



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG

IO - INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA,
QUÍMICA E GEOLÓGICA



Monitoramento de Icebergs no Noroeste do Mar de Weddell, Antártica, e sua Associação com a Circulação Oceânica Regional

LORENA LUIZ COLLARES

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Orientador: PROF. DR. MAURICIO MAGALHÃES MATA

Rio Grande - RS
2011

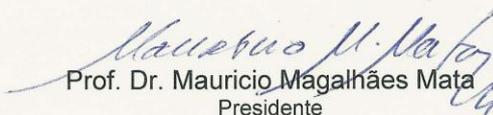


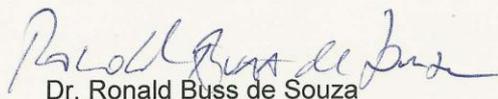
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA
FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA.
E-mail: ccpofgg@furg.br – home-page: www.oceanfisquigeo.furg.br



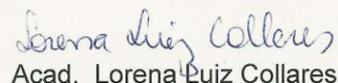
ATA ESPECIAL P/DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - 001/2011

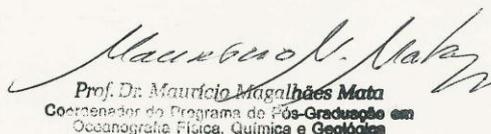
Às quatorze horas e trinta minutos do dia vinte e sete de janeiro do ano dois mil e onze, no Aud. Sala 601 – Pav. 6 – FURG/Carreiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** da Acad. **LORENA LUIZ COLLARES** composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata, Orientador/Presidente – IO/FURG, Dr. Ronald Buss de Souza – INPE e Dr. Leopoldo Rota de Oliveira – IO/FURG. Título da Dissertação: “**MONITORAMENTO DE ICEBERGS NO NOROESTE DO MAR DE WEDDELL COM O USO DE RASTREADORES SATELITAIS E IMAGENS ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar)**”. Dando início à reunião, o Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica e presidente da sessão, Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata terá um tempo de 45 a 60 min. para explanação do tema, e cada membro da Comissão, um máximo de 30 min. para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação a Comissão reuniu-se na Sala da Secretaria da Coordenação do Programa, para discussão do conceito a ser atribuído a candidata. Durante este encontro ficou estabelecido o que segue: As sugestões de todos os membros da Banca Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo orientador/candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente a Comissão Examinadora considerou a candidata **APROVADA**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ata que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo candidato e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.


Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata
Presidente


Dr. Ronald Buss de Souza


Dr. Leopoldo Rota de Oliveira


Acad. Lorena Luiz Collares


Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em
Oceanografia Física, Química e Geológica

Agradecimentos

Dedico este trabalho a minha família que sempre apoiou minhas escolhas, estando ao meu lado nos momentos mais difíceis e me dando auxílio emocional e financeiro. Especialmente a minha mãe Iara, pela sua força e determinação, sempre incentivando a mim e meus irmão a não nos abatermos pelas adversidades, e ao meu pai, que mesmo tendo partido sei que continua nos iluminando. Ao meu amor, Arthur Antônio Machado, pelo carinho, companheirismo e por tornar meus dias mais felizes, e a nossa filhote Kininha por ter iluminado nossas vidas e por todo afeto a nós dedicado.

Ao meu orientador Dr. Mauricio Mata, pela confiança, apoio e "motivação" no desenvolvimento da dissertação! Além da possibilidade de trabalhar em um projeto desafiador, fornecendo toda a infra-estrutura necessária. Ao apoio logístico e financeiro da SECIRM, Marinha do Brasil, PROANTAR/MMA/MCT e ao coordenador do Projeto SOS-Climate e GOAL Prof. Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia.

Um agradecimento super especial ao Rodrigo Kerr, por ter se dedicado a corrigir, exaustivamente, este trabalho, tornando-o aceitável (oceanográfica e linguisticamente). Agradeço também ao professor Jorge Arigony Neto, que é co-investigador de um projeto da *ESA EO* para o estudo dos impactos das mudanças climáticas na Península Antártica e Svalbard, o qual disponibilizou as imagens de radar aqui utilizadas, e também por ter sempre se mostrado disponível para resolução de qualquer dúvida.

Aos colegas de laboratório, que nos momentos de crise me motivaram e fizeram seguir em frente, em especial as meninas da Sala das Sete Mulheres: Ella, Karina, Amábile, Fernanda Caju, Amália, Ana Paula e Camila. E aos demais colegas: Fujita (especialmente pelo suporte técnico computacional, valeu!), Mathias, Ricardo e Renan. Aos colegas da oceanografia em geral: Curiri, Elaine, Preto, Marcos, Paula. A todos esses colegas/amigos muito obrigada pelas caronas, idéias, almoços, jantas e, principalmente, ajudas *matilabianas*.

Agradeço também a aos avaliadores da banca, composta pelo Dr. Leopoldo Rota de Oliveira e Dr. Ronald Buss de Souza, pela disposição em ler, corrigir e acrescentar conhecimento a esta dissertação. Ao CNPq e ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica pela concessão da bolsa de mestrado, que custeou minha estadia em Rio Grande durante o período do curso.

