médio (GARCÍA et al., 2008), atuando de maneira abrasiva, erodindo os sedimentos depositados em períodos de glaciação mínima (ANDERSON, 1999), até ancorar (aterrar) em profundidades entre 750-900 m (ERCILLA et al., 1998). Essa erosão glacial foi mais pronunciada ao longo de limites geológicos, como zonas de falhamentos, resultando na criação de calhas glaciais ao longo plataforma (ANDERSON, 1999). A localização da zona de aterramento durante o Último Máximo Glacial pode ser inferida pela presença de morainas e lineações glaciares no assoalho marinho dos terraços de talude (GARCÍA et al., 2008). Além disso, sugere-se que a espessura mínima da plataforma de gelo aterrada era de pelo menos 700 m (BANFIELD; ANDERSON, 1995).

Nesse período glacial, as calhas glaciais e terraços de talude médio da bacia central de Bransfield foram dominados por processos subglaciais resultantes do avanço da plataforma de gelo (GARCÍA et al., 2008, 2011; PRIETO et al., 1999). A superfície altamente rugosa que caracteriza a plataforma continental pode representar a atividade de processos erosivos produzidos pelo avanço do gelo (ERCILLA et al., 1998). Os sedimentos transportados supra-, en- ou subglacialmente pela plataforma de gelo foram depositados como cunhas de till nos terraços de talude médio e como cunhas progradantes na bordas dos terraços de talude médio e no talude inferior (GARCÍA et al., 2008, 2011). Processos de instabilidade atuando sobre esses sedimentos geraram sequências de fluxo de detritos próglaciais de grandes dimensões, levando a uma progradação das plataformas de talude médio. Esses sedimentos, carreados por correntes de gelo, acabaram sendo depositados em leques associados às desembocaduras das calhas glaciais (GARCÍA et al., 2011), isto pois, essas calhas glaciais atuam como canais para as correntes de gelo oriundas do continente. (ANDERSON, 1999). Por fim, instabilidades induzidas pela ação da gravidade, retrabalharam esses depósitos sedimentares e transportaram o diamicto próglacial para a bacia (GARCÍA et al., 2011).

O início da última deglaciação, na bacia de Bransfield, deu-se por volta de 14 mil anos atrás. Esse processo pode ser interpretado como evento relativamente rápido devido à existência de feições morfológicas glaciais e glaciomarinhas relíquias ainda preservadas nos terraços de talude médio (GARCÍA et al., 2011).

Neste período, os processos subglaciais atuantes nas calhas glaciais da plataforma continental e também nos terraços de talude médio foram progressivamente substituídos por processos glaciomarinhos próglaciais (GARCÍA et al., 2011). Sendo assim, a deposição glaciomarinhas dominou os terraços de talude médio e o talude inferior (GARCÍA et al., 2008).



À medida que a plataforma de gelo e seu ambiente sedimentar associado migraram em direção ao continente, processos de oceano aberto passaram a atuar (ANDERSON, 1999; GARCÍA et al., 2011). Os processos glaciomarinheiros incluem fluxo de detritos próglaciais, processos glaciomarinheiros próglaciais e água de degelo, enquanto os processos de oceano aberto compreendem correntes de turbidez, deslizamentos e processos contorníticos. A importância relativa de cada processo aparenta ter sido controlada pela fisiografia, particularmente pela distância da zona de aterramento (GARCÍA et al., 2011)

Também, durante o período de recuo da plataforma de gelo, processos de fluxos sedimentares gravitacionais ocorreram especialmente ao longo da borda do terraço de talude oriental e em todo o talude à leste da calha Laclavere, onde está localizado o Vale Gebra (GARCÍA et al., 2008). Acredita-se que esses fluxos de massa sejam resultantes de instabilidades geradas pelo soerguimento glacio-isostático produzido pelo recuo da plataforma de gelo (PRIETO et al., 1999), e também, possivelmente, pelo excesso de pressão nos poros dos sedimentos que foram depositados em curto espaço de tempo durante o avanço da plataforma de gelo (GARCÍA et al., 2008). Além disso, outros gatilhos externos como atividade vulcânica, correntes de fundo, ondas de marés e terremotos já foram considerados como gatilhos para movimentos de massa sedimentares na bacia de Bransfield (GARCÍA et al., 2008). Sendo assim, acredita-se que áreas do talude inferior e das calhas glaciais provavelmente foram afetadas por processos de deslizamentos (GARCÍA et al., 2011).

Depósitos denominados como glaciomarinheiros compostos também foram depositados nas calhas glaciais e nos terraços de talude médio neste estágio. Esses depósitos glaciomarinheiros compostos representam os sedimentos originados a partir de detritos glaciais e de detritos carregados por *icebergs* (*ice rafted debris*), intercalados com pulsos de plumas de águas de degelo. Após a deglaciação, o talude inferior caracterizou-se como área de não-deposição sedimentar, ou de transferência (*by-pass*). Este caráter não-deposicional é evidente pela existência de sedimentos de fluxo de detritos próglaciais, ainda expostos nessas regiões, que foram depositados durante as condições de glaciação total. Já na bacia profunda, processos de oceano aberto, incluindo turbidez e correntes de fundo, dominaram durante este período (GARCÍA et al., 2011).

É sugerido que o padrão de deposição interglacial se assemelhe com a configuração deposicional dos dias atuais. Atualmente, diamictos estão sendo varridos nos bancos rasos e talude superior, enquanto sedimentos hemipelágicos silicosos são depositados em locais de água profunda. Esses sedimentos finos varridos acabam depositados nas calhas glaciais e nas regiões basais próximas à bancos. Depósitos de fluxos sedimentares gravitacionais,

compreendidos de seixos e areia, são eventualmente depositados em calhas glaciais e na base do talude (BANFIELD; ANDERSON, 1995). Deste modo, a grande variabilidade da sucessão sedimentar nas localidades mais afastadas da plataforma reflete o maior período de predominância de processos glaciomarinheiros ou de oceano aberto após o início do recuo da plataforma de gelo (GARCÍA et al., 2011).

Com esses dois padrões deposicionais gerais bem definidos, é possível caracterizar os processos sedimentares em cada uma das províncias fisiográficas de maneira mais específica, levando em conta os aspectos locais. Sabe-se que a configuração fisiográfica da bacia central de Bransfield está diretamente relacionada com a fonte de sedimento glacial, que, desta maneira, controla parcialmente a distribuição espacial dos depósitos sedimentares na região (GARCÍA et al., 2011). CANALS et al. (1994), evidenciaram que o caráter assimétrico das margens da bacia de Bransfield, por exemplo, influenciou diretamente o desenvolvimento distinto dos recobrimentos sedimentares observados nas plataformas continentais e taludes, isto pois, a margem adjacente à Península Antártica fornece grandes volumes de sedimento, enquanto a margem das ilhas Shetland do Sul apresenta contribuição claramente menor. Sendo assim, a seguir, encontram-se descritos os diferentes padrões e processos sedimentares associados às principais províncias fisiográficas da bacia de Bransfield

A plataforma continental da margem da Península Antártica é caracterizada por apresentar tanto evidências de processos deposicionais, quanto de processos erosivos. Os processos deposicionais na plataforma incluem a sedimentação hemipelágica de materiais em suspensão e em camadas nefelóides, que aparentam ter ocorrido durante os estágios interglaciais, como nos dias atuais, com o gelo marinho recuando para o continente. Por outro lado, a considerável extensão em direção ao oceano (até 700 m de profundidade) das marcas abrasivas associadas a erosão provocada pela movimentação de *icebergs* sugerem que a atividade dos *icebergs* iniciaram durante o início do período de deglaciação, quando as plataformas de gelo passaram a retrair-se aumentando o processo de formação de *icebergs* (ERCILLA et al., 1998). Essas superfícies erosivas cobrem superfícies de milhares de quilômetros quadrados da plataforma e também calhas associadas com a descarga individual de glaciares, sendo claramente evidentes em registros sísmicos adquiridos ao longo da plataforma continental (ANDERSON, 1999).

Desta maneira, ANDERSON (1999) descreve que a plataforma continental, de uma maneira geral, apresentaria relevo enrugado, na plataforma interior, por conta da ação do gelo esculpindo o embasamento rochoso, enquanto a plataforma exterior seria caracterizada por um relevo mais suave, com estratos sedimentares aumentando de espessura em direção ao mar.

BANFIELD; ANDERSON (1995) sugerem que os sedimentos depositados na margem da plataforma sejam em sua grande maioria diamictos glaciomarinhos. Estes mesmos autores acreditam que *till* tenha sido depositado abaixo do gelo aterrado e que tenha ocorrido a deposição de *till* deformado na zona de desacoplamento da plataforma de gelo, ou seja, na zona onde a plataforma de gelo perde contato com o assoalho marinho.

Além da atividade erosiva desempenhada pela movimentação das plataformas de gelo e *icebergs*, a presença de fortes correntes de fundo sobre as áreas mais rasas da plataforma restringem a deposição de sedimentos finos (ANDERSON, 1999). Sendo assim, a plataforma continental é predominantemente coberta por depósitos glaciais residuais, principalmente compostos por sedimentos de granulometria grossa como cascalhos e areias (BARKER et al., 2003; ERCILLA et al., 1998).

As principais feições de grande escala da plataforma continental são as calhas glaciais, que podem ser subdivididas em: longitudinais e transversais. As longitudinais são dispostas paralelamente à costa, enquanto as transversais entrecortam a plataforma perpendicularmente, sendo as mais importantes para os processos sedimentares da região. Essas últimas localizam-se onde as correntes de gelo, durante o Último Máximo Glacial, ocorreram com maior intensidade. Perfis transversais cortando essas calhas indicam que, na plataforma interna onde o fluxo de gelo era guiado pelas feições geológicas do interior do embasamento rochoso, essas calhas apresentam morfologia em “V”. Por outro lado, à medida que as correntes de gelo fluíram através da plataforma interna até a plataforma externa, o fluxo passou a se espalhar produzindo cunhas sedimentares e as calhas tornaram-se mais largas apresentando seções transversais na forma de “U” (ANDERSON, 1999).

As calhas glaciais são as primeiras feições a sofrer erosão pela ação do gelo marinho, e posteriormente, *till* acaba sendo depositados em seus assoalhos (ANDERSON, 1999). Deste modo, as calhas glaciais da plataforma interna, apresentam sequência basal de *till* deformados subglacialmente, sobrepostos por sedimentos próglaciais glaciomarinhos intercalados com o depósitos de escorregamento e de água de degelo. Já nas calhas glaciais da plataforma externa, o registro sedimentar consiste principalmente em depósitos próglaciais glaciomarinhos intercalados com sedimentos derivados de água de degelo e depósitos oriundos de escorregamentos ocasionais, sem a presença de *till* (GARCÍA et al., 2011). O sedimento que é fornecido para essas calhas eventualmente acaba sendo transportado talude a baixo acumulando-se em leques submarinos associados à desembocadura dessas calhas na base do talude (ANDERSON, 1999).

PRIETO et al. (1999), a partir da análise de perfis sísmicos de alta resolução, indicam que os depósitos da região do talude tenham sido formado em episódios de avanço das plataformas de gelo sobre as margens da Península Antártica e das ilhas Shetland do Sul. Como já mencionado acima, essas plataforma de gelo ao expandirem-se provocam erosão intensa no estrato sedimentar do assoalho marinho, retrabalhando os depósitos então existentes e, conseqüentemente, transportando os mesmos subglacialmente até finalmente serem depositados na linha de aterramento das plataformas de gelo. O eventual avanço da linha de aterramento até a quebra de plataforma fez com que detritos glaciais acabassem sendo depositados além dos limites da plataforma e, eventualmente, fossem transportados talude abaixo por processos gravitacionais, como movimentos de massa ou fluxos gravitacionais. A seqüência desses processos contribuiu com o aumento da inclinação do talude e com o desenvolvimento de depósitos de fluxos de detritos. A estreita espessura das plataformas e os taludes íngremes das margens da bacia de Bransfield ajudam a explicar o transporte sedimentar da plataforma continental para o talude (MASQUÉ et al., 2002).

Os processos de movimento de massa e os depósitos associados são amplamente identificados ao longo dos taludes íngremes em ambas margens da Península Antártica e, também, dentro de vales e calhas. Na margem da Península Antártica, grandes volumes na escala de centenas de quilômetros quadrados de sedimentos deslizados são encontrados nas regiões entre calhas e de talude. Por sua vez, deslizamentos em escalas relativamente menores, de apenas algumas centenas de metros quadrados, ocorrem no talude bastante íngreme das ilhas Shetland do Sul. A ocorrências desses processos de instabilidades e movimento de massa foi provavelmente mais intensa durante os períodos glaciais, quando o fornecimento de sedimento passou a ter maior relevância em ambientes profundos e a sedimentação ocorria em assoalhos mais íngremes como os de talude (ERCILLA et al., 1998).

Processos glaciomarinhos eventualmente combinados com águas de degelo predominam nos terraços de talude médio da Península Antártica, dentre eles podemos citar os detritos carregados por *iceberg* e processos de escorregamento/deslizamentos mencionados acima. Já o talude inferior da bacia central de Bransfield é caracterizada pela presença de cunhas progradantes e proeminentes leques submarinos relacionas à desembocadura das calhas glaciais. (ANDERSON, 1999; GARCÍA et al., 2011). PRIETO et al. (1999) descrevem que estas cunhas sedimentares seriam compostas predominantemente por depósitos glaciomarinhos e derivados de fluxos sedimentares gravitacionais, retrabalhados por correntes marinhas e por correntes de água de degelo em ambiente próglacial. Por outro lado, de acordo com GARCÍA et al. (2011), os leques submarinos teriam sido formados por fluxos de detritos próglaciais e

sequências turbidíticas derivados de sedimentos glaciogênicos depositados no talude superior ou terraços de talude médio, que acabaram tornando-se instáveis e, conseqüentemente, movendo-se talude a baixo devido a ação gravitacional (ERCILLA et al., 1998).

Muitos destes deslizamentos que se iniciaram na quebra de plataforma e talude, acabaram, por ventura, atingindo o assoalho da bacia profunda de diversas maneiras, seja como massas bem definidas de sedimentos perturbados, como fluxos de gravidade, ou em alguns casos até mesmo como correntes de turbidez (ERCILLA et al., 1998; PRIETO et al., 1999). Acredita-se que esses processos provavelmente tenham se intensificado no início do período interglacial, com o recuo da plataforma de gelo, que teria causado instabilidades nos grandes volumes de sedimentos depositados no talude durante o estágio glacial anterior, como por exemplo, as instabilidades geradas pelo soerguimento glacio-isostático. Estudos propõem que a transferência dos sedimentos da plataforma e talude para o assoalho da bacia profunda tenha ocorrido preferencialmente através das calhas glaciais que cortam a plataforma ortogonalmente, como é o caso da calha Orleans (ANDERSON, 1999; PRIETO et al., 1999).

No caso específico das calhas glaciais, PRIETO et al. (1999) sugerem que as plataformas de gelo teriam atingido a sua espessura máxima nos períodos glaciais justamente nessas regiões. Desta maneira, após o início do recuo das plataformas de gelo, línguas de gelo teriam persistido por mais tempo, ocupando essas calhas glaciais por um longo período. Dessa maneira, devido a longa exposição das calhas glaciais à condições subglaciais, essas línguas de gelo teriam promovido o contínuo transporte de sedimento glacial para a bacia profunda nos períodos interglaciais, através de correntes de turbidez que teriam se mantido ativa. Em contrapartida, quando as calhas acabam se tornando inativas, o suprimento de sedimentos terrígenos para o assoalho da bacia torna-se relativamente baixo e a sedimentação hemipelágica predomina (ANDERSON, 1999).

No entanto, a Península Antártica não é a única fonte de sedimentos terrígenos para a bacia profunda. As ilhas Shetland do Sul, apesar de terem uma área de drenagem relativamente menor e, portanto, sofrerem um processo de declínio das plataformas de gelo mais rápido, aparentam ter fornecido grandes quantidades de sedimento para a bacia central de Bransfield durante os períodos interglaciais (BANFIELD; ANDERSON, 1995; PRIETO et al., 1999). Esses materiais terrígenos, em sua maioria originados em fiordes, foram transportados em direção a bacia por plumas de água de degelo e correntes de turbidez (PRIETO et al., 1999). FABRÉS et al. (2002) descrevem que o fornecimento desses materiais é controlado pela morfologia e pelo padrão de circulação estuarina dos fiordes, estabelecido principalmente durante os verões austrais. Ademais, PRIETO et al. (1999) atribuem o grande volume de

sedimentos vindos da margem das ilhas Shetland do Sul aos seguintes fatores: condições de clima mais quentes sobre a plataforma de gelo que cobre essas ilhas, maiores taxas de produção de água de degelo, características oceanográficas e fisiográficas da margem e baías, e fontes vulcanoclásticas facilmente erodidas.

A importante contribuição das ilhas Shetland do Sul também pode ser verificada pela cobertura sedimentar significativamente espessa restrita à porção norte da bacia pela barreira sedimentar formada pelo alinhamento dos edifícios vulcânicos paralelos ao eixo da bacia (PRIETO et al., 1999). BANFIELD; ANDERSON (1995), KLEPEIS; LAWVER (1993) e YOON et al. (1994) também mencionam o papel dos edifícios vulcânicos atuando como barreira para o transporte sedimentar na bacia, gerando um caráter assimétrico na distribuição dos sedimentos na região.

Outras partículas terrígenas de origem glacial como detritos carreados por *icebergs* também atingem o assoalho da bacia (PRIETO et al., 1999). Esse modo de transporte de partículas grossas pode explicar a distribuição esparsa de partículas maiores que 1 mm dentro dos setores hemipelágicos (FABRÉS et al., 2002). Por fim, a última fonte de partículas terrígenas se dá a partir dos edifícios vulcânicos presentes na bacia central de Bransfield (BANFIELD; ANDERSON, 1995; ERCILLA et al., 1998; FABRÉS et al., 2002; GARCÍA et al., 2011; YOON et al., 1994).

Tanto o ativo vulcanismo submarino e subaéreo, quanto as superfícies vulcânicas erodidas (FABRÉS et al., 2002), atuaram no fornecimento de sedimento para a bacia, seja como cinzas vulcânicas (BANFIELD; ANDERSON, 1995), ou como fluxos de turbidez (ERCILLA et al., 1998; GARCÍA et al., 2011; YOON et al., 1994) gerados a partir de processos de instabilidade nos íngremes flancos desses edifícios. Desta maneira, acredita-se que a atividade vulcânica tenha desenvolvido depósitos turbidíticos, evidentes pela presença de sedimentos vulcanoclásticos bem-selecionados depositados a partir correntes de alta-densidade (ERCILLA et al., 1998).

LEE et al. (2005), em um estudo sobre os principais fatores controladores da composição dos sedimentos terrígenos da bacia de Bransfield, mostraram que, embora as rochas fontes dominantes para todos os sedimentos de Bransfield fossem caracterizadas entre máficas e ígneas intermediárias, diferenças químicas sutis distinguiram os sedimentos de Bransfield em três principais grupos. Assim, um grupo foi relacionado pela afinidade química pelas rochas das ilhas Shetland do Sul, outro pela afinidade com rochas da Península Antártica e o último associado à rochas da ilha Deception. Como a distribuição dos sedimentos relacionados com a ilha Deception foi restrita aos entornos da ilha, estes autores sugerem que

as rochas vulcânicas do Quaternário sejam pouco importante como fonte dos sedimentos para a bacia de Bransfield. Além disso, também ficou evidente, pela distribuição dos sedimentos associados com as ilhas Shetland do Sul que os edifícios vulcânicos alinhados ao longo do eixo da bacia desempenham o papel de barreira topográfica, delineando o limite composicional entre os sedimentos da porção norte, relacionados com as ilhas Shetland do Sul, e os da porção sul, referentes à Península Antártica. Ademais, esses autores consideraram que o efeito do intemperismo químico na composição dos sedimentos da bacia de Bransfield é desprezível.

Por outro lado, a segunda maior fonte de partículas para fundo da bacia são os materiais biogênicos produzidos sazonalmente pela alta atividade planctônica nas águas superficiais. De fato, a bacia de Bransfield é conhecida pela sua alta produtividade, uma das maiores do setor atlântico do Oceano Austral, durante os meses de verão austral quando a superfície é livre de gelo (FABRÉS et al., 2002; YOON et al., 1994). Corroborando a sua importância, BANFIELD; ANDERSON, (1995) afirmam que, durante o período atual de glaciação mínima, a sedimentação biogênica é o processo dominante na bacia de Bransfield.

Todos esses sedimentos, terrígenos e biogênicos, que acabam sendo transferidos através de diferentes mecanismos para a bacia profunda, implicam em uma taxa de acumulação sedimentar no fundo da bacia de Bransfield de, aproximadamente, 1 a 2 mm/ano (BARKER et al., 2003). FABRÉS et al. (2002) ao analisarem os processos que contribuem para a transferência de partículas sedimentares para áreas profundas e relação entre as assembleias geoquímicas e micropaleontológicas, consideram que a proporção da composição terrígena em relação à biogênica dos sedimentos de fundo da bacia de Bransfield estaria mais associada com flutuações no fornecimento e transferência para águas profundas de partículas terrígenas do que com variações na produção primária superficial.

A influência de processos oceanográficos na história geológica recente da bacia central de Bransfield também desempenhou papel importante, desenvolvendo depósitos associados à correntes de fundo (GARCÍA et al., 2011). Esses processos seriam responsáveis pela formação dos chamados depósitos contorníticos, que correspondem a um tipo específico de depósitos em formato de monte, gerado pela aceleração das correntes profundas devido a sua interação com a topografia do assoalho marinho e do efeito de Coriolis na direção da corrente. Isto pois, as estreitas passagens existentes na bacia profunda, entre o íngreme talude inferior da Península Antártica e os edifícios vulcânicos acabam causando restrições para o padrão geral de circulação. Essas passagens, então, atuam como corredores que aceleram as correntes de fundo, erodindo localmente os sedimentos do assoalho marinho e desenvolvendo valas pela acumulação lateral de contornitos (ERCILLA et al., 1998). PALANQUES et al.,

(2002) ao analisarem testemunhos amostrados na bacia de Bransfield, verificaram a presença de diatomáceas bentônicas e outros organismos planctônicos típicos de ambientes rasos em seus testemunhos coletados na bacia profunda, dando suporte a ideia de que as correntes na bacia de Bransfield seriam capazes de ressuspender e transportar os sedimentos lateralmente ao longo da bacia (BARKER et al., 2003). Assim, feições contorníticas são identificadas no sopé do talude inferior adjacente à margem da Península Antártica e ao redor de algumas elevações vulcânicas localizadas na porção sudoeste da bacia central de Bransfield (ERCILLA et al., 1998; GARCÍA et al., 2011).

Desta maneira, GARCÍA et al. (2011) consideram que os processos dominantes para a formação dos depósitos sedimentares na bacia profunda são as correntes de turbidez a partir de processos esporádicos de deslizamentos originados no talude e as correntes de contorno ao longo do sopé do talude inferior adjacente à Península Antártica.

Com base nos processos descritos acima, conclui-se que a partir de estudos de depósitos sedimentares presentes na bacia de Bransfield é possível obter-se interpretações paleoceanográficas e paleoclimáticas dos principais processos ocorridos durante o Holoceno recente na região (FABRÉS et al., 2002).

Por fim, considera-se que a fisiografia singular da bacia central de Bransfield, caracterizada por taludes superiores bastante estreitos e íngremes e pela presença de extensas e planos terraços de talude médio, facilitou o avanço e recuo das plataformas e correntes de gelo durante os sucessivos ciclos glaciais, sendo um dos principais fatores responsáveis pela variabilidade dos padrões de sedimentação glacial e glaciomarinhas da região (ANDERSON, 1999; BANFIELD; ANDERSON, 1995; GARCÍA et al., 2008, 2011; PRIETO et al., 1999).

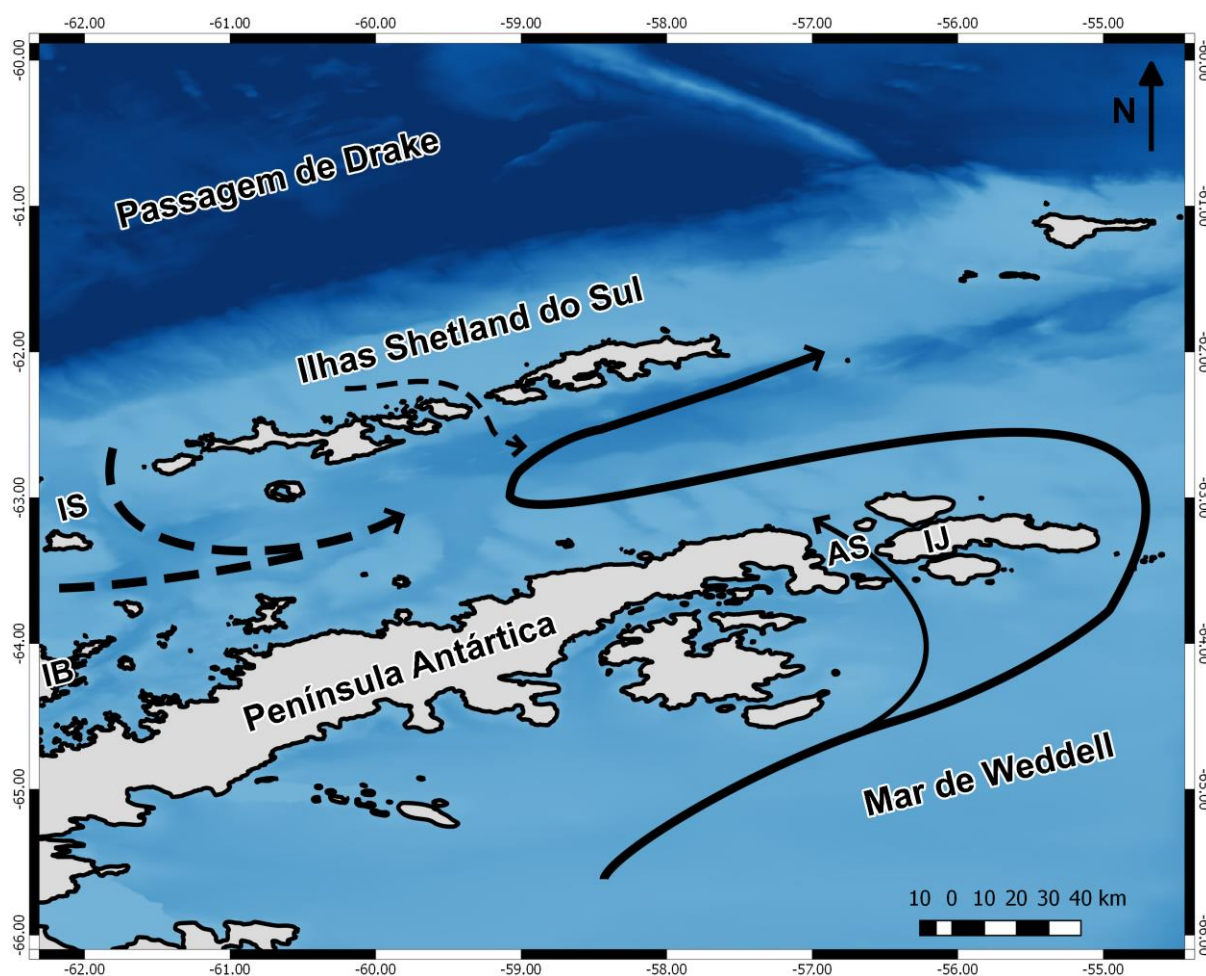
### **3.6. Oceanografia Regional**

As águas profundas do estreito de Bransfield apresentam características singulares quando comparadas com as águas dos oceanos adjacentes. Isto pois, barreiras topográficas, à norte e à oeste, isolam o estreito de Bransfield das águas do sul da passagem de Drake, enquanto à leste, o estreito de Bransfield é separado das águas do mar de Weddell por um raso platô com profundidades máximas de 750 m (GORDON et al., 2000).

