

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA – LAGEMAR

ESTHEPHANY OLIVEIRA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E GEOACÚSTICA DOS SEDIMENTOS DE
FUNDO NA MARGEM CONTINENTAL DA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Niterói

2017, Junho

ESTHEPHANY OLIVEIRA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E GEOACÚSTICA DOS SEDIMENTOS DE
FUNDO NA MARGEM CONTINENTAL DA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Bacharel. Área de Concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Niterói

2017, Junho

- S586 Silva, Esthephany Oliveira da
Caracterização morfológica e geoacústica dos sedimentos de fundo na margem continental da Península Antártica / Esthephany Oliveira da Silva. – Niterói : [s.n.], 2017.
84 f.
- Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2017.
- 1.Geomorfologia marinha. 2.Fundo oceânico. 3.Batimetria.
4.Calhas glaciais. 5.Vale Gebra (Antártida). 6.Arrastos de geleiras.
I.Título.
- CDD 551.46084989

ESTHEPHANY OLIVEIRA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E GEOACÚSTICA DOS SEDIMENTOS DE
FUNDO NA MARGEM CONTINENTAL DA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Bacharel. Área de Concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Aprovado em __/__/__

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto (Orientador)

Universidade Federal Fluminense (UFF)/ Lagamar

Prof. Dr. Eliane da Costa Alves

Universidade Federal Fluminense (UFF)/ Lagamar

Me. Fábio José Guedes Magrani

Universidade Federal Fluminense (UFF)/ Lagamar

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus pais e a minha avó por todo o sacrifício feito para que eu pudesse chegar onde estou hoje. Agradeço também pelo apoio e carinho recebido durante toda a minha jornada.

A João Durval Farsura por todo carinho e paciência comigo durante a maior parte da graduação e todo o apoio na elaboração deste trabalho.

Às minhas amigas de turma Camila Lima, Carol Ferreira, Clara Porto, Danielle Lopes, Eloíse Helena, Laisa Aguiar, Maíra Cordeiro e Monique Chaves. Sem elas o curso não seria o mesmo.

Ao meu orientador Arthur Ayres por todo o apoio e paciência desde o tempo da Horizonte e principalmente durante a elaboração deste trabalho.

À Divisão de Levantamentos do Centro de Hidrografia da Marinha pela concessão dos dados e aos colegas da seção da Geomorfologia por todo o conhecimento que me foi cedido durante o meu tempo de estágio.

À Horizonte por toda confiança depositada em mim e por todo conhecimento adquirido.

“A ciência nunca resolve um problema sem criar pelo menos outros dez.”

(George Bernard Shaw)

RESUMO

Sistemas batimétricos multi-feixe estão cada dia mais sendo utilizados não só em levantamentos geológicos mas também em engenharia submarina e avaliações de risco, graças à sua capacidade de adquirir dados com alta qualidade e em grande quantidade em um curto período de tempo (comparado aos sistemas mono-feixe). Adicionalmente, estudos relacionando a intensidade do retorno do sinal (*backscatter*) para análises sedimentológicas estão se tornando comuns em diversas aplicações, já que está relacionado a características sedimentares do fundo marinho permitindo a classificação acústica da área. A finalidade deste trabalho é realizar a caracterização morfológica e geoacústica do fundo marinho na área através da aplicação do método geofísico da batimetria e análise do *backscatter*. Tais dados foram adquiridos durante a Operação Antártica XXXIV (OPERANTAR XXXIV) na região que compreende o final da margem continental da Península Antártica e às margens do Estreito de Bransfield, uma bacia rifte recente e ativa que se encontra entre a Península Antártica e as Ilhas Shetland do Sul. A região do levantamento possui uma geologia complexa que envolve o espalhamento das placas Phoenix-Antártica que cessou há 4 Ma. A morfologia da área de estudo é também caracterizada pela presença de calhas glaciais que transportam fluxos de gelo e sedimentos da Península para a Bacia de Bransfield. Através do Modelo Digital de Terreno gerado foi possível notar algumas feições como uma grande estrutura erosional e feições abrasivas. Tal estrutura erosional consiste do chamado Vale Gebra que começa no talude continental indo em direção à Bacia do Rei George. Possui 100 m de profundidade e escarpas superiores e laterais íngremes. Já as feições abrasivas estão relacionadas à movimentação das geleiras que vão em direção à Bacia de Bransfield e possuem cerca de 10 m de profundidade, são os chamados arrastos de geleiras (*iceberg scours*). Na superfície de *backscatter* gerada não há grandes variações da intensidade do retorno do sinal, sugerindo que o padrão de sedimentação da área é homogêneo em toda sua extensão, sendo composta por materiais finos. A superfície de *backscatter* também indicou a relação entre a maior densidade de dados e uma melhor confiabilidade da análise sedimentar realizada.

Palavras chave: Multi-feixe, *backscatter*, calhas glaciais, Vale Gebra, arrastos de geleiras.

ABSTRACT

Multibeam bathymetric systems are increasingly being used in many fields, not only for geological surveys but also for underwater engineering and geohazard assessments, thanks to its ability to acquire high quality data and large amounts of data in a short time (compared to singlebeam systems). Additionally, studies relating the returned signal intensity (backscatter) for sedimentological analysis are becoming standard for several applications because it is related to sedimentological characteristics of the seafloor allowing the acoustic classification of the area. The aim of this work is to realize the morphological and geoacoustic characterization of the seafloor through the application of the geophysical method of multibeam bathymetry and backscatter analysis. The data were acquired during the Antarctic Operation XXXIV (OPERANTAR XXXIV) in the region comprising the end of the continental margin of Antarctic Peninsula and part of Bransfield Strait, a young and active rift basin between Antarctic Peninsula and South Shetland Islands. The surveyed area has a complex geology involving the spreading of Phoenix-Antarctic Ridge which ceased 4 Ma. The morphology of the area is characterized by the presence of glacial troughs which transports ice flows and sediments from the Peninsula to the Bransfield Basin. Beyond the Digital Elevation Model generated was possible to notice some features just like a big erosional structure and abrasive features. That erosional structure consists the Gebra Valley that begins in the continental slope going in direction of the King George Basin. It has 100 m deep and steep upper and lateral headwalls. The abrasive features are related to the movement of the ice sheet going in direction of the Bransfield Basin and has approximately 10 m deep, they are called iceberg scours. In the backscatter surface generated there is no big variations in the returned signal intensity, suggesting that the sedimentation pattern is homogeneous in all your extension, been composed of fine sediments. The backscatter surface indicated the relation between the greater data density and a better confidence of the sedimentary analysis.

Keywords: Multibeam, backscatter, glacial troughs, Gebra Valley, iceberg scours.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1:** Tipo de estrias: a) sulco em crescente; b) fratura lunada; c) fratura em crescente; d) estria cabeça de prego. A seta indica o sentido de movimento do gelo. 6
- Figura 2:** Transporte de detritos glaciais. Setas maiores mostram possíveis trajetórias de transporte de detritos em geleiras. 7
- Figura 3:** Formação de moraina terminal durante o avanço glacial (à esquerda) e durante o recuo glacial (à direita). 8
- Figura 4:** Ambiente de sedimentação glacio-marinha e a predominância textural de acordo com a proximidade com a geleira. 11
- Figura 5:** Área de estudo, onde a primeira figura consiste de uma visão mais regional, focando para a área onde foi realizado o levantamento. Na figura inferior, as linhas em verde consistem das linhas de navegação estudadas neste trabalho. 12
- Figura 6:** Interpretação morfológica da Bacia Central de Bransfield mostrando as principais feições geológicas da área. No retângulo em vermelho está a área estudada. 14
- Figura 7:** Área de estudo composta pelas calhas glaciais presentes na plataforma continental, vales e outras feições superficiais relacionadas a processos sedimentares, vulcânicos e oceanográficos. 16
- Figura 8:** Sistema para medição da profundidade da coluna d'água através do ecobatímetro onde 'd' é a profundidade real, 'd_r' é o valor do *draft* e D é a profundidade medida. 18
- Figura 9:** Transdutor emitindo o sinal com um lóbulo principal que contém a maior parte da energia atingindo um limite de -3dB e os lóbulos laterais, com menor energia. 19

Figura 10: Tamanho da pegada na região do nadir e a um certo ângulo da embarcação, gerando um aumento das dimensões da pegada e uma maior dissipação da energia inicial.....	20
Figura 11: Levantamento com sistema mono-feixe à esquerda (a cobertura só acontece na superfície abaixo do transdutor) e sistema multi-feixe à direita (possibilitando uma maior cobertura do fundo a um menor tempo de levantamento).....	22
Figura 12: Movimento <i>heave</i> da embarcação.....	23
Figura 13: Movimento <i>roll</i> da embarcação.....	23
Figura 14: Movimento <i>pitch</i> da embarcação.....	24
Figura 15: Movimento <i>yaw</i> da embarcação.....	24
Figura 16: À esquerda variação da salinidade e da temperatura na água com o aumento da profundidade; à direita a influência do aumento da temperatura, salinidade e pressão na velocidade do som na água: Perfil de velocidade resultante.....	25
Figura 17: Diferença de fase gerada pela rugosidade na superfície marinha.....	29
Figura 18: Detalhe da área ensonificada no nadir com incidência normal (forma de disco) <i>versus</i> ensonificação longe do nadir com incidência oblíqua, onde há maior espalhamento da energia inicial do pulso (forma de um setor de anel).....	30
Figura 19: Varredura <i>across-track</i> (transversal à atitude da embarcação) possibilitando a correção do ângulo de incidência.....	30
Figura 20: Varredura <i>along-track</i> (na direção da atitude da embarcação) utilizando para uma série de faixas de cobertura a correção do ângulo de incidência para determinar os declives.....	31

Figura 21: Relação intensidade do sinal <i>versus</i> ângulo de incidência.	32
Figura 22: Malha de aquisição com total de 178 linhas batimétricas.	33
Figura 23: Arquivo da embarcação contendo todos os <i>offsets</i> do Navio Polar Almirante Maximiano.....	34
Figura 24: A função <i>Attitude Editor</i> do <i>software</i> Caris HIPS&SIPS mostra os movimentos do navio gravados pelo MRU (<i>heave, pitch, roll e gyro</i>)......	35
Figura 25: Visão em perfil de uma linha batimétrica. Exemplificação da limpeza de dados espúrios (<i>spikes</i>) onde os dados em cinza possuem cerca de 145 m de diferença dos demais a seu entorno, logo deverão ser rejeitados.	36
Figura 26: Análise sedimentar com base na intensidade do retorno do sinal de acordo com o ângulo de incidência do tiro em uma linha de navegação. No gráfico a curva em vermelho é o resultado da sedimentação a bombordo (à esquerda da embarcação) e em verde a boreste (à direita da embarcação). A curva em branco é um modelo de reflexão para a linha batimétrica (<i>beam pattern</i>). É possível observar que ambos os lados possuem boa confiabilidade e a sedimentação seria de argila.	38
Figura 27: Superfície batimétrica gerada após o processamento das linhas de aquisição.	39
Figura 28: A superfície gerada possui intervalos onde não há dados, mas que podem ser interpolados com base nos pontos ao seu entorno.	40
Figura 29: Superfície batimétrica final interpolada, sem exagero vertical.	41
Figura 30: Superfície com exagero vertical de 8 vezes com detalhe para a área onde nota-se artefatos que não são inerentes ao fundo marinho, mas sim à aquisição dos dados.....	42

- Figura 31:** Superfície batimétrica com exagero vertical de 5 vezes, permitindo visualizar melhor as feições de fundo. 43
- Figura 32:** Modelo Digital de Terreno com curvas de nível indicando um grande gradiente na área central do mapa que corresponde à quebra do talude. Intervalo de 100 m entre as isolinhas batimétricas..... 44
- Figura 33:** Vista 3D do Modelo Digital de Terreno gerado, evidenciando o grande vale que se encontra na parte SW da região analisada. 45
- Figura 34:** Visualização 3D evidenciando degraus morfológicos presentes no talude da região. 45
- Figura 35:** Superfície de *backscatter* gerada através dos passos indicados na seção anterior. Algumas linhas com ruídos (circuladas em vermelho) influenciaram negativamente na intensidade final da superfície. 46
- Figura 36:** Superfície de *backscatter* final após terem sido tiradas algumas linhas ruidosas. 47
- Figura 37:** Histograma da intensidade do retorno do sinal *versus* o número de amostras, mostrando que a maioria dos dados estão no intervalo de intensidade entre -8 e -22 dB. 48
- Figura 38:** Distribuição da confiabilidade das informações inerentes à sedimentação na área de estudo. Valores acima de 0.9 são considerados de baixa confiabilidade. 49
- Figura 39:** Mapa de distribuição da sedimentação na área do levantamento com base na tabela de identificação da granulometria (*Phi* - Φ) à esquerda. A sedimentação é predominantemente de materiais finos como areia, silte e argila. 50
- Figura 40:** Detalhe da superfície batimétrica em sua parte NW evidenciando um grande vale que compõe o fundo marinho da área. 51

- Figura 41:** Perfis batimétricos transversais ao vale indicando a grande profundidade da feição, com paredes íngremes que chegam até mais de 100 m de profundidade. O perfil A-A' é o da área mais distal, de menor largura; o perfil B-B' é do meio da feição; e o perfil C-C' é da área mais proximal, com maior largura que chega até quase 11,5 km..... 52
- Figura 42:** Domínios do vale Gebra: *headwall*, fundo e *sidewalls*. O vale possui dois *headwalls* um inferior (*lower headwall*) em cinza e um superior (*upper headwall*) em verde. Estes são controlados por falhas, representadas na figura em vermelho. 54
- Figura 43:** Perfil sísmico do *headwall* superior do Vale Gebra mostrando grandes discontinuidades, o que indicaria a presença de um paleovale..... 56
- Figura 44:** Zoom da imagem 3D com detalhe para a presença de escorregamento no talude em direção ao Vale Gebra. 57
- Figura 45:** Detalhe da superfície batimétrica da região evidenciando estrias na parte SW da área. Tais estrias podem estar relacionadas ao arrasto de icebergs (*icebergs scours*). 58
- Figura 46:** Detalhe para a área leste do modelo que seria parte da calha glacial D'Urville. 58

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1: Tempo de viagem do pulso corrigida para a velocidade na água.....	18
Equação 2: Ângulo de resolução.....	20
Equação 3: Área ensonificada pelo pulso.	20
Equação 4: Retroespalhamento	27
Equação 5: Coeficiente de retroespalhamento	28
Equação 6: Energia do <i>backscatter</i>	28
Equação 7: Impedância acústica.	28
Equação 8: Média de energia retornada.	29

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	IX
LISTA DE EQUAÇÕES	XIV
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVO	3
3 AMBIENTES GLACIAIS	4
3.1 Geleiras	4
3.2 Erosão e transporte glacial	6
3.3 Sedimentação glacial	8
3.4 Ambientes glacio-marinhos	9
4 GEOLOGIA REGIONAL	12
4.1 Área de estudo	15
5 ACÚSTICA SUBMARINA	17
5.1 Ensonificação acústica.....	17
5.1.1 Transdutores	18
5.1.2 Resolução espacial e tamanho da pegada.....	19
6 BATIMETRIA	21
6.1 Sistema Multi-feixe (<i>Multibeam</i>).....	21
6.2 Erros na batimetria.....	22
6.2.1 Correções de movimentos da embarcação.....	23
6.2.2 Velocidade do som na água.....	25

6.2.3	Maré.....	25
6.3	Limpeza de dados	26
7	RETROESPALHAMENTO (<i>BACKSCATTER</i>).....	27
7.1	Reflexão no fundo marinho	27
7.2	Dependência angular.....	29
7.3	Análise Angular	31
8	METODOLOGIA.....	33
8.1	Aquisição de dados	33
8.2	Processamento dos dados.....	34
8.2.1	Batimetria	34
8.2.2	<i>Backscatter</i>	36
9	RESULTADOS.....	39
9.1	Batimetria.....	39
9.2	<i>Backscatter</i>	45
10	DISCUSSÃO	51
11	CONCLUSÃO.....	60
13	BIBLIOGRAFIA	62
14	BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	70

1 INTRODUÇÃO

O continente antártico é de grande importância para o planeta por seu papel no clima em função de suas circulações atmosféricas e oceânicas. Ele possui cerca de 14 milhões de km² e suas camadas de gelo detêm cerca de 70% da água doce do planeta. Por serem sensíveis às mudanças climáticas, grandes calotas de gelo derretem todo ano por conta das mudanças climáticas, fato este que altera o clima terrestre através do resfriamento dos oceanos e da atmosfera, afetando os ciclos hidrológicos (Magrani, 2014).

Por ser um local de clima inóspito, não foi muito estudado até o fim do século XIX. No ano de 1959 foi criado o Tratado Antártico que dava liberdade aos países interessados para estudá-lo e realizar atividades pacíficas, proibindo qualquer tipo de militarização e sua utilização para explosões nucleares ou depósito de resíduos radioativos.

O Brasil, por ser um dos países mais próximos à Antártica e ser diretamente influenciado por mudanças no mesmo, entrou no Tratado Antártico em 1975 e criou o Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) que teve início em 1982. Anualmente acontecem expedições com embarcações da Marinha do Brasil com fins de guarnição da estação antártica e pesquisas nas áreas de oceanografia, biologia marinha, glaciologia, geologia, geofísica, meteorologia e arquitetura. Um dos levantamentos geofísicos realizados no local é a batimetria, com fim de criação de novas Cartas Náuticas da região, atualização das Cartas já existentes e maior entendimento da morfologia regional e dos processos sedimentares que lá ocorrem.

A batimetria é um método geofísico que tem sido cada vez mais utilizado não só em prospecções geológicas como também na área de engenharia e investigações de ambientes submersos. Este método consiste da determinação da profundidade da lâmina d'água através da emissão de sinais acústicos e captação do pulso que retorna à fonte, sendo assim possível a determinação de sua profundidade através do tempo de trânsito da onda. Os sistemas batimétricos podem ser divididos em sistemas mono-feixe (*singlebeam*) que possuem apenas um transdutor emitindo sinal imediatamente abaixo da embarcação e os sistemas multi-feixe (*multibeam*) que possuem um arranjo de transdutores que possibilitam a cobertura de todo o fundo marinho.

Com a realização do levantamento batimétrico é possível inferir o retroespalhamento (*backscatter*) do sinal, que consiste da intensidade da energia de retorno de um pulso transmitido

na coluna d'água (Díaz, 2000). Este permite maiores informações sobre os padrões sedimentares do fundo marinho. Os dados batimétricos e a resposta da intensidade do sinal em conjunto possibilitam uma maior precisão sobre as propriedades físicas do fundo, morfologia e granulometria (Conceição, 2013).

2 OBJETIVO

Os processos sedimentares na Antártica são complexos e pouco conhecidos. O intuito deste trabalho é a utilização do método geofísico de batimetria para a caracterização morfológica e geoacústica dos sedimentos de uma área localizada na Margem Continental da Península Antártica, às margens do Estreito de Bransfield, onde estão concentradas algumas das estações de pesquisa dos países que fazem parte do Tratado Antártico. Tal caracterização foi feita através do processamento de dados batimétricos e criação de Modelo Digital de Terreno (MDT) e da utilização da intensidade de retorno do sinal (*backscatter*) para inferir dos padrões sedimentares da área.

Para tal finalidade foram feitos o processamento das linhas batimétricas e a criação de superfícies batimétricas em 2D e 3D. Foi também realizada a conversão das linhas batimétricas para então ser possível a criação de uma superfície de *backscatter* e também realizar a análise sedimentar das linhas com base no ângulo de incidência do pulso em relação com sua intensidade de retorno do sinal. Esses dados foram exportados para se obter um mapa de distribuição sedimentar da região. O tratamento das linhas batimétricas, geração de superfícies e análise sedimentar foram realizados utilizando-se o *software* CARIS HIPS&SIPS 9.0 e 10.0. Para a interpolação dos dados e criação de histograma foram utilizados os *softwares* Surfer 10 e Grapher 7 respectivamente, onde ambos são da empresa Golden *Software*. Para a criação de mapas e georreferenciamento foi utilizado o *software* Quantum Gis.

3 AMBIENTES GLACIAIS

A área de estudo compreende um ambiente sedimentar glacial, onde se faz necessária a abordagem das principais características deste ambiente para melhor compreensão das feições que foram observadas nas superfícies batimétricas geradas. O foco será em um tipo de ambiente glacial transicional presente na Margem da Península Antártica, o chamado ambiente glacio-marinho.

Ambientes glaciais são onde o gelo e as águas derivadas do degelo são os principais agentes de transporte e deposição de sedimentos (Assine & Vesely, 2003), sendo de maneira geral, importantes para estudos na variação climática do planeta (Conceição, 2013). Estão divididos em ambientes glaciogênicos e ambientes proglaciais.

Ambientes glaciogênicos (ou glaciais) tem seus sedimentos depositados pelo gelo ou por águas de degelo e estão em contato direto com a geleira. Podem ser classificados de acordo com sua posição em relação à mesma, podendo ser: subglacial (na base da geleira), supraglacial (sobre a geleira) e englacial (dentro da geleira). Ambientes proglaciais são adjacentes e influenciados pelas geleiras e abrangem tanto a zona em contato com a mesma quanto seus arredores (Assine & Vesely, 2003).

3.1 Geleiras

Segundo Assine & Vesely (2003), geleira é uma massa de gelo formada pela compactação e recristalização de neve precipitada, que se movimenta gradiente abaixo pela ação da gravidade. A formação destas depende de baixa temperatura e grande precipitação atmosférica.

Segundo Rocha-Campos & Santos (2000) as geleiras podem ser classificadas em: geleiras de vale, alpinas, de montanha ou altitude e geleiras continentais ou de latitude. As geleiras de vale, alpinas, de montanha ou altitude estão presentes em depressões formadas em altas cadeias montanhosas como Alpes e Andes, e podem ser subdivididas de acordo com o seu tamanho: manto de gelo ($> 50.000 \text{ km}^2$) ou casquete de gelo ($< 50.000 \text{ km}^2$). Já as geleiras continentais ou de latitude estão sobre áreas continentais ou ilhas junto aos pólos, podendo atingir o nível do mar. Estas podem ser subdivididas de acordo com seu tamanho em: campo de gelo ($10-10.000 \text{ km}^2$), geleira de vale ($5-5.000 \text{ km}^2$) e geleiras de circo ($0,5-10 \text{ km}^2$).

De acordo com Assine & Vesely (2003) fatores físicos como balanço de massa e regime térmico influenciam na expansão e retração das geleiras.

Balanço de massa é o ganho ou perda de volume de gelo podendo ser positivo ou negativo dependendo do volume de ablação. Quando o balanço de massa é positivo, há mais acúmulo do que ablação, assim sendo, a geleira aumenta de volume e se expande em área (avanço glacial). Ao contrário, quando for negativo, a geleira retrai (recoo glacial). Essas mudanças ocorrem por mudanças expressivas no clima, não por variações anuais de temperatura e circulação atmosférica (Assine & Vesely, 2003).

O regime térmico consiste das variações térmicas de uma geleira que dependem da quantidade de energia solar recebida e da troca de calor com a atmosfera (Flint, 1957). As geleiras se enquadram basicamente em dois regimes térmicos: temperada (ou de base úmida) e polar (ou de base seca). Acima do ponto de degelo sobre pressão (sob condições de temperatura e pressão basais favoráveis ao degelo), a geleira é temperada e possui certo nível de água de degelo na sua base. Quando se encontra abaixo do ponto de degelo sob pressão, condição em que a água de degelo é inexistente ou desprezível e o gelo está aderido ao substrato congelado, a geleira é polar ou de base seca (Assine & Vesely, 2003).

Segundo Assine & Vesely (2003) as geleiras se movem por deslizamento basal e deformação interna. O processo de deslizamento é maior em geleiras de base úmida, graças à água em sua base. Já geleiras de base seca movimentam-se principalmente por deformação interna, devido à adesão com o substrato. Algumas geleiras possuem margens estagnadas, pois o intenso acúmulo de detritos pode causar o soterramento da sua parte frontal.

Em uma geleira, a velocidade na superfície é o somatório do movimento por deslizamento basal e por deformação interna, que dependem da espessura do gelo, do gradiente topográfico e do regime térmico. A velocidade na superfície da geleira é maior que nas porções laterais e basais, onde há fricção com o substrato. Grandes geleiras continentais, como na Antártica, tendem a apresentar canais internos com fluxo diferenciado (*ice streams*) que se movem mais rapidamente que o gelo adjacente (Bentley, 1987).

3.2 Erosão e transporte glacial

Geleiras possuem grande potencial erosivo e desempenham papel importante na escultura do relevo. Segundo Boulton (1979), a geleira erode por abrasão ou por remoção de blocos. Além da ação direta do gelo, fluxos de água de degelo também exercem papel erosivo.

Partículas incorporadas na base das geleiras são transportadas sob intensa pressão contra a superfície do substrato. Os detritos agem como ferramentas abrasivas, gerando superfícies com diferentes formas que indicam o fluxo. As feições de abrasão glacial mais comuns são as estrias glaciais, que se formam pelo arraste de clastos contra a superfície (Assine & Vesely, 2003). Quando ocorrem associadas, estrias do tipo “cabeça de prego”, fraturas lunadas e fraturas em crescente permitem a determinação do sentido do fluxo de gelo (**Figura 1**). Feições lineares de grandes dimensões, em relevo negativo, recebem a denominação de sulcos e podem atingir 1 a 2 metros de profundidade e 50 a 100 metros de comprimento (Flint, 1957). Estruturas lineares positivas, associadas a pares de sulcos paralelos, são chamadas de cristas.