Índice

Agradecimentos	iii
Índice	v
Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	xiii
Resumo	xv
Abstract.....	xvi
1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	9
3. Histórico e Motivação	10
4. Caracterização Oceanográfica e das Plataformas de Gelo do Mar de Weddell e do Estreito de Bransfield	15
4.1. Mar de Weddell	15
4.2. Estreitos de Bransfield e Gerlache.....	18
4.3. Plataformas de Gelo permanentes e Cobertura de Gelo Marinho	21
5. Material e Métodos	24
5.1. Plataformas de Coleta de Dados-PCDs	24
5.2. Imagens ASAR	28
5.2.1 Características da Imagem de Radar	31
5.2.2 Calibração Radiométrica	32
5.2.3 Filtragem do ruído Speckle	32
5.2.4 Co-Registro.....	34
5.2.5 Máscara Costeira	35
5.2.6 Segmentação da Imagem ASAR: Separação de Icebergs, Oceano e Gelo Marinho	36
5.2.7 Classificação: Separação do Gelo Marinho e Icebergs	39
5.3. Parâmetros Calculados a partir dos Dados das PCDs e Imagens de Radar	42
5.3.1 Trajetória Derivada.....	42
5.3.2 Velocidade de Deriva	42
5.3.3 Área Superficial e Volume	43
5.3.4 Cálculo da Desintegração	44
5.3.5 Energia Cinética	44
5.3.6 Espectros de Frequência	46
5.4 Concentração de Gelo Marinho	48
5.5 Dados de Pressão e Temperatura.....	49

6. Resultados do Monitoramento de Icebergs através de Plataformas de Coleta de Dados e Imagens ASAR	51
6.1 Monitoramento de Icebergs via PCDs.....	51
6.1.1 Trajetória	51
6.1.2 Relação entre o Gelo Marinho e a Velocidade de Deslocamento dos Icebergs	54
6.1.3 Velocidades Zonais e Meridionais	61
6.1.4 Estimativas de Densidade Espectral	63
6.2 Resultados do acompanhamento do iceberg #69051 através de imagens ASAR.	66
7. Resultados do Monitoramento de Icebergs por Imagens ASAR.....	74
7.1 Trajetórias dos Icebergs.....	74
7.2 Zonação de Trajetórias	77
7.2.1 Trajetórias Típicas de cada Zona de deriva.....	80
7.3 Concentrações de Gelo Marinho, Velocidade de Deriva e Variações de Área Superficial.....	88
7.3 Icebergs Encalhados	93
7.4 Perda de Massa	95
8. Discussão	103
9. Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros.....	122
10. Referências	125

Lista de Figuras

Figura 1: Principais feições costeiras do continente Antártico, onde ocorrem plataformas de gelo, evidenciando processos glaciológicos (*calving*, derretimento e formação do gelo marinho) e oceanográficos (circulação ao longo da coluna de água na borda da plataforma de gelo), Adaptado de <http://www.global-greenhouse-warming.com/Larsen-Ice-Shelf.html> 2

Figura 2: Localização das Principais Plataformas de Gelo no entorno do Continente Antártico. Sendo que algumas destas plataformas de gelo já se desintegraram. Adaptada de Ted Scambos, NSIDC. <http://nsidc.org/quickfacts/iceshelves.html> 5

Figura 3: Mapa Batimétrico do Mar de Weddell e adjacências em escala de cinza. Em destaque o Giro de Weddell em azul, com flechas (em vermelho) indicando o sentido. CSS: Cordilheira Scotia do Sul; IGS: Ilha Georgia do Sul; CSI: Cordilheira Sudoeste Indiana; PGL: Plataforma de Gelo Larsen; PGR: Plataforma de gelo Ronne; PGF: Plataforma de Gelo Filchner 16

Figura 4: Trajetória de correntes sugeridas na zona de transição entre a Bacia Powell e o Mar de Scotia., adaptada de von Gyldenfeldt *et al* (2002), A seta cinza mais próxima da extremidade da Península Antártica sugere o a rota da Corrente Costeira Antártica nos níveis de superfície. Também pode ser observados as principais feições batimétricas da região. EB: Estreito de Bransfield; IOS: Ilhas Orcadas do Sul; PO: Passagem Orcadas, Mar de Scotia, Mar de Weddell e Bacia Powell 18

Figura 5: Acima a localização geográfica das principais ilhas e passagens no Estreito de Bransfield: Bacia Oriental, Ilha Rei George (IRG), Ilha Nelson (IN), Ilha Joinville (Joinville), Canal Antártico (CA), Passagem de Drake, Mar de Weddell, Bacia Central, Ilha Deception (ID), Estreito de Bransfield, Ilha Tower (ITW), Bacia Ocidental, Ilha Smith (ISM), Ilha Low (ILW), Ilha Hoseason (IH), Ilha Liege (IL), Ilha Trinity (IT), Mar de Bellingshausen, Ilha Brabant (IB), Canal de Scholaert (CS), Estreito de Gerlache (EG), Ilhas Anvers (IA), Península Antártica, Ilhas Shetland do Sul (ISS), Estreito de Boyd (EBY), Ilha Snow. Em escala de cinza denota-se o mapa batimétrico da região, com as profundidades em metros indicadas na barra vertical. 19