De acordo com GORDON et al. (2000), as correntes com direção leste, do sul do estreito de Drake, introduzem ao estreito de Bransfield águas originadas no Pacífico através de um canal profundo (aproximadamente 500-600 m) entre a ilha Snow e as ilhas Shetland do Sul no noroeste do estreito e também através de passagens entre as ilhas Shetland do Sul. Ademais,



eventos episódicos podem introduzir fluxos da Água Profunda Circumpolar (*Circumpolar Deep Water, CDW*) ao estreito através da plataforma continental rasa (aproximadamente 400-500 m) situada entre as ilhas Snow e Brabant. Águas derivadas do mar de Weddell circundam o topo da Península Antártica e entram no estreito de Bransfield passando pela plataforma continental próximas à ilha Joinville. Acredita-se também, que um fluxo adicional de águas do mar de Weddell pode entrar no estreito de Bransfield através da passagem conhecida como Antarctic Sound (Figura 6).



**Figura 6.** Modelo esquemático representando os principais contribuintes para as águas do estreito de Bransfield. As linhas segmentadas representam as águas derivadas do Pacífico e Água Profunda Circumpolar, enquanto as linhas contínuas representam as águas originadas no mar de Weddell que passam pela plataforma continental adjacente à ilha Joinville. As siglas indicam: IS-ilha Snow, IB-ilha Brabant, AS-Antartic Sound, IJ-ilha Joinville. Baseado em GORDON et al. (2000).

Deste modo, considera-se que as águas de fundo da bacia central de Bransfield sejam principalmente derivadas das águas relativamente salgadas e frias, próximas do ponto de congelamento, do mar de Weddell que se passam pela plataforma continental próxima às ilhas Joinville, com contribuição de cerca de 80 a 90%. Além disso, as águas do estreito de

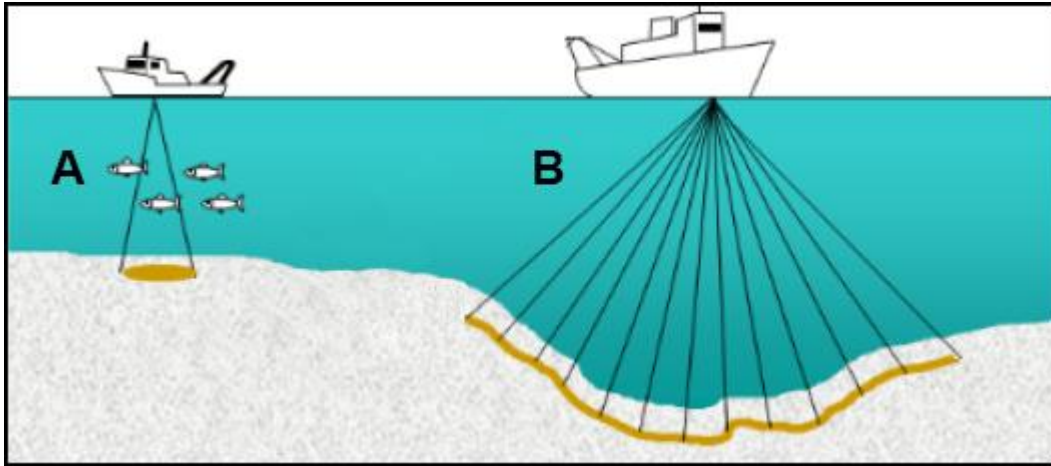
Bransfield contêm uma pequena porção de águas derivadas do Pacífico (GORDON et al., 2000).

## 4. PRINCÍPIOS DE ACÚSTICA SUBMARINA

### 4.1. Ecobatímetro Multifeixe

Um dos primeiros métodos para medir profundidades em ambientes aquáticos utilizados pelo homem era a medida com o prumo, que consistia em um peso amarrado na extremidade de uma linha que era marcada em intervalos com distancia conhecida. Os mapeamentos batimétricos eram feitos assim até que, entre os anos 1910 e 1920, Alexander Behm patenteou o primeiro método para medir profundidades a partir do eco de um sinal acústico. Desde então, as ecossondas passaram a ser amplamente instaladas em embarcações, tornando possível um extenso mapeamento do fundo marinho. No entanto, para produção de cartas batimétricas mais detalhadas, era necessária a sondagem de numerosas linhas paralelas com o menor espaçamento possível, o que tornava este esforço bastante dispendioso e economicamente custoso. Até que, nos anos 50, as primeiras técnicas de sondagem com ecobatímetro de múltiplos feixes foi desenvolvida. Embora o primeiro ecobatímetro multifeixe tenha sido patentado em 1965, somente em meados dos anos 70, com o avanço da computação e da capacidade de armazenamento de dados, que versões comerciais tornaram-se disponíveis. Então, nos anos que seguiram, os sistemas de ecobatímetro multifeixe foram rapidamente aprimorados, até atingirmos as tecnologias atuais de sistemas avançados com posicionamento por satélites, compensadores de movimentos, que auxiliam a produção de mapas batimétricos de alta resolução espacial e precisão centimétricas (DE MOUSTIER, 1988; KAGESTEN, 2008).

A ecossonda ou ecobatímetro é um sonar ativo que transmite um sinal acústico verticalmente em direção ao assoalho marinho. No caso do ecobatímetro monofeixe (*singlebeam echosounders*), apenas um único feixe é transmitido. Por outro lado, o ecobatímetro multifeixe (*multibeam echosounders*) é um aprimoramento da ecossonda, que transmitem um leque de até muitas centenas de feixes para assoalho oceânico, sendo possível, desta maneira, realizar grande quantidade de medidas de profundidades simultâneas em uma larga faixa transversal à trajetória da embarcação (Figura 7). O ângulo de abertura máximo deste leque varia de acordo com os diferentes sistemas, porém, com ângulo de 150°, por exemplo, obtém-se uma faixa ensonificada de largura 7,5 vezes a profundidade local. (LURTON, 2010).



**Figura 7.** Representação esquemática dos dois tipos de ecobatímetros: A) Monofeixe; B) Multifeixe. Adaptado de LURTON; LAMARCHE (2015).

Os princípios de funcionamento do ecobatímetro são similares à todos os sistemas de sonares ativos. Um pulso acústico curto (na ordem de milissegundos) é transmitido para a coluna d'água, viaja até atingir o assoalho marinho e é refletido gerando um eco. Este eco então viaja de volta em direção ao sonar e é registrado pelo receptor do sonar após um período de tempo. Desta forma, o ecobatímetro têm duas funções principais quando utilizado para o mapeamento do assoalho oceânico: gerar e transmitir o sinal acústico em direção ao fundo e medir o intervalo de tempo e a intensidade do eco refletido em um ângulo de chegada controlado (WEBER; LURTON, 2015)

A informação do eco do assoalho marinho recebida pode ser usada de duas maneiras. Primeiramente, utilizando a medida do tempo total de ida e volta do sinal acústico ( $t$ , *two-way travel time*), assim como a velocidade do som na água ( $c$ ) e o ângulo de incidência ( $\theta$ ), calcula-se a profundidade de uma certa localidade em relação ao transdutor ( $y$ ,  $z$ ), de acordo com as fórmulas, abaixo, sendo  $R$  a distância que o sinal acústico percorre até atingir o fundo (LURTON, 2010).

$$y = R \cdot \sin\theta = \frac{ct}{2} \cdot \sin\theta \quad (1)$$

$$z = R \cdot \cos\theta = \frac{ct}{2} \cdot \cos\theta \quad (2)$$

Essas fórmulas assumem uma velocidade do som constante ao longo da coluna d'água, o que usualmente não é o caso. Embora existam algumas complexidades nos cálculos dessas operações de sondagem, principalmente associadas aos feixes dirigidos em ângulos oblíquos,

todos os parâmetros necessários para a batimetria estão relacionados com tempo, distância e velocidade do som. Desta maneira, para estimar-se a profundidade do assoalho marinho, a medida básica necessária do eco recebido é o tempo de chegada, de modo que este tempo é facilmente mensurado, sendo pouco sensível as deformações de amplitude sobre sinal refletido, desde que o eco possa ser reconhecido e extraído (WEBER; LURTON, 2015).

A segunda aplicação é baseada na intensidade do eco refletido pelo assoalho marinho, ou também denominado *backscatter*. Este eco fornece indicações sobre a natureza do assoalho e sobre seu caráter físico. No entanto, para isso se faz necessário medir com bom grau de confiança a intensidade do eco em escala absoluta de maneira a isolar somente o efeito do assoalho no eco recebido, o que é deveras bastante complexo. Além disso, para caracterizar fisicamente o assoalho marinho a partir do eco refletido é preciso conhecer ou estimar muitos parâmetros. Neste caso, a medida física de interesse é a amplitude do eco, que depende de diversos fatores como: intensidade do sinal transmitido, sensibilidade do receptor, ruídos ambientais; perda de sinal; interseção do pulso com o assoalho (WEBER; LURTON, 2015).

#### 4.2. Equação do Sonar

Os ecobatímetros transmitem pulsos de som na água através do projetor acústico. Esses pulsos de som se propagam pela água e ao encontrarem a interface entre dois meios produzem um conjunto de ondas refratadas para o segundo meio e outro conjunto de ondas refletidas e espalhadas no primeiro, sendo que parte dessas ondas espalhadas eventualmente são recebidas de volta pelo sonar (*backscatter*). A refração, reflexão e espalhamento são função do ângulo de incidência, da diferença de impedâncias acústicas (produto da densidade do meio e da velocidade do som) e outros parâmetros que são característicos de cada meio (MASETTI; SACILE; TRUCCO, 2011).

O processo acima é descrito de maneira simplificada pela Equação do Sonar Ativo que tem como objetivo sintetizar de uma maneira conveniente a performance geral dos sonares, balanceando as quantidades de energia relacionadas com transmissão, propagação, interação com alvo, ruído e processamento. A equação do sonar apresentada neste trabalho inclui apenas os componentes puramente acústicos, de maneira simplificada, apenas com o objetivo de desenvolver uma ideia geral sobre os principais aspectos do ecobatímetros (WEBER; LURTON, 2015).

Sendo assim, a intensidade do sinal de retorno (*echo level, EL*) pode ser estimado partir da Equação do Sonar Ativo (1), abaixo (URICK, 1983):

$$EN = SL - 2TL - NL + TS \quad (3)$$

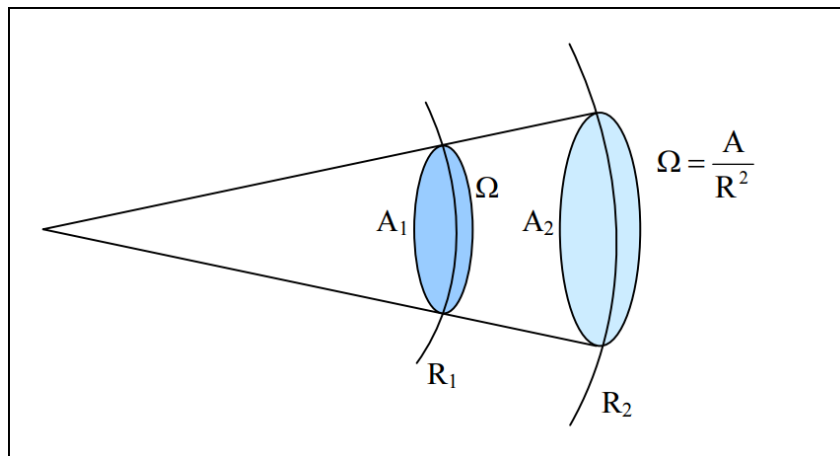
Na qual,  $SL$  corresponde à potência do sinal transmitido (*source level*),  $TL$  são as perdas durante a transmissão (*transmission loss*),  $NL$  relaciona-se com o ruído ambiental (*noise level*) e, por último,  $TS$  é a força do alvo (*target strength*).

A potência do sinal transmitido ( $SL$ ), por sua vez, é definida por:

$$SL = 10 \log_{10} \left[ \frac{I_0}{I_{ref}} \right] \quad (4)$$

Neste caso,  $I_0$  se refere à intensidade da fonte à uma distância de referência de 1 metro e  $I_{ref}$  é a intensidade de uma onda acústica plana com uma pressão rms de  $1 \mu\text{Pa}$  ( $I_{ref} = 6.7 \times 10^{-19} \text{ W/m}^2$ ). Como para ecobatímetros a intensidade da onda acústica é direcional, na equação acima,  $I_0$  representa a intensidade da fonte que é apropriada para a direção que se espera o eco do alvo (WEBER; LURTON, 2015).

As perdas de transmissão ( $TL$ ) levam em conta as atenuações da intensidade acústica devido a sua geometria e pela absorção da energia pelo meio de propagação, neste caso a água. A chamada perda por espalhamento esférico é causada pela geometria do feixe e pelo seu usual formato em cone (Figura 8). Deste modo, com o afastamento da fonte e, conseqüentemente, aumento da área, ocorre a diminuição da intensidade por unidade de área (IHO, 2005).



**Figura 8.** Representação esquemática do espalhamento esférico em função da geometria do feixe. Extraído de IHO (2005).

A potência ( $\Pi$ ) de um pulso acústico é igual ao produto da intensidade pela área:

$$\Pi = I_1 \cdot A_1 = I_2 \cdot A_2 \quad (5)$$

Onde  $A = \Omega \cdot R^2$ , sendo  $\Omega$  o ângulo sólido. Desta maneira, a relação entre intensidades se dá por:

$$\frac{I_1}{I_2} = \left(\frac{R_2}{R_1}\right)^2 \quad (6)$$

Se considerarmos a intensidade de referência em  $R_1 = 1$  m, de maneira a ser a mesma distância pela qual a potência do sinal transmitido ( $SL$ ) é determinada, temos que a razão logarítmica das intensidades relacionadas com a perda de transmissão em função do espalhamento esférico é:

$$10 \cdot \log_{10} \frac{I}{I_{ref}} = 10 \cdot \log_{10} \frac{1}{R_2^2} = -20 \cdot \log_{10} R_2 \quad (7)$$

Por outro lado, a absorção da energia acústica ao longo do caminho de propagação de um pulso é dada em função do coeficiente de absorção logarítmico ( $\alpha$ ) e do raio ( $R$ ). Desta maneira, as perdas por transmissão ( $TL$ ) são dadas pela equação abaixo:

$$TL = 20 \cdot \log_{10} R + \alpha R \quad (8)$$

As perdas de transmissão ( $TL$ ) são aplicadas duas vezes devido à onda percorrer duas vezes a mesma distância, saindo do transdutor, até o alvo e retornando para o transdutor (DUFEK, 2012).

O ruído ambiental ( $NL$ ) representa as ondas acústicas que não são de interesse, geradas pelo próprio ambiente, como por exemplo, tráfego de embarcações, animais marinhos, ondas quebrando, dentre outros. Sendo assim, espera-se que a intensidade do sinal de retorno ( $EL$ ) seja suficientemente grande em relação ao termo referente ao ruído ambiental de maneira a torná-lo desprezível (WEBER; LURTON, 2015).

Quando o pulso acústico atinge um alvo, seja um peixe, microestruturas na coluna d'água ou mesmo o assoalho oceânico, uma porção desta energia é espalhada e redirecionada no sentido do receptor do sonar. Neste contexto, a força do alvo ( $TS$ ) representa a quantidade

da onda sonora espalhada que retorna para o sonar, em relação a quantidade que atingiu o alvo, sendo definida pela equação abaixo (WEBER; LURTON, 2015):

$$TS = 10. \log_{10} \frac{I_s}{I_i} \quad (9)$$

Onde  $I_i$  é a intensidade incidente no alvo ( $SL - TL$ ) e  $I_s$  é a intensidade espalhada em direção do receptor à uma distância de referência de 1 m do alvo. De maneira geral, a intensidade espalhada depende das características do alvo, assim como da própria onda acústica, de maneira que para um certo alvo, o valor de  $I_s$  pode se alterar dependendo da frequência do sonar, da orientação entre o alvo e as ondas incidentes e refletidas, o comprimento do pulso acústico, além de outras propriedades do projetor, receptor e alvo (WEBER; LURTON, 2015).

No caso específico do assoalho marinho, a força do alvo ( $TS$ ) é determinada pela seção transversal do *backscattering* (*backscattering cross-section*), sendo que essa pode ser decomposta em duas partes: força do *backscattering* por unidade de área ( $BS$ ), e área do assoalho marinho ensonificada (*backscattering area*,  $A_s$ ). Deste modo podemos representar a força do alvo ( $TS$ ) como (DUFEK, 2012; MASETTI; SACILE; TRUCCO, 2011):

$$TS = BS + 10. \log_{10} A_s \quad (10)$$

Portanto, entender a força do alvo ( $TS$ ) é de extrema importância para realizar medidas acústicas do *backscatter* (WEBER; LURTON, 2015).

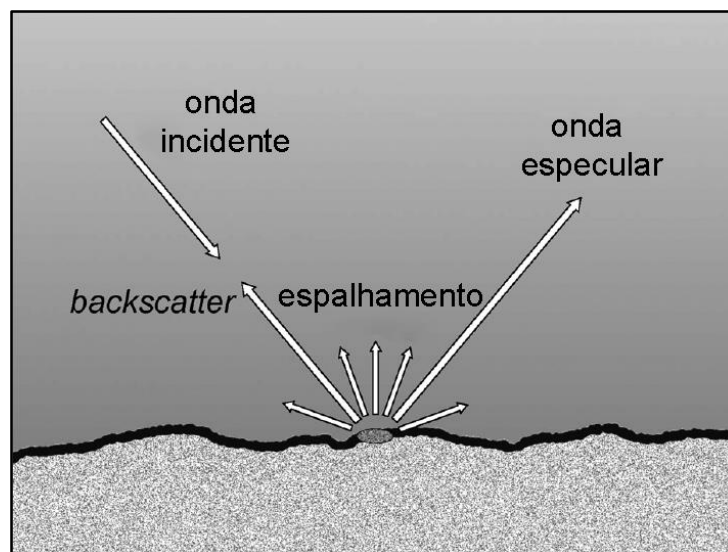
### 4.3. *Backscatter*

Medidas de *backscatter* derivadas do assoalho marinho por muito tempo foram considerados um subproduto da batimetria obtida por ecobatímetros multifeixe, sendo usadas apenas como indicador qualitativo da possível natureza do assoalho. No entanto, devido a resposta de *backscatter* estar intimamente ligada as características do assoalho, como tamanho de grão e rugosidade, essa medida tem a capacidade de fornecer informações quali- e quantitativas sobre a composição do substrato (LURTON; LAMARCHE, 2015).

Desta maneira, como mostrado pela equação do sonar, acima, para obter-se as informações intrínsecas do assoalho derivadas do *backscatter*, é necessário, primeiramente,

remover todas as partes do sinal de retorno que não estejam diretamente associadas ao alvo em si. Ou seja, garantir que as características do sonar como, por exemplo, sensibilidade, abertura de feixe e duração de sinal, não afetem a estimativa da refletividade do alvo, bem como contabilizar as perdas por transmissão e efeitos de ruídos ambientais. Somente após essas correções serem devidamente aplicadas, pode-se considerar que a medida da intensidade do eco de retorno represente apenas o efeito do assoalho marinho e, portanto, possa ser traduzida em força do *backscatter* do alvo, que significa a capacidade inerente do alvo em transmitir de volta para o ecobatímetro a energia acústica. Essa característica de refletividade do substrato está estreitamente relacionada às características mecânicas do alvo. Sendo assim, a medida de *backscatter* pode ser considerada com um indicador (*proxy*) da natureza, composição e estrutura em pequena escala do assoalho marinho e, assim, pode fornecer informações sobre a geologia, biologia e ecologia de ambientes submersos (LURTON; LAMARCHE, 2015).

Para entender melhor a interação entre a onda acústica produzida pelo sonar e o assoalho marinho pode-se representar este último como sendo uma superfície ideal quase plana. A onda acústica ao atingir as irregularidades do assoalho é espalhada em todas as direções. A parte que é refletida em um ângulo simétrico ao ângulo de incidência, porém em direção contrária ao sonar, é chamada coerente, ou reflexão especular, sendo refletida sem deformações, apenas sofrendo as perdas de transmissão. O restante é espalhado em todas as direções, inclusive em direção à fonte (*backscatter*) (Figura 9). A relação entre essas duas partes, especular e espalhada, é principalmente função da rugosidade do substrato (MASETTI; SACILE; TRUCCO, 2011).



**Figura 9.** Modelo esquemático da reflexão e espalhamento de uma onda acústica incidente em uma superfície rugosa. Adaptado de MASETTI; SACILE; TRUCCO (2011).



As reflexões em assoalhos com rugosidade baixa à moderada concentram-se ao redor da direção especular, de maneira que apenas uma menor parte retorna na direção do sonar. Por outro lado, em substratos bastante rugosos, a onda incidente é significativamente espalhada em todas as direções, fazendo com que a componente especular seja mínima. (WEBER; LURTON, 2015).

A rugosidade de um assoalho abrange uma variedade de escalas, desde poucos milímetros até metros e depende das suas características geológicas e biológicas. Além disso, podem existir feições de microescala presentes em outras de maior escala, como por exemplo ondulações de poucos centímetros, em um assoalho com ondas de areias, que produzem processos físicos consoantes (MASETTI; SACILE; TRUCCO, 2011).

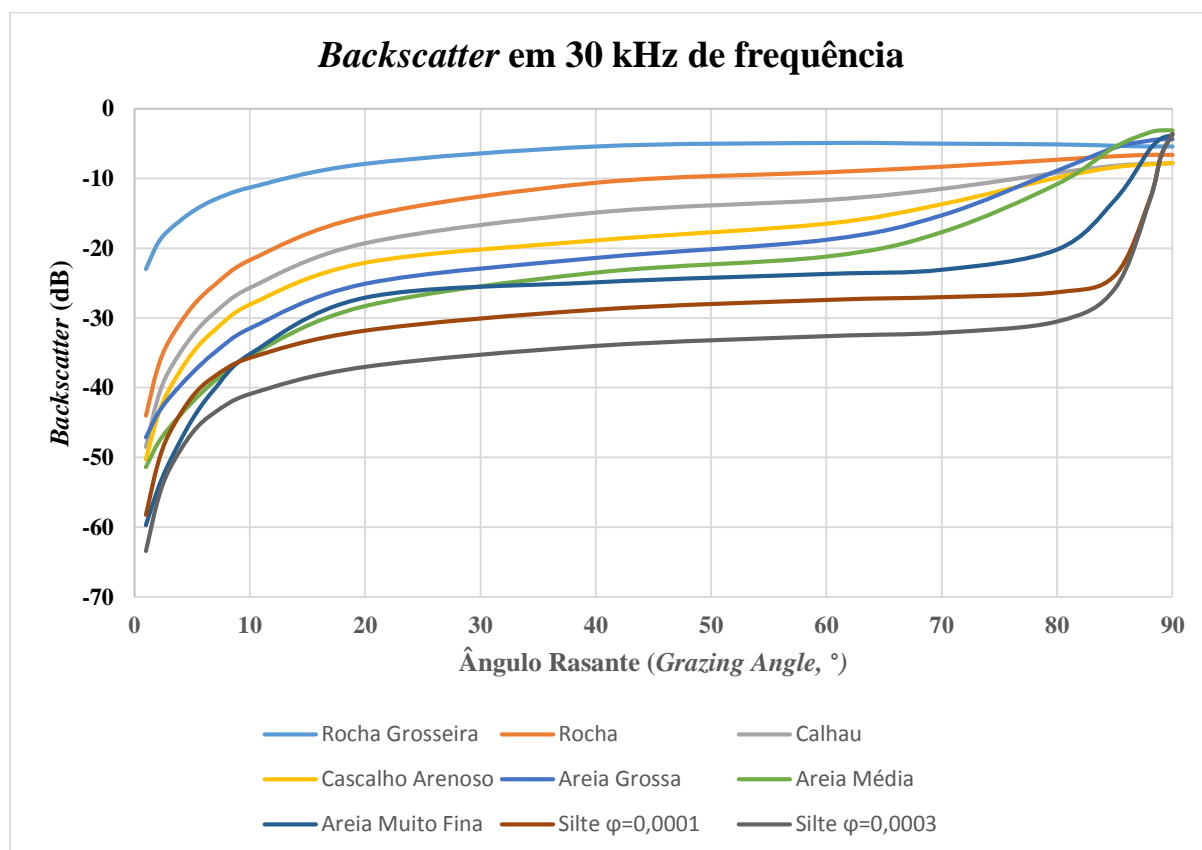
Do ponto de vista do sonar, a rugosidade do substrato passa a ser relativa em função do comprimento da onda acústica. No caso de ecobatímetros multifeixe, os comprimentos de onda variam entre 0,5 até 12 cm, de acordo com aplicação dos sonares, o primeiro referente à sonares de alta frequência 450 kHz utilizado em águas rasas, e o segundo à sonares de água profunda com frequências de 12 kHz. Deste modo, o *backscatter* acústico pode ser interpretado em função da rugosidade acústica, que é definida pela razão entre a rugosidade geométrica e o comprimento da onda acústica (WEBER; LURTON, 2015).