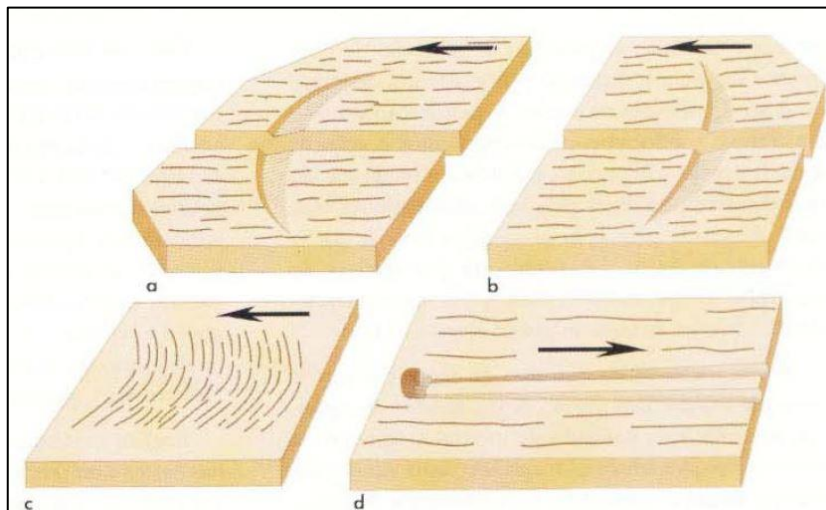


Figura 1: Tipo de estrias: a) sulco em crescente; b) fratura lunada; c) fratura em crescente; d) estria cabeça de prego. A seta indica o sentido de movimento do gelo. Fonte: Modificado de Rocha-Campos e Santos (2000).

Outro tipo de estrutura bastante característica são as marcas de arrasto de icebergs (*icebergs scours*), comuns em sedimentos marinhos e lacustres do Recente (Weber, 1958; Dowdeswell *et al.*, 1993). Tais feições são formadas quando quilhas de blocos de gelo flutuante tocam o fundo e produzem escavações com forma de sulcos (Assine & Vesely, 2003).

Quanto ao transporte glacial, segundo Assine & Vesely (2003), sedimentos transportados por geleiras são provenientes de duas fontes principais: do substrato da geleira e a partir de encostas adjacentes, no caso das geleiras de vale. Quando englobadas pelo gelo, as partículas podem ser transportadas na zona subglacial (na região basal da geleira), supraglacial (sobre a geleira) ou englacial (no interior da geleira).

O material supraglacial inclui detritos caídos das paredes dos vales de geleiras de vale, materiais transportados por avalanches ou depositados pelo vento como cinza vulcânica, poeira, sal marinho etc. Detritos subglaciais, de modo geral, permanecem na zona de transporte basal das geleiras, a partir de onde são depositados (Rocha-Campos & Santos, 2000) (**Figura 2**).

Por estar em contato direto com o substrato, a zona subglacial é a que transporta maior quantidade de sedimentos. Ao contrário do vento e da água, o gelo não é capaz de selecionar as partículas que transporta e por isso sedimentos glaciais possuem alta imaturidade textural e mineralógica.

Os depósitos glaciais são em sua maior parte de matriz siltítica, graças à ação mecânica do gelo. Tais partículas resultam da fragmentação dos detritos transportados pelo gelo (Assine & Vesely, 2003).

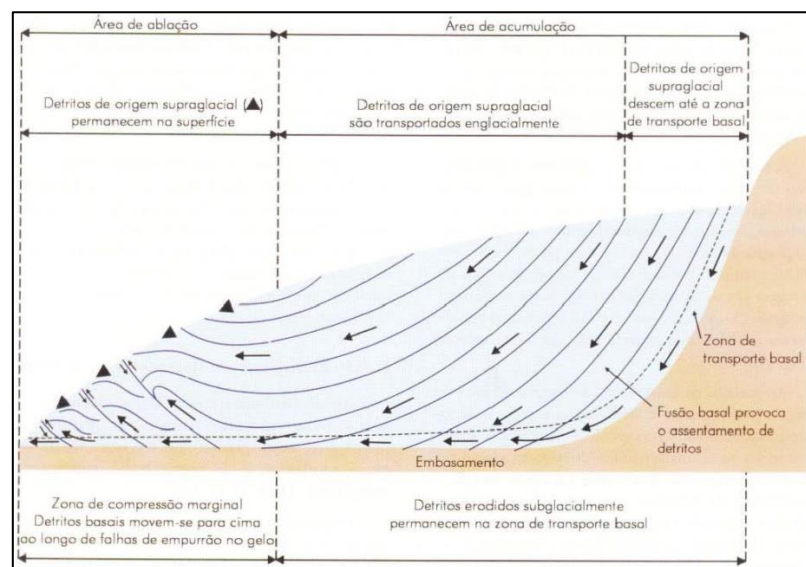


Figura 2: Transporte de detritos glaciais. Setas maiores mostram possíveis trajetórias de transporte de detritos em geleiras. Fonte: Boulton (1993) *apud* Rocha-Campos e Santos (2008).

3.3 Sedimentação glacial

A sedimentação em ambientes glaciais pode ocorrer diretamente a partir da geleira ou à sua frente, onde os agentes de transporte e deposição são correntes de água de degelo e fluxos de gravidade (Assine & Vesely, 2003).

O ambiente glaciogênico que mais deposita sedimentos é o subglacial. A deposição ocorre tanto no avanço quanto no recuo do gelo, produzindo grandes depósitos. Sedimentos subglaciais tendem a ficar alojados em irregularidades do substrato, ficando protegidos da remobilização por outros processos, especialmente quando são recobertos por outros depósitos.

Depósitos formados por ação direta de geleiras configuram feições conhecidas como morainas (morenas). As morainas terminais formam-se pelo acúmulo de detritos nas margens estagnadas de geleiras à medida que há o degelo. Com o recuo da geleira, formam-se cristas que registram o limite máximo atingido pelas últimas fases de avanço glacial (**Figura 3**).

As morainas laterais e medianas são formas alongadas típicas de geleiras de vale. As laterais formam-se pelo acúmulo de detritos junto às paredes dos vales. As morainas medianas desenvolvem-se ao longo da confluência entre duas ou mais geleiras de vale através da junção de suas morainas laterais (Assine & Vesely, 2003).

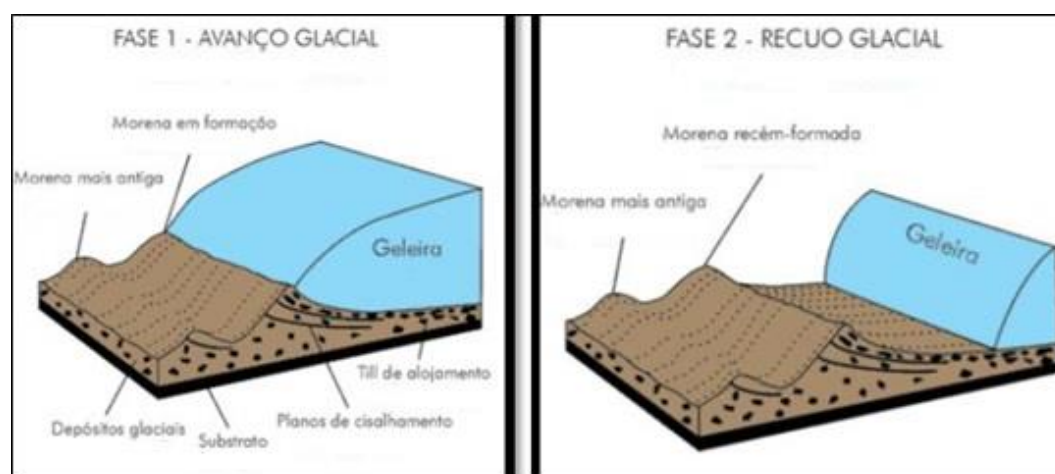


Figura 3: Formação de moraina terminal durante o avanço glacial (à esquerda) e durante o recuo glacial (à direita).
Fonte: Modificado de Assine & Vesely (2003).

Morainas são constituídas por sedimentos clásticos (*diamictons*), comumente grossos, que na maioria das vezes apresentam baixa seleção granulométrica, aspecto maciço e abundância de

clastos facetados e/ou estriados. A produção das partículas que compõem os *diamictons* envolve a combinação de dois processos: abrasão e fragmentação, o que tende a gerar bimobilidade textural (Croot & Sims, 1996). Por isso, o aspecto mais comum dos *diamictons* é a presença de clastos de diferentes formas e tamanhos (de grânulos a matacões), dispersos numa matriz fina.

Diferentes processos atuam a frente das geleiras, responsáveis pela redistribuição dos detritos glaciais em ambientes flúvio-glacial, glácio-lacustre ou glacio-marinho. Nestes ambientes, sedimentos são transportados e depositados por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade (Assine & Vesely, 2003).

3.4 Ambientes glacio-marinhos

Ambientes glacio-marinhos são os mais importantes sítios de sedimentação glacial, por isso são importantes fontes de evidências para determinação de períodos glaciais, costumando ser os primeiros indicadores deste. Tais ambientes são a interface entre processos glaciais e processos marinhos, contendo os registros mais detalhados e contínuos das variações glaciais do Cenozóico (Powell & Domack, 1995), sem a intervenção glacial direta, mas sob influência de flutuações na margem da geleira (Assine & Vesely, 2003).

Nestes ambientes, sedimentos são transportados e depositados por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade (Assine & Vesely, 2003). Mesmo sem intervenção glacial direta, mas sob a influência de flutuações na margem da geleira, a geleira é o principal agente deste ambiente. Ela atua principalmente como fonte de sedimentos e sua deposição ocorre por processos atuantes no interior do corpo d'água, que variam de acordo com a distância em relação à margem da geleira. Há mal selecionamento dos sedimentos devido ao transporte sedimentar e texturas de fundo marinho com granulometria variando dos tamanhos mais grossos aos mais finos (Conceição, 2009). Entretanto estudos apontam predominância de material fino no ambiente glacio-marinho (Cisternas *et al.*, 1997).

Uma geleira pode avançar mar adentro através de vales glaciais submersos, conhecidos como fiordes. Sua morfologia é similar à dos vales glaciais e a declividade abrupta de suas paredes sugere ação intensa da abrasão glacial (Rocha-Campos & Santos, 2000). Em golfos, plataformas continentais e oceanos rasos, as geleiras podem avançar completamente aterradas sobre o fundo do mar por centenas de quilômetros. Quando passam a flutuar são denominadas plataformas de gelo

ou línguas de gelo (quando apenas uma fina extensão da geleira chega ao corpo de água). A margem de uma plataforma de gelo avança no inverno e recua no verão, quando são frequentes a desagregação e a formação de icebergs de grandes dimensões (Assine & Vessely, 2003).

Os ambientes glacio-marinhos podem ser subdivididos basicamente em três: subglacial, proglacial proximal e proglacial distal. Eles são classificados de acordo com a distância entre a geleira e o local de deposição sedimentar (**Figura 4**).

Sedimentos da zona proglacial são provenientes de material transportado pela geleira, que são retrabalhados por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade subaquosos (Boulton & Deynoux, 1981; Powel & Molnia, 1989). As fácies resultantes surgem da combinação de três processos: tração, ressedimentação gravitacional e chuva de detritos (Eyles *et al.*, 1985). Plataformas de gelo flutuante também depositam partículas diretamente a partir do degelo basal.

A deposição por correntes subaquosas de água de degelo possui fluxos contínuos de alta energia, que depositam a fração mais grossa sob a forma de lobos. Devido a alta taxa de sedimentação e a granulometria grossa das partículas, os leques podem apresentar talude deposicionais íngremes, mesmo onde a deposição é inteiramente subaquosa (LØnne, 1995). Se por um período prolongado há estabilidade na posição da linha de aterramento e constância no aporte sedimentar, pode haver agradação dos leques até o nível do mar, dando origem a leques costeiros proglaciais, comumente chamados de *ice-contact* deltas (Powell & Molnia, 1989; Powell, 1990; LØnne, 1995).

Chuva de detritos é um dos processos mais importantes no ambiente glacio-marinho, responsável pela formação de espessos pacotes de diamictitos (Eyles *et al.*, 1985). Quando jatos de água de degelo carregados de sedimentos são expulsos da geleira e penetram no corpo d'água, parte da carga sedimentar, normalmente a mais fina, ascende na forma de plumas e permanece em suspensão na água. A decantação da fração fina, combinada a queda de clastos de icebergs ou de plataformas de gelo, gera diamictitos maciços ou pouco estratificados.

Ressedimentação é outro fenômeno bastante comum em ambientes glacio-marinhos. Depósitos gerados por remobilização dos detritos trazidos por geleiras, talude abaixo, são de grande importância, pois constituem grande parte das sucessões glacio-marinhas preservadas no registro estratigráfico (Visser, 1983; Eyles, 1987; Gama Jr *et al.*, 1992). A ressedimentação ocorre numa

gama contínua de processos gravitacionais, desde deslizamentos e escorregamentos até correntes de turbidez (Lowe, 1979; Lowe, 1982; Pickering *et al.*, 1986; Nemeč, 1990; Mutti, 1992).

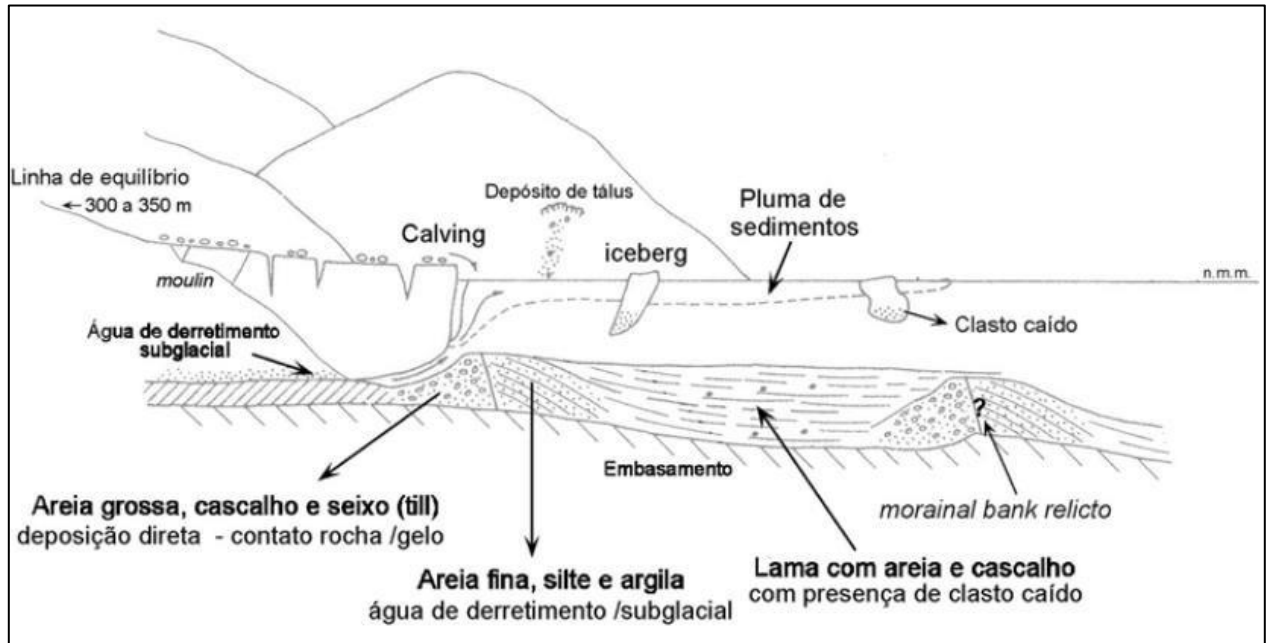


Figura 4: Ambiente de sedimentação glacio-marinha e a predominância textural de acordo com a proximidade com a geleira. Fonte: Conceição (2013).

4 GEOLOGIA REGIONAL

O levantamento batimétrico da Operação Antártica XXXIV (OPERANTAR XXXIV) foi realizado na região que compreende o NE da margem continental da Península Antártica e às margens do chamado Estreito de Bransfield, especificamente próximo à Península Trinity na Península Antártica e em direção à Bacia Central de Bransfield (**Figura 5**). Para melhor compreensão dos dados adquiridos, é necessário um maior entendimento sobre a geologia regional.

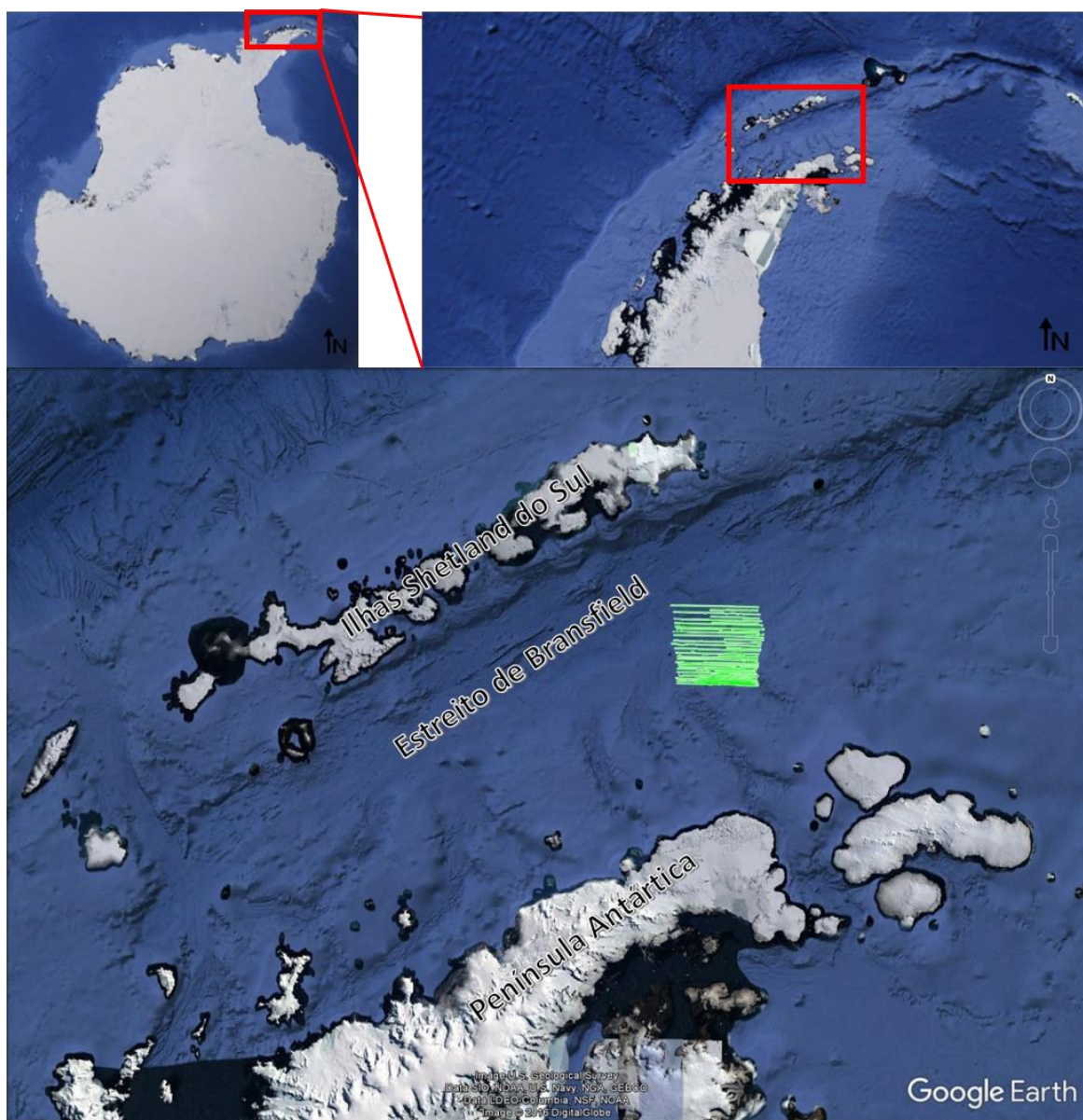


Figura 5: Área de estudo, onde a primeira figura consiste de uma visão mais regional, focando para a área onde foi realizado o levantamento. Na figura inferior, as linhas em verde consistem das linhas de navegação estudadas neste trabalho.

Localizado entre as Ilhas Shetland do Sul e a Península Antártica, o Estreito de Bransfield é uma bacia marginal extensional formada por rifteamento dentro de um arco vulcânico continental (Lawver *et al.*, 1995), tendo seu surgimento a partir do fim da separação entre as placas Phoenix-Antártica há aproximadamente 4 Ma (Barker e Burrell, 1977; Anderson *et al.*, 1990; Jeffers e Anderson, 1990; Barker, 2001; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2004). Essa separação resultou em uma migração do bloco Shetland do Sul na direção NW e a propagação de feições estruturais associadas com os limites das placas Scotia/Antártica a SE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2004). A bacia possui vários edifícios vulcânicos subaéreos ou submarinos ao longo e paralelo ao maior eixo de fratura (Dahlmann *et al.*, 2001). Seu vulcanismo começou entre 0.3Ma e permanece até os dias atuais, o que é evidenciado pela Ilha da Decepção.

Segundo Duarte (2006), o Estreito pode ser pensado como uma corrente de três sub-bacias conectadas através de uma plataforma com profundidade limite inferior a 1000 m. Tais bacias são chamadas de: Ocidental, Central e Oriental, e estão separadas por degraus morfológicos que ocorreram aproximadamente em linha com as Ilhas da Decepção e Bridgeman (em laranja a SW e NE respectivamente da **Figura 6**).

Em termos gerais, a profundidade da bacia de Bransfield aumenta gradativamente de SW para NE até ultrapassar os 2000 m (López *et al.*, 1999). As sub-bacias afundam para NE, tendo uma profundidade axial máxima de 1100 m próximo à Ilha Low na bacia Ocidental e de 2700 m na bacia Oriental ao sul da Ilha Elefante (Wilson *et al.*, 1999). A acumulação de sedimentos em áreas profundas das sub-bacias é formada por depósitos de lama rica em sílica opalina e lama arenosa, com quantidades variáveis de cinza vulcânica (Yoon *et al.*, 1994). O Estreito de Bransfield é a uma das partes da região polar mais vulnerável às mudanças climáticas devido a sua posição geográfica e por encontrar-se no limite da cobertura de gelo marinho sazonal (Duarte, 2006).

A fisiografia da Bacia Central de Bransfield é caracterizada por sua assimetria, com a margem estreita e alongada das Ilhas Shetland do Sul e larga margem da Península (Jeffers e Anderson, 1990; Canals *et al.*, 1994; Klepeis e Lawver, 1994; Grácia *et al.*, 1996; Lawver *et al.*, 1996; Ercilla *et al.*, 1998; García *et al.*, 2008, 2009) (**Figura 6**).

A margem adjacente à Península Antártica apresenta feições características de margem passiva, com uma elevação continental bem desenvolvida, com um talude abrupto e uma ampla plataforma continental. A formação de uma cunha sedimentar ao longo do talude sudeste tornou a

Bacia de Bransfield mais suave, dificultando o acesso de sedimentos originários na Península às partes mais profundas da bacia, exceto através de fiordes e cânions que cortam a margem continental (Gambôa, 1988). Segundo Gambôa (1988), os sedimentos desta cunha podem ser divididos numa sequência rifte e uma sequência drifte análogas às sequências encontradas em margens passivas bem estruturadas, como a margem continental brasileira. Também é possível destacar o desenvolvimento de semi-grábens, e uma grande inconformidade de *break-up*, além da presença de uma sequência drifte oceânica coberta por uma espessa camada de sedimentos. Os depósitos sedimentares atuais representam uma sequência sin-rifte (Souza, 2011).

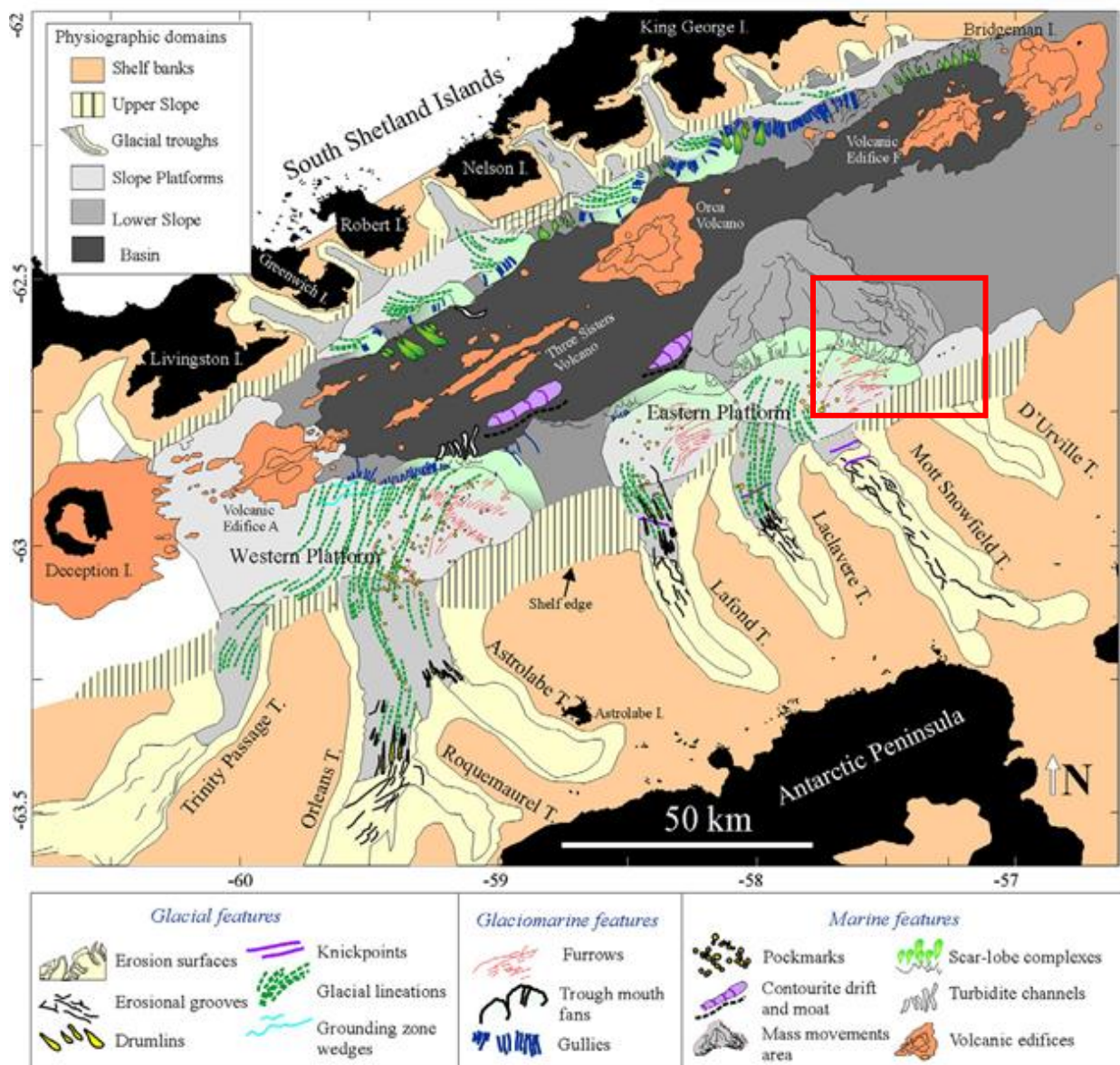


Figura 6: Interpretação morfológica da Bacia Central de Bransfield mostrando as principais feições geológicas da área. No retângulo em vermelho está a área estudada. Fonte: Modificado de García *et al.* (2009).