Figura 6: Esquema ilustrativo das correntes superficiais no Estreito de Bransfield sugerido por Morozov (2006), com as setas indicando o sentido do fluxo. (1) Ilha Rei George; (2) Ilha Nelson ; (3) Ilha Robert ; (4) Ilha Greenwich; (5) Ilha Livingstone; (6) Ilha Snow; (7) Ilha Deception; (8) Ilha Smith; (9) Low Island; (10) Península Antártica, (11) Canal Antártico 21

Figura 7: Plataforma de Coleta de Dados (a) estrutura montada, (b) componentes da PCD, 1) antena UHF; 2) antena do GPS; 3) capa protetora do sensor de pressão; 4) rótulo *START*; 5) indicador óptico 27

Figura 8: (A) Instalação de uma PCD em um iceberg, e respectivamente os icebergs que receberam as seguintes identificações # 69051 (B), # 69053 (C), # 69054 (D) 28

Figura 9: Comportamento do sinal de retroespalhamento do radar de acordo com diferentes tipos de superfícies (Fonte: ENVISAT/ESA handbook, 2007)	31
Figura 10: Imagem Bruta ASAR do dia 07/05/2009	33
Figura 11: Imagem Calibrada do dia 07/05/2009	33
Figura 12: Imagem Filtrada (filtro de mediana 5 x 5) do dia 07/05/2009	33
Figura 13: Mosaico da área de estudo formada por três imagens ASAR. As imagens são respectivamente das seguintes datas 27/06/2009, 11/12/2007 e 12/12/2007.	34
Figura 14: Imagens ASAR, do dia 07/05/2009, co-registrada para o mosaico da área de estudo.....	35
Figura 15: Imagem ASAR, do dia 07/05/2009, co-registrada para o mosaico da área de estudo com a aplicação de uma máscara sobre a região continental e ilhas.....	36
Figura 16: Imagem Original ASAR do iceberg #69051 no dia 05 de março de 2009 ...	40
Figura 17: Imagem Segmentada do iceberg #69051 no dia 05 de março de 2009.....	40
Figura 18: Iceberg rastreados por imagem ASAR, #69051 no dia 5 de março de 2009, onde se pode observar o comprimento e largura do icebergs de acordo como número de pixels.....	41
Figura 19: Concentração de Gelo Marinho (%) obtidas a partir do sensor AMSR-E na área que compreende as trajetórias dos icebergs acoplados com PCDs. A concentração de gelo marinho no pixel de cada trajetória é indicada por um triângulo preto.	49
Figura 20: Gráfico tipo espaguete contendo as trajetórias dos icebergs # 69051 (azul), #69053 (vermelho), #69054 (verde) durante o período em que foram monitorados pelas PCDs através do sistema ARGOS. O mapa batimétrico é representado em escala de cinza.....	53
Figura 21: Séries Temporais do deslocamento Latitudinal dos icebergs acompanhados através de PCDs ao longo dos períodos em que foram monitorados.	54
Figura 22: Séries Temporais do deslocamento Longitudinal dos icebergs acompanhados através de PCDs ao longo dos períodos em que foram monitorados.	54
Figura 23: Concentração de gelo marinho (%) derivados do sensor AMSR-E e as velocidades de deriva dos icebergs #69051 (azul), #69053 (vermelho), #69054 (verde) respectivamente ao longo do período em que os icebergs foram acompanhados pelas PCDs via sistema satelital ARGOS.	58
Figura 24: Dados de Pressão (hPA) obtidos através do sensor de pressão atmosférica das PCDs # 69051 (azul), #69053 (vermelho) e #69054 (verde), e centros de recanalizes NCEP (preto) e ECMWF (cinza) ao nível de superfície durante o período em que os icebergs foram acompanhados.....	60

Figura 25: Velocidade Zonal e Meridional associada ao deslocamento do iceberg # 69051, durante o período em que foi rastreado através das PCDs pelo sistema satelital ARGOS.....	61
Figura 26: Velocidade Zonal e Meridional associada ao deslocamento do iceberg # 69053, durante o período em que foi rastreado através das PCDs pelo sistema satelital ARGOS.....	62
Figura 27: Velocidade Zonal e Meridional associada ao deslocamento do iceberg # 69054, durante o período em que foi rastreado através das PCDs pelo sistema satelital ARGOS.....	63
Figura 28: Estimativa de Densidade Energética associada as componentes longitudinais e zonais do deslocamento do iceberg #69051, durante o período de maior deslocamento (70 dias iniciais).	64
Figura 29: Estimativa de Densidade Energética associada as componentes longitudinais e zonais do deslocamento do iceberg #69054, durante o período de maior deslocamento (100 dias iniciais)	65
Figura 30: Gráfico tipo espaguete das posições encontradas para o iceberg #69051 através das imagens de radar com o auxílio das posições diárias da PCD, em azul as posições do iceberg enquanto havia disponível dados de posição da PCD, em vermelho as posições encontradas apenas com a utilização da imagens ASAR. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.....	67
Figura 31: Velocidade de deriva do iceberg #69051 , obtida através das imagens ASAR e dados de posição da PCD, e concentração de Gelo Marinho nos pixels ao longo da trajetória obtida através do sensor AMSR-E	68
Figura 32: Área Superficial calculada a cada posição do iceberg #69051 nas imagens ASAR disponíveis, em preto a reta de tendência de variação superficial de área.....	70
Figura 33: Relação entre a variação de área superficial (km ²) e a temperatura (NCEP) ao longo do período de acompanhamento do iceberg #69051 por imagens ASAR e dados de posição das PCDs.	73
Figura 34: Gráfico tipo espaguete dos 25 icebergs rastreados por diferentes períodos ao longo dos anos de 2008 e 2009 através de imagens de <i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i> (ASAR).....	75
Figura 35: Icebergs rastreados durante o ano de 2008, através de 68 imagens ASAR. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.....	76
Figura 36: Icebergs rastreados durante o ano de 2009, através de 74 imagens de radar ASAR. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.	77
Figura 37: Icebergs acompanhados por imagens ASAR, que fluíram em águas rasas sobre a plataforma continental Antártica. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.	78