Quando as irregularidades do assoalho forem muito inferiores ao comprimento da onda acústica, podemos considerá-lo como sendo uma interface lisa. Neste caso, espera-se que as reflexões especulares sejam predominantes e o campo de espalhamento ínfimo. Em contrapartida, caso as irregularidades do assoalho tenham dimensões muito superiores ao comprimento de onda da acústica, este assoalho é considerado como uma interface rugosa. Assim sendo, grande parte da energia acústica é espalhada para todas as direções e a reflexão especular torna-se pequena (WEBER; LURTON, 2015).

A partir dos princípios mencionados acima e de estudos detalhados de cada um desses processos, vários métodos foram desenvolvidas para processar os dados de refletividade obtido pelo ecobatímetro multifeixe com o intuito de mapear áreas geográficas distintas que apresentem as mesmas assinaturas acústicas, sendo esse processo chamado de segmentação acústica (*acoustic segmentation*). As abordagens mais recentes de segmentação acústica envolvem análises de textura aplicadas ao mosaico de *backscatter*, análises de toda a curva de *backscatter* e a extração de feições baseadas na relação entre a refletividade e o ângulo de incidência (MASETTI; SACILE; TRUCCO, 2011).

Esta última abordagem é baseada na forte dependência angular do eco refletido pelo assoalho marinho, ou seja, na relação entre o ângulo de incidência da onda acústica emitida

pelo sonar e o *backscatter* produzido pelo substrato. Essa relação pode ser melhor exemplificada pela Figura 10, abaixo, que retrata os resultados de um modelo proposto pelos pesquisadores da *Applied Physics Lab* da *University of Washington* (APL-UW, 1994). Esse modelo apresenta os valores de *backscatter* em relação ao ângulo rasante (*grazing angle*), que é o inverso do ângulo de incidência, para diferentes tamanhos de grãos.



**Figura 10.** Gráfico representando curvas de modelos da intensidade do *Backscatter* (30 kHz de frequência) em função do ângulo rasante para diferentes tipos genéricos de substrato. Baseado em APL-UW (1994).

É possível verificar que, em incidências próximas ao *nadir* (ângulo rasante = 90°) a reflexão especular domina, sendo difícil de distinguir os diferentes tipos de sedimento. No caso de assoalhos marinhos compostos de sedimentos mais finos, como silte e argila, que tendem a apresentar menor rugosidade, a influência da reflexão especular diminui rapidamente com o aumento do ângulo de incidência (redução do ângulo rasante). Já em ângulos de incidência oblíquos (entre 20-70°), onde se observa um regime de “platô” das curvas, o efeito de espalhamento domina, e as intensidades de *backscatter* são principalmente controladas pelo contraste de impedância entre os meios e pela rugosidade do substrato. As medidas de *backscatter* obtidas nesses ângulos apresentam muitas vantagens para a caracterização do assoalho marinho, graças à estabilidade e à nítida separação entre os diferentes tipos de

sedimento marinho. Por fim, em ângulos de incidência muito alto (baixo ângulo rasante), a resposta do *backscatter* do assoalho desaparece, aumentando novamente a dificuldade na diferenciação dos sedimentos (WEBER; LURTON, 2015).

Baseados nessa relação, FONSECA; MAYER (2007) propõem a técnica chamada de análise da faixa angular (*Angular Range Analysis, ARA*) para a classificação acústica do assoalho marinho. Esta técnica consiste em dividir e analisar as respostas de *backscatter* em regimes angulares distintos, sabendo que as variações da intensidade do *backscatter* em função dos ângulos de incidência representam, para uma certa frequência, propriedades inerentes do assoalho marinho. Mais especificamente, por meio do algoritmo Geocoder (FONSECA; CALDER, 2005) presente no programa CARIS HIPS & SIPS esses autores permitem estimar, de forma automatizada, a granulometria do assoalho marinho a partir dos dados de *backscatter* obtido por um ecobatímetro multifeixe.

#### 4.4. Sísmica de Alta Resolução e Eco-caracteres

Além dos métodos de classificação acústica derivados das medidas de *backscatter*, outra técnica amplamente utilizada para mapear e classificar ambientes marinhos fundamenta-se no ecocaráter dos registros obtidos a partir de perfiladores de subfundo (*subbottom profiler*, AYRES NETO; FALCÃO; AMARAL, 2009; CAVAGGIONI, 2016; DAMUTH, 1975; DAMUTH; HAYES, 1977; MAGRANI, 2014).

Os perfiladores de subfundo empregam o método de sísmica de alta resolução utilizando fontes ressonantes de energia que são disparadas periodicamente para gerar ondas acústicas na água. Essas ondas geradas são ondas de compressão, ou também denominadas como ondas do tipo P, que se propagam na mesma direção do movimento das partículas. Ao encontrarem descontinuidades de impedância acústica, ou seja, uma interface que separa dois meios com densidades diferentes, parte dessas ondas é refletida e outra parte é propagada pelo meio até encontrar outra descontinuidade (AYRES NETO; BAPTISTA NETO, 2004).

A impedância acústica ( $I$ ) é definida como sendo o produto entre a velocidade do som ( $c$ ) e a densidade ( $\rho$ ) de um determinado meio segundo a equação:

$$I = c \cdot \rho \quad (11)$$

O coeficiente de reflexão, por sua vez, é função da diferença de impedância acústica entre dois meios, no caso da sísmica de alta resolução, da diferença acústica entre a água do mar e sedimentos do fundo. Quanto maior for esta diferença, maior será a quantidade de energia refletida. A velocidade do som na água é relativamente constante, variando de acordo com a temperatura, salinidade e pressão. Por outro lado, a densidade dos sedimentos de fundo é função da sua mineralogia, porosidade e teor de água. Sendo assim, um sedimento mais compacto e menos poroso tende a refletir uma quantidade de energia maior do que sedimentos porosos e saturados de água, por exemplo (AYRES NETO; BAPTISTA NETO, 2004).

As fontes sísmicas ressonantes produzem pulsos acústicos com formato semelhante à uma curva senoidal cuja frequência é principalmente determinada pela frequência de ressonância dos cristais piezelétricos que compõem os transdutores. A grande vantagem dessas fontes é que a forma do sinal emitido é bem definida, facilitando a remoção de ruídos (AYRES NETO; BAPTISTA NETO, 2004). No caso específico de sistemas *CHIRP*, esses compreendem componentes eletrônicos alinhados e calibrados que são capazes de produzir uma fonte de sinal com assinatura própria e alta repetitividade. Devido à larga banda do sinal, é possível obter-se alta penetração e resolução. Além disto, a razão sinal/ruído é aprimorada por meio da aplicação de um filtro correlacionando o dado refletido com o pulso transmitido, levando em consideração as características conhecidas do pulso emitido. Os sistemas *CHIRP* oferecem resolução vertical em escala decimétrica nos 20-30 m superiores em sedimentos inconsolidados (GUTOWSKI et al., 2002).

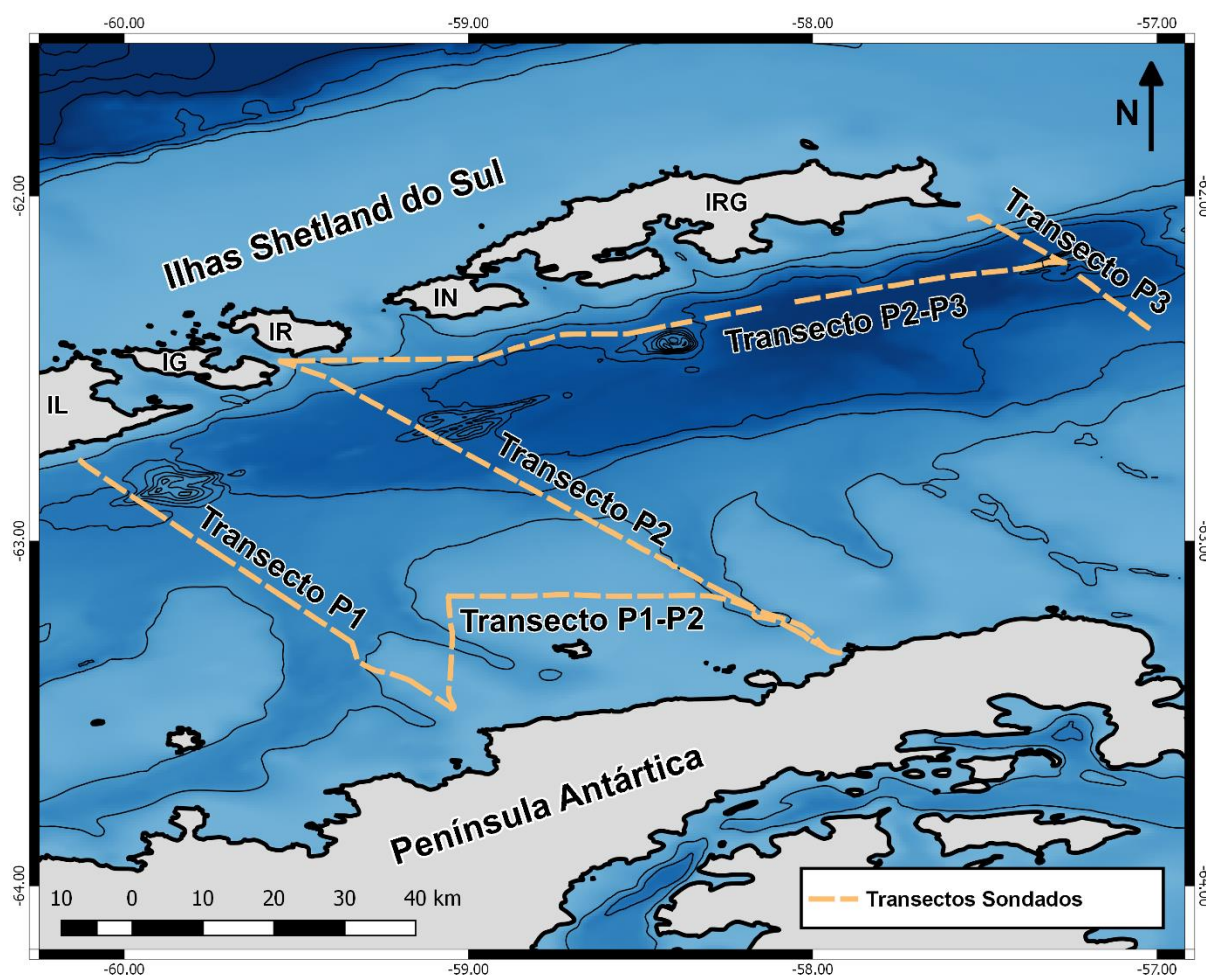
Inicialmente empregado por (DAMUTH, 1975), a técnica de classificação de fundo a partir de eco-caracteres consiste em definir padrões ou ecotipos baseados em respostas acústicas semelhantes nos perfis sísmicos ou ecogramas, como por exemplo, ecotipos caracterizados por reflexões hiperbólicas, outros por refletores planoparalelos e etc.

As diferentes características dos ecos produzidos pelo sinal sísmico estão relacionadas com a litologia, morfologia, padrão de sedimentação, granulometria, dentre outras características do material de fundo. Além disso, este eco relaciona-se com as camadas sedimentares em subsuperfície e com a morfologia de fundo (MAGRANI; AYRES NETO, 2014). Desta maneira, de acordo com DAMUTH (1975) e DAMUTH; HAYES (1977), os diferentes padrões de reflexão ou eco-caracteres serão consequências das distintas características e processos sedimentares da região estudada.

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. Estratégia Amostral

No período compreendido entre os dias 8 e 11 de Dezembro de 2014, durante a XXXIV Operantar, o Navio Polar Almirante Maximiano sondou três transectos transversais ao estreito de Bransfield (Sentido SE-NO) utilizando um sistema de batimetria multifeixe e um perfilador de subfundo. Estes três transectos, denominados P1, P2 e P3, cruzaram três estruturas vulcânicas presentes na bacia central de Bransfield: The Axe, Three Sisters e Hook Ridge, respectivamente. Além dos transectos principais, foram sondados dois transectos intermediários durante o trânsito entre um transecto principal e outro, denominados P1-P2 e P2-P3 (Figura 11). No total, foram adquiridos, aproximadamente, 455 km lineares de dados batimétricos e sísmicos (Tabela 1)

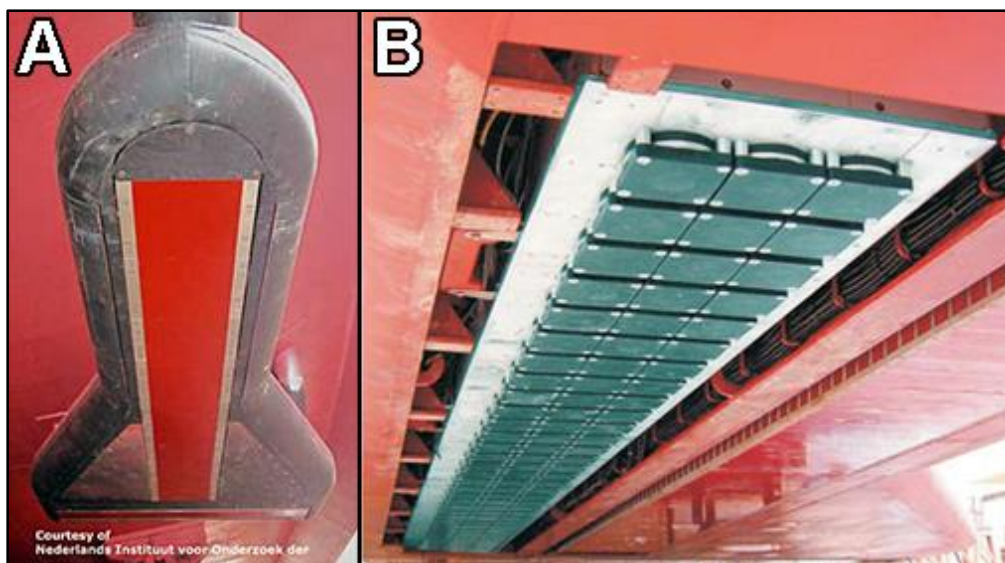


**Figura 11.** Mapa da área de estudo referenciando os transectos ao longo dos quais foram adquiridos dados de batimetria multifeixe e sísmica de alta resolução (perfilador de subfundo). As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m.

**Tabela 1.** Comprimento, em quilômetros, de cada transecto sondado.

Transecto	Comprimento (km)
P1	99,6
P2	128,4
P3	46,5
P1-P2	91,2
P2-P3	89,5

Ambos equipamentos utilizados, o ecobatímetro multifeixe, marca Kongsberg, modelo EM302 (Figura 12A) e o perfilador de subfundo, marca Kongsberg, modelo SBP300 (Figura 12B) encontram-se instalados no casco do Navio Polar Almirante Maximiano. O ecobatímetro operou na frequência de 30 kHz e o perfilador de subfundo, do tipo *CHIRP* (frequência modulada) operou entre as frequências de 2,5 kHz até 6,5 kHz. O ecobatímetro, comissionado pela Marinha do Brasil já havia sido calibrado (*patchtest*) previamente, de modo que os valores de correção para de latência, *roll*, *pitch*, *yaw* foram inseridos no sistema durante a aquisição dos dados.

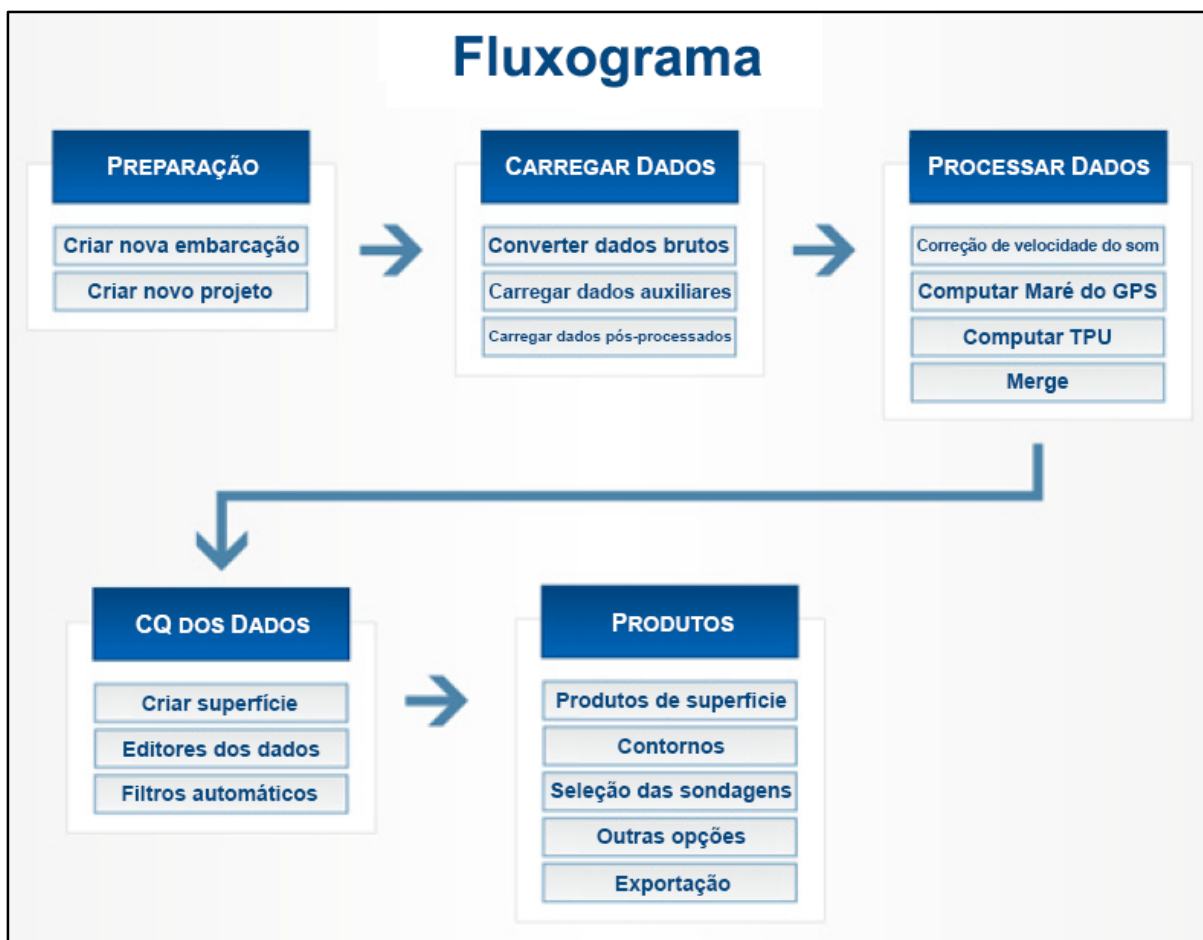


**Figura 12.** A) Ecobatímetro multifeixe Kongsberg, modelo EM302. B) Perfilador de subfundo Kongsberg, modelo SBP300.

## 5.2. Processamento de Dados

### 5.2.1. Batimetria

Os dados adquiridos pelo ecobatímetro multifeixe foram processados pelo programa CARIS HIPS & SIPS, seguindo o fluxograma de processamento sugerido pelo próprio manual do programa (Figura 13, CARIS, 2016).



**Figura 13.** Fluxograma de processamento dos dados batimétricos por meio do programa CARIS HIPS & SIPS. Adaptado de CARIS (2016).

Sendo assim, inicialmente foi criado o projeto, no qual foi inserido o arquivo de embarcação que já havia sido criado pela Marinha do Brasil, no qual constam as principais dimensões da embarcação, as distâncias relativas entre os equipamentos e o centro de referência da embarcação, assim como os valores de correção obtidos a partir da calibração prévia (*patchtest*). O *patchtest* é realizado para obter-se os valores de desalinhamento entre o ecobatímetro e o sensor de movimento.

Em seguida, os dados do ecobatímetro multifeixe gravados no formato proprietário da Kongsberg foram convertidos para o formato padrão do CARIS HIPS & SIPS. Com as linhas importadas, os dados de navegação e atitude foram avaliados e, no caso de existência de dados inconsistentes, estes foram corrigidos. Como os perfis de velocidade do som já haviam sido inseridos no sistema durante a aquisição, não foi necessário aplicar essas correções durante o processamento. Além disso, como o levantamento foi realizado em águas profundas, onde a incerteza vertical era superior à amplitude de maré, não se considerou as variações locais do nível médio do mar.

Na etapa *Merge*, o programa agregou todas as informações verticais e horizontais, incluindo os valores de correções inseridos no arquivo de embarcação para georreferenciar os dados batimétricos. A próxima etapa consistiu em remover manualmente os dados batimétricos espúrios através da ferramenta *Swath Editor*. Essa ferramenta permite o usuário observar os feixes (*beams*) de cada pulso (*ping*) em toda a varredura (*swath*) do ecobatímetro, sendo possível verificar a presença de leituras inconsistentes e removê-las.

A última etapa foi a produção das superfícies batimétricas interpoladas utilizando o método *Swath Angle*, com células (*grids*) de tamanhos que variaram entre 20 à 50 m<sup>2</sup> dependendo da profundidade local.

### 5.2.2. Backscatter

O processamento do *backscatter* derivado do ecobatímetro multifeixe também foi realizado pelo CARIS HIPS & SIPS, utilizando o algoritmo Geocoder (FONSECA; CALDER, 2005). De acordo com DUFEEK (2012), a vantagem de se utilizar o CARIS HIPS & SIPS é devido a este programa permitir o usuário ajustar uma grande quantidade de especificações, facilitando o entendimento do processo.

Para a criação dos mosaicos de *backscatter* este programa permite o usuário aplicar diversos tipos de correção aos dados, sendo elas: Correção de Ganho Automático (*Auto Gain Correction*), Correção de Ganho Variável com Tempo (*Time-Varying Gain Correction*), *Anti-aliasing*, Correção do Feixe Padrão (*Beam Pattern Correction*) Correção de Ganho Variável com Ângulo (*Angle-Varying Gain*) e *Despeckle*. A Tabela 2, abaixo, descreve brevemente cada uma dessas correções.

Após a realização de diversos testes e seguindo as recomendações propostas por DUFEEK (2012) para processamento de *backscatter* para águas profundas, a Tabela 3, abaixo, indica as correções que foram aplicados para produção dos mosaicos de *backscatter* com 1 m de resolução apresentados neste trabalho.

**Tabela 2.** Descrições das diferentes correções oferecidas pelo programa Caris HIPS & SIPS.

<b>Correção</b>	<b>Descrição</b>
Ganho Automático	Um único valor de ganho é aplicado para todos os dados
Ganho Variável com Tempo	Correções feitas para que as sondagem de quaisquer profundidade tenham intensidades comparáveis. A aplicação do ganho varia, de maneira que as amostras da porção mais interior recebem menos ganho enquanto as amostras da porção exterior recebem mais.



<i>Anti-aliasing</i>	Minimiza artefatos de distorção quando representando imagens de altas resoluções em baixa resolução
Feixe Padrão	Utiliza um feixe padrão para remover artefatos produzidos a partir de irregularidades intrínsecas ao sonar
Ganho Variável com Ângulo	Remove ruídos de baixa frequência causados por artefatos de ganho angular. Utiliza uma janela de média móvel para calcular a intensidade média em função do ângulo.
<i>Despeckle</i>	Suaviza as imagens ao remover ruídos. Pixels são removidos se suas intensidades destoam muito comparado com as intensidades vizinhas.

**Tabela 3.** Indicação de quais correções foram aplicadas durante o processamento do *backscatter* e qual o parâmetro escolhido para cada uma delas.

Correção	Aplicado	Parâmetro Escolhido
Ganho	Sim	Automático
Ganho Variável com Tempo	Sim	Automático
<i>Anti-aliasing</i>	Sim	-
Feixe Padrão	Não*	-
Ganho Variável com Ângulo	Sim	Adaptativo ( <i>Adaptive</i> ) Tamanho da Janela ( <i>Window Size</i> ): 50
<i>Despeckle</i>	Sim	Moderado ( <i>Moderate</i> )

\*embora seja recomendada, a aplicação desta correção não favoreceu a qualidade dos resultados. Mais detalhes no próximo capítulo.

### 5.3. Análise Sedimentar

A ferramenta *Sediment Analysis* do programa *CARIS HIPS & SIPS* permitiu a aplicação da técnica de classificação acústica denominada análise da faixa angular (*Angular Range Analysis, ARA*) por meio do algoritmo Geocoder (FONSECA; CALDER, 2005; FONSECA; MAYER, 2007).

Esse algoritmo agrega os dados de *backscatter* em trechos (*patches*) de comprimento variável (por padrão 30 pulsos). Em seguida, o algoritmo gera uma curva de intensidade de *backscatter versus* ângulo de incidência representativa de cada trecho. Por fim, essas curvas são avaliadas e ajustadas o mais próximas do possível de curvas modelos baseadas em parâmetros definidos pelos estudos dos pesquisadores da *Applied Physics Lab* da *University of Washington* (APL-UW, 1994), gerando como resultado, um valor, para cada um dos bordos, dos parâmetros descritos na Tabela 4, abaixo. Além desses parâmetros, o algoritmo gera um valor de nível de confiança para esses resultados.

**Tabela 4.** Parâmetros analisados pelo modelo de classificação acústica do algoritmo Geocoder.

<b>Parâmetro</b>	<b>Descrição</b>
Razão de Densidade	Razão entre a densidade do sedimento e a densidade da massa d'água
Razão de Velocidade	Razão entre a velocidade de propagação do som no sedimento e a velocidade do som d'água
Impedância	Produto entre a velocidade e a densidade
Perda de Sinal	Razão do número de onda imaginário pelo número de onda real do sedimento.
Volume	Razão entre o volume de espalhamento do sinal na seção transversal pelo coeficiente de atenuação do sinal para o sedimento
Rugosidade	Irregularidade do fundo marinho definido pelo desvio padrão das diferenças de elevação sobre um plano médio, de acordo com o comprimento de onda
Tamanho do Grão	Tamanho de Grão dos sedimentos do fundo marinho

Como para águas profundas um trecho compreendido por 30 pulsos resultaria em uma extensa área agregando possivelmente fácies sedimentares distintas, optou-se nesses casos por utilizar trechos com o menor número de pulsos possíveis, sendo assim, 10 pulsos. Ademais, seguindo as recomendações propostas por (WEBER; LURTON, 2015), foram utilizados somente os dados de *backscatter* compreendidos entre ângulos de 15° e 60° para a análise sedimentar. Isto para evitar a zona de reflexão especular, onde a separação dos diferentes tipos sedimentares não é clara, e também zona de incidências muito oblíquas onde a razão sinal/ruído é menor e a qualidade das medidas batimétricas é inferior, tornando as estimativas de inclinação do assoalho marinho incertas.