4.1 Área de estudo

A margem da Península Antártica onde se encontra a área de estudo é dissecada por inúmeras calhas glaciais (*glacial troughs*). As calhas mais próximas à área são as calhas Lafond, Laclavere, Mott Snowfield e D'Urville, que seguem na direção SE-NW. Estas foram interpretadas como sendo formadas por *ice streams* que são canais internos presentes em grandes geleiras continentais e possuem fluxo diferenciado, se movendo mais rápido que o gelo adjacente (Assine & Vesely, 2003). Segundo García *et al.* (2008), a locação e a orientação destas calhas são estruturalmente controladas. Sua deposição segue na direção NE, o que poderia ser explicado pela influência da Corrente de Bransfield.

Estruturas sedimentares rasas presentes na Bacia Central de Bransfield estão relacionadas a processos sedimentares, vulcânicos e oceanográficos recentes (Ercilla *et al.*, 1998) (**Figura 7**). Essas feições incluem superfícies irregulares referentes ao avanço do gelo, sulcos (em vermelho) causados pelo arrasto de *icebergs*, depósitos de transportes de massa (*trough mouth fans*) (em verde claro), edifícios vulcânicos (em laranja), vales e feições formadas por correntes de contorno (em roxo) (García *et al.*, 2008).

Os vales presentes na área de estudo são os vales Gebra e Magia, que foram incluídos por García *et al.* (2008) no complexo Gebra-Magia, que é definido como uma grande área de depósito de massa que incluem dois grandes vales que são visivelmente reconhecidos através da batimetria (García *et al.*, 2009).

As principais províncias presentes na margem continental da Península Antártica são a plataforma (cinza claro) e os taludes superior (listras verticais) e inferior (cinza médio). As plataformas do talude compreendem dois terraços conhecidos como plataformas Ocidental (*Western Platform* - WP) e Oriental (*Eastern Platform* - EP) (Casas *et al.*, 2013).

Quanto à morfologia do talude, a deposição sedimentar pós rifte da bacia foi controlada pela ciclicidade glacial/ interglacial e por sua fisiografia. Esse controle determinou o perfil da margem, que se assemelha a degraus, especialmente a formação de largas plataformas representando o domínio do meio do talude (García *et al.*, 2008).

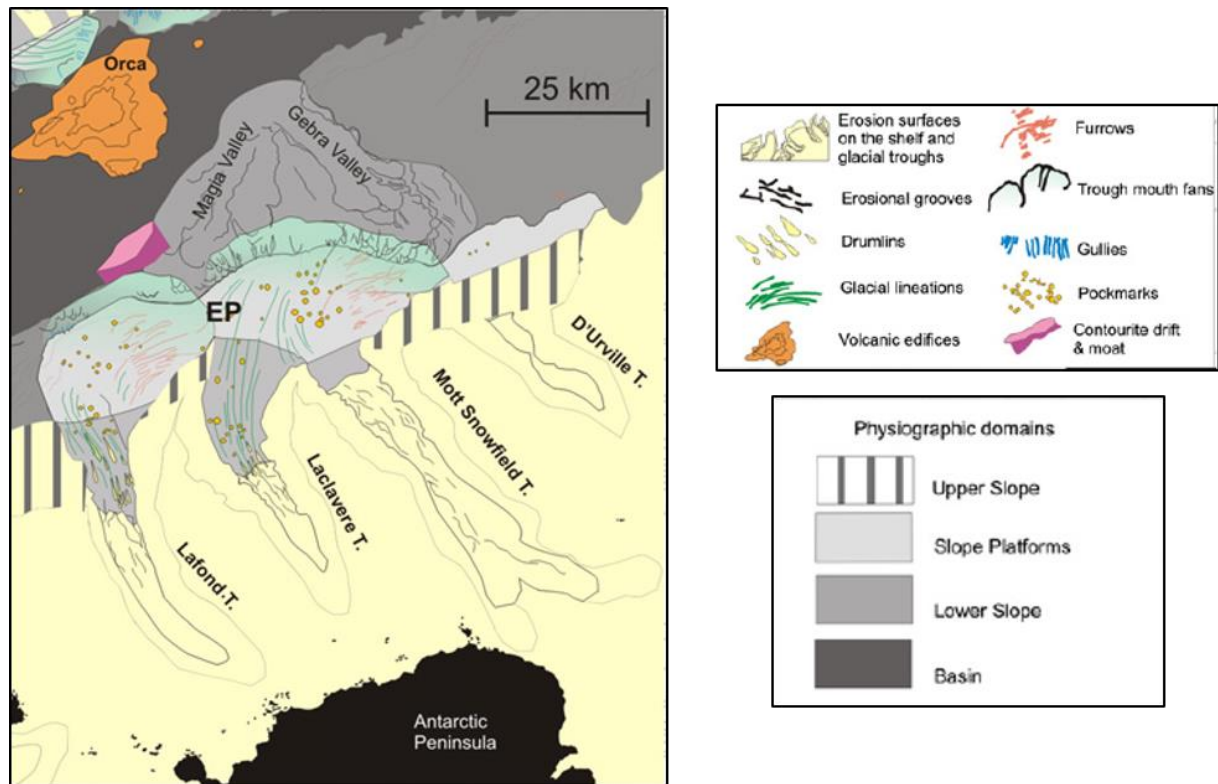


Figura 7: Área de estudo composta pelas calhas glaciais presentes na plataforma continental, vales e outras feições superficiais relacionadas a processos sedimentares, vulcânicos e oceanográficos. Fonte: Casas *et al*, 2013.

5 ACÚSTICA SUBMARINA

Estudos geofísicos vêm cada dia mais sendo utilizados como métodos de prospecção e investigação de áreas submarinas. Atualmente, na Antártica, os métodos acústicos têm sido largamente utilizados como meios de compreender os processos sedimentares glacio-marinhos e a influência do degelo não só nos padrões sedimentares locais mas também de maneira regional. A geofísica propicia, segundo Magrani (2014) um salto em relação à rapidez de aquisição, confiabilidade e qualidade de dados em um ambiente inóspito como o Pólo Sul da Terra.

Um dos levantamentos geofísicos realizado durante a OPERANTAR XXXIV foi a Batimetria Multi-feixe. Tal método junto ao Sonar de Varredura Lateral e a Sísmica formam o conjunto de métodos geofísicos acústicos que utilizam da propagação de ondas mecânicas de fonte controlada para obter informações geológicas da superfície do fundo marinho (batimetria e sonar) ou sub-superfície (sísmica).

A batimetria tem como principal objetivo o mapeamento da morfologia do fundo marinho enquanto o *backscatter*, que é inferido a partir dos dados de retorno do sistema multi-feixe, é utilizado para o estudo dos padrões de texturas na superfície marinha. Os dois métodos quando integrados, permitem ao intérprete inferir o padrão de sedimentação, tendo em vista que alguns autores indicam uma forte relação entre a intensidade do retroespalhamento e a granulometria dos sedimentos da área (Ayres, 2011).

5.1 Ensonificação acústica

A ensonificação acústica consiste da medição do tempo que um pulso demanda para viajar do emissor de sinal (transdutor), presente no ecobatímetro, até o fundo marinho e sua volta ao receptor (**Figura 8**). O tempo de trânsito da onda desde o equipamento até a superfície marinha e sua volta ao equipamento (*two-way time*) depende da sua velocidade de propagação na coluna d'água, esta por sua vez depende de variáveis como densidade, temperatura e salinidade da água. Caso a velocidade na coluna d'água seja conhecida, é possível fazer a correção para a profundidade correta.

A equação do tempo de viagem do pulso corrigido para a velocidade na água é dada pela **Equação 1**, onde d é a profundidade corrigida para a velocidade na água, v é a média da velocidade

do som na coluna d'água, t é o *two-way-time*, k é uma constante do sistema e d_r é o chamado *draft* que consiste da distância do transdutor até a superfície da água (USACE, 2002).

$$d = \frac{1}{2}(v \cdot t) + k + d_r$$

Equação 1: Tempo de viagem do pulso corrigida para a velocidade na água.

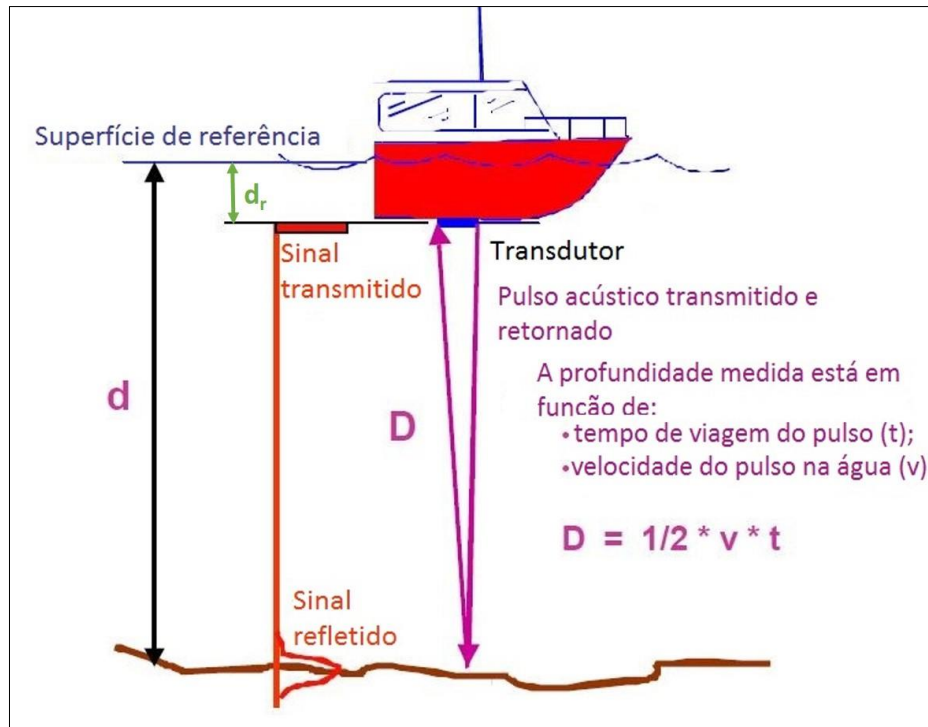


Figura 8: Sistema para medição da profundidade da coluna d'água através do ecobatímetro onde ' d ' é a profundidade real, ' d_r ' é o valor do *draft* e D é a profundidade medida. Fonte: Modificado de USACE (2002).

5.1.1 Transdutores

Transdutores são os equipamentos que convertem energia elétrica em pulsos acústicos e vice versa (USACE, 2002). Cada tipo de transdutor funciona em intervalos de frequências característicos, influenciando assim na medida real da profundidade. A frequência utilizada é dependente das características físicas de cada tipo de aplicação. No caso de transdutores de ecobatímetros, normalmente para profundidades até 100 m, usa-se a frequência de 200kHz, entre 100 e 1500 m a frequência de 200 kHz e para profundidades maiores que 1500 m, a frequência utilizada é entre 12 e 50 kHz (Ayes, 2011).

Altas frequências produzem dados com maior resolução e assim maior precisão, porém sofrem a desvantagem da atenuação com a profundidade, com interferência de sedimentos em suspensão e vegetação do fundo. Por outro lado, as baixas frequências são menos submetidas à atenuação, o que possibilita a medição em profundidades maiores e maior penetração no caso de sedimentos em suspensão. Estas por sua vez, não geram dados com grandes resoluções.

Para profundidades maiores que 100 m, as altas frequências serão rapidamente atenuadas. Já a utilização de baixas frequências em águas rasas pode causar o mapeamento da subsuperfície devido à penetração do sinal no fundo marinho (Ayres, 2011).

O sistema de transdutores funciona de modo que cada pulso ensonifica uma área do fundo. Isto se refere à energia dentro de um lóbulo principal que alcança parte do fundo marinho com maior energia que os lóbulos laterais (Hughes Clarke, 1997) (**Figura 9**). Este lóbulo principal é definido como o valor da metade da energia emitida expressa em decibéis ($10\log(1/2) = -3\text{dB}$). Logo, o produto do limite de -3dB dos sinais transmitidos e recebidos que definem a faixa ensonificada (Díaz, 2000).

A área ensonificada por cada pegada tem o formato de uma elipse com dimensões variáveis em função da profundidade, ângulo do sinal e o ângulo de incidência.

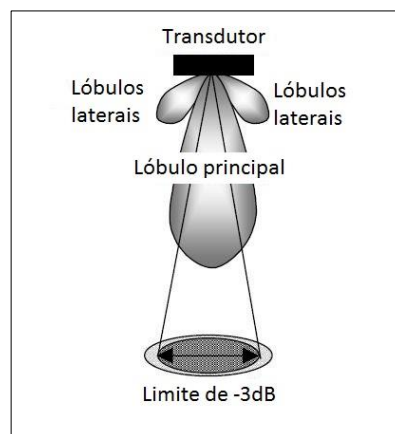


Figura 9: Transdutor emitindo o sinal com um lóbulo principal que contém a maior parte da energia atingindo um limite de -3dB e os lóbulos laterais, com menor energia. Fonte: Modificado de Díaz (2000).

5.1.2 Resolução espacial e tamanho da pegada

Díaz (2000) afirma que o ângulo de resolução ($R\theta$) é a capacidade de discriminar qual a direção para onde o eco está retornando. Ele é proporcional ao tamanho da pegada (*footprint*) (θ_{bw})

do transdutor e é expresso pela **Equação 2**, onde λ é o tamanho da onda acústica, o termo constante 0,88 é uma aproximação e L é o limite do espaço de propagação.

$$R\theta \approx \theta_{BW} = 0,88 \frac{\lambda}{L}$$

Equação 2: Ângulo de resolução

A área ensonificada pelo pulso é um produto da resolução ΔR projetado na horizontal pela extensão do ângulo de resolução $R\theta$ no mesmo plano, a um ângulo ϕ dado pela **Equação 3**, onde R é o alcance do sinal inclinado, C é a velocidade do som, W é o tamanho da banda do sinal, f é a frequência e L é o limite do espaço de propagação.

$$A = \frac{C}{2W \cos \phi} \cdot \frac{RC}{fL}$$

Equação 3: Área ensonificada pelo pulso.

Díaz (2000) também afirma que quanto maior a frequência, maior a resolução espacial na direção da navegação (*along-track*) e, como a frequência depende do tamanho da banda W, quanto maior a banda maior a resolução perpendicular à navegação (*across-track*).

Adicionalmente assumindo uma superfície marinha suave com uma profundidade constante, a pegada aumenta suas dimensões com o aumento do ângulo de incidência e parte da energia é dissipada. Assim sendo, a resolução é esperada ser máxima na região do nadir (imediatamente abaixo da embarcação) e gradualmente decrescer para a parte exterior da elipse (**Figura 10**).

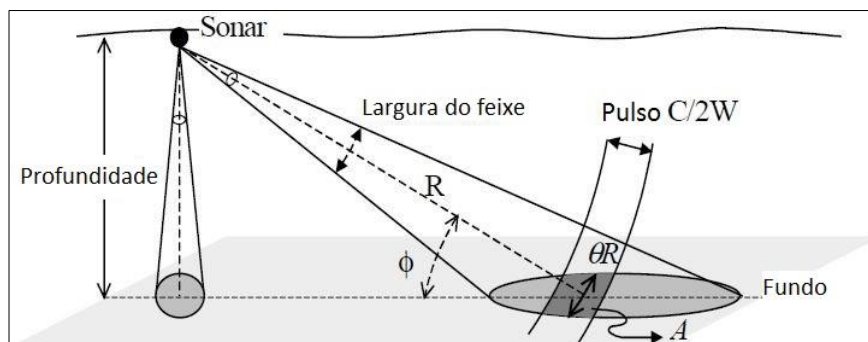


Figura 10: Tamanho da pegada na região do nadir e a um certo ângulo da embarcação, gerando um aumento das dimensões da pegada e uma maior dissipação da energia inicial. Fonte: Modificado de Díaz (2000).

6 BATIMETRIA

A batimetria é largamente utilizada na navegação com finalidade de determinação da profundidade da lâmina d'água, mapeamento da morfologia e gradiente do fundo marinho e determinação de alvos que representem riscos à embarcação (Ayres, 2011). Atualmente o método não é somente utilizado para este fim, como também se tornou importante para pesquisas submarinas de engenharia, descoberta de habitats de animais e até arqueologia. Sua grande gama de aplicações é dada em parte graças a sua capacidade da varredura de uma grande área em pouco tempo de levantamento (Magrani, 2014).

Um dos primeiros registros de um levantamento batimétrico data de 1845 e foi feito por James Clark Ross, um britânico do *United States Coast Survey*. Neste levantamento, foi utilizada uma corda com um peso de chumbo amarrado em uma das extremidades. Esta foi lançada ao mar e assim foi medido seu comprimento quando a mesma tocava o fundo marinho. No começo do século XX, a *Submarine Signal Company* desenvolveu o sistema de navegação acústico que permitia aos navios uma navegação mais segura e foi logo seguido pelo desenvolvimento de outras tecnologias que culminariam na invenção dos métodos acústicos utilizados atualmente. Durante a II Guerra Mundial, a necessidade de estratégias de defesa submarina fez com que esses métodos chegassem ao seu advento (Dierssen, 2014).

A batimetria utiliza de altas frequências, menores comprimentos de pulso e grande taxa de repetição, o que faz com que sejam gerados mapas do fundo com maior resolução a uma velocidade alta.

6.1 Sistema Multi-feixe (*Multibeam*)

Diferente do sistema mono-feixe (ou *singlebeam*) que possui apenas um transmissor e permite a ensonificação imediatamente abaixo da embarcação, o sistema multi-feixe (*multibeam*) utiliza um arranjo de transdutores dispostos lateralmente em que cada um emite um feixe, fazendo com que haja 100% da cobertura do fundo marinho e diminua o tempo de levantamento (Ayres, 2011) (**Figura 11**). A maioria desses sistemas utiliza dois arranjos de cerâmica piezoelétrica acoplados a um transdutor principal que pode ser fixado à embarcação ou então ligado a ela por cabos ficando a deriva (chamado de 'peixe') onde a profundidade do peixe pode ser ajustada. Um arranjo forma o transmissor do sinal e o outro é o receptor. Em geral, o arranjo de transmissores

forma um lóbulo com $1,5^\circ$ a 5° na direção da navegação e 100° a 180° na direção perpendicular a ela (Díaz, 2000).

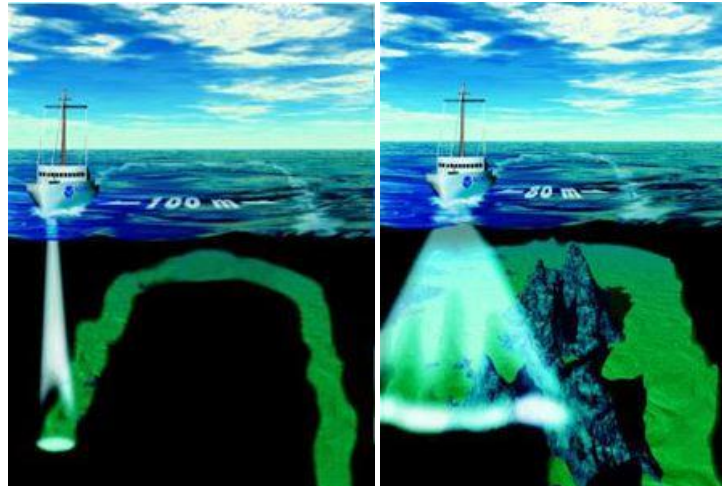


Figura 11: Levantamento com sistema mono-feixe à esquerda (a cobertura só acontece na superfície abaixo do transdutor) e sistema multi-feixe à direita (possibilitando uma maior cobertura do fundo a um menor tempo de levantamento). Fonte: NOAA (2012).

Nesse sistema, os transmissores mais afastados do nadir formam uma faixa de cobertura acústica e o sinal que retorna é processado para profundidades verticais. O objetivo é converter o TWT para a profundidade vertical em pontos ao longo do fundo. Os declives são resolvidos utilizando métodos de detecção de fase e/ou amplitude (USACE, 2002).

6.2 Erros na batimetria

Segundo Ayres (2011) há três grupos de erros na batimetria:

- I. Grandes erros causados por defeitos mecânicos e/ou eletrônicos dos equipamentos;
- II. Erros sistemáticos que são causados por perda da calibração, desalinhamento de sensores entre outros;
- III. Erros aleatórios que são erros que ocorrem em função de fatores variáveis ao longo do levantamento e são tratados estatisticamente.

Alguns erros e suas devidas correções serão descritos abaixo:

6.2.1 Correções de movimentos da embarcação

Navios são plataformas dinâmicas com movimentos associados. Os movimentos do navio podem ser classificados como: *heave*, *roll*, *pitch* e *yaw*.

Heave: é o movimento horizontal e vertical da embarcação dado graças à movimentação das ondas (**Figura 12**), sendo basicamente uma função do tamanho e do período destas. Esse efeito é maior em áreas costeiras e *offshore* (USACE, 2002).

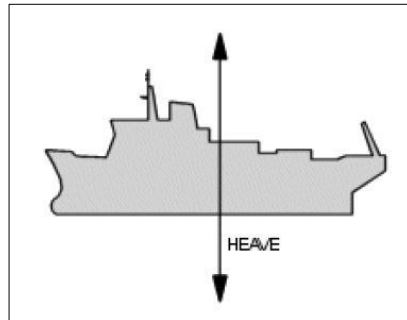


Figura 12: Movimento *heave* da embarcação. Fonte: Ayres (2011).

Roll e Pitch: *Roll* é o movimento ao longo do eixo transversal da embarcação (**Figura 13**) enquanto *Pitch* é o movimento ao longo do eixo longitudinal (Ayres, 2011) (**Figura 14**). O erro é dado pelo movimento do sistema de posicionamento relativo ao transdutor.



Figura 13: Movimento *roll* da embarcação. Fonte: NOAA (2010).

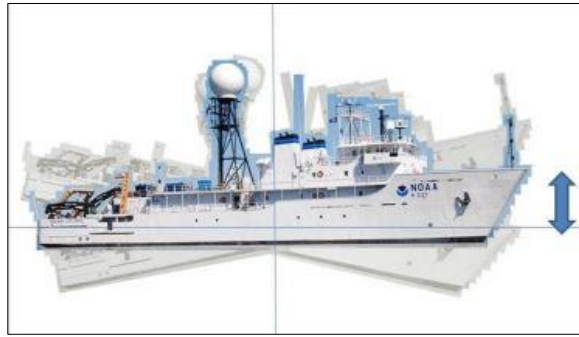


Figura 14: Movimento *pitch* da embarcação. Fonte: NOAA (2010).

Yaw/ Gyro: é o movimento no plano horizontal da embarcação (aproamento) (**Figura 15**). Não é significativo para o sistema mono-feixe no caso do transmissor e o sistema de posicionamento estarem posicionados no centro de massa da embarcação.

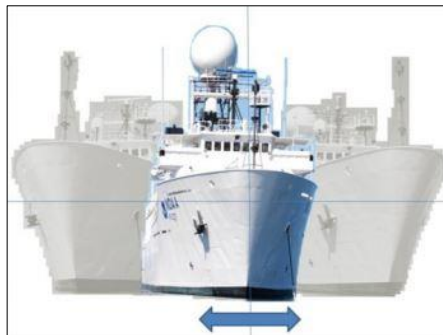


Figura 15: Movimento *yaw* da embarcação. Fonte: NOAA (2010).

Esses movimentos são corrigidos através dos compensadores de movimentos ou MRUs (*Motion Reference Unit*), que são acelerômetros instalados na embarcação e medem os movimentos desta em relação aos três eixos principais (Ayres, 2011). Junto aos sensores de navegação e o ecobatímetro, esses equipamentos são calibrados pelo chamado *Patch Test*. Tal teste consiste em fazer o levantamento em uma área onde a batimetria é previamente conhecida e os equipamentos são calibrados até que repetidos testes mostrem resultados semelhantes. Seu intuito é corrigir os erros sistemáticos criados pelo posicionamento e o ângulo dos diferentes sensores (NOAA, 2010).

6.2.2 Velocidade do som na água

A velocidade do som na água varia com a densidade e as propriedades elásticas da água. Tais propriedades são em função da temperatura, salinidade e pressão (Ayres, 2011). Como essas propriedades não são constantes em toda a coluna d'água é utilizada uma média da velocidade, que não é válida para áreas costeiras onde há contato com a água doce. A velocidade pode ser medida por equipamentos próprios como CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*) ou XBT (*Expendable Bathy Thermograph*) ou indiretamente por parâmetros de calibração (USACE, 2002). Esses equipamentos por sua vez geram o chamado SVP (*Sound Velocity Profile*) que são perfis em profundidade *versus* velocidade do som dado em m/s (**Figura 16**).