- Figura 38: Icebergs acompanhados por imagens ASAR que fluíram sobre a quebra de plataforma e talude em águas de profundidade intermediária. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região. 79
- Figura 39: Icebergs acompanhados por imagens ASAR que fluíram sobre águas de maior profundidade (>1000 m). Em escala de cinza o mapa batimétrico da região. 80
- Figura 40: Trajetória derivada pelo iceberg #17 ao longo de 264 dias de observação, gráficos indicando as velocidades de deriva ao longo da trajetória e as concentrações gelo marinho nas respectivas posições. Série temporal da variação da área superficial e reta de tendência indicando a variação ao longo da trajetória..... 83
- Figura 41: Trajetória deriva pelo iceberg #3, ao longo de 124 dias de observação, gráfico indicando as velocidades de deriva ao longo da trajetória e as concentrações gelo marinho nas respectivas posições. Série temporal da variação da área superficial e reta de tendência indicando a variação ao longo da trajetória..... 85
- Figura 42: Trajetória deriva pelo iceberg #21, ao longo de 79 dias de observação, gráfico indicando as velocidades de deriva ao longo da trajetória e as concentrações gelo marinho nas respectivas posições. Série temporal da variação da área superficial e reta de tendência indicando a variação ao longo da trajetória, também em destaque na caixa de cor verde. 87
- Figura 43: Trajetória derivada pelo iceberg #9 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (roxo) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva (cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%). No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa de cor roxa. 89
- Figura 44: Trajetória deriva pelo iceberg #11, ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (rosa) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva (cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%). No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa cor de rosa. 90
- Figura 45: Trajetória deriva pelo iceberg #19 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (lilás) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, em destaque na caixa de cor lilás. 90
- Figura 46: Trajetória deriva pelo iceberg #13 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (azul claro) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de

gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação..... 92

Figura 47: Trajetória deriva pelo iceberg #24 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (azul marinho) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa azul marinho..... 92

Figura 48: Trajetória deriva pelo iceberg #6 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (verde) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa de cor verde..... 94

Figura 49: Trajetória deriva pelo iceberg #20 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (verde mostarda) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa de cor verde mostarda..... 94

Figura 50: Perda de massa média diária de cada iceberg acompanhado por imagens ASAR, ao longo dos períodos em que foram observados. Na caixa vermelha encontram-se as massas médias perdidas por cada iceberg para o ano de 2008 e na caixa azul para o ano de 2009..... 96

Figura 51: Massa total perdida por cada iceberg ao longo de seus períodos de monitoramento. Na caixa vermelha encontram-se as massas totais perdidas por cada iceberg para o ano de 2008 e na caixa azul para o ano de 2009..... 97

Figura 52: Porcentagem de desintegração de cada iceberg, do início ao final das observações, ao longo dos períodos em que foram monitorados por meio das imagens ASAR. Na caixa vermelha encontram-se as porcentagens iniciais de cada iceberg monitorado durante o ano de 2008 e na caixa azul os monitorados ao longo do ano de 2009..... 99

Figura 53: Volume Inicial em m^3 de cada iceberg monitorado através das imagens ASAR. Na caixa vermelha encontram-se volumes iniciais de cada iceberg monitorado durante o ano de 2008 e na caixa azul os monitorados ao longo do ano de 2009..... 99

Figura 54: Fluxo de água injetada no oceano por cada iceberg. Na caixa vermelha o fluxo relacionado aos icebergs acompanhados durante o ano de 2008 e na caixa azul a o fluxo de água associado aos icebergs acompanhados durante o ano de 2009..... 101

Figura 55: Trajetória dos derivadores de superfície lançados a oeste da extremidade da Península Antártica durante o projeto Antarctic Drift Experiment (ADELIE). Em

laranja observa-se as trajetórias e o fluxo associado a Frente de Talude Antártico, que adentra o Estreito de Bransfield. Em vermelho observa-se a trajetória associada ao fluxo da Frente de Talude Antártico que é aprisionada em vórtices anticiclônicos e em azul observa-se o fluxo associado a frente de Talude Antártico, que escapa para norte pela confluência Scotia-Weddell. Retirado de Thompson *et al.* (2004). 105

Figura 56: Esquema das principais rotas de correntes e frentes à noroeste do Mar de Weddell. A linha cinza mostra o caminho percorrido pelas correntes desta região determinado por Heywood *et al.* (2004). Em amarelo a Corrente Costeira Antártica, em azul a Frente de Talude Antártico e em vermelho a Frente de Weddell sugerido por Thompson *et al.*, 2009. Retirado de Thompson et al., 2009..... 106