### 5.3.1. Classificação de Ecotipos

Os dados provenientes da sísmica de alta resolução foram processados, de modo a possibilitar a visualização georreferenciada dos ecogramas, a aplicação de ganhos e avaliação da qualidade dos registros.

Feito isso, os perfis sísmicos foram interpretados a partir do princípio do ecocaráter proposto inicialmente por DAMUTH, (1975) e, então, foram classificados de acordo com os distintos padrões de reflexão (eco) em ecotipos distintos. Dentre os aspectos de ecocaráter avaliados podemos citar: intensidade da amplitude dos ecos, forma geométrica da disposição sedimentar, presença ou não de refletores em subsuperfície, reflexões hiperbólicas, dentre outros.

## 6. RESULTADOS

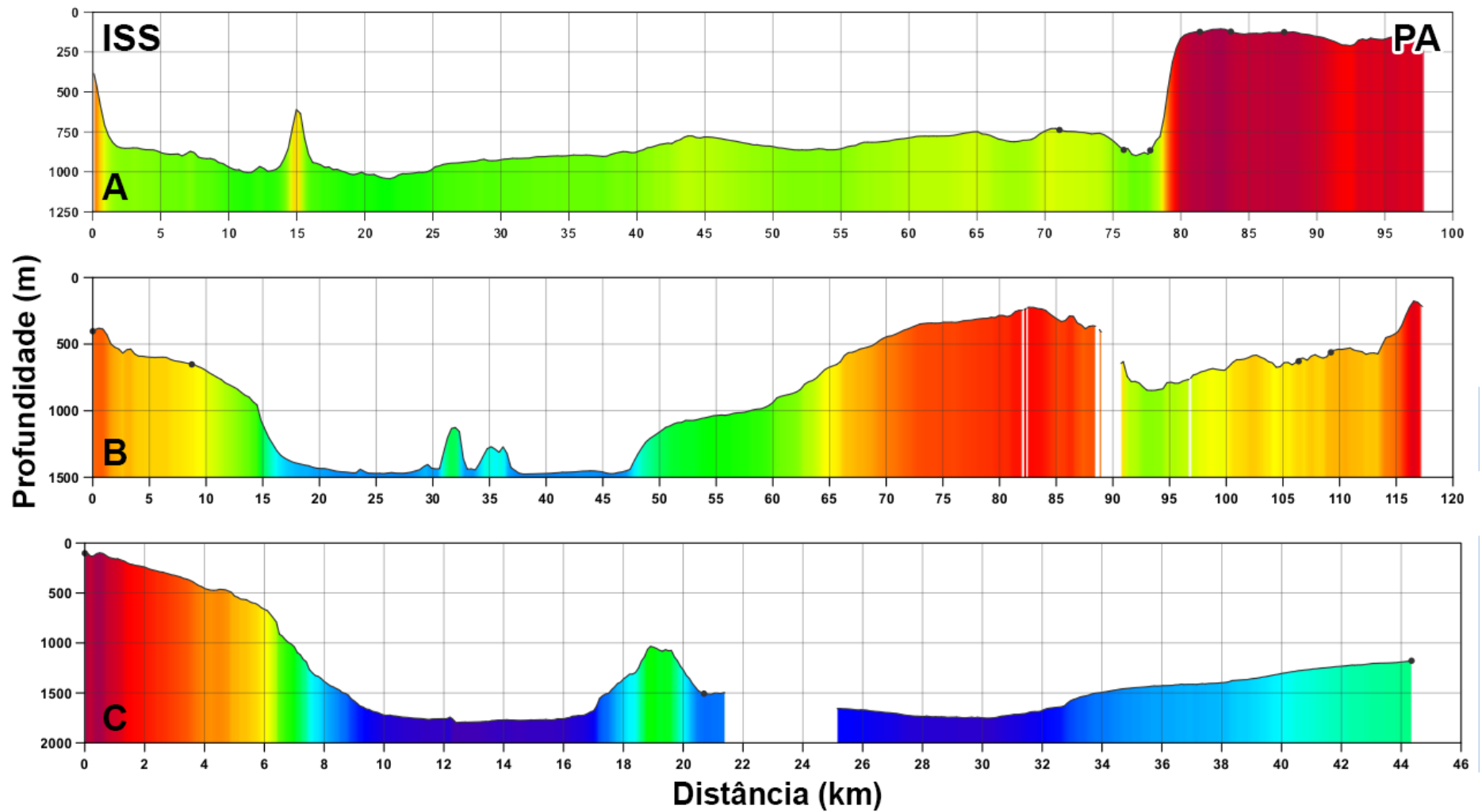
### 6.1. Batimetria

Como descrito pela metodologia amostral, os resultados deste estudo foram obtidos a partir de três transectos principais (P1, P2 e P3) aproximadamente ortogonais ao eixo da bacia de Bransfield e mais dois transectos intermediários (P1-P2 e P2-P3), conectando o fim de um dos transectos principais com o início do seguinte (Figura 11). Como a área sondada pelo ecobatímetro multifeixe foi muito superior em comprimento do que em largura, optou-se expor os resultados batimétricos em formato de perfis de profundidade, ao invés de plantas batimétricas.

Sendo assim, a Figura 14 expõe os perfis de relevo do assoalho marinho adquiridos ao longo dos transectos principais P1, P2 e P3, enquanto a Figura 15 ilustra os perfis coletados nos transectos P1-P2 e P2-P3.

O primeiro transecto (Figura 14A), apresenta uma variação de profundidades entre 104 e 1043 m. Iniciando a descrição deste e dos outros transectos principais, a partir do limite mais próximo as ilhas Shetland do Sul, observa-se um aumento abrupto de profundidade, em um íngreme talude de aproximadamente  $13^\circ$  e, em seguida, a inclinação do assoalho se torna mais suave e as profundidades aumentam ligeiramente até 1010 m, em cerca de 11 km até elevar-se rapidamente ao deparar-se com uma feição de 425 m de altura em relação ao assoalho marinho. Esta feição não é muito longa e, então, novamente as profundidades retornam para a casa dos 1000 m elevando-se de maneira suave, com poucas variações até atingir 775 m após 19 km. Um pouco antes de elevar-se 745 m bruscamente em um talude ainda mais íngreme ( $14,5^\circ$ ), nota-se uma depressão de cerca de 140 m por 4 km de extensão. Após o talude, as profundidades se tornam relativamente rasas, valores entre 105-210 m, e mantêm-se assim até o fim do transecto.

Em relação ao segundo transecto (Figura 14B), o mesmo inicia-se em profundidades próximas a 400 m que aumentam, de maneira relativamente suave ( $2,3^\circ$ ) até cerca de 960 m ao longo de 14 km, quando então, o grau de inclinação aumenta significativamente (até  $7^\circ$ ) e as profundidades atingem 1470 m chegando na porção mais profunda do transecto. A partir deste ponto, o relevo se mantém quase plano ao longo de 4 km até cruzar três elevações notáveis: a primeira de poucos metros de altura e as duas seguintes de 310 e 155 m, respectivamente. Assim como a elevação proeminente sondada no primeiro transecto, essas não apresentaram



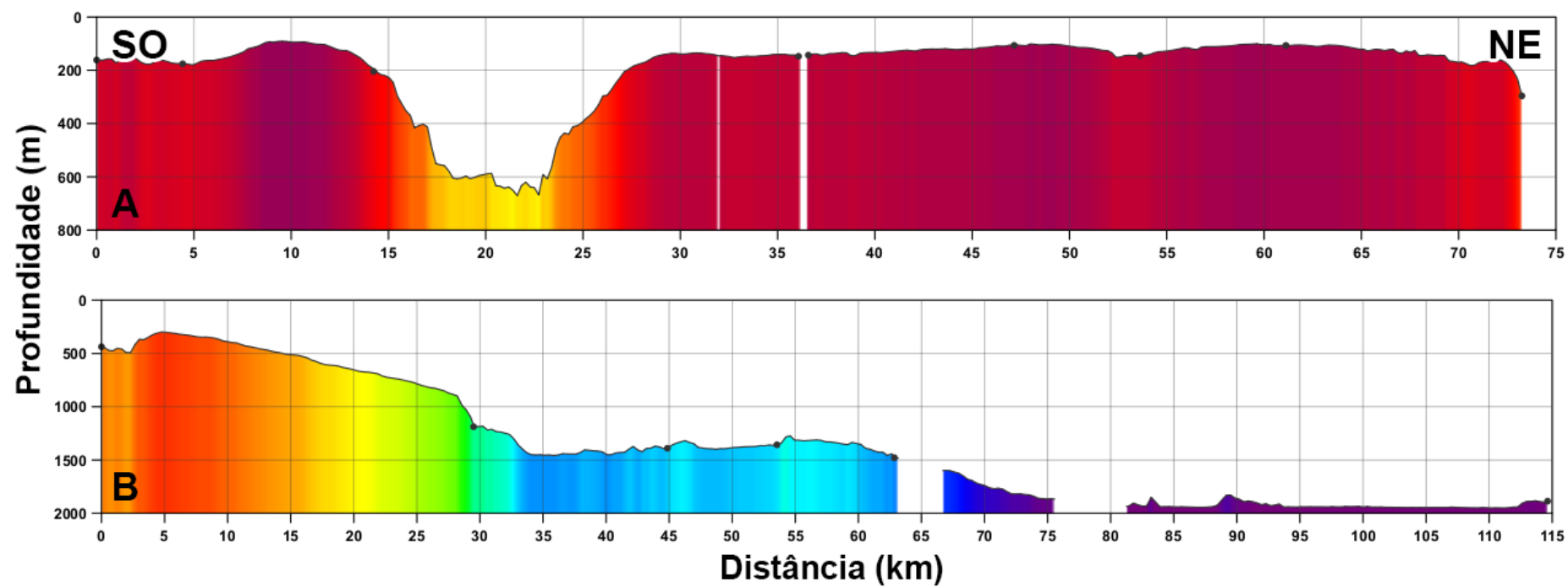
**Figura 14.** Perfis batimétricos dos transectos principais: A) Transecto P1; B) Transecto P2; C) Transecto P3. As siglas ISS e PA, orientam os perfis em relação as ilhas Shetland do Sul e Península Antártica, respectivamente.

grandes extensões e o assoalho em 8 km retorna para profundidades próximas à 1450 m. Novamente, o perfil segue na casa dos 1400 m por 10 km até encontrar um talude, a partir do qual as profundidades decrescem em duas etapas. Inicialmente, partindo da porção mais profunda, o talude é relativamente mais íngreme ( $4^\circ$ ) até os 1070 m de profundidade, onde a inclinação do talude diminui significativamente (entre  $1-2^\circ$ ) e as profundidades decrescem sutilmente até os 230 m após 30 km. A partir deste ponto as profundidades voltam a aumentar ao longo de 11 km até os 850 m e, então, durante os próximos 20 km o relevo mostra-se bastante acidentado, porém com uma elevação total de apenas 300 m. Na porção final, o fundo inclina-se novamente e atinge as profundidades mais rasas do transecto, na casa dos 200 m.

O último transecto principal, P3 (Figura 14C), inicia-se nas profundidades mais rasas do estudo (100 m), que aumentam até níveis bastante profundos, da ordem de 1700 m, ao longo de um talude separado em duas porções com inclinações distintas. Os primeiros 6 km apresentam uma inclinação de aproximadamente  $5,5^\circ$ , enquanto nos próximos 4 km a inclinação aumenta significativamente para  $15,5^\circ$  e até atingir cerca de 1720 m de profundidade. Deste ponto em diante, o assoalho se mantém plano pelos próximos 6 km até cruzar uma elevação significativa, como nos transectos anteriores, que apresenta uma altura de aproximadamente 670 m em relação ao assoalho e comprimento de 3,4 m. Após esta elevação o assoalho retorna aos níveis profundos e permanece assim por mais 12 km, quando passa a elevar-se suavemente até atingir cerca de 1180 m no final do transecto.

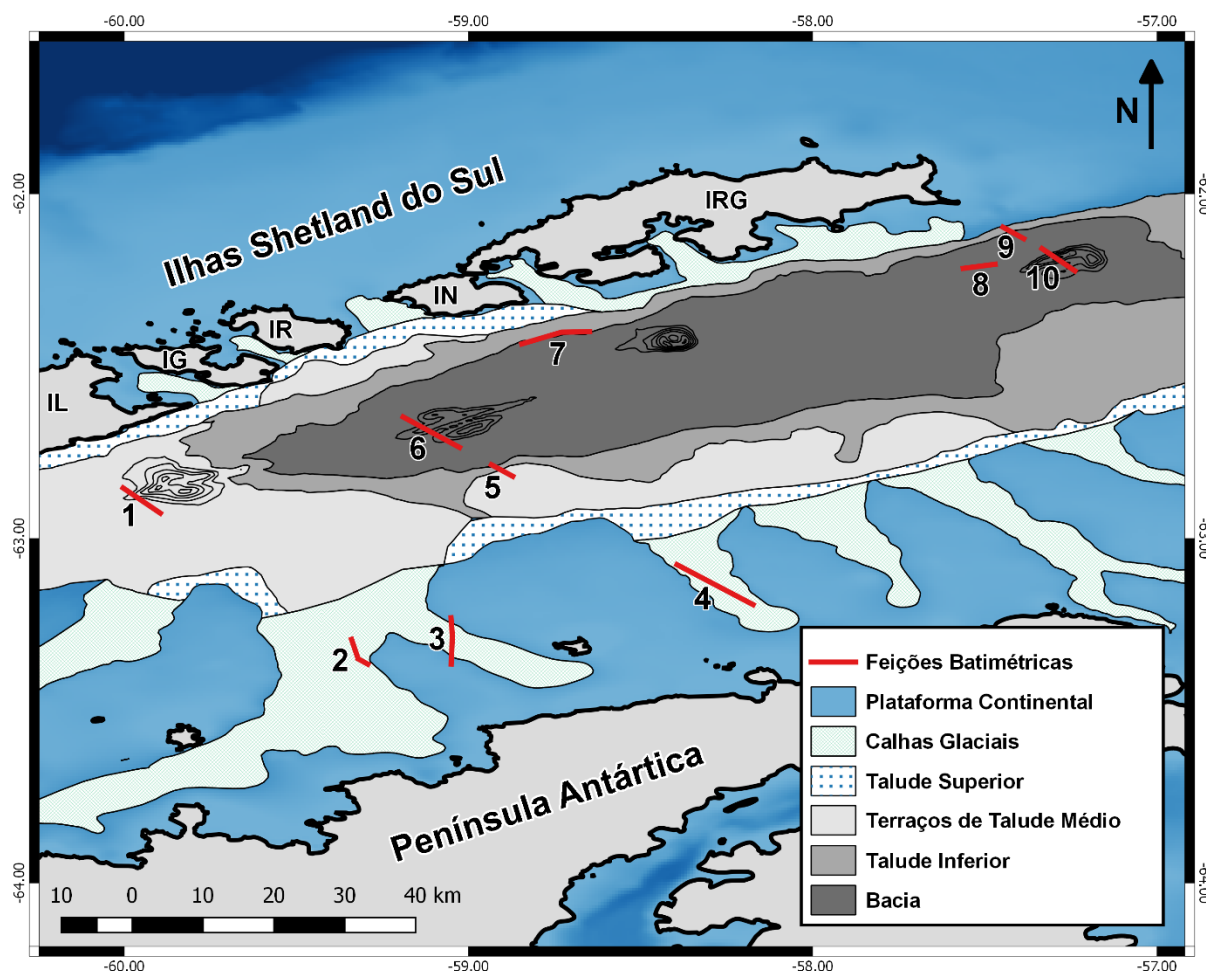
Já o perfil intermediário P1-P2 (Figura 15A), apresenta profundidades rasas, acima dos 180 m, na maior parte do perfil, embora, seja evidente a presença de uma depressão, no formato de “U” que atinge até 680 m de profundidade, com cerca de 6 km de extensão, limitada por taludes de até  $5,5^\circ$  de inclinação.

Por fim, o transecto P2-P3 (Figura 15B) tem suas menores profundidades na porção SO, na ordem de 300 m, que aprofundam-se suavemente ( $1,5^\circ$ ) ao longo de 23 km até os 900 m, a partir de onde há uma queda relativamente mais abrupta ( $5^\circ$ ) até os 1450 m de profundidade. Pelos próximos 26 km o perfil se mostra relativamente acidentado, porém sem diferenças significativas na profundidade, até aprofundar-se novamente atingindo as maiores profundidades de todo o estudo, por volta de 1950 m. Deste ponto em diante, o assoalho permanece até o fim do transecto em níveis profundos, cruzando algumas elevações modestas da ordem de dezenas de metros.



**Figura 15.** Perfis batimétricos dos transectos intermediários: A) Transecto P1-P2; B) Transecto P2-P3. As siglas SO e NE, orientam os perfis em relação a direção sudoeste e nordeste, respectivamente.

Além dos perfis batimétricos, a seguir são expostas e descritas algumas feições particulares identificadas a partir das superfícies tridimensionais geradas, que foram selecionadas devido às suas características singulares. Essas feições podem ser localizadas espacialmente pelo mapa apresentado na Figura 16 e estão ilustradas nas Figura 17 e Figura 18.



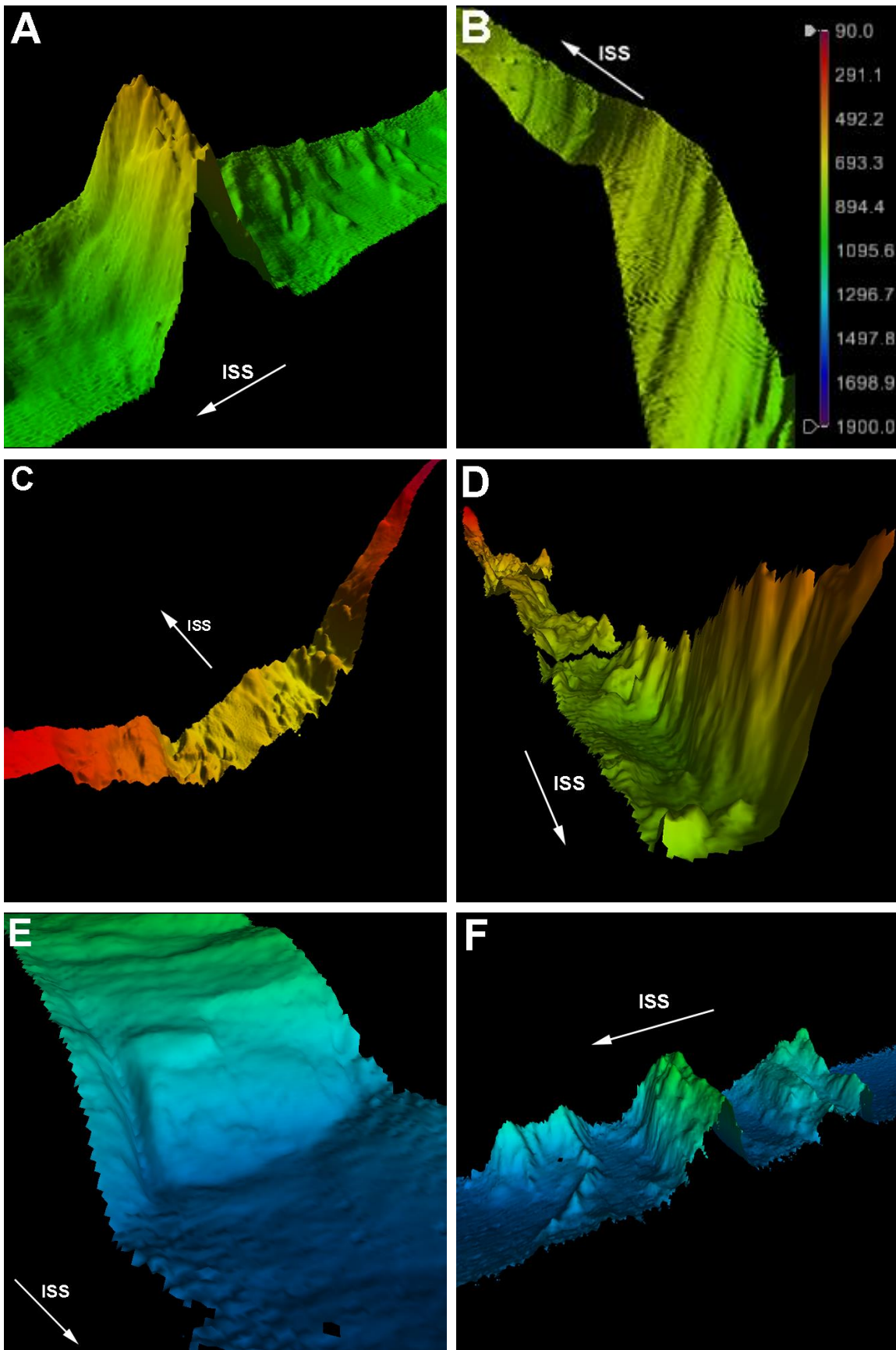
**Figura 16.** Mapa da localização das feições batimétricas de 1 à 10 sobre as distintas províncias fisiográficas. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011).

A primeira feição (Figura 17A) é encontrada no setor mais profundo do transecto P1 e representa a elevação proeminente mencionada na descrição do perfil batimétrico. No entanto, além da elevação em si, é interessante notar a presença de diversas estruturas menores, em formatos de montes, no flanco sul desta elevação (direita da figura). Em seguida, a feição 2 (Figura 17B) expõe lineamentos paralelos de grande escala identificados também no primeiro transecto, próximas ao talude adjacente à Península Antártica. A feição 3 (Figura 17C), por sua vez, evidencia o relevo bastante rugoso e acidentado encontrado na depressão descrita a partir

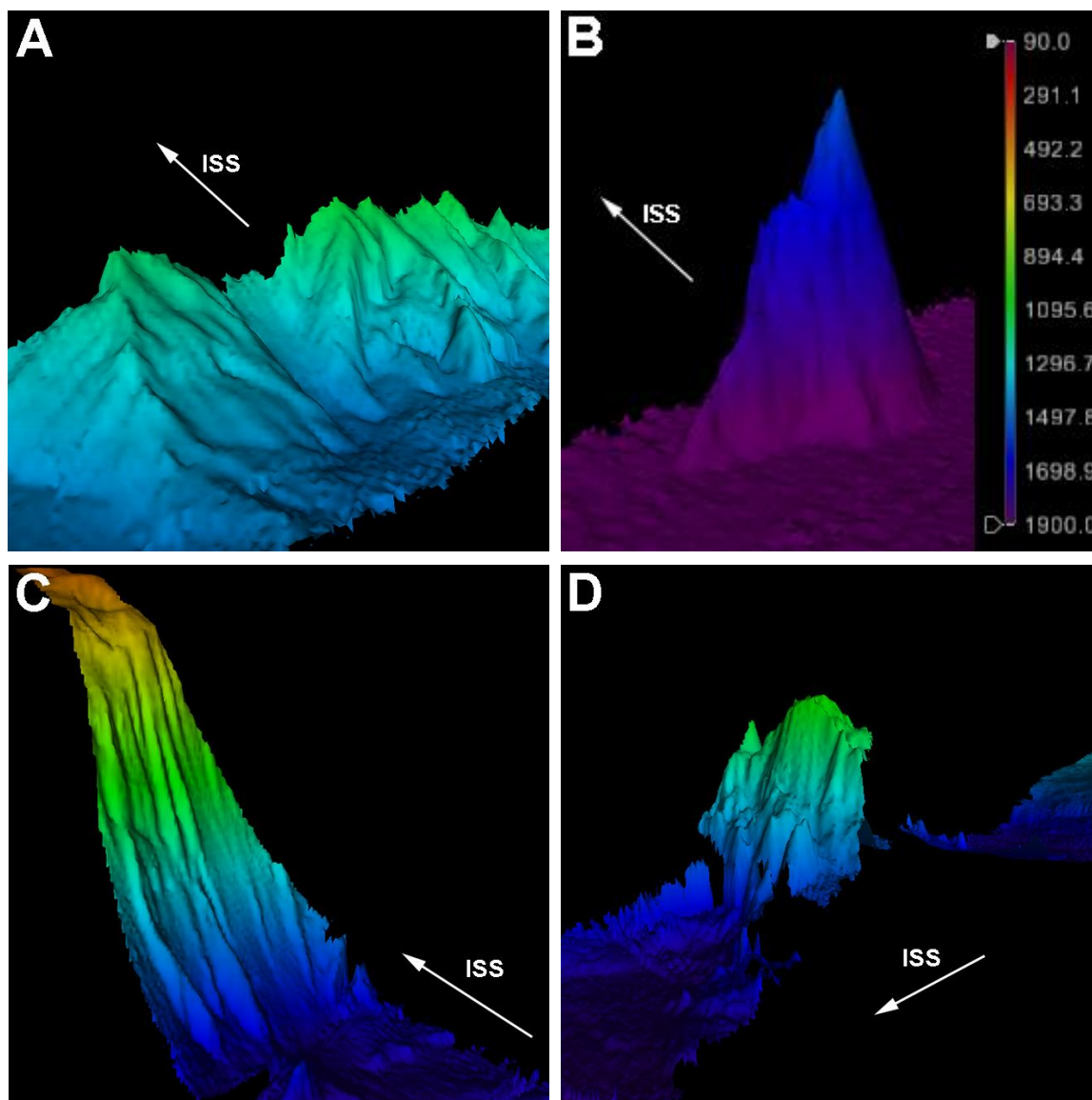
do perfil batimétrico do transecto intermediário P1-P2. Similarmente como notável na feição anterior, a feição 4 (Figura 17D) corresponde a um assoalho bastante irregular e rugoso flanqueado por um íngreme talude (direita da figura), sendo encontrada no transecto principal P2. Também localizada neste transecto, a feição 5 (Figura 17E) apresenta-se na forma de ravina, incisa no talude inferior adjacente à porção mais profunda deste transecto. Ademais, as três elevações descritas pelo perfil de profundidades do transecto principal P2 podem ser observadas pela feição 6 (Figura 17F). Nota-se que, por mais que a primeira elevação (mais próxima as ilhas Shetland do Sul) tenha sido descrita como uma elevação de poucos metros, o modelo 3D evidencia que a mesma é a terminação de um conjunto mais elevado.