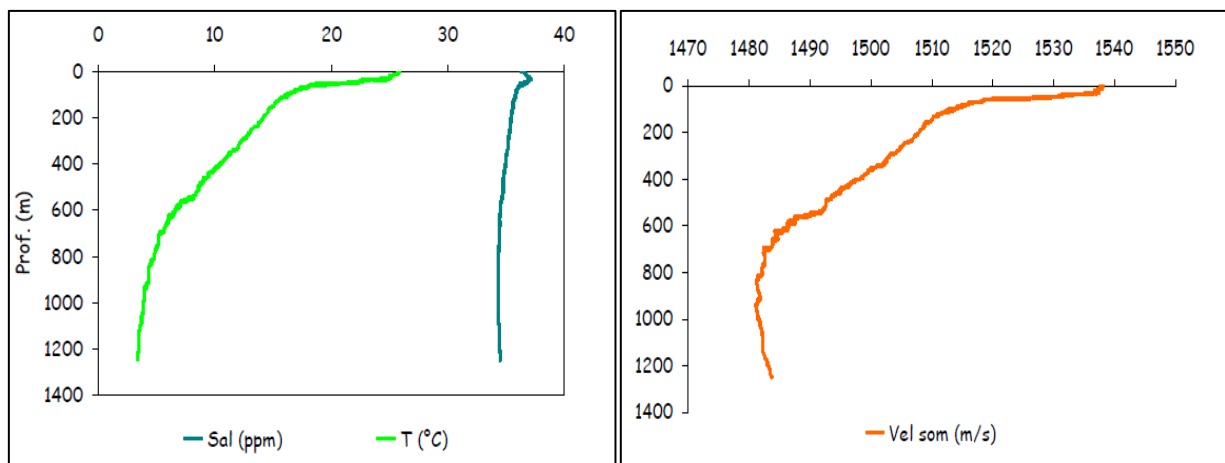


Figura 16: À esquerda variação da salinidade e da temperatura na água com o aumento da profundidade; à direita a influência do aumento da temperatura, salinidade e pressão na velocidade do som na água: Perfil de velocidade resultante. Fonte: Ayres (2011).

6.2.3 Maré

Maté é o fenômeno da variação dos níveis dos mares e oceanos causados por influência da lua e do sol. Ela tem seus maiores efeitos em áreas de nível de mar mais baixo como áreas costeiras, podendo ser desconsiderada em áreas oceânicas (Ayres, 2011). A correção é feita através de tábuas de maré disponibilizadas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) ou por marégrafos instalados na própria embarcação. Para que seja possível fazer a correção, é necessário que o dado seja adquirido referenciando a data e a hora.

6.3 Limpeza de dados

Consiste em retirar os valores anômalos chamados de *spikes* da matriz de dados batimétricos obtidos. Estes podem ser gerados devido à má condição do mar, alta velocidade da embarcação durante o levantamento e taludes acentuados.

Nos sistemas mono-feixe o processo de limpeza é sub-amostrar os dados sem perder a definição da morfologia do fundo marinho. No caso dos sistemas multi-feixe a limpeza é realizada através de processo estatístico onde é retirada uma amostra dos dados com certa quantidade de leituras e são calculados a média, mediana e o desvio padrão, assim os valores anômalos são aqueles com valores muito acima do desvio padrão das medidas dentro desta amostra (Ayes, 2011).

7 RETROESPALHAMENTO (*BACKSCATTER*)

O retroespalhamento (*backscatter*) é a energia do pulso acústico emitido por um transmissor de fonte controlada durante um levantamento batimétrico que retorna ao receptor ao encontrar uma superfície refletora (Díaz, 2000). Esta energia refletida é dada pela relação entre as propriedades físicas do fundo em interação com o sinal acústico. Assim sendo, cada tipo de fundo tem como retorno um sinal com padrões característicos.

Quando propriamente interpretada, a imagem gerada pode ser utilizada em diversas aplicações desde o mapeamento geológico até a detecção de artefatos na superfície marinha. Assim sendo, é bastante utilizada para aplicações navais como detecção de obstáculos, caracterização do tipo de fundo com finalidade para engenharia, detecção de minérios e parametrização do fundo para modelagem de propagação acústica (Nishimura, 1997). Essa imagem acústica gerada fornece detalhes sobre o fundo que não podem ser enxergados pela batimetria.

O *backscatter* é dependente de inúmeras variáveis como: o coeficiente de reflexão causado pela diferença de impedância acústica entre a água do mar e os materiais do fundo, a rugosidade do fundo do mar e o ângulo de incidência do pulso acústico.

A equação do retroespalhamento pode ser dada pela **Equação 4**, onde f é a amplitude do sinal transmitido, B é o fator de escala de conversão, SL é o nível da fonte, RCV_{BP} e $XMIT_{bp}$ são as correções para o padrão do feixe transmissor e receptor, TVG (*Time Variant Gain*) que é o ganho do tempo variante, α é o coeficiente de atenuação da água, TL é a perda na transmissão por espalhamento esférico e A é o tamanho do *footprint* (Ayres, 2011):

$$BS = 20 \log \left(\frac{f}{B} \right) - SL - RCV_{bp} - XMIT_{bp} - TVG + 2\alpha r + 2TL - 10 \log A$$

Equação 4: Retroespalhamento

7.1 Reflexão no fundo marinho

A intensidade do *backscatter* varia de acordo com o ângulo de incidência do pulso acústico, o espalhamento da superfície, a penetração do sinal, entre outros fatores (Nishimura, 1997). Para melhor entendimento do funcionamento do retroespalhamento, discorre-se abaixo sobre os princípios de funcionamento deste.

Para condições idealizadas onde a superfície é suavizada, para qualquer ângulo de incidência diferente de zero, toda a energia de retroespalhamento seria refletida, porém em situações reais, há uma certa quantidade de energia de incidência que retornará à fonte. Tal energia de retorno será grande parte atenuada por divergência esférica, atenuação pela coluna d'água entre outros.

O coeficiente de retroespalhamento é dado pela magnitude da reverberação na interface água/fundo. A fórmula do coeficiente é dada pela **Equação 5**, onde I_s é a intensidade do pulso medido a uma distância de 1 m da superfície; I_0 é a intensidade do pulso acústico transmitido pelo equipamento; A é a área do fundo marinho ensonificado; θ_i é o ângulo do pulso de incidência e R^2 é duas vezes o intervalo de trânsito na coluna d'água (de Moustier, 1998):

$$I_s = I_0 \frac{A \cdot s(\theta_i)}{R^2}$$

Equação 5: Coeficiente de retroespalhamento

A energia do *backscatter* S_b é medida em decibéis (dB) e pode ser expressa pela **Equação 6** (de Moustier, 1998).

$$S_b = 10 \log(s(\theta_i))$$

Equação 6: Energia do *backscatter*

Vários fatores influenciam na atenuação neste processo: tamanho do grão, densidade e velocidade e a rugosidade do fundo.

- I. **Tamanho do grão, densidade e velocidade:** os grãos agem como superfícies irregulares em diferentes escalas. O tamanho do grão também afeta a porosidade e a quantidade de água intersticial, o que interfere na velocidade de propagação da onda. Outro fator que influencia é a impedância acústica, que mede a resistência do material às ondas acústicas. A impedância é dada pela **Equação 7** (para incidência normal), onde R_0 é o coeficiente de reflexão, v_1 e v_2 são as velocidades e ρ_1 e ρ_2 são as densidades dos dois meios (Díaz, 2000).

$$R_0 = \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2}$$

Equação 7: Impedância acústica.

- II. **Rugosidade do fundo:** as diferenças de topografia no fundo do mar interferem na fase da onda refletida (**Figura 17**). Quando essas elevações são significativas, a diferença de fase é diretamente proporcional à média retornada dada pela **Equação 8**, onde σ é o desvio padrão de uma distribuição normal dos valores de retorno, k é o número de onda definido como $2\pi/\lambda$ e θ_i é o ângulo de incidência.

$$R = R_0 \exp(-2k^2 \sigma^2 \cos^2 \theta_i)$$

Equação 8: Média de energia retornada.

A distribuição angular consiste de dois constituintes: uma componente de reflexão e a componente de dispersão. Para um fundo suavizado, de acordo com o tamanho da onda acústica, a componente de reflexão é maior que a de dispersão, o que resulta em um retroespalhamento com pouca intensidade. Já para um fundo mais rugoso, a componente de dispersão é maior que a componente coerente, assim a resposta se aproxima a uma superfície onde há total reflexão (Díaz, 2000).

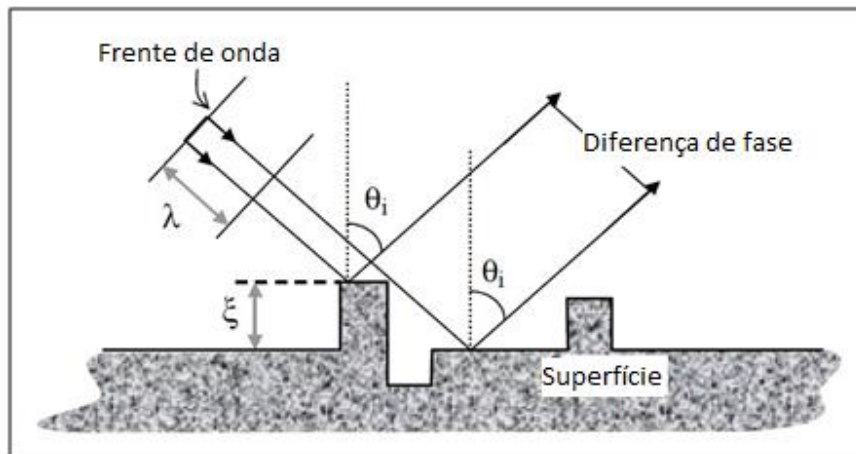


Figura 17: Diferença de fase gerada pela rugosidade na superfície marinha. Fonte: Modificado de Díaz (2000).

7.2 Dependência angular

A área ensonificada por um pulso varia com o ângulo de incidência. Para uma incidência normal, a frente de onda se expande de maneira esférica, se aproximando à forma plano-paralela ao fundo. O contato com o fundo resulta em uma área ensonificada em formato de disco com suas dimensões definidas pelo tamanho do pulso. Longe de onde este foi transmitido de maneira normal, sua expansão não é mais paralela ao fundo, fazendo com que haja um maior espalhamento da

energia de incidência acarretando em uma pegada que não é mais em forma de disco e sim um setor de um anel (**Figura 18**), com uma dimensão bem menor do que no nadir.

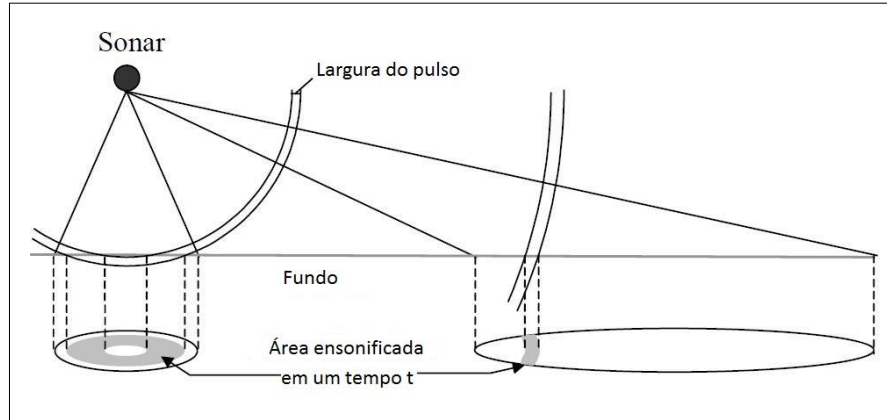


Figura 18: Detalhe da área ensonificada no nadir com incidência normal (forma de disco) *versus* ensonificação longe do nadir com incidência oblíqua, onde há maior espalhamento da energia inicial do pulso (forma de um setor de anel).
Fonte: Modificado de Díaz (2000).

O ângulo de incidência é calculado pelas medidas *across-track* (**Figura 19**) feitas durante o levantamento batimétrico e para consecutivas faixas *along-track* (**Figura 20**). Como a direção angular de cada intervalo de amostragem é precisamente conhecida, a informação de amplitude pode ser colocada em sua posição geométrica correta relativa ao perfil *across-track* (Gardner, 2003). Os ângulos de incidência são computados e são adicionados os declives de cada faixa de varredura para os ângulos de chegada, produzindo então a função de dependência angular do *backscatter* para cada pulso (Díaz, 2000).

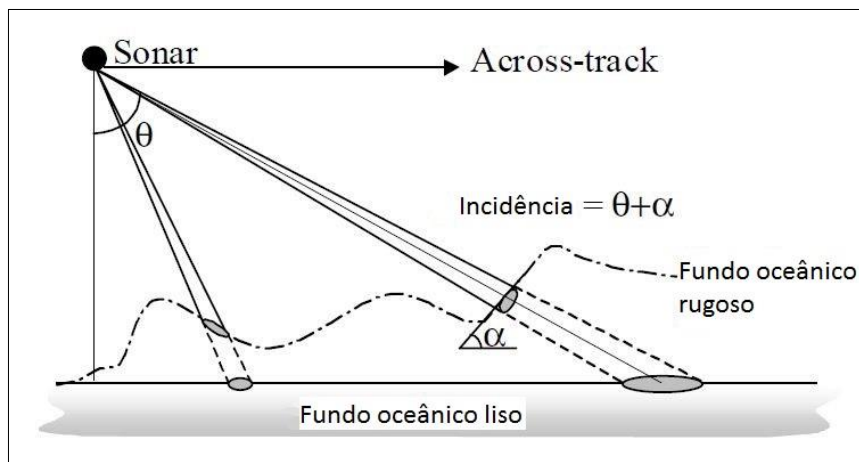


Figura 19: Varredura *across-track* (transversal à atitude da embarcação) possibilitando a correção do ângulo de incidência. Fonte: Modificado de Díaz (2000).

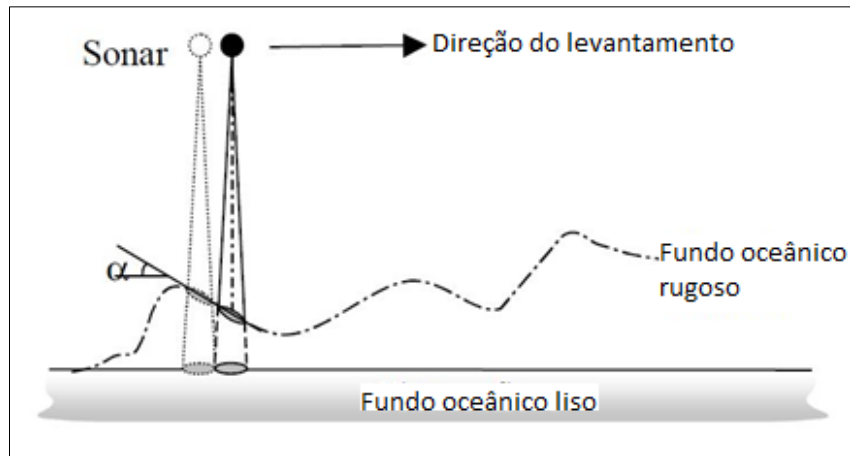


Figura 20: Varredura *along-track* (na direção da atitude da embarcação) utilizando para uma série de faixas de cobertura a correção do ângulo de incidência para determinar os declives. Fonte: Modificado de Díaz (2000).

7.3 Análise Angular

A intensidade do *backscatter* está relacionada ao ângulo de incidência: quanto maior o ângulo, menor a intensidade do sinal e como foi descrito anteriormente, a intensidade também está relacionada às propriedades do fundo como a rugosidade, impedância água/fundo e volume (Hughes Clarke *et al.*, 1997). Segundo Hamilton (1980), cada tipo de fundo marinho interage de maneira diferente com o sinal acústico. A **Figura 21** exemplifica a análise angular em relação ao tamanho do grão de sedimento.

Para alguns autores, os ângulos de incidência maiores que 60° (*low grazing angles*) são os mais importantes para a classificação do fundo marinho, pois possui uma maior área ensonificada e conseqüentemente, um maior número de amostras (Hellequim *et al.*, 2003 e Oliveira Junior & Clarke, 2008).

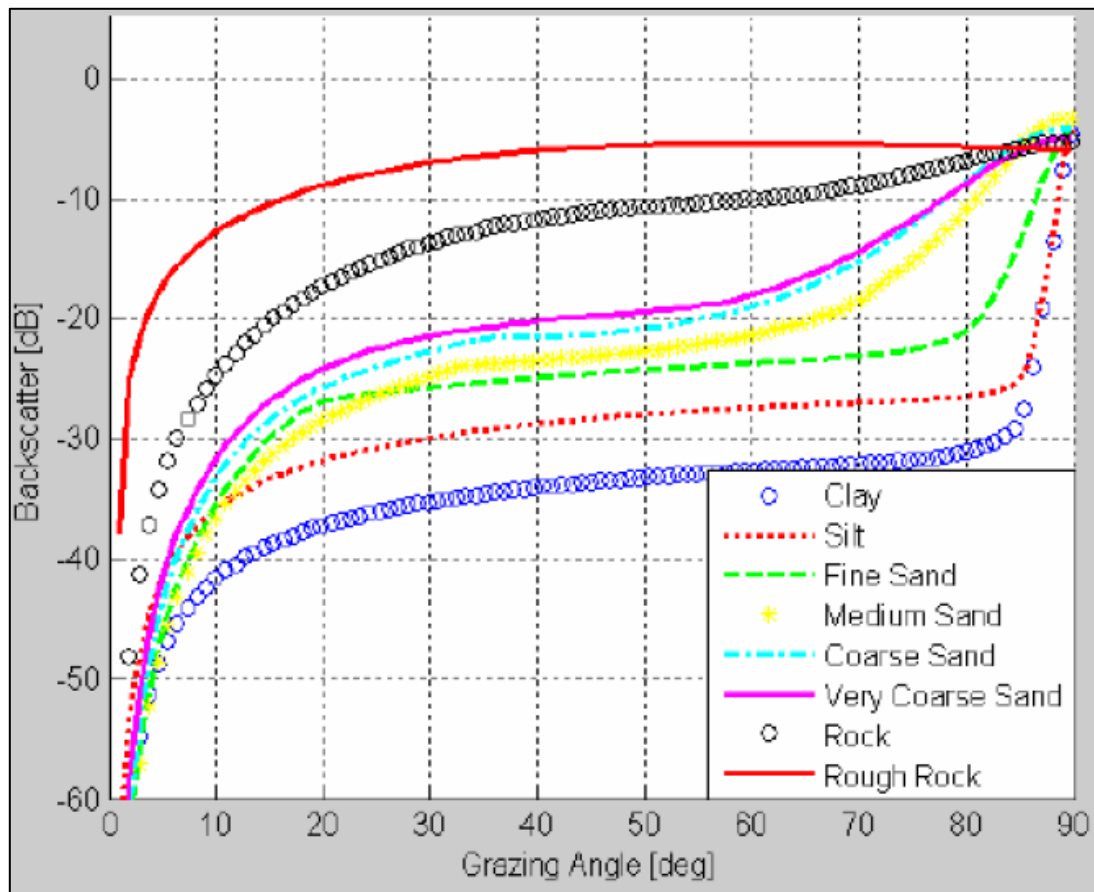


Figura 21: Relação intensidade do sinal *versus* ângulo de incidência. Fonte: UNB Training Course (2005) *apud* Conceição (2013).

8 METODOLOGIA

8.1 Aquisição de dados

Os dados batimétricos foram cedidos à Universidade Federal Fluminense pelo Centro de Hidrografia da Marinha. Tais dados foram adquiridos entre os dias 30 de novembro e 1º de dezembro do ano 2015 durante a OPERANTAR XXXIV a bordo do Navio Polar Almirante Maximiano da Marinha. Foram feitas 178 linhas de sondagem com espaçamento de 250 m na área de menor profundidade, aumentando para um espaçamento de 2,5 km na área de maior profundidade. Ao final foi gerada uma malha de aquisição no sistema de coordenadas projetada UTM WGS 84 Zona 21S com aproximadamente 34 km² como mostra a **Figura 22**.

Os dados foram adquiridos através do ecobatímetro multi-feixe da empresa *Kongsberg Maritime AS*, modelo SIMRAD EM-302 que opera a frequência de 30kHz e estava acoplado ao casco do navio. Tal equipamento é capaz de fornecer dados de alta resolução e precisão para profundidades entre 10 a 7000 m, realizar até 864 sondagens por tiro (*ping*) e as larguras do feixe podem variar entre 0.5 a 4 graus (Leitão, 2015).

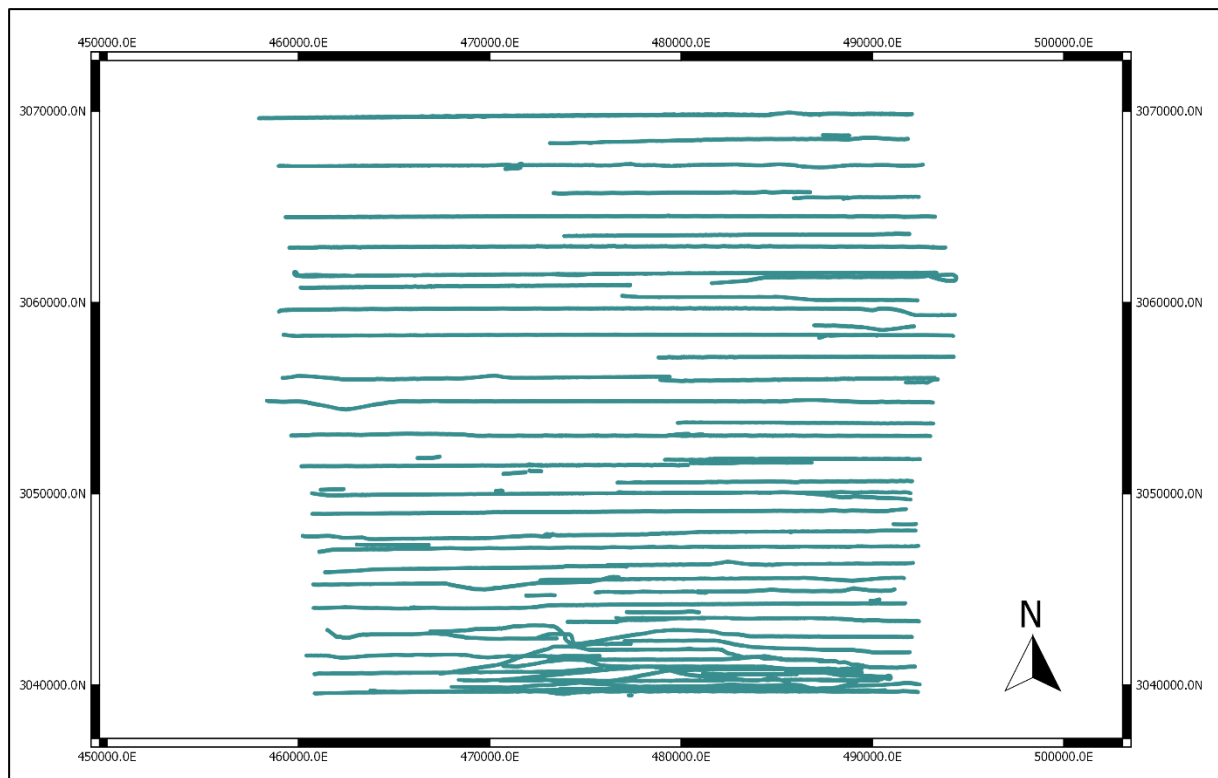


Figura 22: Malha de aquisição com total de 178 linhas batimétricas.

8.2 Processamento dos dados

Os dados batimétricos foram todos processados através do *software* CARIS HIPS&SIPS nas versões 9.0 e 10.0 através da licença da Universidade Federal Fluminense. Os passos para o processamento da batimetria e geração do *backscatter* serão descritos abaixo.

8.2.1 Batimetria

O primeiro passo para o processamento das linhas é inserir o arquivo da embarcação (*Vessel File*), onde contém todas as informações acerca das dimensões da embarcação em relação ao seu centro de massa (*offsets*) e o mais importante, onde está localizado o transdutor, para que seja corrigido o *draft*, que consiste da posição relativa do transdutor em relação à superfície d'água (**Figura 8**). Tal arquivo da embarcação é criado durante a aquisição dos dados. Neste arquivo, há também informações sobre a calibração dos sensores MRU que foi feito através do *Patch Teste*. Ao abrir o arquivo no *software* ele mostrará todos os *offsets* do navio como na **Figura 23**.

No caso do presente projeto, no próprio arquivo das linhas de navegação já havia informações sobre o MRU (*pitch*, *roll*, *heave* e *yaw*), informações de coordenadas adquiridas pelo DGPS (*Differential Global Positioning System*), SVP, maré e os erros de todos os equipamentos fornecidos pelo manual destes.

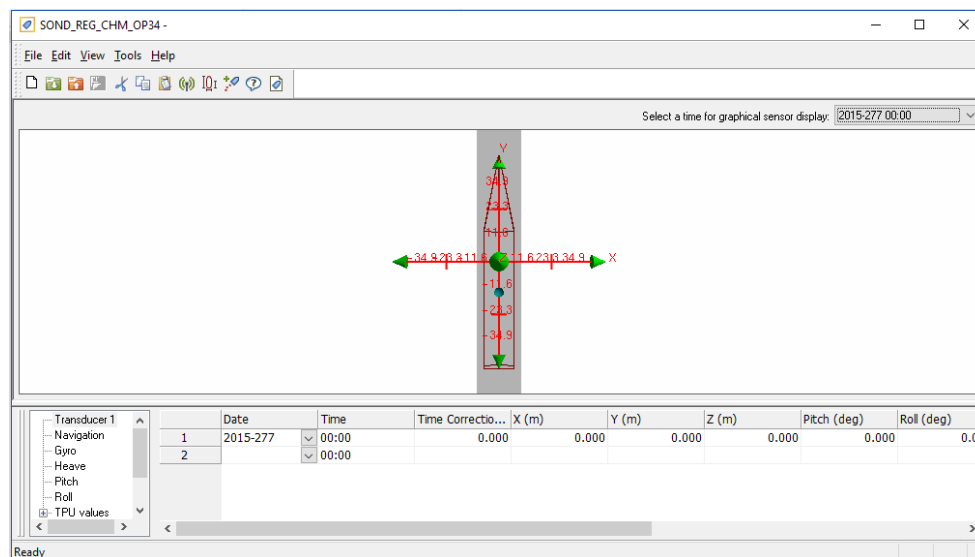


Figura 23: Arquivo da embarcação contendo todos os *offsets* do Navio Polar Almirante Maximiano.