Lista de Tabelas

Tabela 1: Identificação e dados referentes a instalação e transmissão dos rastreadores fixados nos icebergs	25
Tabela 2: Dados relacionados a Velocidade Média, Energia Cinética Média, de Energia Cinética Turbulenta de Mesoescala, Energia Cinética Total, e a razão entre a Energia Cinética Turbulenta de Mesoescala e a Total.....	66
Tabela 3: Velocidades do iceberg # 69051 obtidas através das posições da PCD com intervalo diário, e com intervalo semelhante ao acompanhamento por imagens ASAR. Também a velocidade média através do acompanhamento por imagens de ASAR para o mesmo período do acompanhamento da PCD e para todo período em que este icebergs foi acompanhados por imagens de radar.	69
Tabela 4: Amostragem mensal da variação da área superficial do iceberg #69051, onde é possível observar a imagem original, segmentada e apenas o iceberg em evidência ao longo dos meses.....	71
Tabela 5: Principais parâmetros calculados com base no deslocamento dos 25 icebergs rastreados através da imagens ASAR ao longo dos anos de 2008 e 2009.....	102
Tabela 6: Velocidades médias encontradas para o acompanhamento de icebergs via diferentes metodologias (dados de posição de PCDs e imagens ASAR) em comparação com outros trabalhos.....	114

Resumo

Os icebergs representam uma distinta feição no Oceano Austral. As correntes oceânicas, o gelo marinho, a batimetria e os ventos são responsáveis por determinar a trajetória destes grandes blocos de gelo. Desta forma, informações sobre a distribuição e a concentração dos icebergs podem auxiliar no melhor entendimento da circulação oceânica e atmosférica nas regiões polares. Diferentes métodos de observação de icebergs têm sido utilizados ao longo do tempo para o entendimento desta componente da criosfera. Duas metodologias despontam para tal objetivo, plataformas de coleta de dados (PCDs) rastreadas via sistema satelital ARGOS e as imagens de radar. A fim de monitorar o deslocamento de icebergs, no noroeste do Mar de Weddell, foram utilizados dados de posição de PCDs fixadas em três icebergs (em 19 de fevereiro de 2009) nas proximidades da ilha James Ross. Imagens *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR) foram utilizadas como medida complementar no rastreamento de icebergs durante os anos de 2008 e 2009. A partir dos resultados foi possível associar a deriva dos icebergs monitorados aos principais sistemas de correntes e frentes desta região, como a Corrente Costeira Antártica, a Frente de Talude Antártico e a Frente de Weddell. Mais especificamente, pode-se observar aspectos da circulação regional, tal como a identificação de uma célula de circulação anticiclônica no entorno da ilha James Ross e a deriva de icebergs em direção ao Estreito de Bransfield. Um estudo de caso demonstrou a recirculação de um iceberg no interior do Estreito de Bransfield e sua desintegração associada. A estimativa média da taxa de desintegração dos icebergs monitorados foi de 19%, associadas com um fluxo de volume de água doce para o oceano de aproximadamente $0.57 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $0.94 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente durante o período de observações nos anos de 2008 e 2009. A velocidade média de deriva calculada através do monitoramento via PCDs e imagens ASAR foi de $3.04 \pm 1.9 \text{ cm s}^{-1}$ e $5.97 \pm 2.8 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente.

Palavras chaves: icebergs, ASAR, Plataforma de Coleta de Dados

Abstract

Icebergs represent a distinctive feature of the Southern Ocean. Ocean currents, sea ice, bathymetry and winds determine the icebergs trajectory and its drift. Thus, information about icebergs distribution and concentration help to better understand the ocean and atmospheric circulation in Polar Regions. Several methods to observe icebergs have been used to comprehend the behavior and the role of this component of the cryosphere. Two methodologies are emerging for this purpose recently, such as icebergs tagging (for satellite tracking) and orbital radar images. In order to monitor the displacement of icebergs in the northwestern Weddell Sea, we used data from three icebergs tagged with Data Collection Platforms - DCPs (19/02/2009) in the vicinity of the James Ross Island. Additionally, ASAR images were used as a complementary measure to track the icebergs during the years 2008 and 2009 in the same area. Observing the results, it was possible to associate the icebergs drift with the main currents and fronts systems found in this region, as the Antarctic Coastal Current, Antarctic Slope Front and Weddell Front. More specifically, one can observe the regional circulation, such as the identification of an anticyclonic circulation cell around the James Ross Island and icebergs drifting into the Bransfield Strait. A case study demonstrated the recirculation of iceberg within the Bransfield Strait and its corresponding loss of mass. The icebergs disintegration estimated was 19%, associated with a freshwater volume flow toward the ocean of approximately $0,57 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $0,94 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively during the observation period, for the years 2008 and 2009. The drift rates determined by monitoring icebergs via DCPs and ASAR images were, respectively, $3,04 \pm 1,9 \text{ cm s}^{-1}$ and $5,97 \pm 2,8 \text{ cm s}^{-1}$.