A feição 7 (Figura 18A), encontra-se no transecto intermediário P2-P3 e demonstra flancos bastante entrecortados e angulosos adjacentes as ilhas Shetland do Sul que terminam em profundidades da ordem de 1500 m. Embora tenham sido descritas apenas elevações da ordem de dezenas de metros na porção final do perfil batimétrico do transecto P2-P3, foi possível identificar, a partir da superfície gerada, um monte submarino, cônico com altura aproximada de 420 m em relação ao assoalho marinho e diâmetro basal de cerca de 1,2 km, evidenciado pela feição 8 (Figura 18B). Já a feição 9 (Figura 18C) apresenta diversos vales incisos que se encontram no talude do transecto principal P3, dispostas desde o topo até a base desses taludes. Por fim, a feição 10 (Figura 18D) é a elevação proeminente encontrada no centro do transecto principal P3.





**Figura 17.** Feições batimétricas identificadas a partir das superfícies tridimensionais. A) Feição 1; B) Feição 2; C) Feição 3; D) Feição 4; E) Feição 5; F) Feição 6. Todas as feições são apresentadas com um exagero vertical de 6 vezes. A seta branca com a sigla ISS indica a direção das ilhas Shetland do Sul.



**Figura 18.** Feições batimétricas identificadas a partir das superfícies tridimensionais. A) Feição 7; B) Feição 8; C) Feição 9; D) Feição 10. Todas as feições são apresentadas com um exagero vertical de 6 vezes. A seta branca com a sigla ISS indica a direção das ilhas Shetland do Sul.

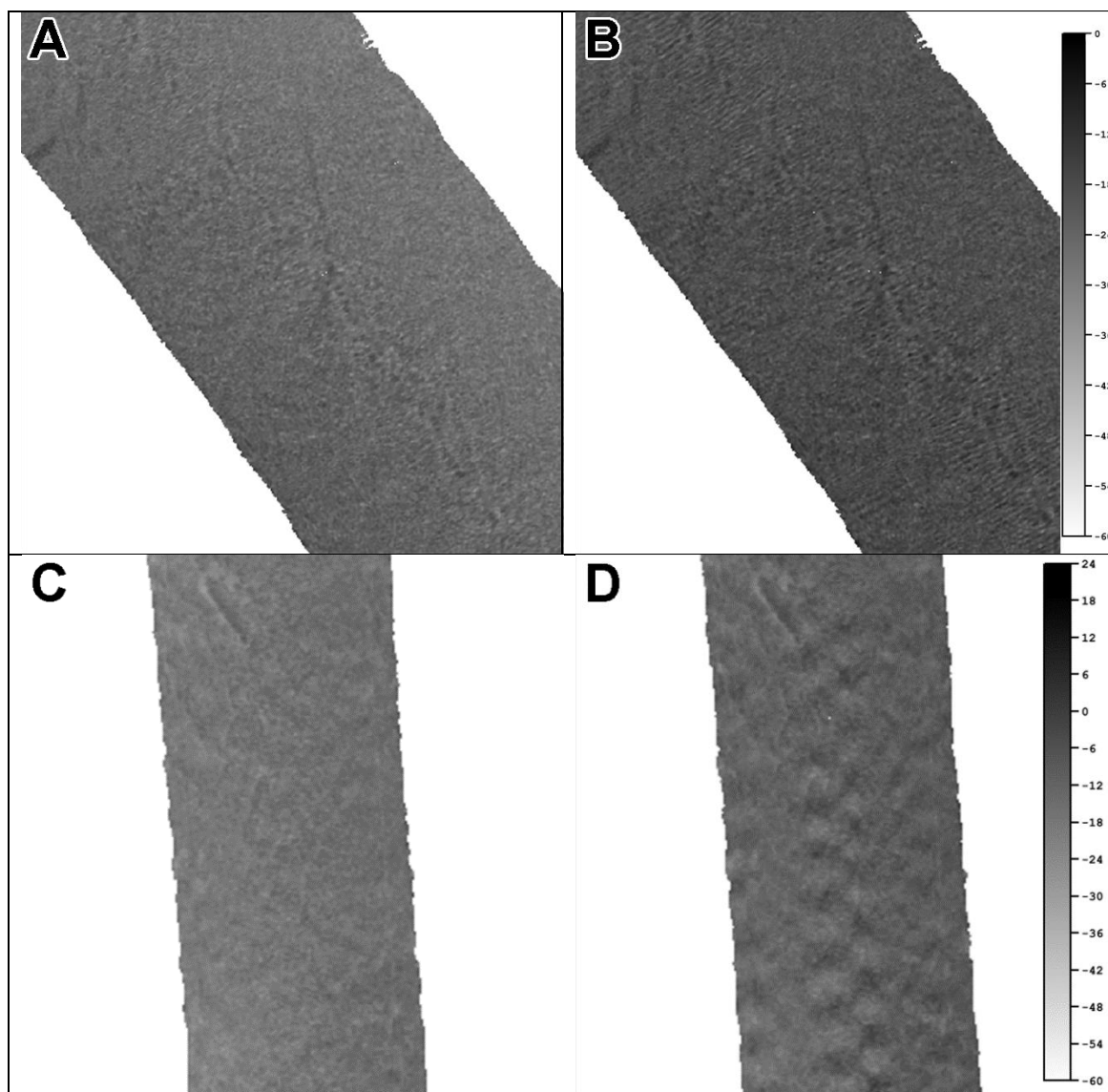
## 6.2. Backscatter

Para a geração dos mosaicos a partir dos dados de *backscatter* derivados do ecobatímetro multifeixe, além das correções gerais recomendadas pelo manual do programa (CARIS, 2016), realizou-se o procedimento de correção do feixe padrão (*beam pattern*), no intuito de eliminar os erros relacionados às imperfeições físicas do próprio sonar e às características sedimentares do fundo, visando, desta maneira, aprimorar a qualidade das imagens geradas. Para isto, o feixe padrão foi determinado em uma área relativamente plana do transecto P1, utilizando-se cerca de 580 pulsos de dados batimétricos coletados, atendendo as especificações sugeridas (CARIS, 2016).

Entretanto, após gerados os mosaicos com a correção do feixe padrão, foram observados vários artefatos nas imagens resultantes. Em áreas profundas, como por exemplo em profundidades de cerca de 800 m do transecto P1, nota-se que o mosaico corrigido pelo feixe Padrão, quando comparado com outro sem a correção, apresenta ruídos lineares perpendiculares ao sentido da navegação, como pode ser verificado pelas diferenças entre as Figura 19A e Figura 19B, sem e com correção, respectivamente. Por outro lado, em áreas mais rasas, como no transecto P1-P2 que apresentam profundidades inferiores à 200 m, os ruídos gerados após a aplicação da correção do feixe padrão são ainda mais evidentes, podendo ser observado pela comparação entre as Figura 19C e Figura 19D, a última com aplicação da correção. Diversos testes, não expostos neste trabalho, foram feitos obtendo-se o feixe padrão a partir de outras áreas, porém, em todos os casos, os resultados apresentaram ruídos e artefatos semelhantes. Deste modo, ficou decidido não aplicar a correção do feixe padrão para os resultados produzidos por este trabalho, já que a mesma não mostrou aprimorar a qualidade das imagens geradas.

Assim como a batimetria, devido aos mosaicos de *backscatter* terem sido obtidos a partir de transectos únicos em uma área demasiadamente grande, não faz sentido expô-los dispostos em um mapa da área de estudo, pois, desta maneira, seria impossível a verificação de possíveis diferenças entre uma região e outra. Portanto, foram selecionadas alguns trechos do mosaico de *backscatter* para ilustrar as principais particularidades e feições notáveis observadas entre os distintos setores. O mapa, abaixo, apresentado pela Figura 20 indica a localização dos trechos selecionados.

A feição 1 (Figura 21A) localiza-se na porção profunda do transecto principal P1. Pela imagem é possível observar uma superfície homogênea, sem variações nos tons de cinza e sem a presença de feições notáveis. A feição 2 (Figura 21B), também ao longo do mesmo trecho em que foi descrita a feição batimétrica 2, evidencia sutilmente as mesmas estruturas lineares de grande escala, paralelas, exibidas pela Figura 17B. A feição 3 (Figura 21C) representa o trecho de depressão, presente no transecto intermediário P1-P2, onde pode ser verificada uma superfície irregular, com textura grossa e a presença de algumas feições com tendência SE-NO. Por outro lado, a feição 4 (Figura 21D), localizada em uma porção relativamente rasa do transecto P1-P2, apresenta superfície rugosa, com tons mais escuros, porém sem marcas significativas evidentes. Já a feição 5 (Figura 21E), embora um pouco ruidosa devido às condições e mar desfavoráveis no momento da aquisição de dados, evidencia diversas marcas erosivas com, tendência S-N, encontradas na porção Sul do transecto principal P2. Por sua vez,

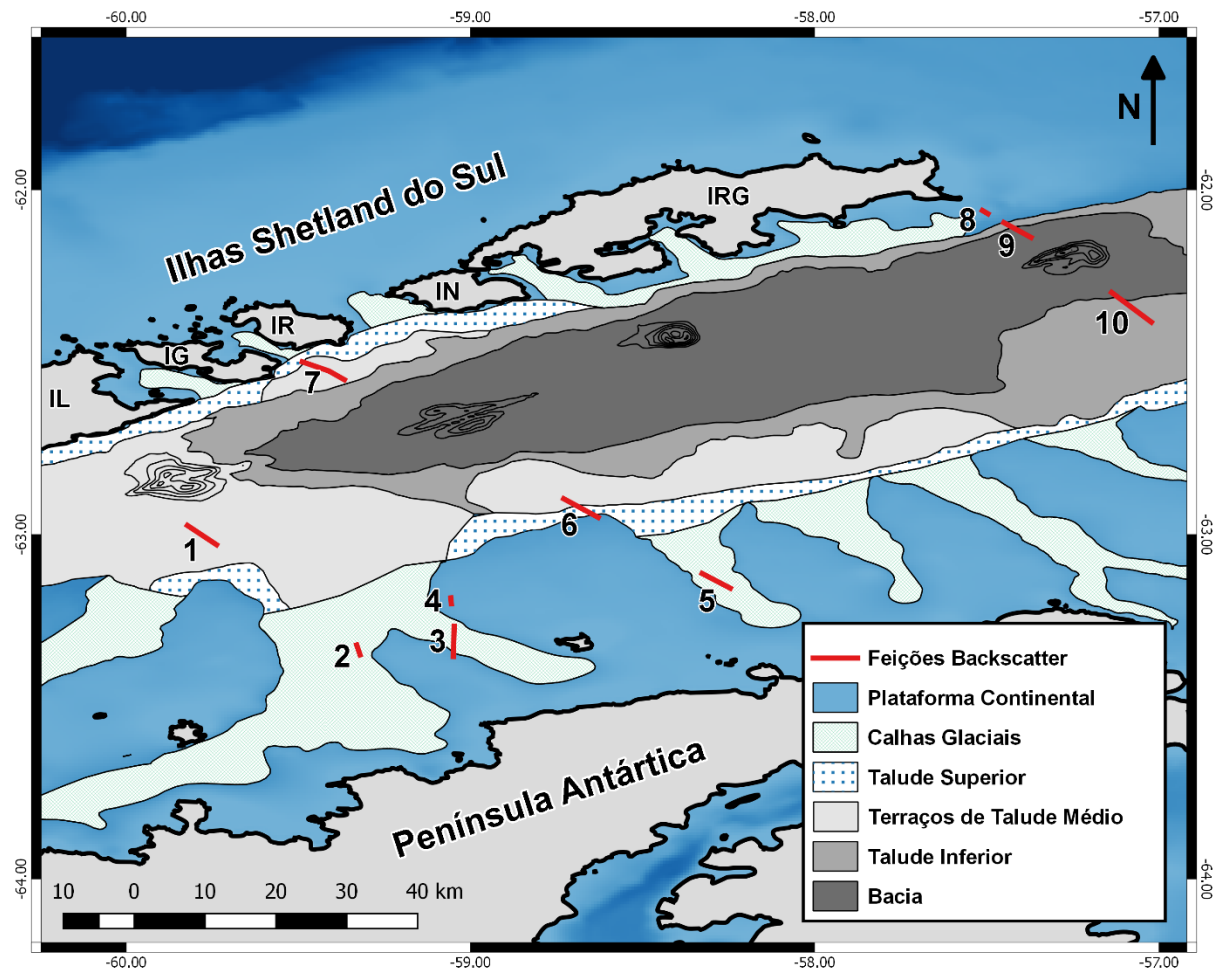


**Figura 19** Trechos do mosaico de *backscatter* evidenciando os efeitos negativos da aplicação da correção do feixe padrão. A) Trecho do transecto P1 sem correção; B) Trecho do transecto P1 com correção; C) Trecho do transecto P1-P2 sem correção; D) Trecho do transecto P1-P2 com correção.

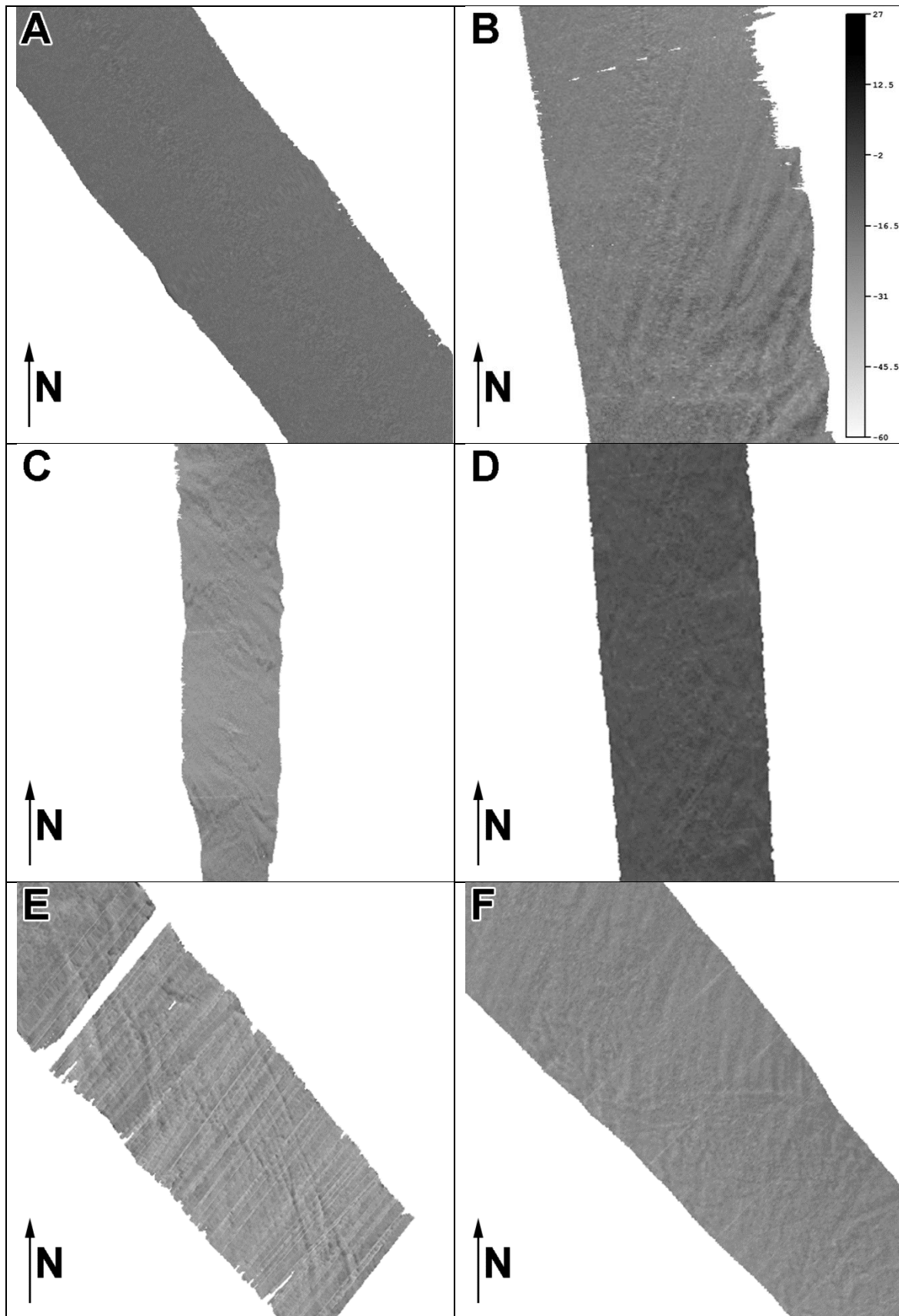
a feição 6 (Figura 21F) exibe uma superfície relativamente grossa, com marcas abrasivas aleatórias sem tendência definida.

Localizado na porção mais próxima as ilhas Shetland do Sul, a feição 7 (Figura 22A) revela uma superfície homogênea, em tons de cinza relativamente mais claros. Sob outra perspectiva, feição 8 (Figura 22B) representa o trecho bastante raso localizado na porção norte do transecto principal P3, onde nota-se uma superfície relativamente rugosa, em tons um pouco mais escuros. A feição 9 (Figura 22C), localizada no mesmo trecho que a feição batimétrica 9, também evidencia os vales incisivos do talude do transecto P3 que se dispõem de maneira relativamente paralela ao sentido de navegação, do topo até a base deste talude. Por fim, a

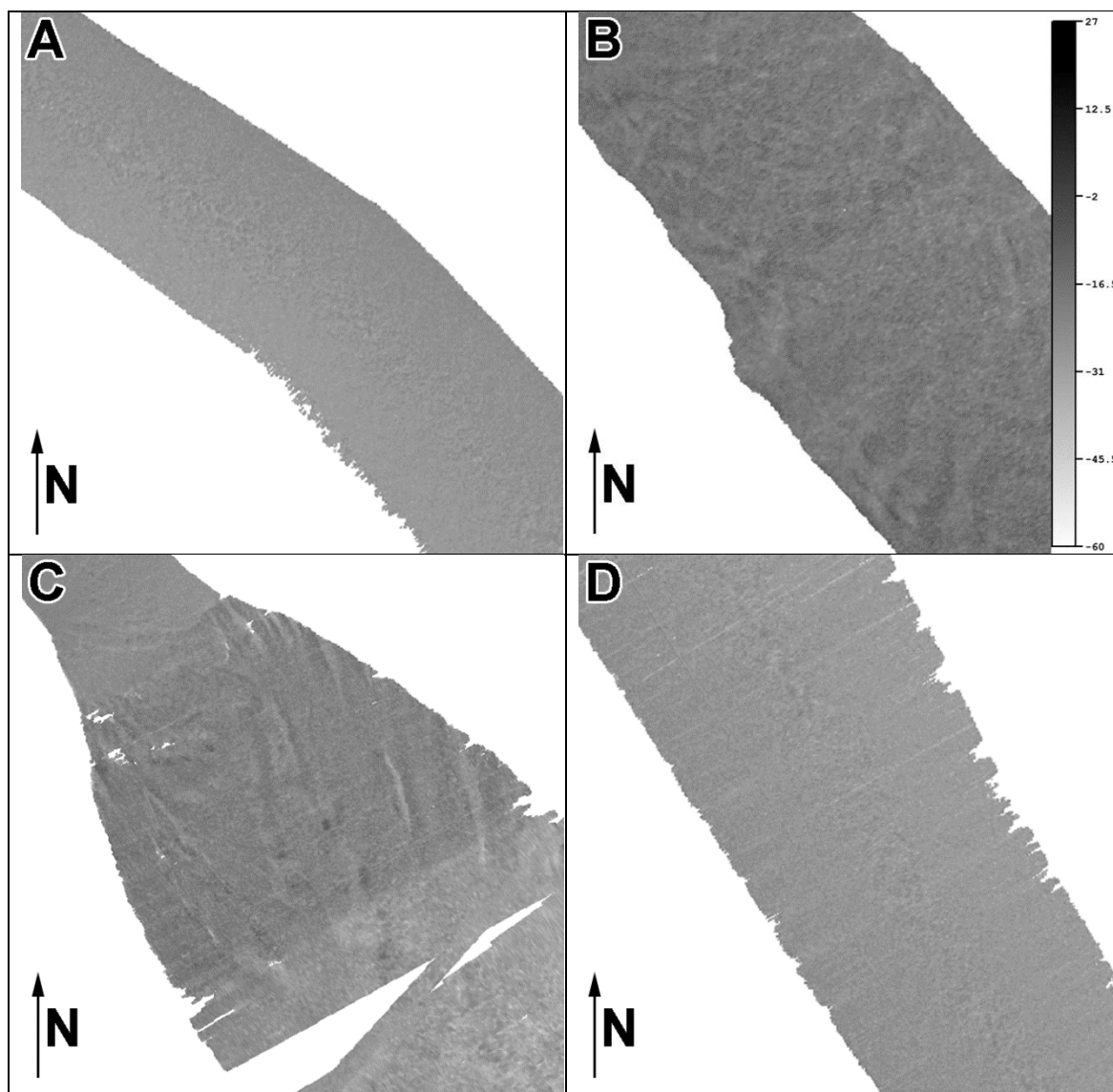
feição 10 (Figura 22D), localiza-se na porção sul do transecto P3, em profundidades próximas à 1200 m e também retrata uma superfície homogênea.



**Figura 20.** Mapa da localização das feições do mosaico de *backscatter* de 1 à 10 sobre as distintas províncias fisiográficas. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011).



**Figura 21.** Feições identificadas a partir dos mosaicos de *backscatter*. A) Feição 1; B) Feição 2; C) Feição 3; D) Feição 4; E) Feição 5; F) Feição 6.



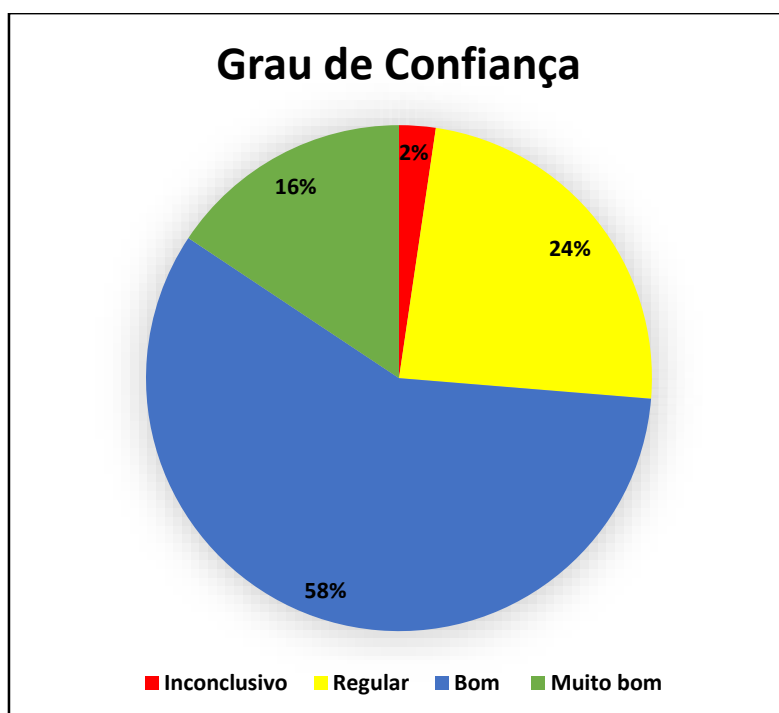
**Figura 22.** Feições identificadas a partir dos mosaicos de *Backscatter*. A) Feição 7; B) Feição 8; C) Feição 9; D) Feição 10.

### 6.3. Análise Sedimentar

Da mesma maneira que descrito para os mosaicos de *backscatter*, resultados preliminares da análise sedimentar realizada pelo algoritmo Geocoder, indicaram que a aplicação da correção do feixe padrão compromete a qualidade da análise. Os resultados preliminares obtidos com a correção do feixe padrão se concentraram predominantemente em tamanho de grão cascalho ( $\phi - 1$ ), granulometria esta que se encontra no limite analítico do algoritmo e, conseqüentemente, não distinguiam diferenças significativas entre as distintas áreas e províncias fisiográficas sondadas neste estudo. Sendo assim, os resultados da análise sedimentar apresentados a seguir foram obtidos sem a correção do feixe padrão.

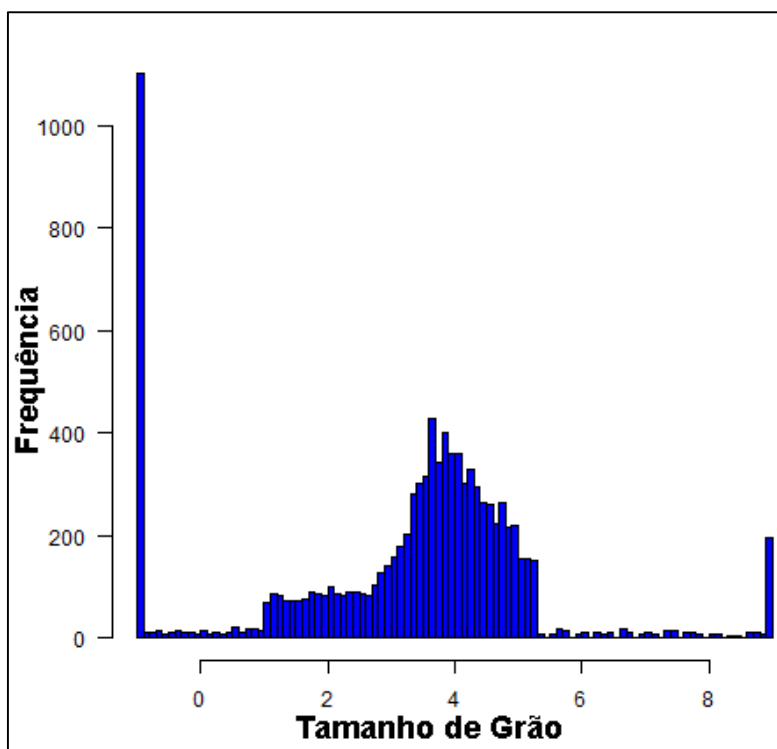
A partir da ferramenta *Sediment Analysis* do programa CARIS HIPS&SIPS foram obtidos resultados granulométricos para um total de 9727 trechos (*patches*) distribuídas por toda a área de estudo, que são classificados de acordo com o grau de confiança gerado pelo próprio algoritmo como: muito bom, bom, regular e inconclusivo. Como para cada amostra é gerado um valor de tamanho de grão tanto para bombordo, quanto para boreste, ou seja, dois valores por amostra, este estudo utiliza apenas o valor do bordo que apresenta o maior grau de confiança. Deste modo, a Figura 23, abaixo, apresenta a proporção dos resultados baseado na classificação de grau de confiança. Ademais, a Figura 24 representa o histograma de distribuição dos resultados granulométricos para as amostras analisadas.