O próximo passo é a conversão dos dados brutos que foram adquiridos no formato *.all para o formato compatível com o *software*. Os arquivos são carregados separados em pastas conforme o dia do levantamento em calendário juliano. Assim que os arquivos são convertidos, a criação do projeto está completa. O próximo passo é visualizar as curvas das correções de movimento do navio através da função *Attitude Editor* (**Figura 24**). Caso haja *spikes* (dados espúrios) é necessário rejeitá-los. Como não haviam *spikes*, não houve modificação nesta etapa do processo.

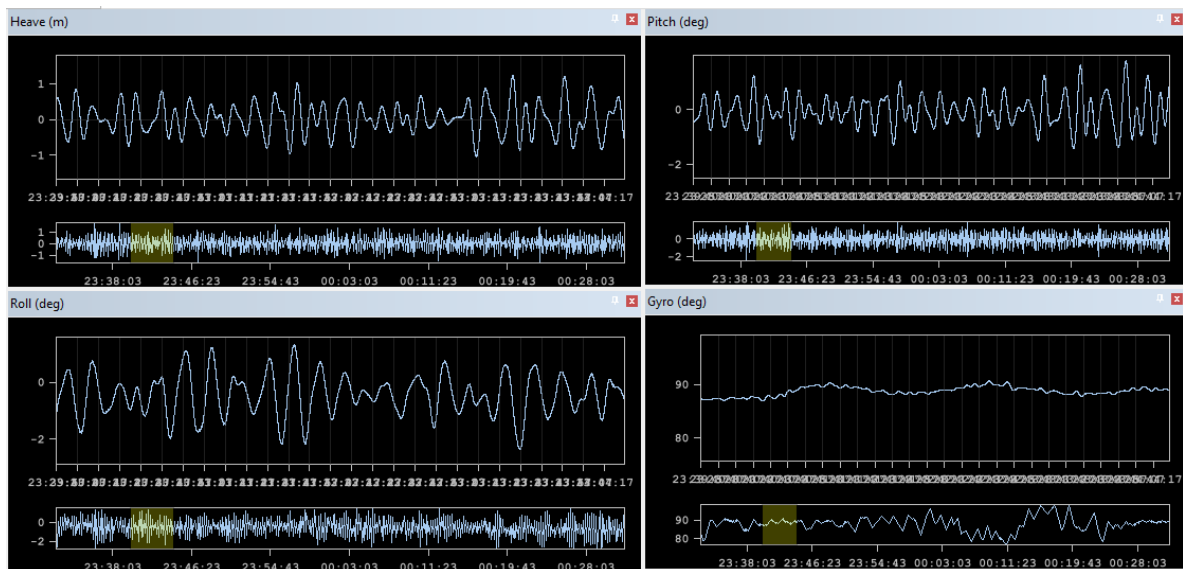


Figura 24: A função *Attitude Editor* do *software* Caris HIPS&SIPS mostra os movimentos do navio gravados pelo MRU (*heave*, *pitch*, *roll* e *gyro*).

Após a análise dos movimentos da embarcação, o próximo passo é carregar os dados de maré. Como as linhas de navegação já vieram com os dados de maré e como no HIPS&SIPS é necessário inserir informações de maré para prosseguir o processamento, foi carregado o chamado *Zero Tide*, que é um arquivo onde todos os valores de maré são zero. Como o equipamento grava o perfil de velocidade concomitantemente com os dados, ele realiza a correção para a trajetória do sinal e transforma o tempo de chegada e ângulo do feixe em distâncias horizontais e verticais, ou seja, é feita a correção da velocidade do som na coluna d'água automaticamente durante a aquisição (Leitão, 2015).

Após a inserção de todas as correções, é necessário “amarrar” todos os parâmetros da aquisição aos dados. Para isso é utilizada a função *Merge*. Após “mergear” os dados, as linhas

estarão prontas para serem limpas. É necessário verificar todas as linhas e retirar os dados anômalos como na **Figura 25**. Depois que todas as linhas foram analisadas e foram tirados os *spikes*, será possível criar a superfície batimétrica resultante em 2D e até mesmo 3D.

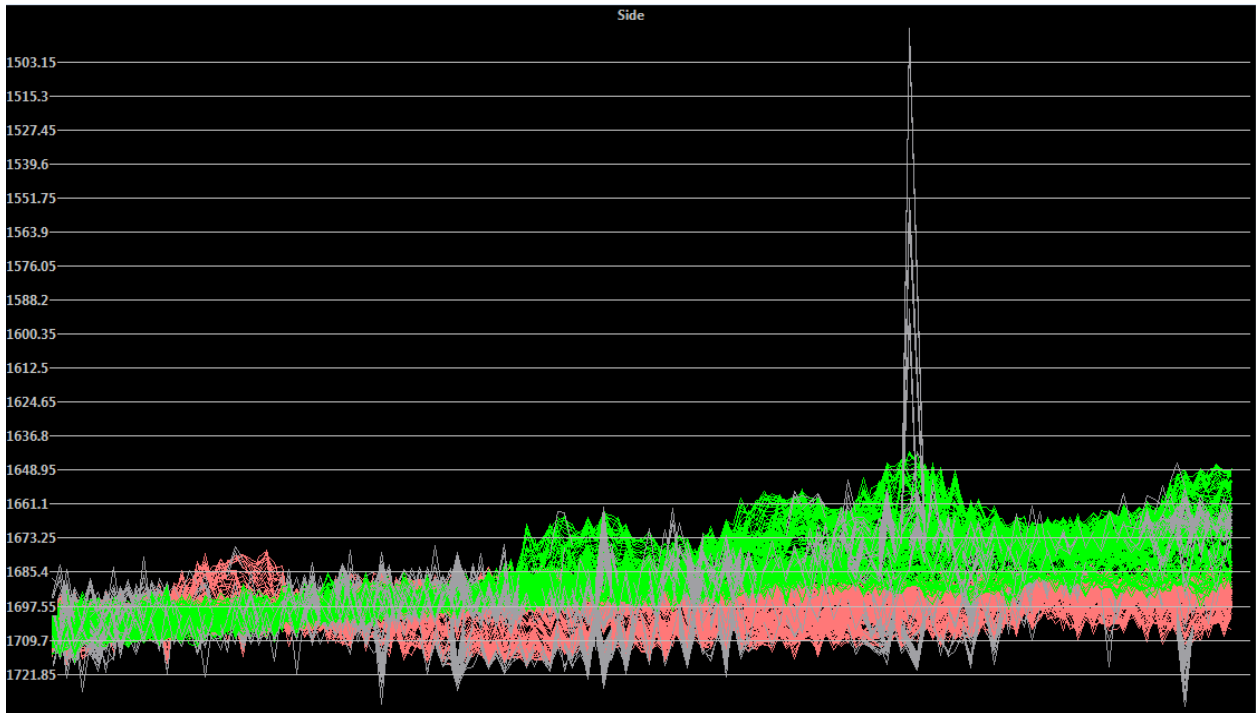


Figura 25: Visão em perfil de uma linha batimétrica. Exemplificação da limpeza de dados espúrios (*spikes*) onde os dados em cinza possuem cerca de 145 m de diferença dos demais a seu entorno, logo deverão ser rejeitados.

Para a criação da superfície foi utilizada uma única resolução, que consiste da média do espaçamento dos dados na zona de menor profundidade (onde a densidade dos pontos possui uma média de 1m de espaçamento) e na zona de maior profundidade (onde o espaçamento entre os dados ultrapassa os 15m). Caso a resolução utilizada seja menor que a densidade real de dados, haveria mais informações do que realmente existe. Caso contrário, se for utilizada uma resolução menor, algumas feições poderiam desaparecer.

8.2.2 *Backscatter*

O processamento do *backscatter* também foi feito através do *software* CARIS HIPS&SIPS através da criação de mosaico pelo algoritmo SIPS, um novo algoritmo alternativo ao GeoCoder que utiliza das medições batimétricas para aumentar a qualidade da imagem do *backscatter*. Foi configurado para o tipo *Beam Average* que utiliza da média do *backscatter* para cada feixe do

ecobatímetro. A resolução escolhida foi de 5 m, que foi a resolução ideal encontrada para análise da superfície final.

Após a criação da superfície de *backscatter*, foi feita a análise sedimentar utilizando a função *Sediment Analysis* presente também no HIPS&SIPS. Esta função se baseia no ângulo de incidência e a intensidade do retorno do sinal pra inferir, com base na escala *phi* de granulometria, os sedimentos de fundo da região. Os dados são agrupados em bombordo (verde) e boreste (vermelho), de forma que bombordo são os dados adquiridos à esquerda da embarcação e boreste são os dados adquiridos à direita da embarcação, e são considerados os valores de intensidade de reflexão representativos para cada ângulo em forma de gráfico (**Figura 26**). A função *Sediment Analysis* utiliza como base uma curva modelo (*beam pattern*) (na **Figura 26** em branco) de intensidade do retorno do sinal com base no ângulo de incidência e consequente perda do sinal com o espalhamento da energia do pulso. O algoritmo possibilita a determinação de intervalos de confiança para o modelo de acordo com a proximidade entre a curva modelo do tamanho do grão *versus backscatter*. O procedimento foi feito para cada linha do levantamento e então os dados da análise sedimentar e a confiabilidade do processo foram exportados no formado ASCII, que tem como resultante um arquivo de texto contendo uma coluna com os valores de *phi* e outras duas colunas com suas respectivas coordenadas. Os dados de confiabilidade do processo de estimação da sedimentação também foram exportados em ASCII para um documento de texto contendo a coluna do grau de confiabilidade e duas colunas com as coordenadas para cada ponto. Tais dados foram abertos no *software* Surfer 10 e foram “gridados” utilizando o método de interpolação *Linear Polynomial*, que atribui valores para os nós usando um ajuste de mínimos quadrados, sendo assim possível gerar as superfícies de distribuição da sedimentação e da confiabilidade destes dados. Os dados de *backscatter* também foram exportados em ASCII e foi gerado um histograma, através do *software* Grapher 7, com os valores de *backscatter* em função do número de amostras.

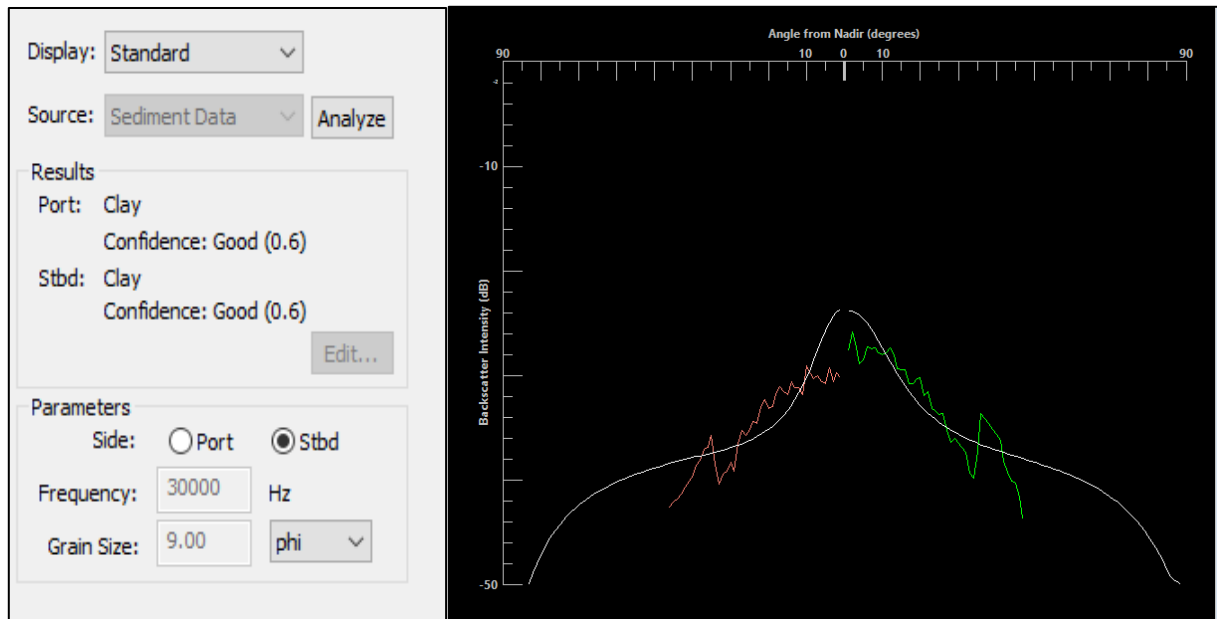


Figura 26: Análise sedimentar com base na intensidade do retorno do sinal de acordo com o ângulo de incidência do tiro em uma linha de navegação. No gráfico a curva em vermelho é o resultado da sedimentação a bombordo (à esquerda da embarcação) e em verde a boreste (à direita da embarcação). A curva em branco é um modelo de reflexão para a linha batimétrica (*beam pattern*). É possível observar que ambos os lados possuem boa confiabilidade e a sedimentação seria de argila.

9 RESULTADOS

Seguindo os passos de processamento de dados descritos acima, obtivemos os seguintes resultados para a batimetria e *backscatter* que serão analisados e interpretados nas seções seguintes.

9.1 Batimetria

Utilizando a ferramenta de criação de superfície batimétrica, que permite a criação de imagens georreferenciadas que contém a representação visual dos dados, foi criada a superfície batimétrica dos dados já processados (**Figura 27**). A imagem foi gridada de acordo com o método de *Swath Angle* que utiliza de ponderação baseado no ângulo de intersecção de um feixe com o fundo do mar. A imagem gerada possui resolução de 10 m em toda sua extensão e as profundidades estão entre 162,4 m e 1834,4 m.

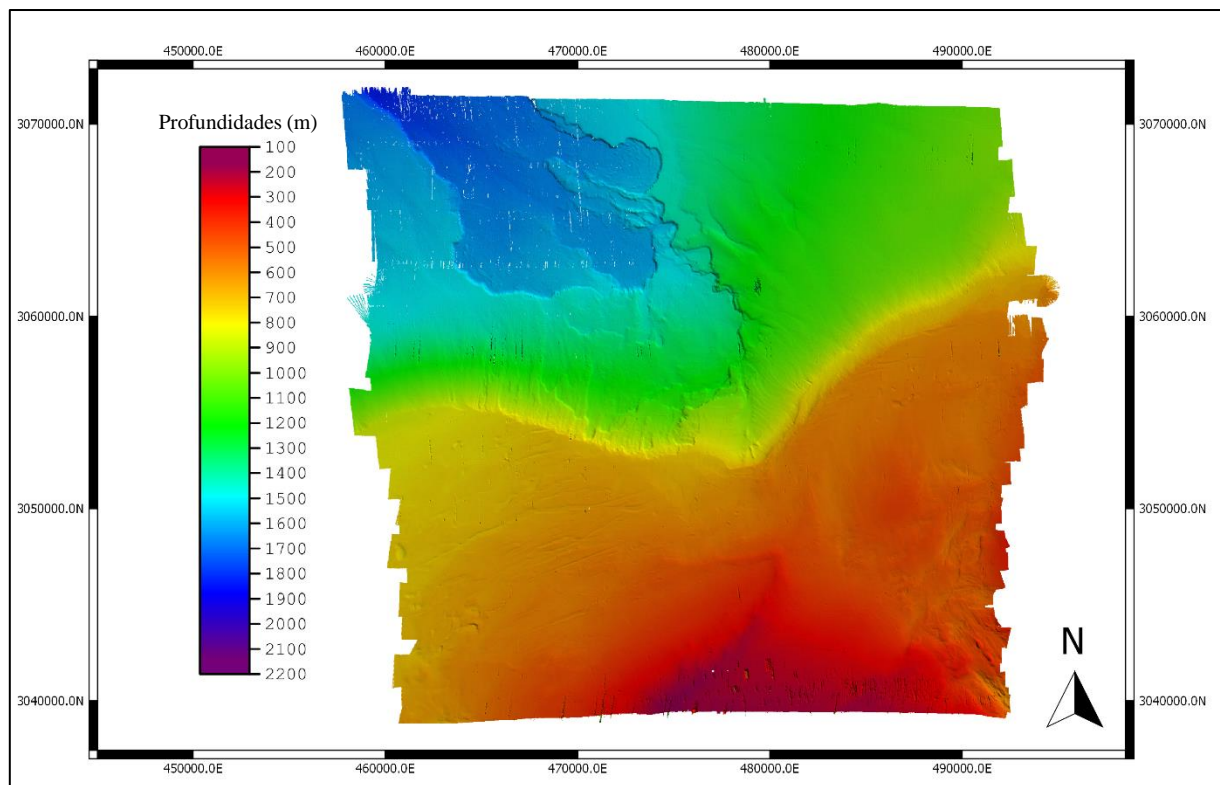


Figura 27: Superfície batimétrica gerada após o processamento das linhas de aquisição.

Observa-se que na imagem gerada há intervalos sem dados (buracos) que são lugares onde os dados estavam com grande quantidade de ruídos que foram retirados durante a limpeza das linhas (**Figura 28**). Para retirar esses dados é realizada a interpolação da superfície batimétrica,

que consiste em pegar informações dos dados que estão em sua vizinhança, fazer uma média e utilizar no espaço onde não há dados. A imagem gerada interpolada fica como na **Figura 29**.

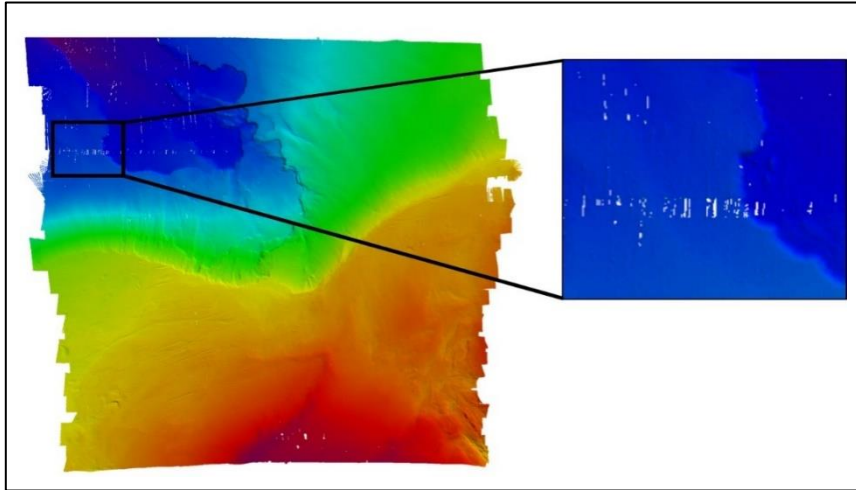


Figura 28: A superfície gerada possui intervalos onde não há dados, mas que podem ser interpolados com base nos pontos ao seu entorno.

Aplicando um exagero vertical na superfície batimétrica interpolada, podemos ver com maior clareza as feições de fundo da área. Ao ser aplicado um exagero de cinco vezes, a superfície fica como na **Figura 31**. Caso o exagero seja aumentado para oito, a imagem começa a dar maior destaque para artefatos que não são inerentes ao fundo marinho em si, mas inerentes à aquisição dos dados batimétricos (**Figura 30**). Logo o tamanho ideal seria de no máximo cinco vezes de exagero vertical.

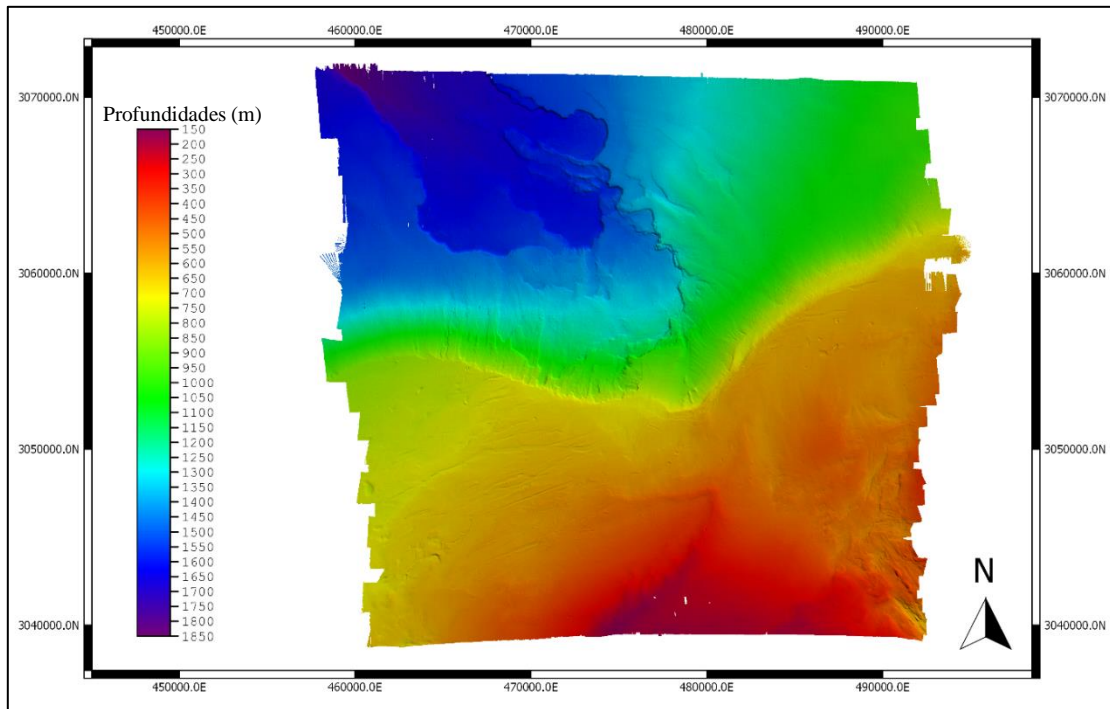


Figura 29: Superfície batimétrica final interpolada, sem exagero vertical.

Pela superfície batimétrica final gerada podemos perceber que há grande variação de profundidade possuindo menor profundidade à SE do mapa e maiores profundidades a NW da imagem, em uma região onde há uma grande feição erosional. Na parte à SW do mapa há feições que podem ter sido ocasionados pela movimentação de geleiras (**Figura 31**). Na **Figura 32** foram colocadas as curvas de nível com intervalo de 100 m que indicam o grande gradiente que se encontra no meio do mapa, indicando a grande profundidade do talude que pode chegar até a 500 m de profundidade.

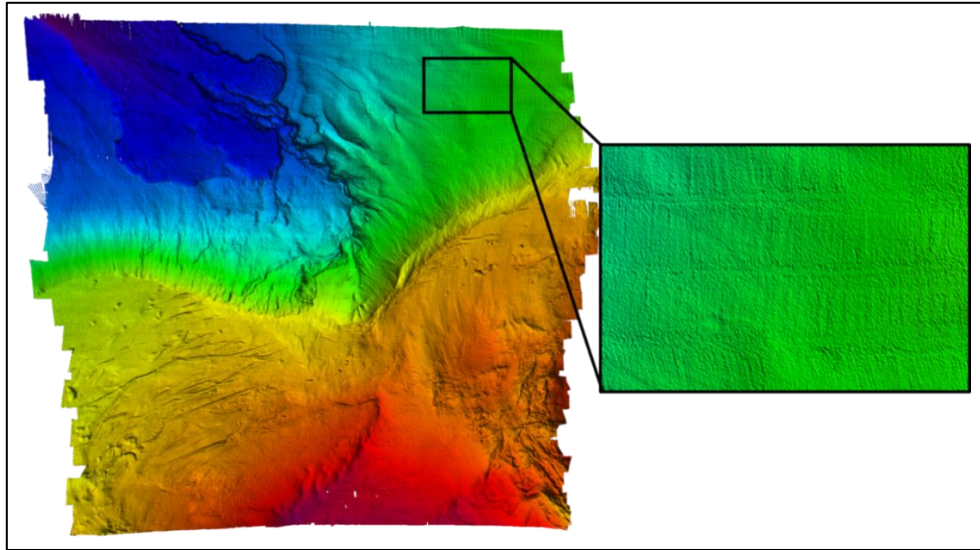


Figura 30: Superfície com exagero vertical de 8 vezes com detalhe para a área onde nota-se artefatos que não são inerentes ao fundo marinho, mas sim à aquisição dos dados.

Foram geradas também imagens em 3D com exagero vertical de 10 vezes, que permitem uma melhor visualização das feições vistas no Modelo Digital de Terreno gerado. Também foi modificado o azimute da iluminação para uma melhora da visualização em diferentes regiões. Através da visualização 3D de dois pontos de vista diferentes, podemos ver com melhor clareza a grande variação na profundidade da área, onde na **Figura 33** podemos ver uma feição que se assemelha a um vale contendo altos topográficos em seu interior e na **Figura 34** podemos observar degraus morfológicos no talude.