Keywords: icebergs, ASAR, Data Collection Platforms

1. Introdução

Os icebergs representam uma distinta feição no Oceano Austral. Durante o verão a elevação da temperatura média da atmosfera origina fendas que acarretam no fraturamento nas plataformas de gelo e glaciares. Icebergs são formados quando a tensão do vento, das marés (Ballantyne, 2002) e ação das ondas seccionam as bordas das plataformas de gelo, desprendendo blocos de gelo destas feições da criosfera para o oceano (*calving*). Após a ruptura de partes destas plataformas de gelo, com sua consequente liberação, os icebergs, derivam no oceano (Figura 1) sofrendo fraturas e derretimento gradualmente (Romanov *et al.*, 2008). Segundo Willians *et al.* (1999), grandes icebergs sofrem fraturas e são responsáveis por originar icebergs de proporções menores. A maioria dos icebergs tem comprimento de poucas centenas de metros, atingindo normalmente entre 200 e 300 m, porém há também a formação de grandes icebergs, que podem alcançar centenas de quilômetros como o A-38B (150 km×50 km, Jansen *et al.*, 2007) e o B-15A (126 × 27 km, Turnbull *et al.*, 2010). Uma maior segurança da navegação, o efeito na estrutura termohalina, o balanço de calor e de água doce nos oceanos estimulam os estudos do movimento e distribuição dos icebergs no oceano Austral (Romanov *et al.*, 2008).

As correntes oceânicas, a batimetria, o gelo marinho e o vento são responsáveis por determinar a trajetória e a deriva dos icebergs. Desta forma, informações sobre a distribuição e a concentração destes grandes blocos de gelo podem auxiliar no melhor entendimento da circulação oceânica e atmosférica nas regiões polares (Radikevich & Romanov, 1995; Romanov *et al.*, 2008), assim como no balanço de massa destas regiões. A maior parte da massa dos icebergs encontra-se abaixo da superfície da água (~90%). Sendo assim, os icebergs movem-se predominantemente sob a influência das

correntes oceânicas sendo, relativamente, pouco influenciados pelos ventos de superfície. Com estas considerações, a deriva de icebergs pode ser um método útil para o estudo das correntes superficiais e de subsuperfície dos oceanos em regiões onde há pouca amostragem (Williams, 1999).

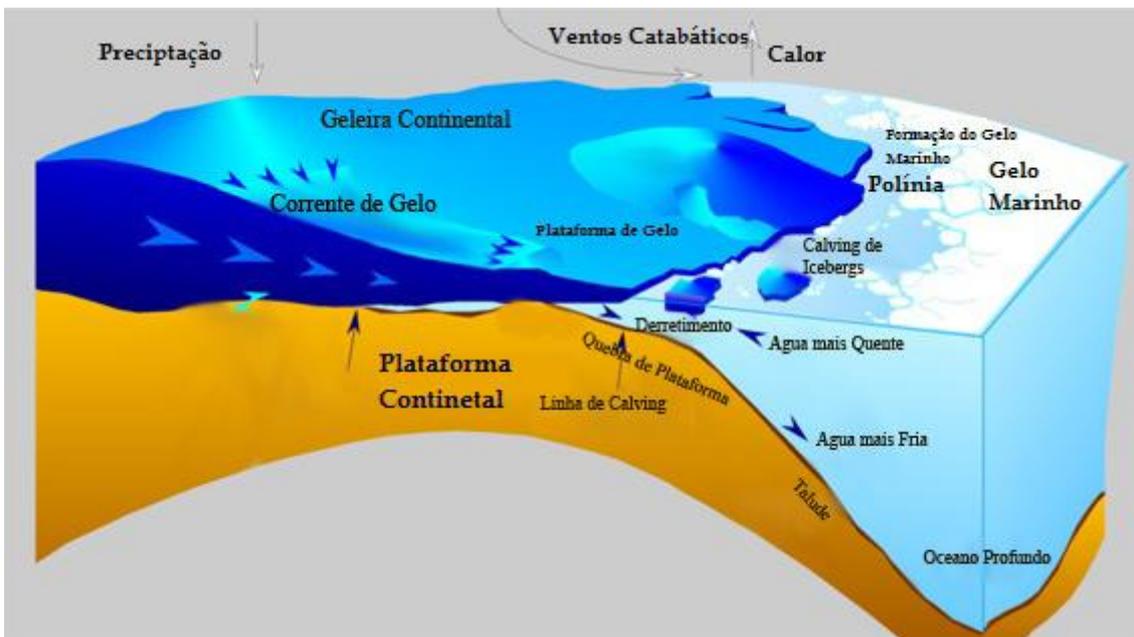


Figura 1: Principais feições costeiras do continente Antártico, onde ocorrem plataformas de gelo, evidenciando processos glaciológicos (*calving*, derretimento e formação do gelo marinho) e oceanográficos (circulação ao longo da coluna de água na borda da plataforma de gelo), Adaptado de <http://www.global-greenhouse-warming.com/Larsen-Ice-Shelf.html>

Uma importante componente da interação entre as plataformas de gelo e o oceano é a injeção de água doce continental proveniente do derretimento dos icebergs no oceano Austral, tendo como origem o gelo continental que forma as plataformas de gelo (Silva & Bigg, 2004). Bigg *et al.* (1997) utilizaram um modelo de trajetória de icebergs e demonstraram que, em algumas áreas costeiras, o derretimento de pequenos e médios icebergs pode ser comparável em magnitude com o excesso de precipitação sobre a evaporação (P-E). Conseqüentemente, o derretimento dos icebergs pode desempenhar um importante papel na circulação oceânica, afetando a formação da água de fundo no entorno das margens antárticas (Jenkins, 1999).