Como pode ser observado, praticamente três quartos (74%) das amostras foram classificadas como muito bom e bom, sendo apenas 2% classificadas como inconclusivas. Já a partir do histograma da distribuição dos resultados de tamanho de grão (*phi*), é possível notar que a moda (valor com maior frequência) é dada pelo limite inferior dos resultados (*phi* -1). De maneira similar, uma grande frequência dos dados encontra-se no limite superior do modelo (*phi* 9). Entretanto, descartando os limites inferior e superior, observa-se uma distribuição próxima da normal (gausiana), centralizada em valores de *phi* próximos de 4, que pela escala de Wentworth (WENTWORTH, 1922), são classificadas como o limite entre granulometrias areia e silte.



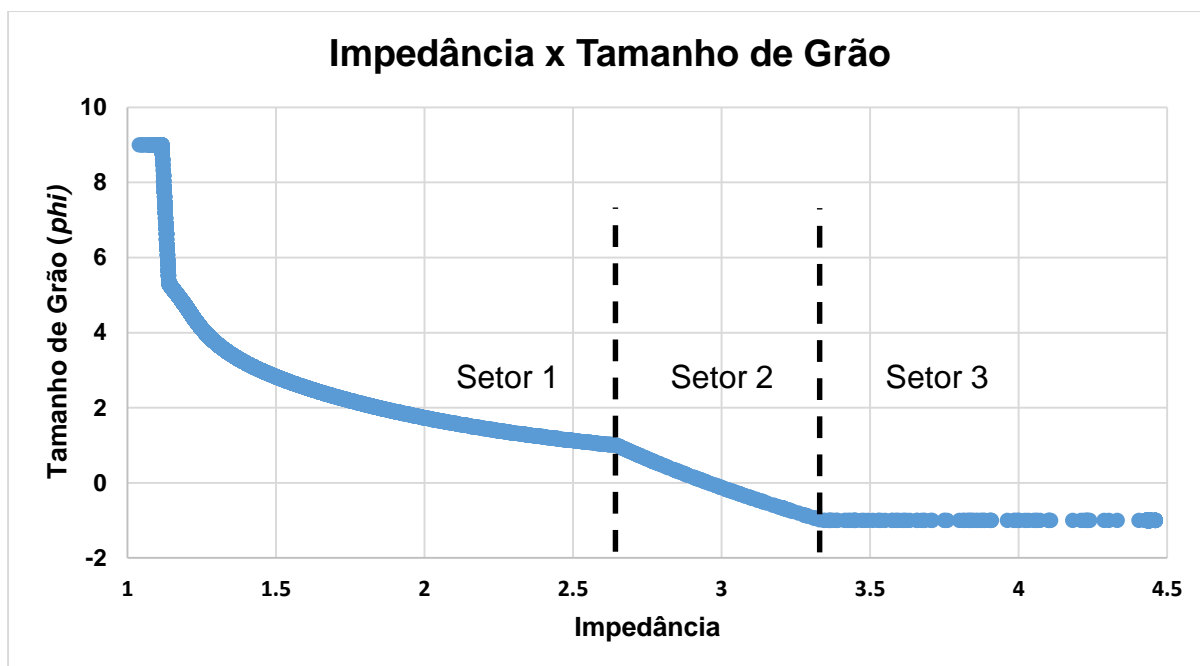
**Figura 23** Proporção das categorias de grau de confiança (muito bom, bom, regular, inconclusivo) dos resultados da análise sedimentar pelo algoritmo Geocoder.





**Figura 24.** Distribuição de frequências dos resultados de tamanho de grão (*phi*) obtidos pela Análise Sedimentar através do algoritmo Geocoder.

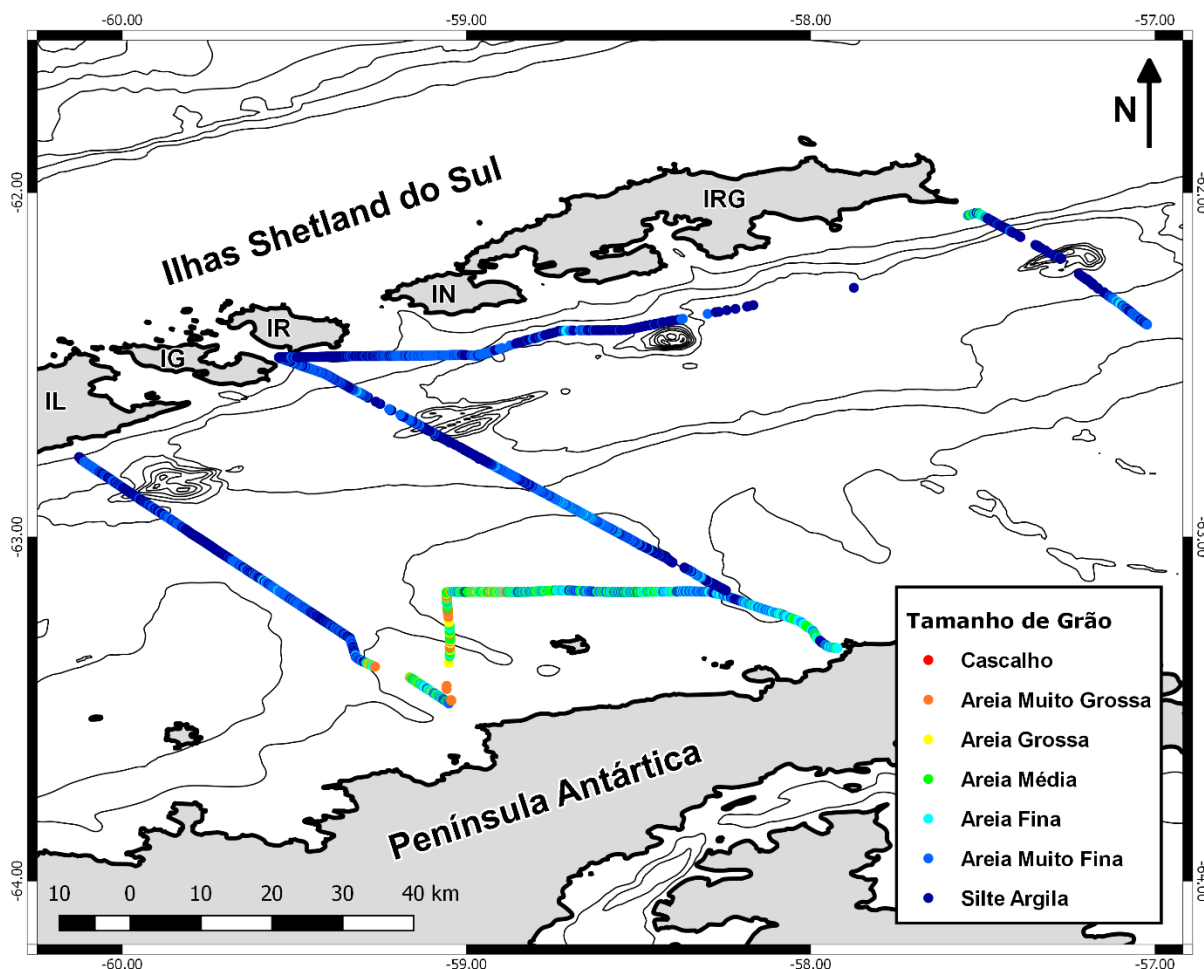
Similarmente como procedido por CONCEIÇÃO (2013), utilizou-se somente os resultados classificados como muito bom e bom para a sequência das análises. Ainda seguindo o que foi sugerido pela mesma autora, os resultados foram analisados a partir da relação entre os resultados de tamanho de grão e impedância também obtidos pelo algoritmo (Figura 25).



**Figura 25.** Gráfico dos resultados de impedância em função do tamanho de grão ( $\phi$ ) obtidos pela análise sedimentar através do algoritmo Geocoder. Com base nesse gráfico é possível dividir os resultados em três setores.

Baseado no diagrama de dispersão, acima, é possível subdividir os resultados em três setores a partir dos pontos de inflexão da curva. Visando eliminar o viés do algoritmo em classificar as amostras como tamanho de grão cascalho ( $\phi - 1$ ), as amostras do Setor 3 foram descartadas. De modo similar, as amostras do Setor 1 classificadas no limite superior do algoritmo, ou seja, Tamanho de Grão Argila ( $\phi - 9$ ), também foram retiradas do conjunto resultante. Assim, após estas considerações, do total de 9727 amostras analisadas, apenas 6807 foram utilizadas para a confecção do mapa da distribuição granulométrica da área de estudo Figura 26.

De maneira geral, pode ser observado que a área de estudo é constituída por areia fina, muito Fina e silte/argila, evidentes nas regiões profundas dos transectos P1, P2 e P3 e no transecto intermediário P2-P3. No entanto, nas porções mais rasas da área de estudo, representadas pelo transecto intermediário P1-P2, setor Sul do transecto P2 e pelo setor norte do transecto P3, é possível notar que o algoritmo classificou as amostras como sedimentos de granulometria relativamente mais grossas, em geral areia média e, em alguns casos, como areia muito grossa, esta última identificada na depressão batimétrica descrita no transecto P1-P2 (Figura 15A).

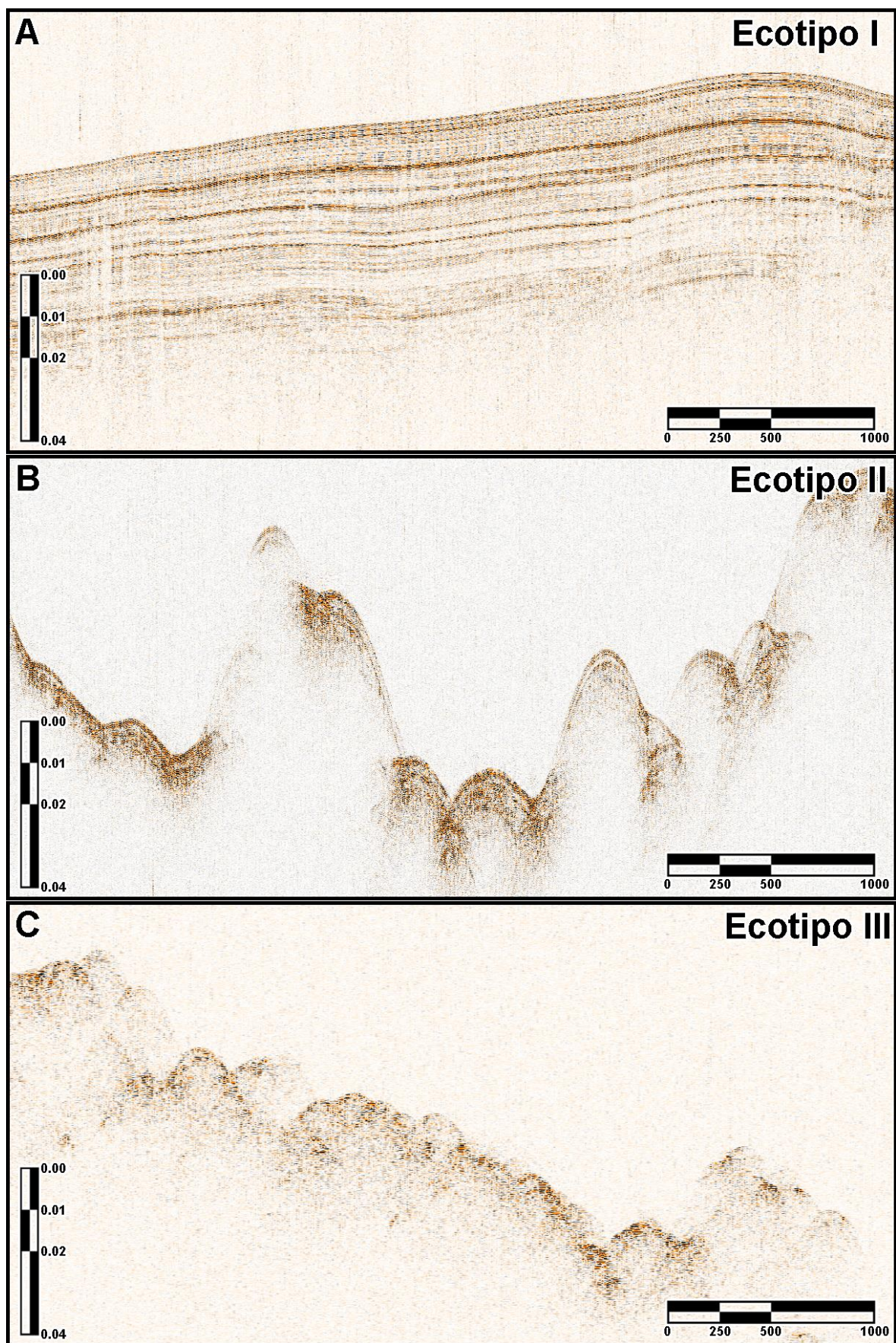


**Figura 26.** Mapa da distribuição das diferentes classes de tamanho de grão (cascalho, areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte/argila) obtidos pela análise sedimentar através do algoritmo Geocoder. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m.

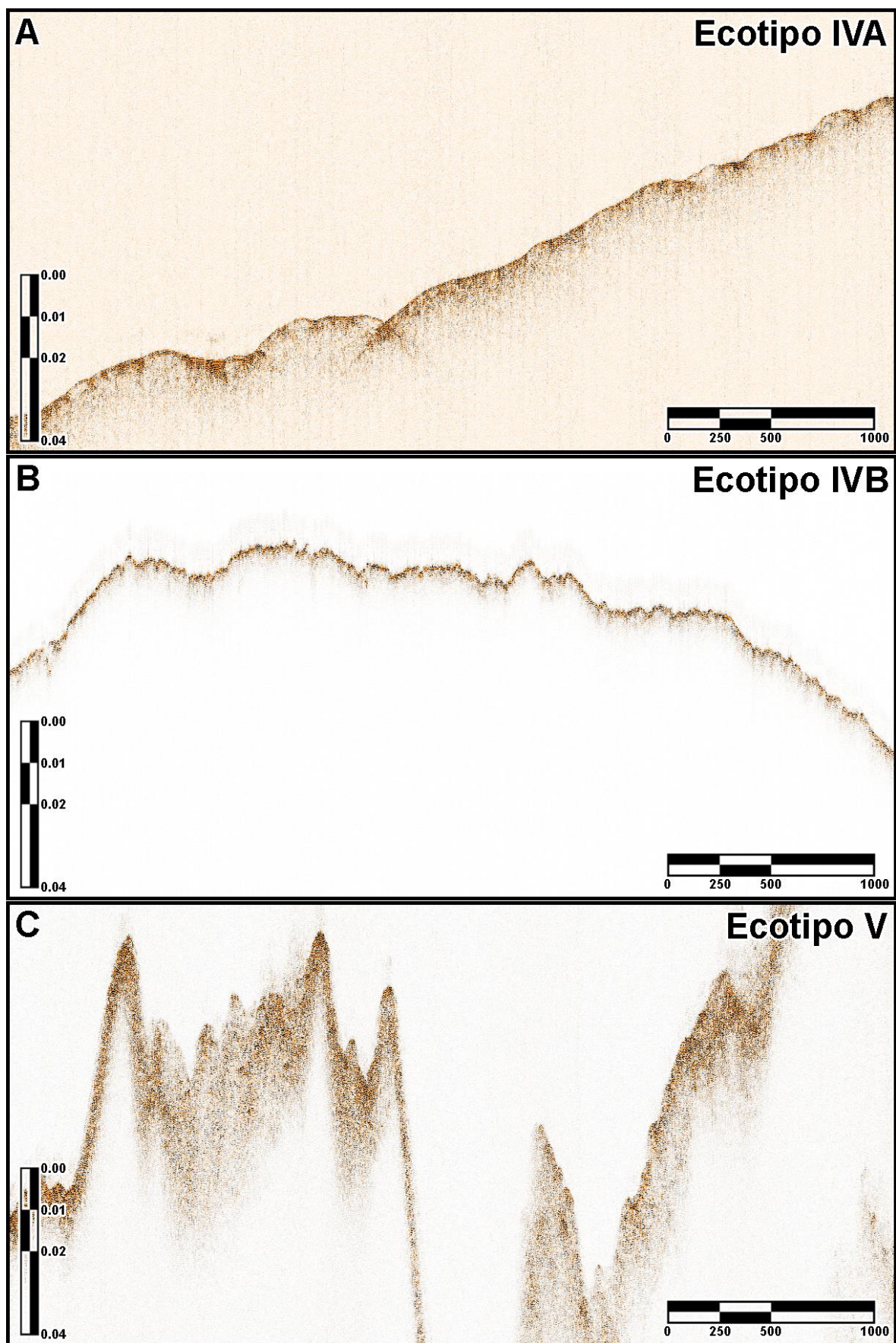
#### 6.4. Sísmica de Alta Resolução

A partir da análise dos ecogramas registrados pelo perfilador de subfundo (*subbottom profiler*) foram distinguidos cinco diferentes ecotipos (Figura 27 e Figura 28) baseados nos padrões comuns de reflexões ou eco-caracteres, de DAMUTH (1975). A distribuição espacial desses ecotipos pode ser observada pela Figura 29. Abaixo segue a descrição detalhada de cada um dos ecotipos identificados.

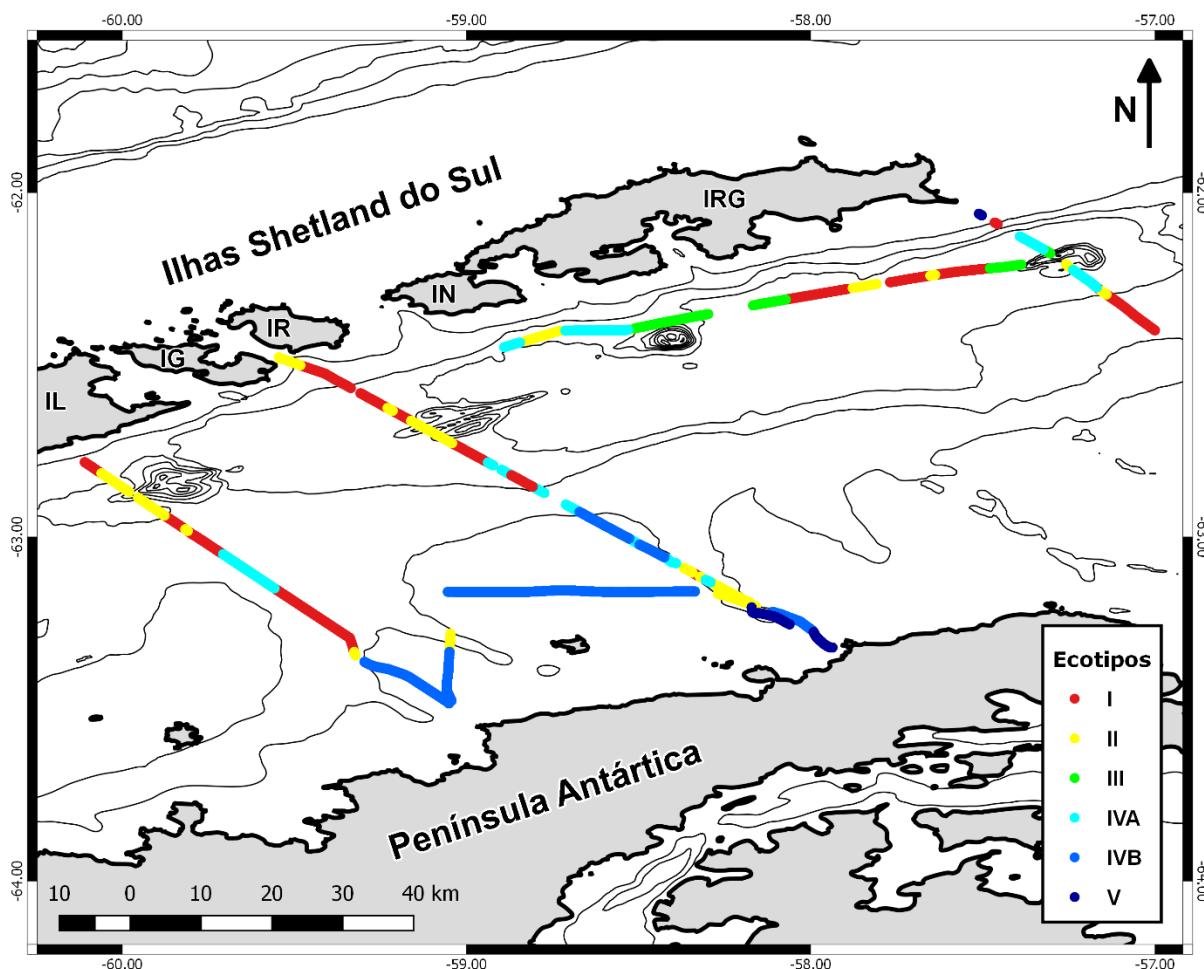
O ecotipo I (Figura 27A) reúne os registros que apresentam refletos nítidos em superfície e subsuperfície, com reflexões paralelas ou subparalelas contínuas e alta penetração do sinal acústico de até 50 ms (aproximadamente 37,5 m). Esses registros são encontrados principalmente nas regiões profundas do transecto principais P1, P2 e P3, assim como no transecto intermediário P2-P3. Ademais, podem ser identificados na porção norte do transecto P2, embora esta seja uma região relativamente mais rasa (Figura 29).



**Figura 27.** Exemplos de registros representativos dos ecotipos definidos a partir da análise dos dados sísmicos. A) Ecotipo I; B) Ecotipo II; C) Ecotipo III.



**Figura 28.** Exemplos de registros representativos dos ecotipos definidos a partir da análise dos dados sísmicos. A) Ecotipo IVA; B) Ecotipo IVB; C) Ecotipo V.



**Figura 29.** Mapa da distribuição dos ecotipos obtidos pela análise dos dados sísmicos. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m.

Em seguida, o ecotipo II (Figura 27B) engloba os registros com reflexões hiperbólicas irregulares, sobrepostas umas às outras, e, também, hipérboles singulares, de largas dimensões, com os seus vértices acima do assoalho marinho, apresentando elevações bastante variadas, dispendo de refletores em subsuperfície subparalelos. Verifica-se que esse ecotipo pode ser localizado em diversas regiões da área de estudo (Figura 29), como por exemplo, sendo identificado associado com os flancos das elevações notáveis dos transectos principais P1, P2 e P3, e nas adjacências do talude sul do transecto P1. Sua presença também pode ser observada na depressão descrita no transecto intermediário P1-P2 (Figura 15A), bem como na porção sul e no extremo norte do transecto P2. Além disso, esse ecotipo se faz presente em áreas esparsas do transecto intermediário P2-P3.

Por sua vez o ecotipo III (Figura 27C) compreende registros que expõem reflexões hiperbólicas regulares, sobrepostas umas às outras, que apresentam seus vértices elevados

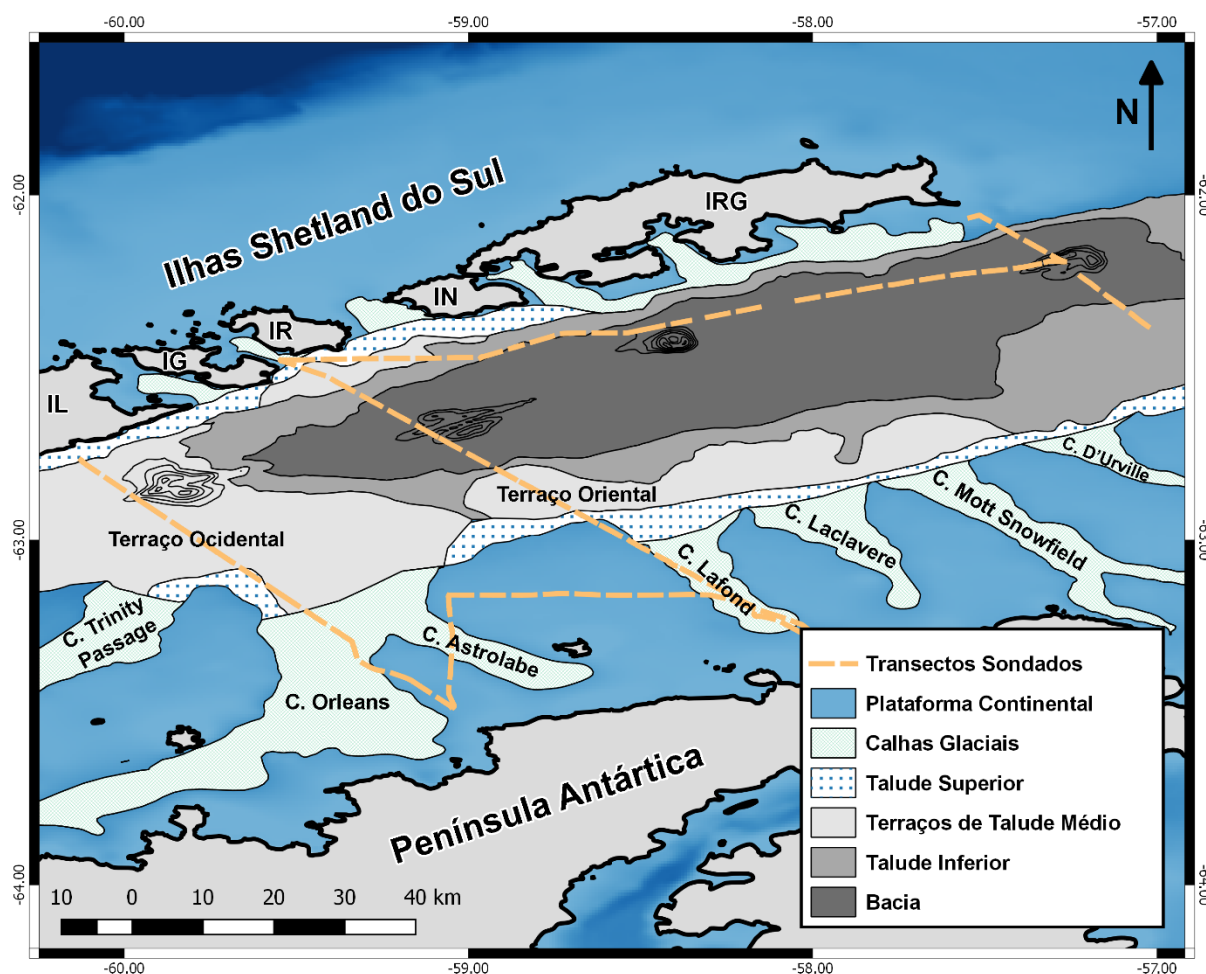
acima do assoalho marinho. Os registros desse ecotipo são observados apenas no transecto intermediário P2-P3 (Figura 29).