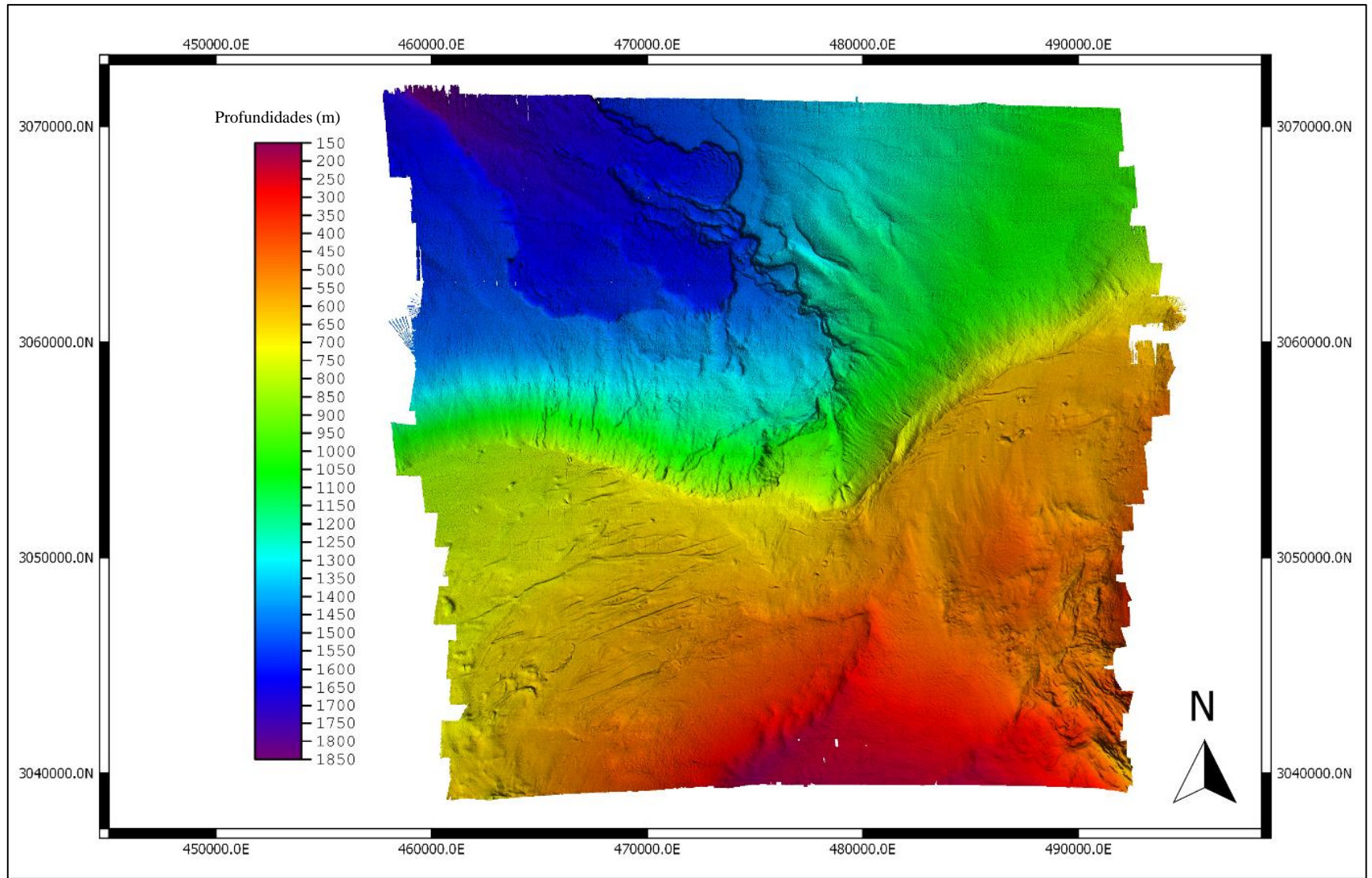


Figura 31: Superfície batimétrica com exagero vertical de 5 vezes, permitindo visualizar melhor as feições de fundo.

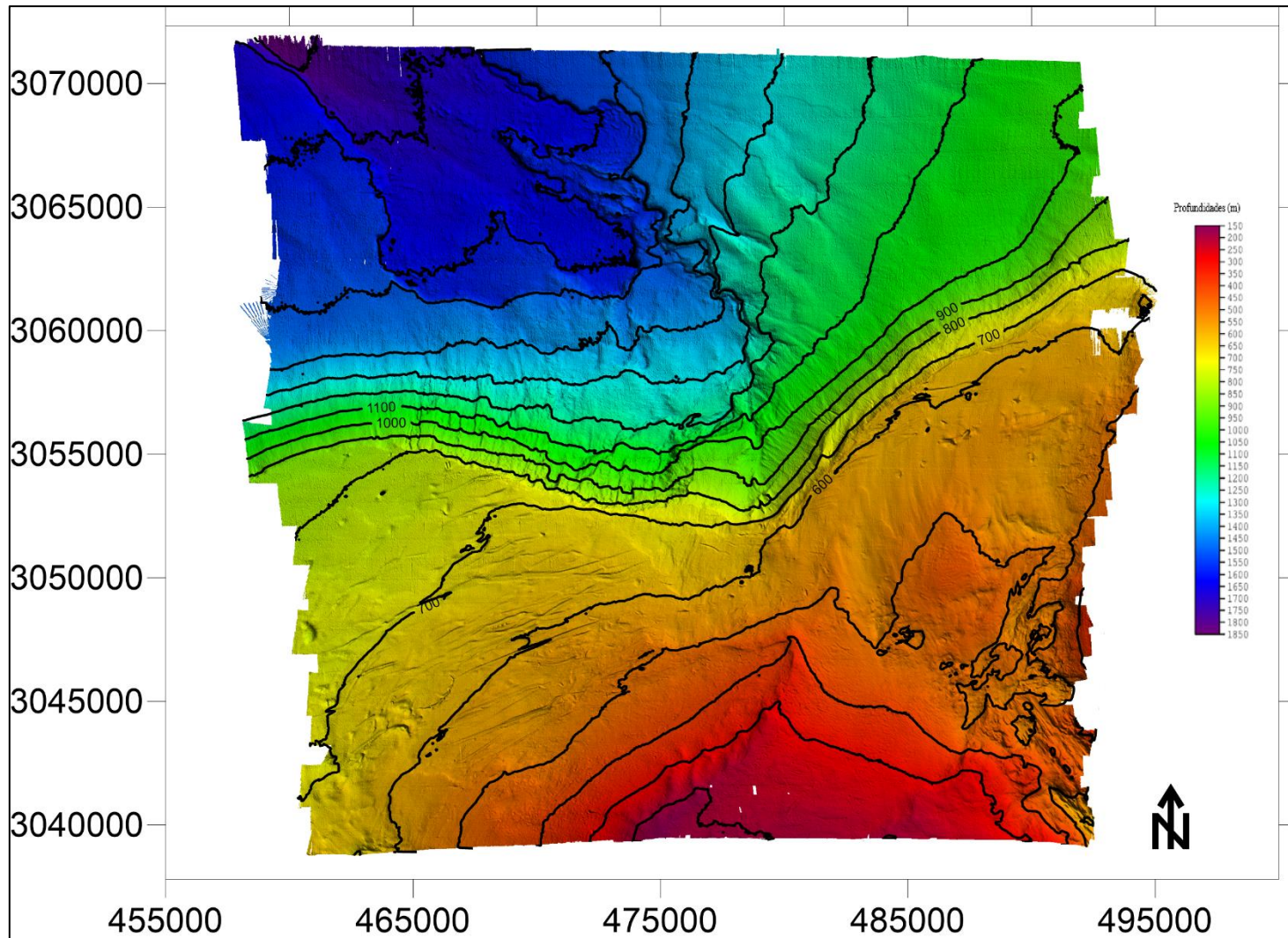


Figura 32: Modelo Digital de Terreno com curvas de nível indicando um grande gradiente na área central do mapa que corresponde à quebra do talude. Intervalo de 100 m entre as isolinhas batimétricas.

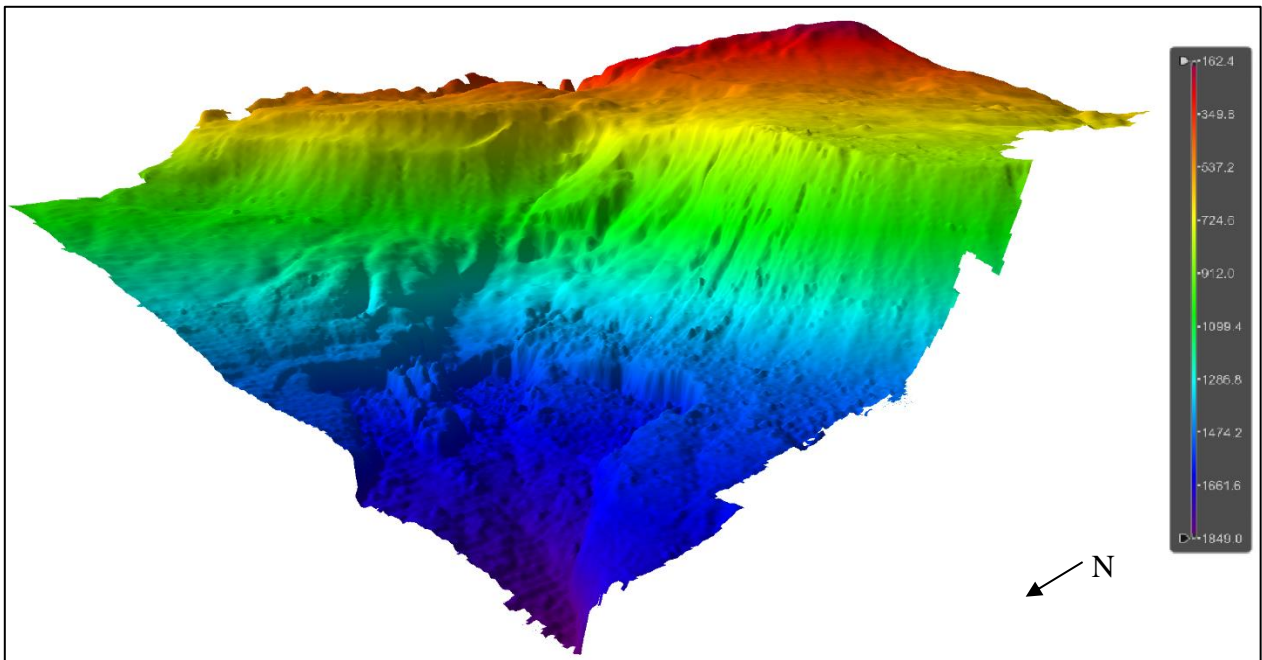


Figura 33: Vista 3D do Modelo Digital de Terreno gerado, evidenciando o grande vale que se encontra na parte SW da região analisada.

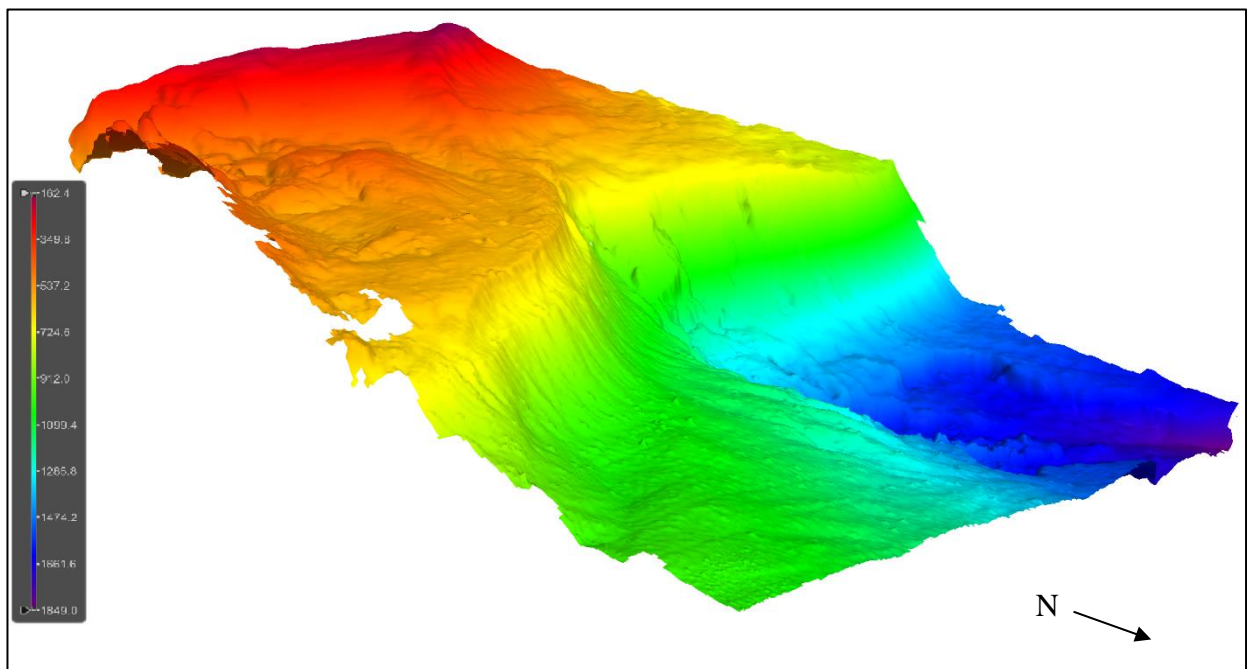


Figura 34: Visualização 3D evidenciando degraus morfológicos presentes no talude da região.

9.2 Backscatter

A superfície final da intensidade de retorno do sinal emitido pelo ecobatímetro (*backscatter*) neste levantamento tem como resultado a **Figura 35**.

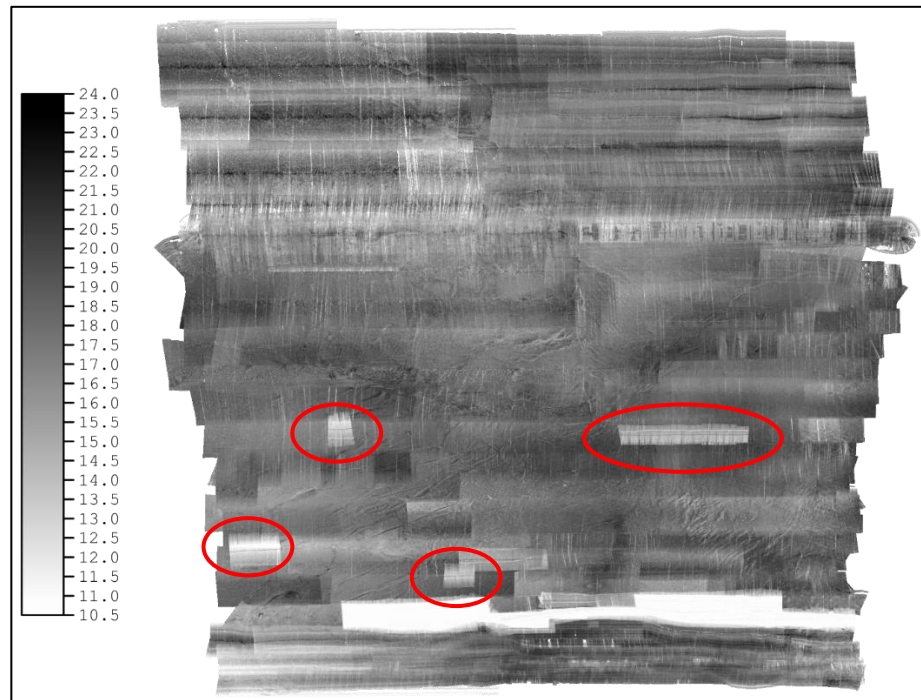


Figura 35: Superfície de *backscatter* gerada através dos passos indicados na seção anterior. Algumas linhas com ruídos (circuladas em vermelho) influenciaram negativamente na intensidade final da superfície.

Podemos perceber que em alguns pontos há linhas com menores intensidades de retorno do sinal acústico. Esses pontos são lugares onde há linhas menores que sobrepõem outras, fazendo com que a interação entre as duas influencie negativamente na intensidade. Para melhorar a imagem, tais linhas foram desligadas e foi criada uma nova superfície como na **Figura 36**.

A imagem final possui melhora em relação à anterior, porém ela ainda possui muitas linhas ruidosas que se concentram principalmente na região entre as coordenadas 3060000N 460000E e 3065000N 480000E. Através da imagem gerada podemos perceber que não há grandes mudanças no *backscatter* em toda extensão da área de estudo, apenas é notado algumas feições estreitas e alongadas principalmente na parte central da imagem. Estas feições coincidem com as estrias encontradas na superfície batimétrica.

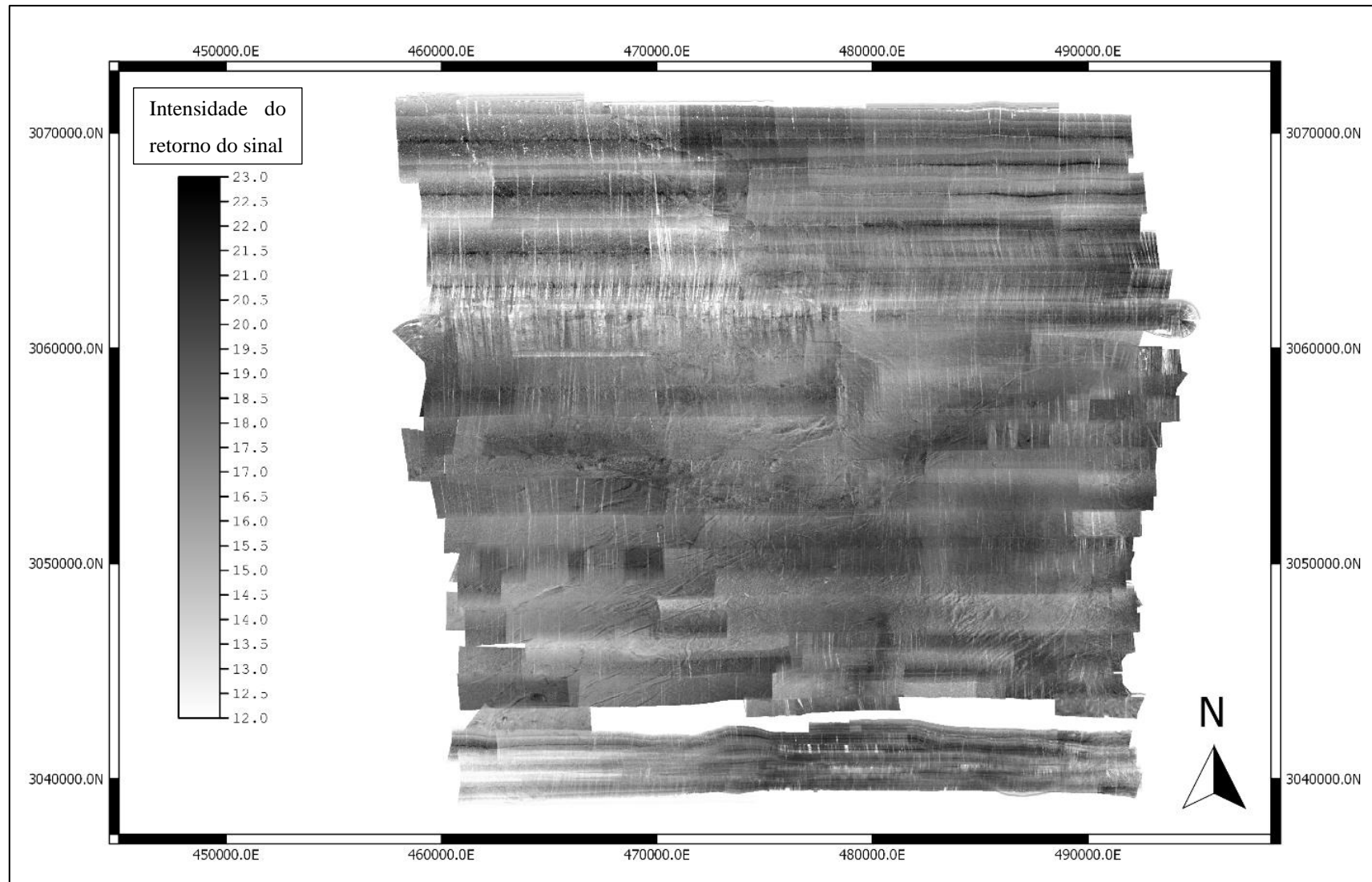


Figura 36: Superfície de *backscatter* final após terem sido tiradas algumas linhas ruidosas.

Com os dados de intensidade do retorno do sinal exportados, foi feito o histograma da distribuição destes como na **Figura 37**. Segundo a distribuição, os dados se encontram principalmente na faixa entre -15 e -20 dB, o que em uma incidência quase normal do feixe (90°), de acordo com a **Figura 21**, a sedimentação no local seria principalmente de sedimentos finos como areia fina, silte e argila.

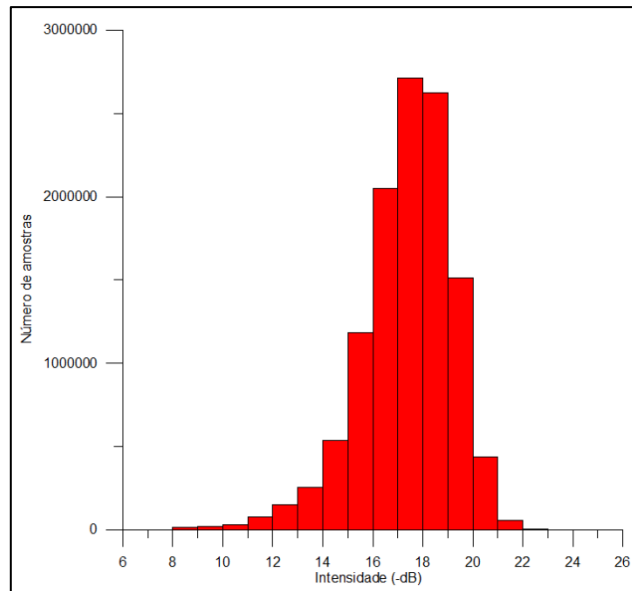


Figura 37: Histograma da intensidade do retorno do sinal *versus* o número de amostras, mostrando que a maioria dos dados estão no intervalo de intensidade entre -8 e -22 dB.

A superfície de distribuição da sedimentação na área ficou como a **Figura 39** e a confiabilidade dos dados têm a distribuição como na **Figura 38**, onde a confiabilidade é dada de forma que valores acima de 0,9 possuem pouca ou nenhuma confiabilidade. Os sedimentos mais finos estão depositados na área de maior profundidade, ou seja, em direção ao Estreito de Bransfield e os sedimentos de maior granulometria estão depositados na área que compreende a margem continental. A região com maior confiabilidade é a área de menor profundidade e o local com menor confiabilidade é a região de maior profundidade e também coincide com a região entre as coordenadas 3060000N 460000E e 3065000N 480000E onde vimos anteriormente que há grande quantidade de linhas ruidosas.

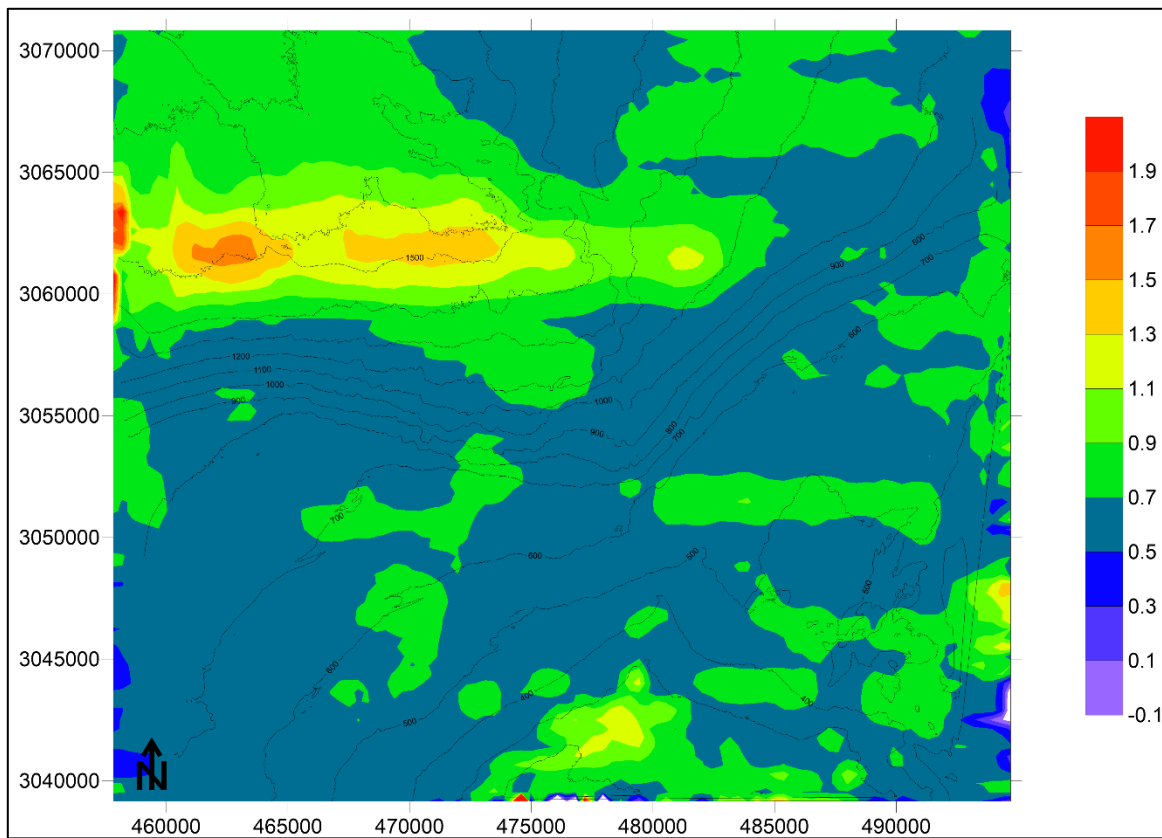


Figura 38: Distribuição da confiabilidade das informações inerentes à sedimentação na área de estudo. Valores acima de 0.9 são considerados de baixa confiabilidade.