Além disso, estudos sobre a produção e taxas de derretimento dos icebergs fornecem importantes informações sobre os processos de fraturamento e derretimento nas margens das geleiras, pois os icebergs agem analogamente como geleiras e glaciares. A grande variedade de tamanho dos icebergs permite investigar as escalas (pequenas e médias) de diferentes processos, tais como, a deriva com as correntes oceânicas. Da mesma forma, é possível determinar se os icebergs estão sujeitos a maiores taxas de fusão ou ainda, a diferentes taxas de fraturamento e erosão em resposta às temperaturas de águas mais quentes e/ou diferentes estados da água do mar (*i.e.*, maior agitação das ondas devido a tempestades, e uma maior estabilidade devido a cobertura de gelo marinho). Uma vez que os icebergs estão sendo dispersos por correntes oceânicas, estes decaem progressivamente por fraturamento, derretimento e erosão de suas faces devido à ação de ondas (Williams, 1999).

As geleiras continentais e plataformas de gelo permanentes da Antártica são os maiores reservatórios de água doce do mundo, sendo seu balanço um importante fator a ser considerado na variação do nível médio do mar (Gladstone & Bigg, 2002). No entanto, o desconhecimento do balanço de massa das plataformas de gelo resulta em incertezas na estimativa da perda de massa, primeiramente por *calving* (separação dos icebergs da geleira após o fraturamento) e secundariamente por derretimento basal (Vaughan *et al.*, 1999). Isto é particularmente importante na região Antártica, onde aproximadamente três quartos do fluxo de água doce das geleiras resulta do *calving* de icebergs e apenas um quarto é devido ao derretimento basal. Por fim, o derretimento superficial e a ablação são quase negligenciáveis (Jacobs *et al.*, 1992).

O aquecimento atmosférico global tem sido apontado como causa da retração das plataformas de gelo e geleiras na Antártica, particularmente no entorno da Península

Antártica (Figura 2; Rignot & Jacobs, 2002). Mudanças significativas no sistema glacial da Península Antártica foram observadas nas últimas décadas, como a retração de frentes de geleiras, a desintegração de plataformas de gelo e a redução do gelo marinho sazonal (Arigony-Neto, 2006). A desintegração das plataformas de gelo, a leste e à oeste, da Península Antártica, durante os últimos 60 anos, tem sido atribuída ao aquecimento atmosférico (Cook *et al.*, 2005), contribuindo com o aumento da frequência de icebergs no Mar de Weddell (Figura 3; Scambos *et al.*, 2000).

De acordo com Kennealy (2006), nas últimas três décadas grandes eventos de *calving* (Figura 2) foram evidenciados nas plataformas de gelo no entorno do continente Antártico. Estes eventos começaram em 1989, quando a pequena Plataforma de Gelo Wordie, no oeste da Península Antártica (Figura 2), foi completamente desintegrada (Doake & Vaughan, 1991). Em seguida, as desintegrações da Plataforma de Gelo de George VI (Figura 2) em 1995 e da Plataforma de Gelo de Wilkins (Figura 2) em 1998 foram também documentadas (Scambos *et al.*, 2000). Da mesma forma, foi documentada a desintegração da Plataforma de Gelo Larsen no leste da Península Antártica (Figura 2), que começou em 1995 (Rott *et al.*, 1996). Este processo de desintegração se propagou para sul, ocasionando a desintegração total da parte central da Plataforma de Gelo Larsen (Larsen-B) durante o ano de 2002 (De Angelis & Skvarca, 2003).

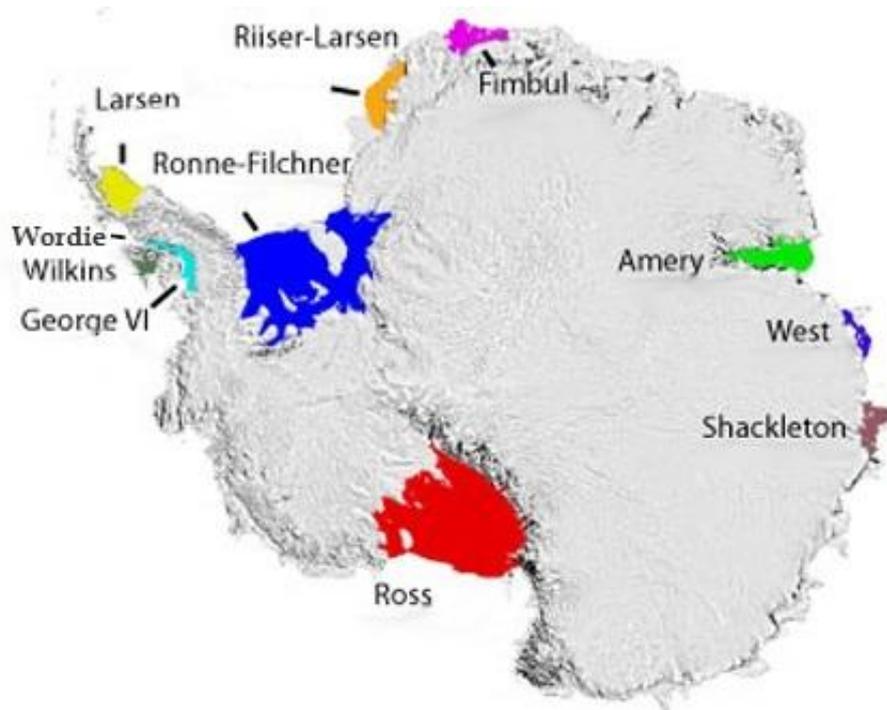


Figura 2: Localização das Principais Plataformas de Gelo no entorno do Continente Antártico. Sendo que algumas destas plataformas de gelo já se desintegraram. Adaptada de Ted Scambos, NSIDC. <http://nsidc.org/quickfacts/iceshelves.html>