Já os ecotipos IVA e IVB (Figura 28A e Figura 28B) agrupam os registros que exibem reflexões de superfície semi-prolongadas de alta amplitude, sem a presença de refletores em subsuperfície. A distinção entre os subtipos A e B se dá baseada na característica da superfície. Os registros que compreendem o ecotipo IVA (Figura 28A) apresentam uma superfície mais suave, enquanto os registros classificados como ecotipo IVB (Figura 28B) retratam superfícies nitidamente mais rugosas, com reflexões hiperbólicas de pequena escala. É possível notar que o ecotipo IVA se distribui amplamente pela área de estudo (Figura 29), estando presente em áreas relativamente profundas dos transectos P1, P2 e P3, além de porções relativamente rasas do transecto P2. Por outro lado, os registros definidos como ecotipo IVB se restringem preferencialmente às áreas mais rasas da área de estudo, sendo encontrados na porção sul do transecto P1, ao longo do transecto intermediário P1-P2 e também na porção sul do transecto P2.

Finalmente, o ecotipo V (Figura 28C) demonstra superfícies bastante prolongadas, com a ausência de reflexões em subsuperfície, sendo que principal característica desse ecotipo são os altos gradientes de relevo e os íngremes flancos das feições identificadas nesses registros. Esse ecotipo somente foi identificado na porção mais à sul do transecto principal P2 e transecto intermediário P1-P2 e, também, na porção mais ao norte do transecto principal P3 (Figura 29).

## 7. DISCUSSÃO

A partir da análise dos dados, é possível afirmar que resultados deste trabalho abrangem diferentes regiões fisiográficas que apresentam processos deposicionais e erosivos distintos. Essa constatação pode ser observada na Figura 30 abaixo, que apresenta a sobreposição das linhas sondadas neste estudo sobre as províncias fisiográficas propostas por GARCÍA et al. (2008, 2011). Desta maneira, acredita-se que a melhor forma de discutir os resultados é agrupando-os em função das províncias fisiográficas em que se encontram.



**Figura 30.** Mapa apresentando os transectos sondados sobrepostos as distintas províncias fisiográficas do estreito de Bransfield. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. Baseado em GARCÍA et al. (2008, 2011).

### 7.1. Plataforma Continental

Assim como observado pelos perfis batimétricos (Figura 14 e Figura 15) da porção sul do transecto P1 e P2, norte do transecto P3 e pelo transecto intermediário P1-P2, as áreas



plataformas tanto adjacente à Península Antártica, quanto às ilhas Shetland do Sul apresentam profundidades geralmente inferiores à 200 m como descrito por ANDERSON (1999), BANFIELD; ANDERSON (1995) e PRIETO et al. (1999). De maneira geral, ANDERSON (1999) e PRIETO et al. (1999) descrevem as áreas de plataforma continental como áreas de evidente erosão glacial, caracterizada pela topografia rugosa e baixa cobertura sedimentar.

De fato, a partir dos resultados de *backscatter*, é evidente a natureza rugosa das superfícies sondadas na região da plataforma continental da Península Antártica (Figura 21D), tanto quanto da área mais rasa adjacente às ilhas Shetland do Sul (Figura 22B). Adicionalmente, observa-se pela distribuição espacial dos ecotipos (Figura 29) a predominância dos ecotipos IVA e V nas áreas de plataforma. O ecotipo IVA (Figura 28A), caracterizado pelo refletor de fundo de alta amplitude, semi-prolongado, e com reflexões hiperbólicas de pequena escala, corrobora com a descrição de PRIETO et al. (1999) de que as áreas de plataforma apresentem cobertura de sedimentar praticamente inexistente, sendo uma área de transferência (*by-pass*) deposicional. Além disso, a ausência de refletores em subsuperfície peculiar aos ecotipos IVA e V (Figura 28B e Figura 28C) vai de acordo com o proposto por BARKER et al. (2003), que sugerem que a plataforma continental seja coberta em sua grande parte por sedimentos grossos.

ERCILLA et al. (1998) e FABRÉS et al. (2002) propõem que os sedimentos finos dificilmente se depositam na plataforma e, muitas vezes, acabam sendo varridos para outras regiões devido aos padrões de circulação oceânica nesta área, assim como à ação de fortes ondas em condições de tempestades e correntes de maré. A proposta de que os sedimentos da plataforma continental sejam predominante grossos também é respaldada pelos resultados da análise sedimentar do modelo de classificação acústica baseado no algoritmo Geocoder. Com base no mapa de distribuição granulométrica da área de estudo (Figura 26), verifica-se um aumento do tamanho de grão nas áreas de plataforma continental, sendo caracterizada principalmente por areias médias.

Ademais, as calhas glaciais, feições de larga escala dominantes na plataforma continental (ANDERSON, 1999), também podem ser identificadas a partir dos resultados expostos por este estudo. Mais especificamente, a calha glacial Astrolabe (GARCÍA et al., 2011) é representada pela depressão descrita nos resultados do perfil batimétrico do transecto intermediário P1-P2 (Figura 15A), enquanto a calha glacial Lafond (GARCÍA et al., 2011) pode ser identificada na porção sul do transecto principal P2 e no extremo leste do transecto intermediário P1-P2 (Figura 30). A presença dessas feições, de 5 a 20 km de largura e de até 400 m de profundidade, que entrecortam a plataforma no sentido SE-NO, já foram descritas

em diversos estudos (GARCÍA et al., 2008, 2011; GARCÍA; ERCILLA; ALONSO, 2006; PRIETO et al., 1999). A partir do formato em “U” do perfil batimétrico transversal à calha glacial (Figura 15A), é proposto que essas tenham sido escavadas pela erosão glacial durante o avanço e recuo da plataforma de gelo (GARCÍA et al., 2008; PRIETO et al., 1999)

Assim como descrito por GARCÍA; ERCILLA; ALONSO (2006), é possível verificar pelas feições batimétricas 3 e 4 (Figura 17C e D), referentes às calhas Astrolabe e Lafond, respectivamente, que estas são superfícies erosivas que exibem relevo irregular e anguloso, flanqueados por bordas bastante íngremes. Da mesma forma, o trecho do mosaico de *backscatter* ilustrado pela Figura 21C, apresenta superfície rugosa, com feições erosivas orientadas no sentido SE-NO. De acordo com ANDERSON (1999), essas calhas glaciais atuam como canais para as correntes de gelo, no sentido plataforma-bacia. Deste modo, acredita-se que a orientação das feições evidentes no registro de *backscatter* represente o sentido principal do fluxo de gelo em tempos passados. Ainda baseado nos resultados de *backscatter*, é possível verificar, pela feição 5 (Figura 21E), marcas de abrasão causadas pela movimentação de *icebergs* o que também é característico das áreas de plataforma, segundo ANDERSON (1999) e ERCILLA et al. (1998).

Já em relação aos ecotipos, a região das calhas glaciais é representada preferencialmente pelo ecotipo II (Figura 29). As feições hiperbólicas, sobrepostas umas às outras de maneira irregular e elevadas em relação ao assoalho marinho que são características deste ecotipo (Figura 27B) vão de acordo com o que é descrito para a região das calhas glaciais por outros autores. ANDERSON (1999), por exemplo, caracteriza as superfícies das calhas glaciais como reflexões de padrão *hummocky*, com fáceis sísmicas caóticas e baixa penetração acústica, enquanto GARCÍA et al. (2011) descrevem as calhas como reflexões hiperbólicas a partir de ecos não penetrantes.

No que diz respeito aos padrões deposicionais, é sugerido que essas regiões apresentem depósitos sedimentares associados à fluxos de gravidade resultantes de processos de deslizamentos, compreendidos de cascalhos e areias, que sobrepõem depósitos de *till* deformados de origem subglacial (BANFIELD; ANDERSON, 1995; GARCÍA et al., 2011). Sendo assim, esse padrão sedimentar é reforçado baseado no mapa de distribuição granulométrica (Figura 26) obtido pelo modelo de classificação acústica, que sugere a presença areia média, grossa e muito grossa nas áreas compreendidas pelas calhas glaciais.

## 7.2. Talude

Os taludes noroeste e sudeste da bacia central de Bransfield apresentam características peculiares, que já foram descritas por diversos autores (BANFIELD; ANDERSON, 1995; ERCILLA et al., 1998; FABRÉS et al., 2002; GALINDO-ZALDÍVAR et al., 2006; GARCÍA et al., 2011; GRÀCIA et al., 1996, 1997; KLEPEIS; LAWVER, 1993; PRIETO et al., 1999). O talude associado às ilhas Shetland do Sul é estreito e relativamente mais íngreme, enquanto o talude adjacente à Península Antártica apresenta-se na forma de degraus batimétricos, com inclinação relativamente menor. Esse caráter assimétrico pode ser verificado pelo perfil batimétrico do transecto principal P2 ilustrado pela Figura 14B, a partir do qual fica evidente a presença de dois terraços em diferentes profundidades dividindo o talude da Península Antártica, como sugerido por PRIETO et al. (1999). Com base na presença desses terraços, GARCÍA et al. (2008) propõem que o talude associado a Península Antártica seja subdividido em três setores fisiográficos distintos: talude superior, talude médio e talude inferior.

O talude superior é observado no transecto principal P2 em profundidades entre 300 e 750 m com uma largura de cerca de 15 km (Figura 14B), assim como proposto por GARCÍA et al. (2008). Da mesma forma que para a plataforma continental, PRIETO et al. (1999) sugerem que o talude superior seja uma área erosiva, de transferência (*by-pass*) sedimentar, na qual os processos de fluxo sedimentares gravitacionais são dominantes (ANDERSON, 1999). A feição 6 do mosaico de *backscatter* (Figura 21F), localizado nesta área, exibe textura rugosa e marcas erosivas sem orientação definida dando respaldo à este padrão sedimentar proposto. Além disso, a alternância entre os ecotipos IVA e IVB identificados nesse setor (Figura 29) também demonstram evidências do caráter não deposicional do talude superior. De maneira similar, o trecho do transecto principal P1 classificado como ecotipo IVA (Figura 29) pode ser associado com a base do talude superior sobre o talude médio.

O talude médio, por sua vez, também denominado como terraço de talude, é subdividido em terraço ocidental e oriental (Figura 30, GARCÍA et al., 2008). O terraço ocidental pode ser descrito baseado nos resultados obtidos do transecto principal P1. A partir deste perfil batimétrico deste transecto (Figura 14A), verifica-se que as profundidades nesta província variam entre 750 a 1040 m, aprofundando-se em direção à elevação proeminente de cerca de 425 m de altura em relação ao assoalho marinho, bem como descrito por GARCÍA et al. (2008). Esta elevação, que ocorre na área mais profunda deste perfil, é na realidade a porção sudeste da cadeia central do conhecido edifício vulcânico denominado The Axe, ou apenas Edifício A (GRÀCIA et al., 1996, 1997).

Notadamente, a região sul do transecto P1 é considerada como a porção distal, ou desembocadura da calha glacial Orleans (Figura 30) que é descrita por encerrar-se sobre o terraço de talude ocidental (ANDERSON, 1999). No entanto, como pode ser constatado no perfil de profundidades (Figura 14A), não há divisão batimétrica clara entre o trecho compreendido pela calha Orleans e o terraço ocidental. Já a inclinação abrupta, que limita a porção sul do transecto P3 com a plataforma continental deve ser interpretado como uma das paredes, ou bordas, da calha glacial Orleans, ao invés de ser considerada como a província fisiográfica do talude. Ainda em relação calha glacial Orleans, GARCÍA et al. (2011) relatam que uma das feições morfológicas predominantes nas porções distais dessas calhas são alongadas lineações de origem subglacial. A existência dessas feições morfológicas na área de estudo é evidenciada pela feição batimétrica 2 (Figura 17B), verificada a partir do modelo batimétrico 3D, e pela feição de *backscatter* 2 (Figura 21B) que expõe as mesmas feições no mosaico de *backscatter*, confirmando a proposta de que a porção sul do transecto P1 esteja relacionada ao ambiente de calha glacial. Além disso, a dominância do ecotipo I nesta região (Figura 29) vai de acordo com o que foi exposto por GARCÍA et al. (2011). Esses autores descreveram perfis sísmicos sondados sobre as áreas com a presença das lineações de megae escala como reflexões contínuas em camadas, assim como o retratado pelo ecotipo I (Figura 27A). Por outro lado, o pequeno trecho na base da parede da calha glacial (porção sul do transecto P1), classificado como ecotipo II (Figura 29) pode ser associado a depósitos formados a partir de deslizamentos ocorridos nas íngremes bordas da calha glacial, provocando o padrão hiperbólico nos registros sísmicos (Figura 27B, ERCILLA et al., 1998). Ademais, as análises granulométricas, descritas por GARCÍA et al. (2011), do topo de testemunhos amostrados próximos à essa região, indicam que os sedimentos superficiais são dominados pelas frações silte e argila com uma proporção muito pequena de areia, o que também é sugerido pelos resultados da análise sedimentar pelo modelo de classificação acústica (Figura 26).

Retornando ao terraço ocidental, pode ser verificado que em sua maior parte, com exceção dos flancos do edifício vulcânico The Axe, esta província é caracterizada pelo ecotipo I (Figura 29), que é definido por reflexões nítidas e refletores subsuperficiais paralelos e contínuos, assim como o descrito para esta província por GARCÍA et al. (2011). Com base na feição de *backscatter* 1 (Figura 21A), que exhibe uma superfície lisa e homogênea, também localizada neste trecho classificado como ecotipo I, sugere-se a dominância de processos deposicionais nesta região do terraço ocidental. Em conformidade com esta ideia, MASQUÉ et al. (2002) após analisarem um testemunho amostrado em uma localidade compreendida

dentro desta província, indicam uma taxa de sedimentação de aproximadamente 0,6 mm/ano. Ainda, bem como apresentado pelos resultados da análise sedimentar com o algoritmo Geocoder (Figura 26), esses autores caracterizaram o sedimento superficial desta região como predominantemente lamoso.

Por sua vez, a predominância do ecotipo II identificado nas proximidades do edifício vulcânico The Axe pode ser relacionado com a presença de depósitos sedimentares associados a movimentos de massa originados nos flancos desse vulcão submarino. De fato, ERCILLA et al. (1998) propõem que as atividades desses vulcões possam ter dado início a processos gravitacionais que teriam resultado em deslizamentos, gerando montes e depósitos nas bases destes edifícios, de modo que as superfícies basais seriam caracterizadas por reflexões hiperbólicas, em alguns casos, semitransparentes, da mesma maneira que os refletores agrupados como ecotipo II. Deste modo, sugere-se que as feições em formato de montes no flanco sul desse edifício vulcânico, evidenciadas pela feição batimétrica 1 (Figura 17A), sejam associadas à movimentos de massas gerados a partir de processos gravitacionais nas bordas desse monte submarino. FABRÉS et al. (2002) apontam que os principais fatores que propiciam o estabelecimento dos fluxos de turbidez nos flancos dos edifícios vulcânicos são os altos gradientes topográficos, o vulcanismo e as atividades sísmicas. Ainda mais, GARCÍA et al. (2011) e YOON et al. (1994) realçam a importância dos vulcões submarinos como fonte de material vulcânico para os depósitos sedimentares nas imediações desses edifícios.

Como pode ser observado pela Figura 30, o terraço oriental, identificada no transecto principal P2, é mais estreita, apresentando profundidades entre 700 e 1100 m (Figura 14B). A partir dos eco-caracteres, essa região é reconhecida pela alternância entre os ecotipos I e IVA (Figura 27A, Figura 28A e Figura 29), o que vai de acordo com o descrito por GARCÍA et al. (2008), que propõem que o terraço oriental seja caracterizada por depósitos menos espessos e por mais progradação quando comparado ao terraço ocidental.

Na porção norte do transecto P2, à sudeste das ilhas Greenwich e Robert, é possível verificar a presença do terraço de talude médio associada à margem das ilhas Shetland do Sul (Figura 30). Similarmente ao descrito por PRIETO et al. (1999), observa-se um terraço com profundidades variando entre 600 e 800 m (Figura 14B). A feição 7 do mosaico de *backscatter* (Figura 22A), que representa essa plataforma de talude, expõe uma superfície lisa e homogênea. Da mesma forma, essa região é definida pelo ecotipo I (Figura 27A e Figura 29), que apresenta refletores plano paralelos em superfície e subsuperfície, sugerindo uma dominância de processos deposicionais nesta região. Ademais, GARCÍA et al. (2011), descrevem sedimentos com cerca de 75% de proporção de silte/argila e 25% de areia, ao

analisarem a porção superior de um testemunho amostrado nesta província, o que vai de acordo com o sugerido pela análise sedimentar do modelo de classificação acústica que indica a dominância de sedimentos de tamanho areia muito fina intercalados por silte/argila (Figura 26).

Por fim, o talude inferior pode ser identificado nos transectos principais P2 e P3, bem como no transecto intermediário P2-P3 (Figura 30). Uma das principais feições associadas ao talude inferior são as ravinas (*gullies*), descritas por ERCILLA et al. (1998), que entrecortam o talude até atingir o assoalho da bacia, apresentando comprimentos de até 15 km e desnível topográfico na ordem de dezenas de metros. Acredita-se que essas feições sejam formadas a partir de fluxos de detritos gerados por correntes de água de degelo carregadas com sedimentos (PRIETO et al., 1999). Uma dessas feições (feição batimétrica 5) é ilustrada pela Figura 17E, na qual pode-se verificar uma ravina com aproximadamente 40 m de profundidade, 2,5 km de comprimento e 300 m de largura, atravessando o talude inferior. Segundo ERCILLA et al. (1998), os fluxos ao longo dessas feições erodem os sedimentos estratificados não perturbados nas suas margens e, posteriormente, formam depósitos na base dos taludes que são caracterizados acusticamente por reflexões caóticas e superfície irregular de alta amplitude. Não por acaso, a base desse talude foi classificada, em relação ao seu ecocaráter, como ecotipo IVA (Figura 28A e Figura 29), que assim como descrito anteriormente, apresenta reflexões bastante intensas do assoalho marinho.

Outro exemplo do talude inferior, apresentado pela feição batimétrica 7 (Figura 18A), pode ser observado no transecto intermediário P2-P3 (Figura 30). Nesta figura verifica-se um relevo bastante acidentado e íngreme, evidenciando o caráter erosivo e não-deposicional desta província fisiográfica, relatado por GARCÍA et al. (2011), que também consideram a província do talude inferior como sendo uma zona de transferência (*by-pass*) sedimentar. Além disso, ANDERSON (1999) caracteriza essa província como sendo dominada por processos de fluxos sedimentares gravitacionais. Da mesma forma que o proposto por ANDERSON (1999) e ERCILLA et al. (1998) para regiões afetadas por processos de deslizamentos, este trecho é distinguido pela alternância entre os ecotipos II e III (Figura 27B, 27C e Figura 29), que exibem refletores hiperbólicos caóticos e regulares, respectivamente.

Ainda em relação ao talude inferior, em especial ao referente às ilhas Shetland do Sul, GARCÍA et al. (2011) sugerem que estes íngremes taludes sejam bastante afetado por processos de movimento de massa na forma de deslizamentos que transportam material terrígeno para a bacia. Esta característica fica evidente ao observar a feição batimétrica 9 (Figura 18C), que, a partir do modelo batimétrico 3D, exibe uma série vales incisos ao longo do talude inferior sondado pelo transecto principal P3 (Figura 30) como descritos por

ERCILLA et al. (1998). Ademais, esses vales incisivos também podem ser verificados pela feição 9 do mosaico de *backscatter* (Figura 22C). PRIETO et al. (1999) explicam que a maior parte desse material terrígeno transportado talude abaixo para bacia, tenha origem nas ilhas Shetland do Sul e seja associado à plumas de água de degelo e correntes de turbidez.

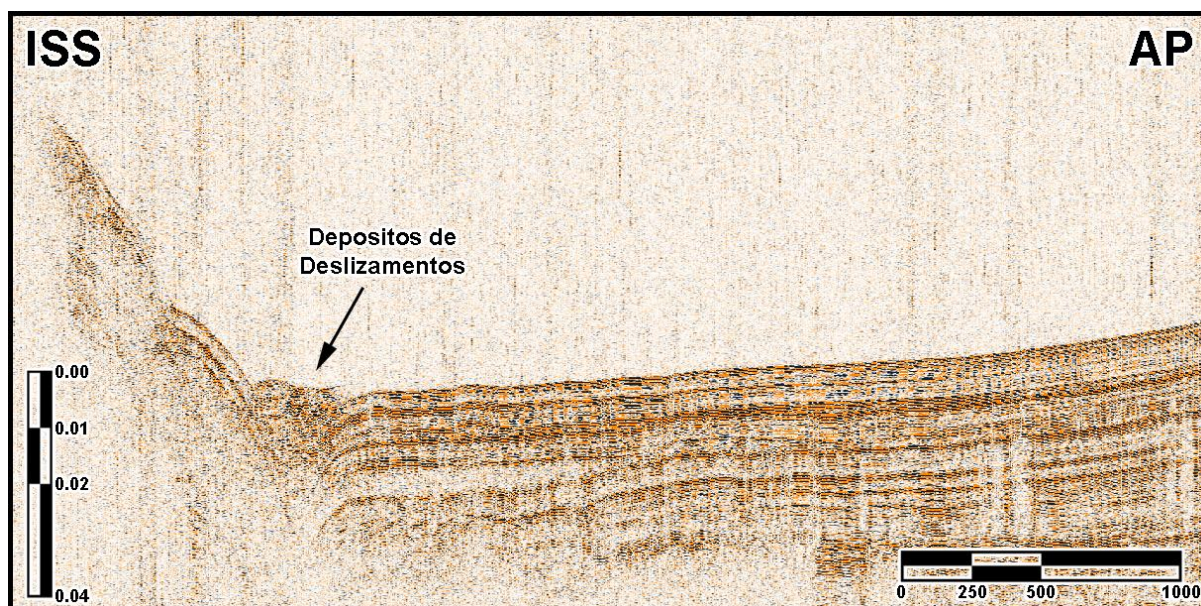
### 7.3. Bacia

Trechos da bacia profunda de Bransfield foram sondadas pelos transectos principais P2 e P3 e pelo transecto intermediário P2-P3 (Figura 30). Diversos autores enfatizam que as principais feições encontradas na bacia são os edifícios vulcânicos que se dispõem em uma cadeia linear ao longo do eixo principal do *rift* de Bransfield (ANDERSON, 1999; AQUILINA et al., 2013; BELL et al., 2016; BIRKENMAJER, 1992; BOHRMANN et al., 1998; FABRÉS et al., 2002; FRETZDORFF et al., 2004; GARCÍA et al., 2008, 2011, GRÀCIA et al., 1997, 1996; JANIK, 1997; KLEPEIS; LAWVER, 1996; KLINKHAMMER et al., 2001; LAWVER et al., 1995; LEE et al., 2005; MAESTRO et al., 2007; PRIETO et al., 1999; SAHLING et al., 2005; SCHREIDER; SCHREIDER; EVSENKO, 2014; YOON et al., 1994). De fato, a presença desses montes submarinos se torna evidente a partir dos resultados expostos nesse trabalho. O transecto principal P2 atravessa, em seu setor mais profundo, a porção sul do complexo vulcânico Three Sisters, também denominado Edifício D (GRÀCIA et al., 1996; LAWVER et al., 1996), composto de três cadeias alongadas (Figura 14B), visto em detalhe pela feição batimétrica 6 (Figura 17F) identificada no modelo batimétrico 3D deste trecho. De forma similar, o transecto principal P3, em sua porção central, exhibe a elevação conhecida como Hook Ridge (Figura 14C) ou Edifício F (GRÀCIA et al., 1996), também ilustrada pela feição batimétrica 10 (Figura 18D). Além disso, outro monte submarino com formato cônico, de menor dimensão, em princípio, sem nome definido, foi identificado no transecto intermediário P2-P3, apresentando um diâmetro basal de mais de 1 quilômetro e altura de cerca de 420 m em relação ao assoalho marinho, que pode ser verificado pela feição batimétrica 8 (Figura 18B).

Assim como nas imediações do edifício vulcânico The Axe, identificado no terraço ocidental do talude médio, verifica-se que as áreas próximas as bases dos vulcões Three Sisters e Hook Ridge também apresentam padrões de reflexão hiperbólicos sendo classificados como ecotipos II e III (Figura 27B, Figura 27C e Figura 29). Ademais, especificamente no caso do vulcão Hook Ridge, seus flancos também são caracterizados pelo Ecotipo IVA (Figura 29), que apresenta refletores de superfície de alta amplitude, sem reflexões em subsuperfície (Figura

28A). Como já foi explicado anteriormente, esses edifícios vulcânicos são importantes para a formação de depósitos oriundos de movimentos gravitacionais originados em seus flancos íngremes (FABRÉS et al., 2002). Deste modo, caracterização dos ecotipos II, III e IVA nas bases desses montes submarinos confirma a dominância dos processos de deslizamentos e fluxos gravitacionais nas proximidades dos edifícios vulcânicos presentes na bacia de Bransfield (ERCILLA et al., 1998; GARCÍA et al., 2011). Uma evidência desses depósitos originados por deslizamentos pode ser verificada pela Figura 31, abaixo, que exibe um depósito, localizado no flanco sul do complexo Three Sisters, de características muito similares ao que foi apresentado por ERCILLA et al. (1998).