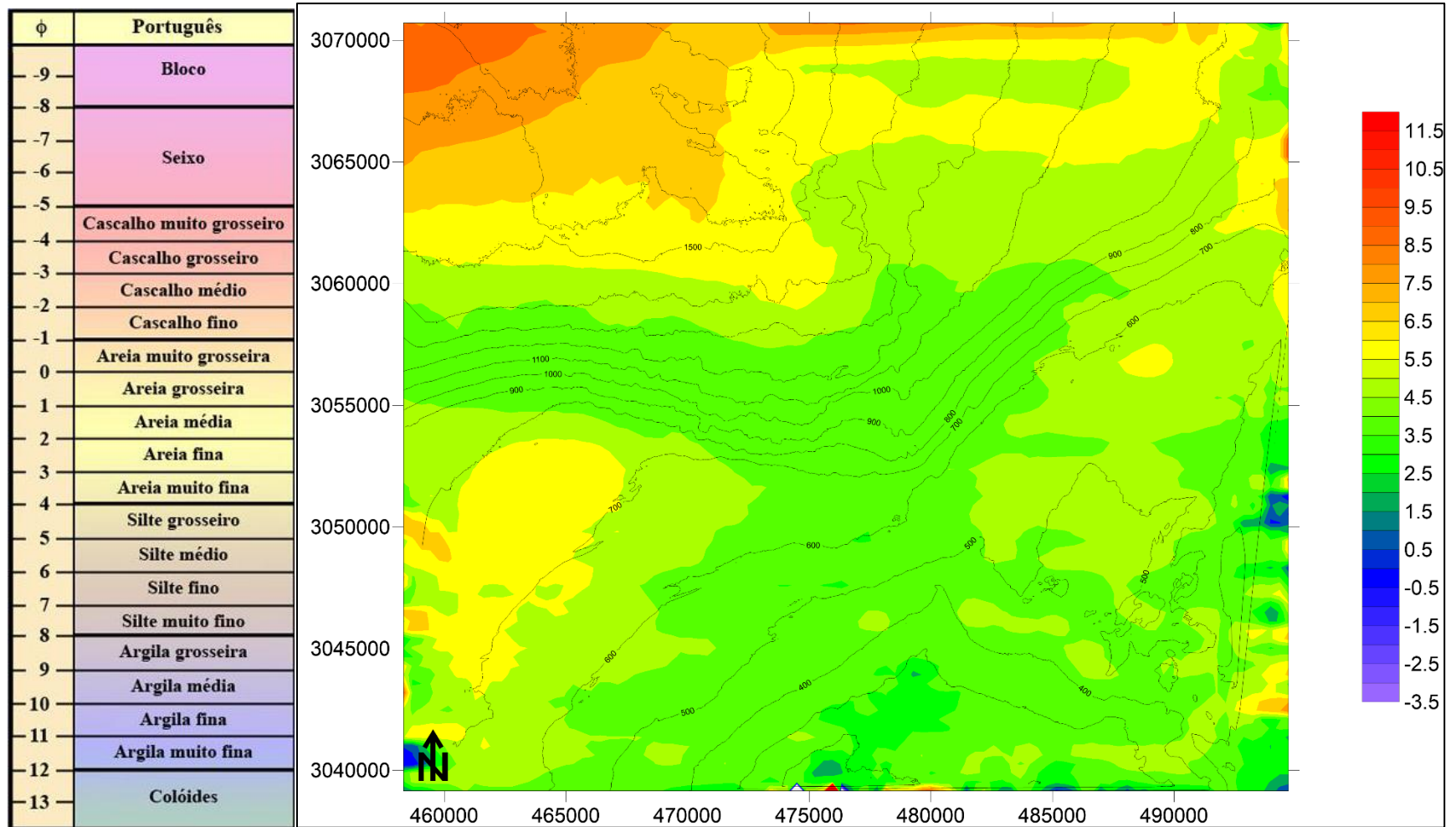


Figura 39: Mapa de distribuição da sedimentação na área do levantamento com base na tabela de identificação da granulometria (Φ - Φ) à esquerda. A sedimentação é predominantemente de materiais finos como areia, silte e argila.

10 DISCUSSÃO

O método batimétrico multi-feixe permite ao geofísico a aquisição de dados com alta qualidade a uma velocidade rápida recobrando todo o fundo, possibilitando uma melhor análise da área. Através das superfícies geradas neste trabalho é possível observar feições geológicas de grandes expressões que compõem a morfologia do fundo marinho na zona de transição entre a Margem Continental da Antártica e a Bacia Central de Bransfield.

A área estudada é composta por uma morfologia bastante irregular onde a profundidade varia significativamente. Na parte ao sul do mapa, na área proximal à Península Antártica, a profundidade é menor, variando de 162 m a aproximadamente 800 m. No meio do mapa há a quebra do talude, o que gera uma variação abrupta da profundidade de quase 500 m. Na parte SW do mapa, além de mais profundo, o Modelo Digital de Terreno indica uma feição erosiva de grande expressão, no detalhe na **Figura 40**. Foram feitos três perfis batimétricos transversais à feição: na parte de maior largura e mais distal, no meio da feição e na área de menor largura conforme indicado na **Figura 41**.

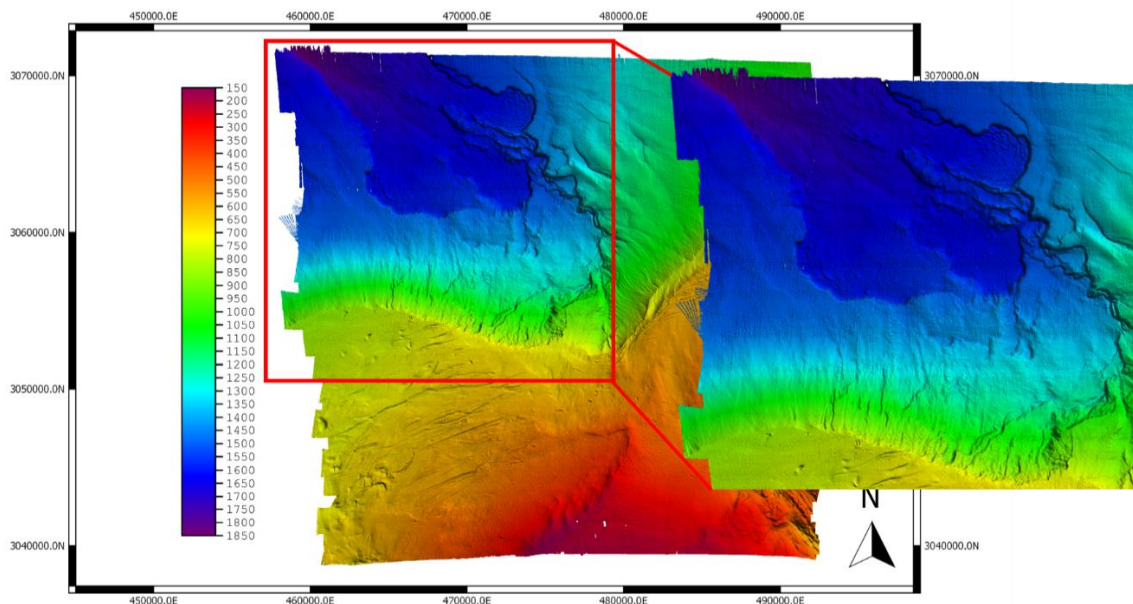


Figura 40: Detalhe da superfície batimétrica em sua parte NW evidenciando um grande vale que compõe o fundo marinho da área.

Através destes perfis é possível notar que a feição possui escarpas íngremes com uma profundidade que chega a 100 m, o que evidencia a grande profundidade da feição em relação à geologia circundante. Nos perfis B-B' e C-C' foram observados altos estruturais presentes dentro da feição, que provavelmente estariam ligados a falhamentos. Quanto à largura, ela possui cerca de 11,5 km na área mais larga (perfil C-C') enquanto na área mais estreita a feição possui aproximadamente 6 km (perfil A-A').

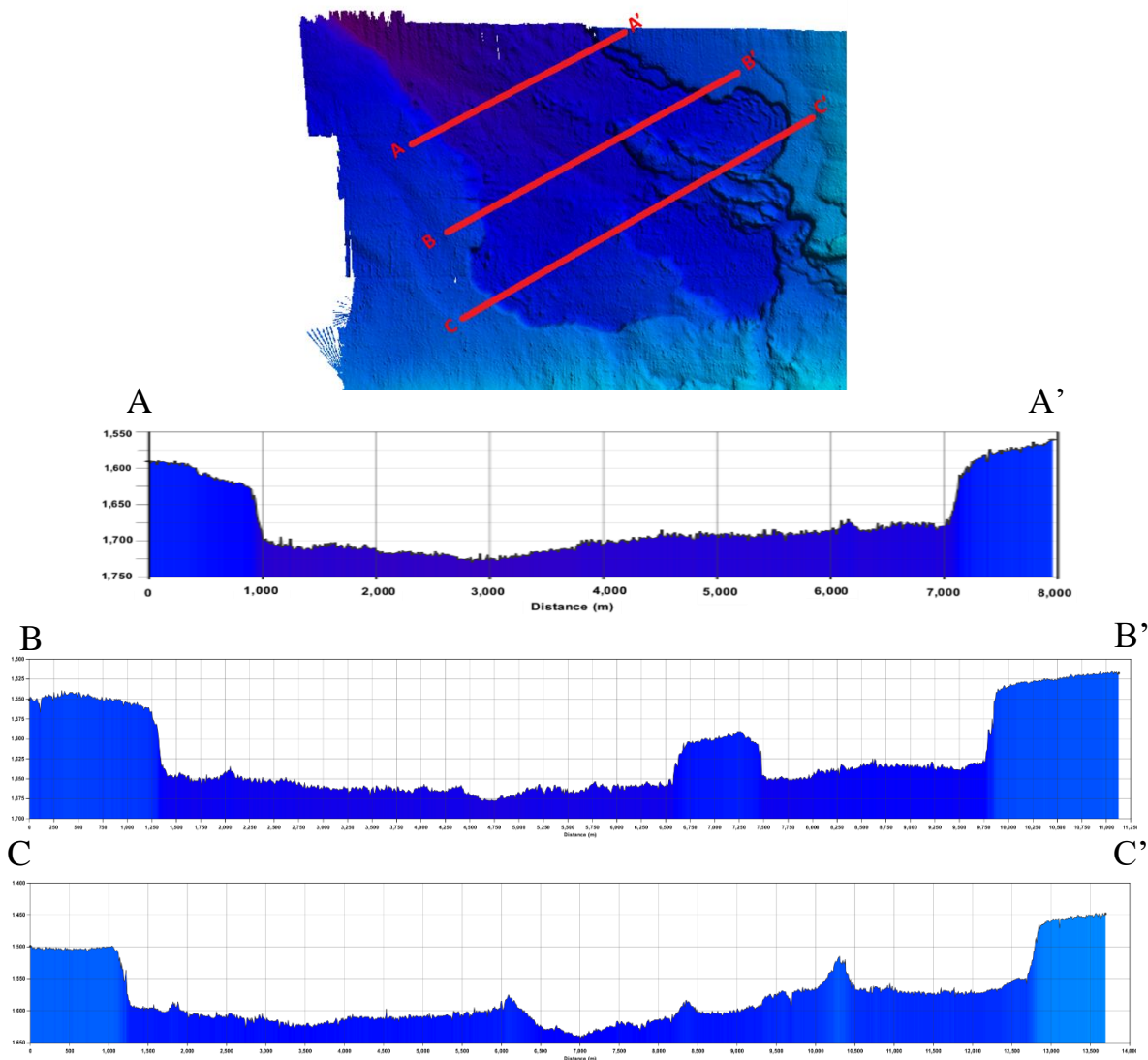


Figura 41: Perfis batimétricos transversais ao vale indicando a grande profundidade da feição, com paredes íngremes que chegam até mais de 100 m de profundidade. O perfil A-A' é o da área mais distal, de menor largura; o perfil B-B' é do meio da feição; e o perfil C-C' é da área mais proximal, com maior largura que chega até quase 11,5 km.

Através de estudo bibliográfico feito da região foi descoberto que esta grande depressão foi chamada por Imbo *et al.* (2003) primeiramente como Escorregamento Gebra (*Gebra Slide*) e posteriormente por Casas *et al.* (2013) como Vale de Detritos Gebra (*Gebra Debris Valley*), tendo em vista que o vale teria uma história deposicional envolvendo períodos de erosão e períodos de deposição.

Imbo *et al.* (2003) descreve o vale como possuindo 31 km de comprimento em sua totalidade chegando a uma área que compreende aproximadamente 230 km² e com uma direção no sentido NW-SE, o que fica evidenciado pela **Figura 40**. Seu prolongamento chega até a bacia do Rei George, sendo o domínio mais profundo da Bacia Central de Bransfield (Prieto *et al.*, 1999). Casas *et al.* (2013) define o vale em três domínios: *headwall* (escarpa superior) que compreenderia a região de maior largura, o fundo do vale e *sidewalls* (escarpas laterais) (**Figura 42**). Onde o domínio de *headwall* seria caracterizado por uma geometria em forma de anfiteatro, formado por dois sistemas subparalelos – superior e inferior – onde cada um estaria a 750 e 1500 m de profundidade respectivamente, o que afetaria a deposição em leque das calhas glaciais (*trough mouth fans*) Laclavere e Mott Snowfield (García *et al.*, 2011) que se encontram à esquerda da região estudada. O *headwall* superior não fica evidente pelo mapa, mas segundo os autores Casas *et al.* (2013), compreende 2 km de comprimento, 50 m de profundidade e 14° de gradiente, já o *headwall* inferior, que é a feição de grande destaque no Modelo Digital de Terreno, possui uma escarpa descontínua com três arrastos côncavos designados pelos autores por A, B e C (**Figura 42**). Tais arrastos estão separados pelos altos estruturais que foram vistos nos perfis B-B' e C-C' e são controlados tectonicamente, assim como o local onde os *headwalls* superior e inferior estão localizados. Segundo o autor, nos arrastos A e C haveriam depósitos de fluxos de massa que tiveram sua origem na plataforma continental.

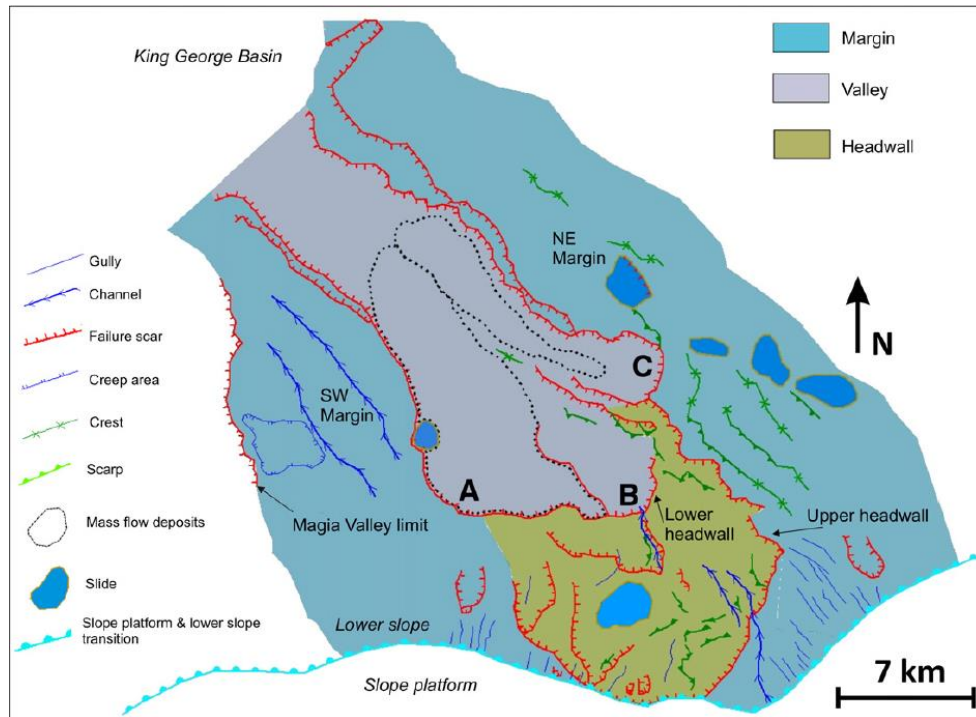


Figura 42: Domínios do vale Gebra: *headwall*, fundo e *sidewalls*. O vale possui dois *hedwalls* um inferior (*lower headwall*) em cinza e um superior (*upper headwall*) em verde. Estes são controlados por falhas, representadas na figura em vermelho. Fonte: Casas *et al.* (2013).

Devido a descontinuidades erosivas presentes na estratigrafia do vale, Casas *et al.* (2013) sugeriu que houveram dois grandes períodos de incisão que poderiam estar relacionados a um paleovale e a um vale moderno. Como as larguras do *headwall* superior e inferior são similares aos do paleovale e ao vale moderno, respectivamente, este autor os correlacionou. A abertura da Bacia Central de Bransfield ocorreu de forma rápida e em um período maior em sua parte Leste do que na parte Oeste (Prieto *et al.*, 1998), o que implica em um deslocamento do talude continental na direção SE onde o vale Gebra ocorre.

A análise das fácies sedimentares do perfil sísmico da **Figura 43** permite identificar que o *headwall* e o talude adjacente são formados por depósitos deformados sin-sedimentares indicados pelas fácies irregulares e oblíquas em associação com falhas e blocos no embasamento. O domínio é também formado por empilhamento de pacotes verticais com depósitos progradantes que formam as deposições em leque das calhas, relacionadas à sedimentação provinda pelas calhas glaciais Mott Snowfield e Laclavere (Prieto *et al.*, 1998; García *et al.*, 2008, 2009). As fácies sísmicas definidas pela unidade Usb sugerem que os

sedimentos são afetados por diferentes tipos de movimentos de massa como depósitos de fluxo de massa de diferentes tamanhos e turbiditos.

Segundo Casas *et al.* (2013) o surgimento do vale teria sido dado por diversos fatores, que seriam similares tanto no paleovale quanto no vale moderno. A atividade tectônica relacionada à atividade de abertura da bacia e mudanças na dinâmica de sedimentação dada pelos longos ciclos glaciais seriam os mecanismos desencadeadores. A mudança de sedimentação no paleovale ajudou no aumento do fornecimento de sedimentos ao talude continental, quando os *ice streams* Laclavre, Mott Snowfield e D'Urville alcançaram as calhas glaciais que receberam o mesmo nome e criam as *trough mouth fans* (García *et al.*, 2008, 2009). Os diamictos e turbiditos lamosos que compõem esses leques são bons candidatos a serem desestabilizados pela atividade tectônica (García *et al.*, 2011). O paleovale teria sido reocupado durante o quarto ciclo glacial, quando foi formado o Vale Gebra atual que teria seu surgimento similar ao anterior.

A história deposicional do vale Gebra é caracterizado por períodos alternados de erosão, onde o vale retirava sedimentos do talude para a bacia, e períodos de deposição, quando o vale foi totalmente preenchido, o que permitiu ao autor de chamado de Vale de Detritos Gebra (Casas *et al.*, 2013).

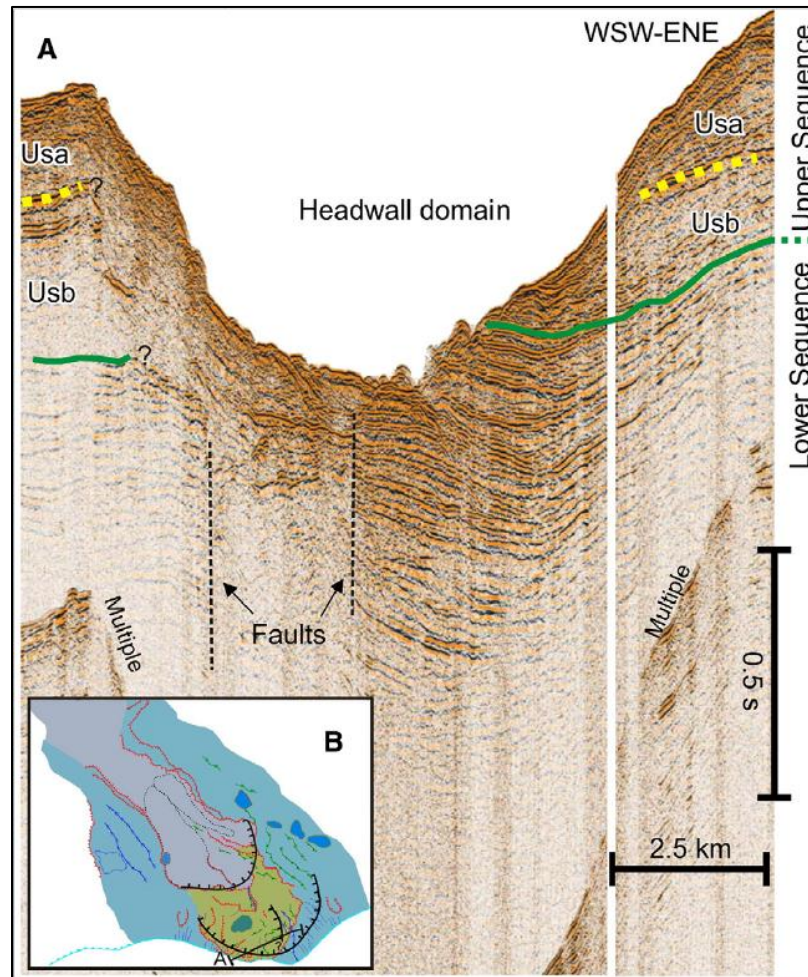


Figura 43: Perfil sísmico do *headwall* superior do Vale Gebra mostrando grandes discontinuidades, o que indicaria a presença de um paleovale. Fonte: Casas *et al.* (2013).

Dando zoom na imagem 3D foi possível notar feições que se assemelham a escorregamentos, como pode ser visto na **Figura 44**. Tais escorregamentos indicam que há dinâmica na sedimentação na área, o que sugeriria que futuramente o vale poderia ser novamente erodido, podendo ser criado um novo *headwall*.

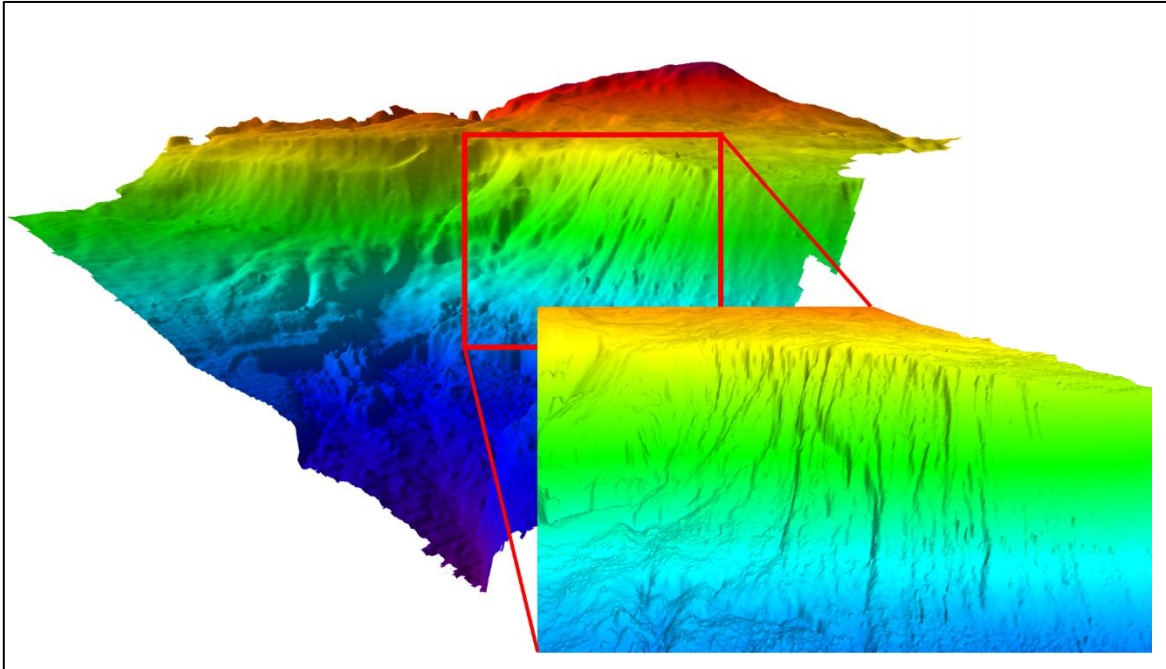


Figura 44: Zoom da imagem 3D com detalhe para a presença de escorregamento no talude em direção ao Vale Gebra.

Também foi possível observar através da superfície batimétrica, a presença de feições estreitas e alongadas que aparecem em toda a área central do mapa, possuindo aproximadamente 10 m de profundidade e que cobrem toda a margem continental antártica em sua porção SW (**Figura 45**). Tais estruturas se assemelham à feições de abrasão glacial, que são os chamados *icebergs scours* que são marcas de arrasto produzidas pela movimentação das geleiras que provavelmente vieram da Península Antártica e foram em direção ao talude.

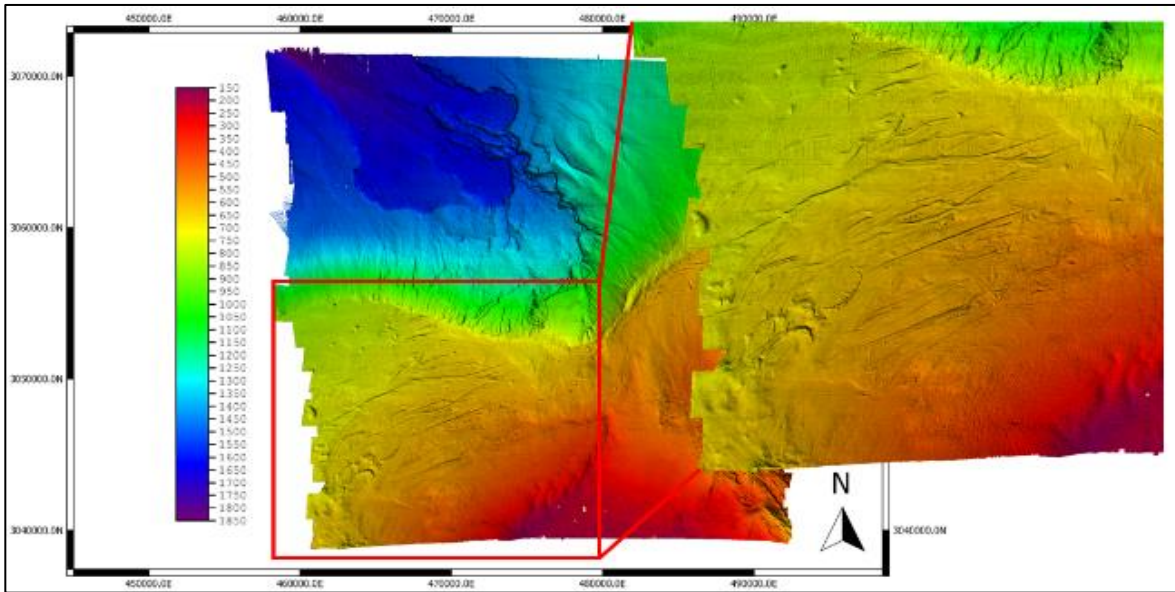


Figura 45: Detalhe da superfície batimétrica da região evidenciando estrias na parte SW da área. Tais estrias podem estar relacionadas ao arrasto de icebergs (*icebergs scours*).