Com exceção das áreas próximas aos edifícios vulcânicos e das bases do talude, a bacia central de Bransfield é classificada acusticamente como ecotipo I (Figura 29), que apresenta reflexões planoparalelas em superfície e subsuperfície (Figura 27A), assim como descrito por GARCÍA et al. (2011), o que corrobora com a proposta de que a bacia seja dominada por processos deposicionais glaciomarinhos (ANDERSON, 1999). Adicionalmente, o a feição 10 do mosaico de *backscatter* (Figura 22D), localizado na bacia, exibe uma superfície homogênea e lisa, sugerindo também a baixa importância dos processos erosivos na bacia.



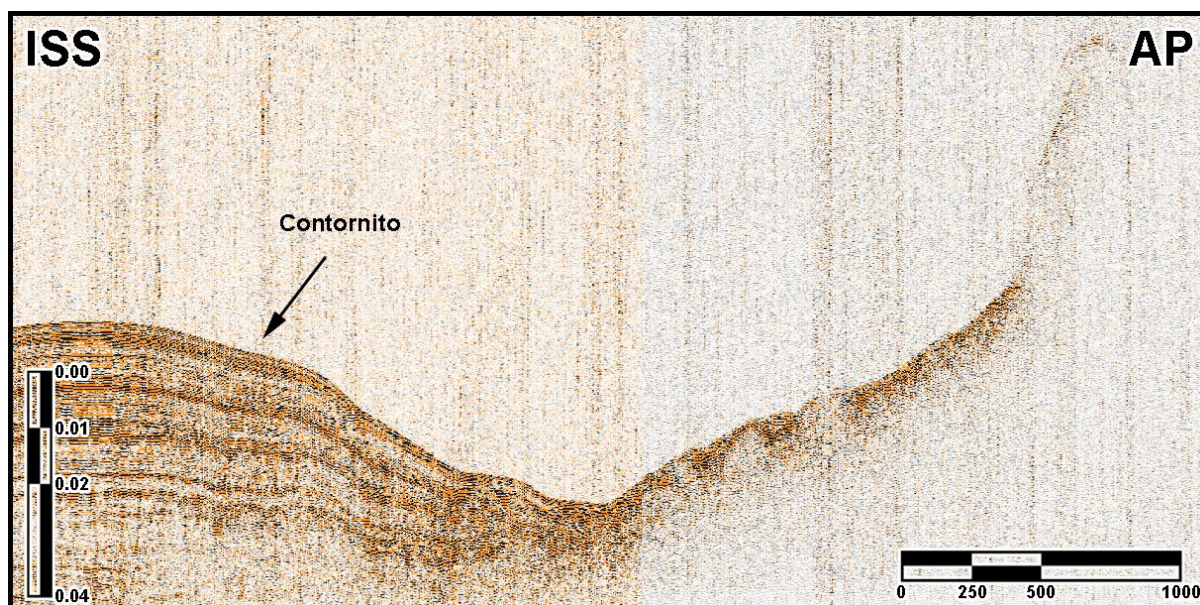
**Figura 31.** Registro sísmico obtido no transecto principal P2, evidenciando depósitos associados à deslizamentos encontrados no sopé do complexo vulcânico Three Sisters.

De acordo com BANFIELD; ANDERSON (1995), a bacia profunda nos períodos interglaciais, que é o caso do nosso presente, apresenta uma configuração deposicional, na qual um dos processos dominantes seja a sedimentação hemipelágica. Ratificando esta proposta,



BARNARD; WELLNER; ANDERSON (2014), relataram que até 90% de um testemunho amostrado na bacia de Bransfield era composto de sedimentos hemipelágicos. BARKER et al. (2003), por sua vez, indicam que a taxa de acumulação sedimentar no fundo da bacia seja de até 2 mm/ano. Baseado nos resultados da análise sedimentar produzidos por este trabalho, sugere-se a predominância de sedimentos do tamanho silte/argila na bacia profunda (Figura 26). De maneira similar, YI; BATTEN; LEE (2005) e YOON et al. (1994) descrevem, a partir da análise granulométrica do topo de testemunhos, que os sedimentos superficiais da bacia sejam compostos principalmente de siltes arenosos e argilas siltosas, reforçando os resultados do modelo de classificação acústica.

Além dos processos deposicionais associados com transporte de massa, vulcanismo e sedimentação hemipelágica, já descritos acima, outros de grande importância para formação de depósitos sedimentares na bacia de Bransfield são os processos oceanográficos (GARCÍA et al., 2011). Depósitos relacionados com as correntes de contorno de fundo são descritos por serem amplamente identificados nas bases dos taludes adjacentes à bacia profunda (ERCILLA et al., 1998). Após uma análise mais detalhada dos perfis sísmicos adquiridos neste trabalho, foi possível evidenciar a existência desses depósitos contorníticos, de maneira semelhante aos descritos por ERCILLA et al. (1998), no sopé do talude inferior na porção Sul do transecto P2 (Figura 30), como pode ser observado pela Figura 32, abaixo.



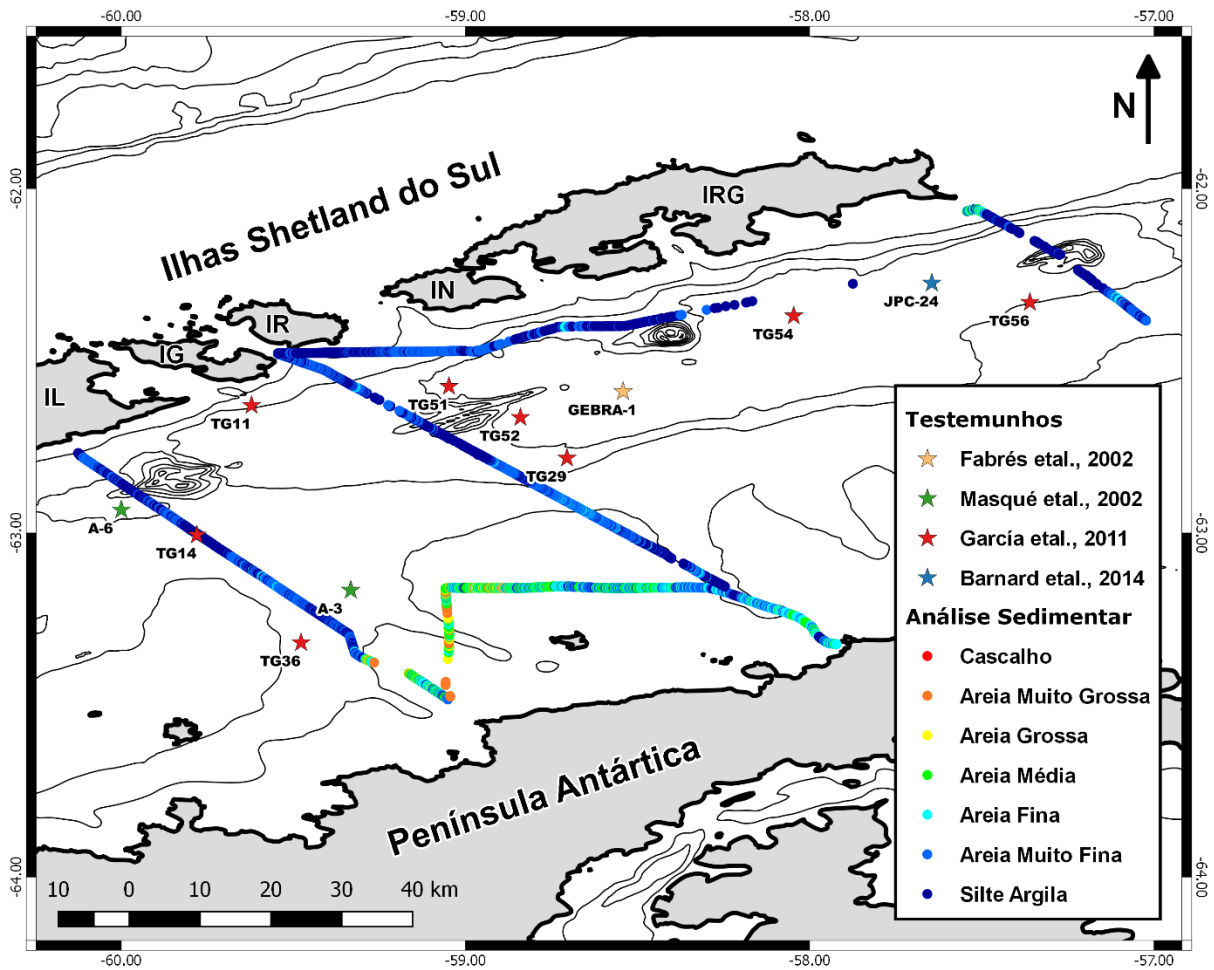
**Figura 32.** Registro sísmico obtido no transecto principal P2, evidenciando depósitos contorníticos encontrados no sopé do talude inferior

#### 7.4. Análise Sedimentar

Com base na comparação entre testemunhos amostrados na bacia central de Bransfield descritos por diferentes autores (Tabela 5, BARNARD; WELLNER; ANDERSON, 2014; FABRÉS et al., 2002; GARCÍA et al., 2011; MASQUÉ et al., 2002) e os resultados da distribuição granulométrica da área de estudo obtido pela Análise Sedimentar a partir do modelo de classificação acústica utilizando o algoritmo Geocoder (Figura 33), é possível verificar a concordância entre os resultados do modelo e os amostrados diretamente. De maneira geral, os dois métodos classificaram os sedimentos da área de estudo como argilas siltosas ou siltes argilosos, com uma participação pequena da fração arenosa. Desta maneira, embora o algoritmo Geocoder seja utilizado principalmente para a classificação sedimentar de áreas rasas (DUFEK, 2012; FONSECA et al., 2009), é possível constatar que este modelo representou de maneira bastante satisfatória a distribuição dos sedimentos nas diferentes províncias fisiográficas da bacia central de Bransfield, em profundidades que variaram de 150 até cerca de 2000 m.

**Tabela 5.** Localização e descrição granulométrica do topo de testemunhos amostrados na bacia de Bransfield por estudos prévios

Testemunho	Latitude (°)	Longitude (°)	Descrição	Autores
GEBRA-1	-62.59	-58.54	Silte argiloso	FABRÉS et al. (2002)
TG36	-63.32	-59.48	Silte argiloso	GARCÍA et al. (2011)
TG14	-63.01	-59.78	Silte argiloso	GARCÍA et al. (2011)
TG11	-62.63	-59.62	Silte argiloso com pequena proporção de areia	GARCÍA et al. (2011)
TG29	-62.78	-58.71	Silte arenoso	GARCÍA et al. (2011)
TG56	-62.33	-57.36	Silte argiloso	GARCÍA et al. (2011)
TG51	-62.57	-59.05	Silte Argiloso com pequena proporção de areia	GARCÍA et al. (2011)
TG52	-62.66	-58.84	Argila siltosa	GARCÍA et al. (2011)
TG54	-62.37	-58.05	Argila siltosa	GARCÍA et al. (2011)
JPC-24	-62.27	-57.65	Argila siltosa	BARNARD; WELLNER; ANDERSON (2014)
A-3	-63.17	-59.33	Sedimento lamoso com pouca proporção de areia	MASQUÉ et al. (2002)
A-6	-62.93	-60.00	Sedimento lamoso com pouca proporção de areia	MASQUÉ et al. (2002)



**Figura 33.** Mapa da distribuição das diferentes classes de tamanho de grão (cascalho, areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte/argila) obtidos pela análise sedimentar através do algoritmo Geocoder, assim como da localização de testemunhos amostrados previamente por outros autores. As ilhas Shetland do Sul são indicadas pelas siglas: IL-ilha Livingston; IG-ilha Greenwich; IR-ilha Robert; IN-ilha Nelson; IRG-ilha Rei George. As linhas escuras representam as isóbatas de 500 em 500 m.

## 8. CONCLUSÕES

A partir da análise conjunta dos resultados batimétricos, dos mosaicos gerados pelo *backscatter*, da classificação baseada nos eco-caracteres dos registros sísmicos e da distribuição granulométrica obtida de forma automática pelo algoritmo Geocoder foi possível descrever e caracterizar as distintas províncias fisiográficas (plataforma continental, talude e bacia) presentes no estreito de Bransfield, além de verificar diferentes padrões deposicionais e erosivos predominantes em cada uma dessas províncias.

De maneira geral, em relação aos processos sedimentares, foi constatada a dominância de processos erosivos na plataforma continental, em especial nas calhas glaciais, e também no talude superior e inferior, onde foram ressaltado o caráter não-deposicional dessas regiões. Por outro lado, os terraços de talude médio e a bacia profunda foram caracterizados como áreas dominadas por processos deposicionais, sendo os processos gravitacionais de grande importância em todas as províncias. A respeito deste último, foi realçada a importância dos edifícios vulcânicos, mais especificamente dos edifícios The Axe, Three Sisters e Hook Ridge na formação de depósitos associados com fluxos gravitacionais gerados nos íngremes flancos desses montes submarinos.

Ademais, foram evidenciadas diversas feições morfológicas já descritas para a região de estudo como: lineações de megaescala presentes nas porções distais das calhas glaciais, depósitos contorníticos nos sopés do talude inferior e depósitos de deslizamentos presente nos flancos dos edifícios vulcânicos.

Finalmente, os resultados obtidos pela análise sedimentar a partir do algoritmo Geocoder mostraram que este modelo de classificação acústica automatizado pode ser aplicado para caracterizar os sedimentos de ambientes glaciais com profundidades variadas, de modo que este modelo descreveu de maneira bastante satisfatória os sedimentos das diferentes províncias fisiográficas da bacia de Bransfield.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON, J. B. **Antarctic Marine Geology**. 1. ed. New York, EUA: Cambridge University Press, 1999.

APL-UW. High-Frequency Ocean Environmental Acoustics Models Handbook. **Applied Physics Laboratory University of Washington**, v. TR 9407, p. 210, 1994.

AQUILINA, A. et al. Geochemical and Visual Indicators of Hydrothermal Fluid Flow through a Sediment-Hosted Volcanic Ridge in the Central Bransfield Basin (Antarctica). **PLoS ONE**, v. 8, n. 1, p. e54686, 2013.

AYRES NETO, A.; BAPTISTA NETO, J. A. Métodos Diretos e Indiretos de Investigação do Fundo Oceânico. In: BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. (Eds.). . **Introdução a Geologia Marinha**. 1. ed. Engenho Novo, RJ, Brasil: Editora Interciência, 2004.

AYRES NETO, A.; FALCÃO, L. C.; AMARAL, P. J. T. Caracterização de Ecofáceis na Margem Continental Norte Brasileira - Estado do Conhecimento. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, p. 97–106, 2009.

BANFIELD, L. A.; ANDERSON, J. B. Seismic facies investigation of the Late Quaternary glacial history of Bransfield Basin, Antarctica. **Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin Antarctic Research Series**, v. 68, p. 123–140, 1995.

BARKER, D. H. N. et al. Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica. **Geology**, v. 31, n. 2, p. 107–110, 2003.

BARNARD, A.; WELLNER, J. S.; ANDERSON, J. B. Late Holocene climate change recorded in proxy records from a Bransfield Basin sediment core, Antarctic Peninsula. **Polar Research**, v. 33, n. 1 SUPPL, 2014.

BELL, J. B. et al. Macrofaunal ecology of sedimented hydrothermal vents in the Bransfield Strait, Antarctica. **Frontiers in Marine Science**, v. 3, n. March, p. 1–15, 2016.

BIRKENMAJER, K. **Evolution of the Bransfield Basin and Rift, West Antarctica** Recent Progress in Antarctic Earth Science, 1992.

BOHRMANN, G. et al. Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica. **Geo-Marine Letters**, v. 18, n. 4, p. 277–284, 1998.

CANALS, M. et al. La Cuenca Central de Bransfield (NW de la Península Antártica) primeros resultados de la campaña GEBRA'93. **Geogaceta**, v. 16, 1994.

CARIS, H. AND S. CARIS HIPS and SIPS 9.1 - User Guide. **CARIS**, 2016.

CAVAGGIONI, D. **Caracterização de sedimentos vulcanoglaciomarinhos pelo método de Eco-caracter na Baía de Port Foster - Deception Island - Antártica**. Niterói, RJ, Brasil: Universidade Federal Fluminense, 2016.

CONCEIÇÃO, F. V. **Análise de Confiabilidade da Classificação Acústica com Backscatter do Sonar Multifeixe na Enseada de Martel**. Niterói, RJ, Brasil: Universidade Federal Fluminense, 2013.

DAMUTH, J. E. ECHO CHARACTER OF THE WESTERN EQUATORIAL ATLANTIC FLOOR AND ITS RELATIONSHIP TO THE DISPERSAL AND DISTRIBUTION OF TERRIGENOUS SEDIMENTS. **Marine Geology**, v. 18, n. 2155, p. 17–45, 1975.

DAMUTH, J. E.; HAYES, D. E. Echo Character of the East Brazilian Continental Margin and Its Relationship To Sedimentary Processes. **Marine Geology**, v. 24, n. 2489, p. 73–95, 1977.

DE MOUSTIER, C. State of the Art in Swath Bathymetry Survey Systems. **International Hydrographic Review**, v. LXV, n. 2, p. 30, 1988.

DIETRICH, R. et al. ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica - An analysis based on different individual solutions. **Journal of Geodesy**, v. 74, n. 11–12, p. 756–766, 2001.

DUFEK, T. **Backscatter Analysis of Multibeam Sonar Data in the Area of the Valdivia Fracture Zone using Geocoder in CARIS HIPS & SIPS and IVS3D Fledermaus**. Hamburg.: HafenCity Universität Hamburg, 2012.

ERCILLA, G. et al. Recent geological processes in the Central Bransfield Basin (western Antarctic Peninsula). **Geological processes on continental margins; sedimentation, mass-wasting and stability.**, v. 129, p. 205–216, 1998.

FABRÉS, J. et al. Bransfield Basin fine grained sediments: Late Holocene sedimentary processes and oceanographic conditions. **The Holocene**, v. 10, p. 153–182, 2002.

FERREIRA, P. et al. Island arc-magmatism fingerprint in the geochemistry of tephra from Deception Island, Antarctica. **Comunicações Geológicas**, v. 101, n. Especial I, p. 99–104, 2014.

FONSECA, L. et al. Angular range analysis of acoustic themes from Stanton Banks Ireland: A link between visual interpretation and multibeam echosounder angular signatures. **Applied Acoustics**, v. 70, n. 10, p. 1298–1304, 2009.

FONSECA, L.; CALDER, B. **Geocoder: An Efficient Backscatter Map Constructor**. US Hydrographic Conference. **Anais...**San Diego, CA, EUA: 2005

FONSECA, L.; MAYER, L. Remote estimation of surficial seafloor properties through the application Angular Range Analysis to multibeam sonar data. **Marine Geophysical Researches**, v. 28, n. 2, p. 119–126, 2007.

FRETZDORFF, S. et al. Magmatism in the Bransfield Basin: Rifting of the South Shetland Arc? **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. 12, p. 1–19, 2004.

GALINDO-ZALDÍVAR, J. et al. Bransfield Basin Tectonic Evolution. In: **Antarctica**. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2006. p. 243–248.

GAMBÔA, L. A. P.; MALDONADO, P. R. Geophysical Investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea-Antarctica. In: JOHN, B. ST. (Ed.). . **Antarctica as an Exploration Frontier—Hydrocarbon Potential, Geology, and Hazards**. [s.l.] American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 158.

GARCÍA, M. et al. New insights on the post-rift seismic stratigraphic architecture and sedimentary evolution of the Antarctic Peninsula margin (Central Bransfield Basin). **Marine Geology**, v. 251, n. 3–4, p. 167–182, 2008.

GARCÍA, M. et al. Sediment lithofacies, processes and sedimentary models in the Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula, since the Last Glacial Maximum. **Marine Geology**, v. 290, n. 1–4, p. 1–16, dez. 2011.

GARCÍA, M.; ERCILLA, G.; ALONSO, B. **Caracterización morfológica del margen continental de la Cuenca de Bransfield. Procesos sedimentarios durante el último periodo glacial**. VII Simposio Español de Estudios Polares. **Anais...**Granada: 2006

GONZALEZ-CASADO, J. M.; GINER-ROBLES, J. L.; LOPEZ-MARTINEZ, J. Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin. **Geology**, v. 28, n. 11, p. 1043–1046, 2000.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. The Bransfield rift and its active volcanism. In: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A.; THOMSON, J. W. (Eds.). . **Geological Evolution of Antarctica**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1991. p. 505–509.

GORDON, A. L. et al. Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 11337–11346, 2000.

GRÀCIA, E. et al. Morphostructure and evolution of the central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). **Marine Geophysical Researches**, v. 18, p. 429–448, 1996.

GRÀCIA, E. et al. Central and eastern Bransfield basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data. **Antarctic Science**, v. 9, n. 2, p. 168–180, 1997.

GRAD, M.; GUTERCH, A.; SRODA, P. Upper crustal structure of Deception Island

area, Bransfield Strait, West Antarctica. **Antarctic Science**, v. 4, n. 4, p. 469–476, 1992.

GUTOWSKI, M. et al. Chirp sub-bottom profiler source signature design and field testing. **Marine Geophysical Researches**, v. 23, n. 1976, p. 481–492, 2002.

IHO. **Manual on Hidrography - Publication C-13**. 1. ed. Monaco: International Hydrographic Bureau, 2005. v. 2005

JANIK, T. Seismic crustal structure of the Bransfield Strait , West Antarctica. **Polish Polar Research**, p. 171–225, 1997.

KAGESTEN, G. **Geological seafloor mapping with backscatter data from a multibeam echosounder**. Gothenburg, Sweden: Gothenburg University, 2008.

KLEPEIS, K. A.; LAWVER, L. A. Bathymetry of the Bransfield Strait , southeastern Shackleton Fracture Zone , and South Shetland Trench , Antarctica. **Antarctic Journal**, n. 1990, p. 1990–1992, 1993.

KLEPEIS, K. A.; LAWVER, L. A. Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. B9, p. 20,211-20,231, 1996.

KLINKHAMMER, G. P. et al. Discovery of new hydrothermal vent sites in Bransfield Strait, Antarctica. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 193, n. 3–4, p. 395–407, 2001.

LAWVER, L. A. et al. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula Active Extension behind a dead arc. In: TAYLOR, B. (Ed.). . **Backarc Basins - Tectonics and Magmatism**. 1. ed. New York, EUA: Springer US, 1995. p. 315–342.

LAWVER, L. A. et al. Distributed, active extension in Bransfield basin Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry. **GSA Today**, v. 6, n. 11, p. 1–6, 1996.

LEE, J. IL et al. Geochemical characteristics and the provenance of sediments in the Bransfield Strait, West Antarctica. **Marine Geology**, v. 219, n. 2–3, p. 81–98, 2005.

LURTON, X. **An Introduction to Underwater Acoustics. Principles and Applications**. 2. ed. Heidelberg: Springer-Verlag Berlin, 2010.

LURTON, X.; LAMARCHE, G. Introduction to Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars. In: LURTON, X.; LAMARCHE, G. (Eds.). . **Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars. Guidelines and Recommendations**. 1. ed. [s.l.] GeoHab Backscatter Working Group, 2015. p. 200.

MAESTRO, A. et al. Active tectonics, fault patterns, and stress field of Deception Island: A response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, n. 2–3, p. 256–268, 2007.

MAGRANI, F. J. G. **Caracterização sedimentar glaciomarinha da deglaciação da**



**Baía do Almirantado desde o último máximo glacial, Arquipélago das Shetland do Sul, Antártica.** Niterói, RJ, Brasil: Universidade Federal Fluminense, 2014.

MAGRANI, F. J. G.; AYRES NETO, A. Seismic characteristics and sedimentary distribution on the South Shetland Islands Continental Margin, Antarctica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 32, n. 3, p. 549–560, 2014.

MASETTI, G.; SACILE, R.; TRUCCO, A. Remote characterization of seafloor adjacent to shipwrecks using mosaicking and analysis of backscatter response. **Italian Journal of Remote Sensing**, v. 43, n. 2, p. 77–92, 2011.

MASQUÉ, P. et al. Sediment accumulation rates and carbon fluxes to bottom sediments at the Western Bransfield Strait (Antarctica). **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 49, n. 4–5, p. 921–933, 2002.

PALANQUES, A. et al. Downward particle fluxes and sediment accumulation rates in the western Bransfield Strait: Implications of lateral transport for carbon cycle studies in Antarctic marginal seas. **Journal of Marine Research**, v. 60, n. 2, p. 347–365, 2002.

PRIETO, M. J. et al. Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): Interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment. **Marine Geology**, v. 157, n. 1–2, p. 47–68, 1999.

ROBERTSON MAURICE, S. D.; WIENS, D. A.; SHORE, P. J. Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. B10, p. 1–12, 2003.

SAHLING, H. et al. The physicochemical habitat of *Sclerolinum* sp. at Hook Ridge hydrothermal vent, Bransfield Strait, Antarctica. **Limnology and Oceanography**, v. 50, n. 2, p. 598–606, 2005.

SCHREIDER, A. A.; SCHREIDER, A. A.; EVSENKO, E. I. The Stages of the Development of the Basin of the Bransfield Strait. **Marine Geology**, v. 54, n. 3, p. 365–373, 2014.

URICK, R. J. **Principles of Underwater Sound**. 3. ed. Los Altos Hills, CA, EUA: Peninsula Publishing, 1983.

WEBER, T. C.; LURTON, X. Background and fundamentals. In: LURTON, X.; LAMARCHE, G. (Eds.). . **Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars. Guidelines and Recommendations**. 1. ed. [s.l.] GeoHab Backscatter Working Group, 2015. p. 200.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377–392, 1922.

YI, S.; BATTEN, D. J.; LEE, S. J. Provenance of recycled palynomorph assemblages recovered from surficial glaciomarine sediments in Bransfield Strait, offshore Antarctic Peninsula. **Cretaceous Research**, v. 26, n. 6, p. 906–919, 2005.

YOON, H. I. et al. Depositional environment of near-surface sediments, King George Basin, Bransfield Strait, Antarctica. **Geo-Marine Letters**, v. 14, n. 1, p. 1–9, 1994.