Na parte à direita do modelo, podemos ver uma pequena parte da calha glacial D'Urville (**Figura 46**). Esta não estaria relacionada à deposição no vale Gebra, pois estaria depositando à leste do mapa na direção NE, fato este que poderia ser explicado pela influência da Corrente de Bransfield nesta direção.

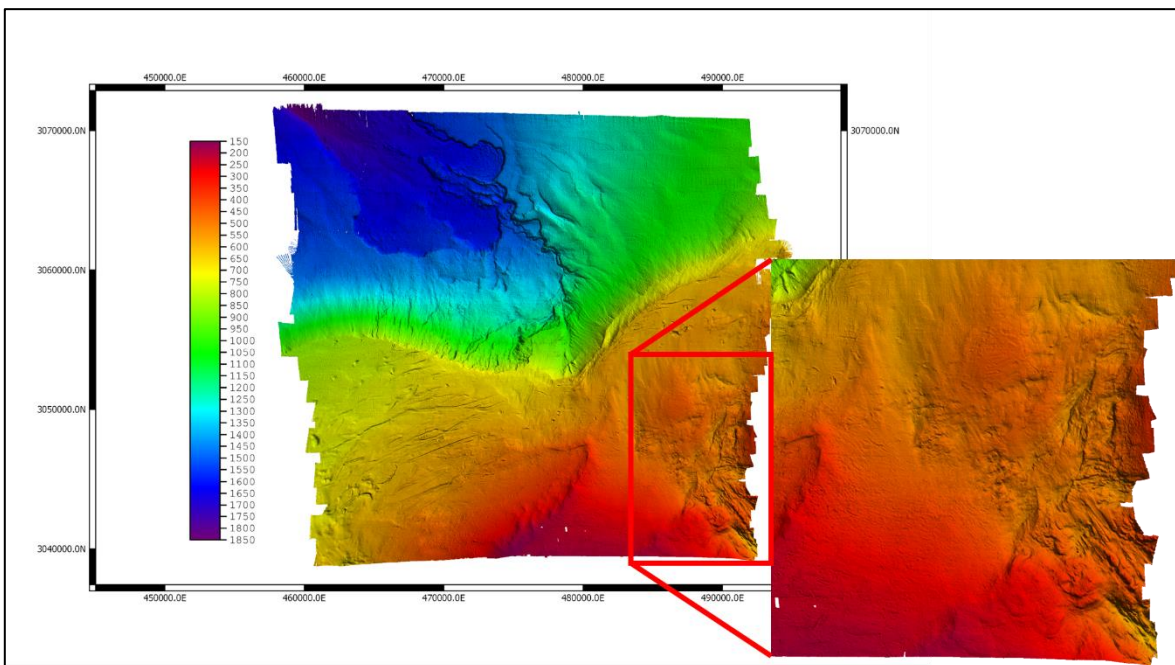


Figura 46: Detalhe para a área leste do modelo que seria parte da calha glacial D'Urville.

Com relação aos resultados obtidos através do *backscatter*, como a intensidade de retorno do sinal não varia muito, podemos afirmar que o padrão de sedimentação da área é homogêneo. E segundo o gráfico da **Figura 21** que correlaciona a intensidade do retorno do sinal com o ângulo de incidência do pulso, podemos afirmar que a sedimentação é de material fino como areia e argila, considerando uma incidência quase normal do pulso. Já o modelo final de sedimentação da área gerado pode ser confirmado de acordo com as estruturas e dinâmicas de sedimentação que ocorrem na área (**Figura 39**).

A região com sedimentação predominantemente de maior granulometria coincide com a área mais proximal à margem continental, onde há geleiras responsáveis por transportar materiais mal selecionados e como estão em uma área proximal de menor profundidade, são pouco retrabalhados pela ação das correntes de fundo que estaria predominantemente da região mais profunda do Estreito de Bransfield. A maior parte da sedimentação é predominantemente fina, de matriz siltítica, o que pode ser explicado pela ação mecânica do gelo, já que a maior parte dos sedimentos são carregados para o fundo através das calhas glaciais por *ice streams*. A sedimentação de menor granulometria está localizada na parte mais distal do vale Gebra, o que seria explicado pela estratigrafia sugerida por Casas *et al.* (2013), onde a fácies mais recente seria composta por turbiditos, caracterizados com granulodecrescência.

Apesar dos dados de *backscatter* e o mapa gerado através da análise sedimentar possuírem uma boa correlação com os estudos feitos na área, a distribuição de sedimentação não possui boa confiabilidade em algumas áreas como na região de maior profundidade, devido a uma menor taxa de amostragem que gera uma menor densidade de dados e também pela presença de linhas ruidosas. Entretanto nas áreas de menor profundidade, onde há um menor espaçamento entre as linhas de navegação e conseqüentemente maior densidade de dados, a confiabilidade é considerada boa.

11 CONCLUSÃO

A geofísica é uma ferramenta que utiliza-se da medição de parâmetros físicos para mapeamento de feições em áreas de difícil acesso. O método da batimetria multi-feixe vem sendo cada dia mais aprimorado, permitindo o mapeamento da geologia com dados de altas resoluções e cada vez menos incertezas associadas.

Neste trabalho o método da batimetria multi-feixe foi utilizado para o mapeamento da região que compreende partes da Margem Continental Antártica, do talude e da Bacia Central de Bransfield. A utilização da batimetria de alta frequência possibilitou a geração de um Modelo Digital de Terreno com 10 m de resolução, que permitiu ver em maior detalhe as feições da área de estudo e assim entender melhor sobre a morfologia da região. Através do levantamento batimétrico também é possível inferir o *backscatter* que permite o estudo da sedimentação local com base no padrão de reflexão e a relação com o tamanho do grão (em escala *phi*), possibilitando inferir o tipo e a distribuição.

A feição de maior escala observada no Modelo Digital de Terreno é um grande vale presente na porção NW da superfície batimétrica. Através de perfis gerados da região, foi possível notar que o vale possui escarpas íngremes e que chegam a 100 m de profundidade. Segundo Casas *et al.* (2013) tal vale é chamado de Vale de Detritos Gebra e está relacionado à atividade tectônica relativo à abertura da Bacia Central de Bransfield e também a grande eventos glaciais. O vale possui dois *headwalls*: um superior e um inferior, onde o *headwall* superior estaria relacionado a um primeiro momento de evolução do vale quando a atividade tectônica em conjunto com um evento glacial possibilitou que os *ice streams* Mott Snowfield, Laclavere e D'Urville chegassem até o talude e criasse deposições em leque que viriam a depositar no vale. Já o *headwall* inferior estaria relacionado a um vale moderno, que teria seu desenvolvimento semelhante ao primeiro, porém teria surgido durante o quarto grande ciclo glacial.

Também é possível ver em menor escala, feições abrasivas formadas por arrastos de *icebergs*, que são os chamados *icebergs scours*. Tais feições estão presentes na parte central do mapa, seguindo na direção NE para o talude e possuem em média 10 m de profundidade. E também em menor escala é possível observar na parte lateral do modelo, um pedaço da

calha glacial D'Urville, calha esta que estaria depositando a Leste do mapa graças à influência da Corrente de Bransfield.

Quanto à sedimentação inferida pelo *backscatter*, é homogênea em sua totalidade sendo composta por materiais finos como areia fina, silte e argila. Sua distribuição condiz com a história de sedimentação da área composta por materiais mais grossos na área proximal e mais finos na área distal. É necessário também levar em consideração que a análise sedimentar possui incertezas que se dão graças as linhas batimétricas ruidosas e mais espaçadas na área de maior profundidade, o que geraria uma menor densidade de amostragem e conseqüentemente uma menor confiabilidade dos dados. Para aumentar a densidade dos dados e conseqüentemente melhorar a confiabilidade dos dados, levantamentos batimétricos posteriores poderiam adicionar linhas de verificação dispostas de modo perpendicular às linhas regulares de sondagem com um espaçamento de até 15 vezes o adotado para as linhas regulares, aumentando assim a densidade de dados e detecção de erros grosseiros ou sistemáticos.

A utilização de batimetria de alta resolução na Antártica ajuda em um maior conhecimento da morfologia da região e permite posteriores estudos que possibilitariam um maior entendimento sobre sua influência em mudanças climáticas globais. Futuramente, poderiam ser realizados estudos sobre a estabilidade dos taludes e calhas glaciais adjacentes a área de estudo, pois escorregamentos de maior escala poderiam auxiliar no aumento do nível do mar mundial. E, além disso, através de estudos sísmicos de alta resolução e amostragens, seria possível observar a dinâmica sedimentar recente no vale Gebra e também o impacto nas mudanças de circulações atmosféricas e oceânicas que acarretariam um mudanças climáticas.

13 BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, J.B., POPE, P.G., THOMAS, M.A. Evolution and Hydrocarbon Potential of the Northern Antarctic Peninsula Continental Shelf. In: St. John, B. (Ed.), Antarctica as an Exploration frontier: hydrocarbon potential, geology and hazards. AAPG Studies in Geology. Vol. 31. p. 1–12, 1990.
- ASSINE, M. L., VESELY, F. F. Ambientes Glaciais. Ambientes de Sedimentação do Brasil. São Paulo: Ed. Beca. 2003.
- AYRES, A. Métodos Acústicos: Batimetria. Niterói, RJ. 2011. 192 slides, color. Acompanha texto.
- BARKER, P.F. Scotia Sea Regional Tectonic Evolution: Implications for Mantle Flow and Palaeocirculation. Earth-Science. Vol. 55. p. 1–39. 2001.
- BARKER, P.F., BURRELL, J. The Opening of Drake Passage. Marine Geology. Vol. 25. p. 15–34. 1977.
- BENTLEY, C. R. Antarctic Ice Streams: A Review. Journal of Geophysical Research. Vol. 92. p. 8843-8858. 1987.
- BOULTON, G. S. Processes of Glacial Erosion on Different Substrata. Journal of Glaciology. Vol. 22. p. 15-38. 1979.
- BOULTON, G. S. & DEYNOUX, M. Sedimentation in Glacial Environments and the Identification of Tills and Tillites in Ancient Sedimentary Sequences. Precambrian Research. Vol. 15. p. 397-422. 1981.
- CANALS, M., BARAZA, J., BART, P.J., CALAFAT, A.M., CASAMOR, J.L., DE BATIST, M., ERCILLA, M., FARRÁN, M., FRANCES, G., GRÀCIA, E., RAMOS-GUERRERO, E., SANZ, J.L., SORRIBAS, J., TASSONE, A. La Cuenca Central de Bransfield (NW de la Península Antártica): Primeros Resultados de la Campaña GEBRA'93. Geogaceta. Vol. 16. p. 122–125. 1994.
- CANALS, M., CASAMOR, J.L., URGELES, R., CALAFAT, A.M., DOMACK, E.W., BARAZA, J., FARRÁN, M., DE BATIST, M. Seafloor Evidence of a Subglacial

- Sedimentary System Off the Northern Antarctic Peninsula. *Geology*. Vol. 30. p. 603–606. 2002.
- CASAS, D., ERCILLA, G., ESTRADA, F., ALONSO, B., BARAZA, J., LEE, H., KAYEN, R., CHIOCCI, F.L. Physical and Geotechnical Properties and Assessment of Sediment Stability on the Continental Slope and Basin of the Bransfield Basin (Antarctica Peninsula). *Marine Georesources and Geotechnology*. Vol. 22. p. 253 – 278. 2004.
- CASAS, D., ERCILLA, G., GARCÍA, M., YENES, M., ESTRADA, F. Post-rift Sedimentary Evolution of the Gebra Debris Valley. A Submarine Slope Failure System in the Central Bransfield Basin (Antarctica). *Marine Geology*. Vol. 340. 16-29. 2013.
- CISTERNAS, M., RIOS, F. & STUARDO, J. Characterization of the Glacio-Marine Sedimentary Environment of "Campos De Hielo Sur". *Revista de Geografía Norte Grande*. Vol.14. p. 143-150. 1997.
- CONCEIÇÃO, F. V. Análise de Confiabilidade da Classificação Acústica com Backscatter do Sonar Multi-feixe na Enseada de Martel. 2013. 97f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica da Terra e dos Oceanos) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ. 2013.
- COSTA, A.M.R. Variação Temporal dos Isótopos Naturais de Ra de Meias-Vidas Longas em Amostras de Água Superficial do Estreito De Bransfield, Península Antártica. 2012. 66f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Oceanografia) – Universidade de São Paulo, São Paulo. 2012.
- CROOT, D. G. & SIMS, P. C. Early Stages of Till Genesis: An Example from Fanore County Clare, Ireland. *Boreas*. Vol. 25. p. 37-46. 1996.
- DAHLMANN, A., WALLMANN, K., SAHLING, H., SARTOU, G., BORHMANN, G., PETERSEN, S., CHIN, C.S., KLINKHAMMER, G.P. Hot Vents in Icecold Ocean: Indications for Phase Separation at the Southernmost Area of Hydrothermal Activity, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 193. p. 381–394. 2001.

- DE MOUSTIER, C. Fundamentals of Echo-Sounding Ii. 1998. Coastal Multibeam Sonar Training Course, Dartmouth, N.S.. Lecture Notes.
- DÍAZ, J. V. M. Analysis of Multibeam Sonar Data for the Characterization of Seafloor Habitats. 2000. 153 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – University of New Brunswick, Fredericton, Canadá. 2000.
- DIERSSEN, H. M., THEBERGE, A. Bathymetry: History of Seafloor Mapping. Encyclopedia of Natural Resources. 2014.
- DOWDESWELL, J. A.; VILLINGER, H.; WHITTINGTON, R. J.; MARIENFELD, P. Iceberg Scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland Continental Shelf. Marine Geology. Vol. 111. p. 37-53. 1993.
- DUARTE, V.S. Estrutura e Variabilidade Interanual das Massas de Água no Estreito de Bransfield (Antártica) Durante os Verões Austrais de 2003 e 2004. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS. 2006
- ERCILLA, G., BARAZA, J., ALONSO, B., CANALS, M., STOKER, M.S., EVANS, D., CRAMP, A. Recent Geological Processes in the Central Bransfield Basin (Western Antarctic Peninsula). In: Stoker, M.S., Evans, D. (Eds.), Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability, 129. Geological Society of London Special Publication. p. 205–216. 1998.
- ERCILLA, G., DE BATIST, M. Structure and Geodynamic Evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from Seismic Reflection Data. Marine Geology. Vol. 149. p. 17–38. 1998.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; MIAL, A. D. Models of Glaciomarine Sedimentation and Their Application to the Interpretation of Ancient Glacial Sequences. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 51. p. 15-84. 1985.
- EYLES, C. H. 1987. Glacially Influenced Submarine-Channel Sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 56. p. 1004-1017. 1987.
- FLINT, R. F. Glacial and Pleistocene Geology. New York, John Wiley & Sons, 533p., 1957.

- GALINDO-ZALDÍVAR, J., GAMBOA, L., MALDONADO, A., NAKAO, S., BOCHU, Y.,
Tectonic Development of the Bransfield Basin and its Prolongation to the South
Scotia Ridge, Northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*. Vol. 206. p. 267–282.
2004.
- GAMA JR, E. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S.; PÁDULA, E. K.
Contribuição ao Estudo da Ressedimentação no Subgrupo Itararé: Tratos de Fácies e
Hidrodinâmica Depositional. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 22. p. 228-236.
1992.
- GAMBÔA, L.A.P. Pesquisas Geofísicas Executadas pela Petrobras no Estreito de Bransfield
e Margem Continental de Bellingshausen – Antártica. In: II Congresso Laterino-
Americano de Hidrocarbonetos. 1988.
- GARCÍA, M., ERCILLA, G., ANDERSON, J.B., ALONSO, B. New Insights on the Post-
Rift Seismic Stratigraphic Architecture and Sedimentary Evolution of the Antarctic
Peninsula Margin (Central Bransfield Basin). *Marine Geology*. Vol. 251. p. 167–182.
2008.
- GARCÍA, M, ERCILLA, G, ALONSO, B. Morphology and Sedimentary Systems in the
Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Sedimentary Dynamics from Shelf to
Basin. *Basin Research*. Vol. 386. 2008.
- GARCÍA, M., ERCILLA, G., ALONSO, B. Morphology and Sedimentary Systems in the
Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Sedimentary Dynamics from Shelf to
Basin. *Basin Research*. Vol. 21. p. 295–314. 2009.
- GARCÍA, M., ERCILLA, G., ALONSO, B., CASAS, D., DOWDESWELL, J.A. Sediment
Lithofacies, Processes and Sedimentary Models in the Central Bransfield Basin,
Antarctic Peninsula, Since the Last Glacial Maximum. *Marine Geology*. Vol. 290. p.
1–16. 2011.
- GARDNER, J. V., DARTNELL, P., MAYER, L. A., HUGHES CLARKE, J. E.
Geomorphology, Acoustic Backscatter, and Processes in Santa Monica Bay from
Multibeam Mapping. *Marine Environmental Research*. Vol. 56. p. 15-46. 2003.

- GRÀCIA, E., CANALS, M., FARRÁN, M., PRIETO, M.J., SORRIBAS, J., TEAM, G.E.B.R.A., Morphostructure and Evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Researches*. Vol. 18. p. 429–448. 1996.
- HAMILTON, E. Geoacoustic Modeling of the Sea Floor. *The Journal of the Acustical Society of America*. Vol. 5. n. 68. p. 1313-1340. 1980.
- HELLEQUIN, L.; BOUCHER, J. M.; LURTON, X. Processing of High-Frequency Multibeam Echo Sounder Data for Seafloor Characterization. *Journal of Oceanic Engineering*. Vol. 1. n. 28. p. 78-89. 2003.
- HUGHES CLARKE, J. E. Are You Getting Full Bottom Coverage?. Ocean Mapping Group, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick. 1997.
- HUGHES CLARKE, J. E.; DANFORTH, B. W.; VALENTINE, P. Areal Seabed Classification Using Backscatter Angular Response at 95khz. *Proceedings of the NATO SACLANT Conference*. Lerici, Itália: [s.n.]. 1997.
- IMBO, Y., DE BATIST, M., CANALS, M., PRIETO, M.J., BARAZA, J. The Gebra Slide: a Submarine Slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. *Marine Geology*. Vol. 193. p. 235–252. 2003.
- JEFFERS, J.D., ANDERSON, J.B. Sequence Stratigraphy of the Bransfield Basin, Antarctica: Implications for Tectonic History and Hydrocarbon Potential. In: St. John, B. (Ed.), *Antarctica as an Exploration Frontier: Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards*. AAPG Studies in Geology. Vol. 31. p. 13–29. 1990.
- KLEPEIS, K.A., LAWVER, L.A. Bathymetry of the Bransfield Strait, Southeastern Shackleton Fracture Zone and South Shetland Trench. *Antarctic Journal of the United States*. Vol. 28. p. 103–104. 1994.
- LAWVER, L.A., KELLER, R.A., FISK, M.R., STRELIN, J.A. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active Extension Behind a Dead Arc. In: TAYLOR, B., *Back arc basins: Tectonics and magmatism volume*: Amsterdam, Plenum Press. p. 315-142. 1995.

- LAWVER, L.A., SLOAN, B.J., BARKER, D.H.N., GHIDELLA, M., VON HERZEN, R.P., KELLER, R.A., KLINKHAMMER, G.P., CHIN, C.S. Distributed, Active Extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from Multibeam Bathymetry. *GSA Today*. Vol. 6. p. 1–6. 1996.
- LEITÃO, F.J. Caracterização Morfológica e Sedimentar a Partir de Dados de Multi-feixe na Baía Foster, Ilha Deception, Antártica. 2015. 62 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense. Niterói, RJ. 2015.
- LØNNE, I. Sedimentary Facies and Depositional Architecture of Ice-Contact Glaciomarine Systems. *Sedimentary Geology*. Vol. 98. p. 13-43. 1995.
- LOWE, D. R. Sediment Gravity Flows: Their Classification and Some Problems of Application to Natural Flows and Deposits. In: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. (eds.) *Geology of Continental Slopes*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Vol. 27. p. 75-82. 1979.
- LOWE, D. R. Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of Highdensity Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 52. p. 279-297. 1982.
- LÓPEZ, O., GARCÍA, M.A., GOMIS, D., ROJAS, P., SOSPEDRA, J., SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Hydrographic and Hydrodynamic Characteristics of the Eastern Basin of the Bransfield Strait (Antarctica). *Deep-Sea Research I*. Vol. 46. p. 1755–1778. 1999.
- MAGRANI, F.J.G. Caracterização Sedimentar Glaciomarinha da Deglaciação da Baía do Almirantado desde o Último Máximo Glacial, Arquipélago Shetland do Sul, Antártica. 2014. 198 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense. Niterói, RJ. 2014.
- MUTTI, E. Turbidite Sandstones. Parma, Agip and Università di Parma. 275f. 1992.
- NEMEC, W. Aspects of Sediments Movements on Steep Delta Slopes. In: Colella, A. & Prior, D. B. (ed.) *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists (Special Publication. Vol. 10. p. 29-73. 1990.

- NISHIMURA, C. E. Fundamentals of Acoustic Backscatter Imagery. Naval Research Laboratory, Marine Geoscience Division NRL/FR/7420-97-9848, U.S. Navy, Washington, D.C.. 1997.
- OLIVEIRA JUNIOR, A. M.; CLARKE, J. E. H. Extending the Multibeam Angular Sector to Improve Seafloor Classification. *Sea Technology*. Vol. 6. n. 49. Jun 2008.
- PICKERING, K. T.; HISCOTT, R. N.; HEIN, F. J. Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics. London, Unwin Hyman. 416 f.. 1986.
- POWELL, R. D. & MOLNIA, B. F. Glacimarine Sedimentary Processes, Facies, and Morphology of the Southsoutheast Alaska Shelf and Fjords. *Marine Geology*. Vol. 85. p. 359-390. 1989.
- POWELL, R. D. & DOMACK, G. W. Modern Glaciomarine Environments. In: *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Oxford: Butterworth-Heinemann. p. 455-486. 1995.
- POWELL, R. D. Glacimarine Processes at Grounding-Line Fans and Their Growth to Ice-Contact Deltas. In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.) *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. London, Geological Society (Special Paper). Vol. 53. p. 53-73. 1990.
- PRIETO, M.J., CANALS, M., ERCILLA, G., DE BATIST, M. Structure and Geodynamic Evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) From Seismic Reflection Data. *Marine Geology*. Vol. 149. p. 17–38. 1998.
- PRIETO, M., ERCILLA, G., CANALS, M., DE BATIST, M. Seismic Stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): Interpretation of Deposits and Sedimentary Process in a Glacio-Marine Environment. *Marine Geology*. Vol. 157. p. 47-68. 1999.
- ROCHA-CAMPOS, A.C., SANTOS, P.R. Ação Geológica do Gelo. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. *Decifrando a Terra* (cap. 11). São Paulo, Oficina de Textos. p. 215-246. 2000.

- SOUZA, D.S. Estudos na Antártica Sobre a Abertura do Estreito de Bransfield Utilizando a Magnetometria. 2011. 58 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ. 2011.
- USACE.EM 1110-2-1003. Engineering and Design: Hydrographic Surveying. Department of the Army, U.S. Army Corps of Engineers. Apr. 2004.
- VISSER, J. N. J. Submarine Debris Flow Deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*. Vol. 30. p. 511-523. 1983.
- WEBER, J. N. Recent Grooving in Lake Bottom Sediments at Great Slave Lake, Northwest Territories. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 28. p. 333-341. 1958.
- WILSON, C., KLINKHAMMER, G.P., CHIN, C.S. Hydrography Within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 29. p. 465-479. 1999.
- YOON, H.I., HAN, M.W., PARK, B.K., OH, J.K., CHANG, S.K. Depositional Environment of Near-Surface Sediments, King George Basin, Bransfield Strait, Antarctica. *Geo-Marine Letters*. Vol. 14. p. 1-9. 1994.

14 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- CARIS. Caris Help Topics. 2017. Disponível em: <<http://caris.com/docs/4.4.11/hips%20and%20sips//index.html#page/CARIS%2520HIPS%2520and%2520SIPS%2520Help%2FHIPS%2520NOTICES.01.1.html>>. Acesso em: 27 nov. 2016.
- CIRM. Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar. Programa Antártico Brasileiro – PROANTAR. Disponível em: <<https://www.mar.mil.br/secirm/portugues/proantar.html>>. Acesso em: 12 set. 2016.
- DHN. Normas da Autoridade Marítima para Levantamentos Hidrográficos (NORMAM 25 rev. 2) . Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/dhn/sites/www.marinha.mil.br.dhn/files/normam/NORMAN-25-REV2.pdf>>. Acesso em: 24 set. 2017.
- NOAA. Multibeam Calibration: Conducting a Patch Test. 2010. Disponível em: <<http://oceanexplorer.noaa.gov/oceanos/explorations/ex1301/media/patchtest-poster.pdf>>. Acesso em: 06 jul. 2016.
- NOAA. Bottom Coverage by Survey Method. 2012. Disponível em: <http://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/hydro_survey/three_survey_methods_650.html>. Acesso em: 06 jul. 2016.