O *National Ice Center* (NIC) fornece informações do deslocamento de icebergs com mais de 10 milhas náuticas desde 1970 (Ballantyne, 2002 e Romanov *et al.*, 2008). Esses dados são divididos em seções, de acordo com a região de origem do *calving* do icebergs no entorno do continente Antártico. De acordo com Ballantyne (2002) o maior grupo de dados de icebergs armazenados no NIC encontra-se no Mar de Weddell, e são originados das Plataformas de Gelo de Filchner e Ronne. Estes icebergs derivam em direção ao norte entre 20°W e 50°W ao longo de uma área denominada de '*Iceberg Alley*'. O segundo maior grupo de icebergs Antárticos, monitorado pelo NIC, está localizado no Mar de Ross, sendo originados da Plataforma de Gelo de Ross e derivando frequentemente em direção oeste ao longo da costa Antártica através da Corrente Costeira Antártica (em um sentido anti-horário em torno do continente Antártico). Muitos destes icebergs alcançam, eventualmente, o Mar de Weddell, podendo também derivar em direção ao norte através da região denominada de '*Iceberg Alley*'.

Dependendo da natureza e origem das plataformas de gelo e de sua interação com o oceano, estas dão origem a icebergs de espessuras variáveis. A espessura média de um iceberg depende da espessura da frente da geleira que o originou (Gladstone *et al.*, 2001). Segundo Gladstone *et al.* (2001), a espessura dos icebergs no Mar de Weddell variam em média entre 150 m e 550 m, possuindo um valor médio sugerido de 250 m de espessura para icebergs que tenham ao menos um dos eixos horizontais com mais de 330 m.

Os icebergs podem acabar tendo suas quilhas aprisionadas no assoalho oceânico ('encalhando') dependendo da deriva destes. Icebergs encalhados causam distúrbios ao longo do tempo em comunidades bentônicas (Gutt & Stamans, 2001) e nas condições hidrográficas do local (Nøst & Østerhus, 1998). Com a diminuição da temperatura e salinidade, a composição da comunidade microbiana pode ser alterada em favor de espécies que podem se adaptar mais rapidamente as novas condições na coluna de água. Em 1986, icebergs gigantes (denominados de A22, A23 e A24) ficaram retidos no raso banco de Benkner (42°W, 76° S). O encalhe destes icebergs alterou a cobertura de gelo marinho, as características das massas de água e o padrão de fluxo das proximidades da Plataforma de Gelo Filchner (Figura 2) (Grosfeld *et al.*, 2001).

No entanto, apesar dos impactos potenciais que o derretimento de icebergs pode causar, pouco é conhecido sobre seus aspectos dinâmicos e cinemáticos tal como as trajetórias predominantes dos icebergs e a quantidade de água doce de derretimento que é exportada para o oceano. De acordo com Jenkins (1991), o derretimento e desintegração de icebergs é uma função complexa que envolve (i) as dimensões e geometria do mesmo e (ii) a temperatura e salinidade do ambiente marinho e atmosférico ao redor. Em direção a latitudes mais baixas, é esperado o aumento

significativo da entrada de água doce com o aumento de temperatura da água, ocasionando um aumento de derretimento e erosão das bordas dos icebergs. A velocidade de deriva do iceberg e a velocidade relativa entre o oceano e o iceberg são também importantes variáveis para a determinação da intensidade de derretimento, pois influenciam a troca turbulenta entre o gelo dos icebergs e o oceano (Jenkins, 1991; Jansen *et al.*, 2007).

Adicionalmente, os icebergs contêm material terrígeno de origem atmosférica ($\pm 1.4 \times 10^{-6}$ kg m³) acumulado por milhares de anos sobre as geleiras e plataformas. Nutrientes presentes neste material, como o ferro, podem contribuir com a fertilização das camadas superficiais do oceano, no decorrer do derretimento dos icebergs. A ressurgência da água de degelo na vizinhança dos icebergs pode ter efeito similar, podendo conduzir águas mais profundas e ricas em nutrientes para a zona eufótica (Schodlok *et al.*, 2006; Detoni *et al.*, *em preparação*, 2011). Kenneath *et al.* (2007), acompanhando dois icebergs próximo a extremidade da Península Antártica, através de coleta de dados oceanográficos, ópticos e biológicos, chegaram a conclusão que icebergs agem como fontes pontuais (*hot spots*) de liberação contínua de micronutrientes, que sustentam comunidades epibióticas e pelágicas. Os icebergs podem ser comparados a estuários que abastecem as regiões costeiras ao redor com nutrientes. Desta forma, os icebergs podem ser considerados como “Estuários Lagrangeanos” (Kenneath *et al.*, 2007), derivando através do oceano Austral e oceanos vizinhos enquanto enriquecem a zona pelágica a sua volta com nutrientes e água doce de seu derretimento.

Por fim, a observação da trajetória dos icebergs, estimativa de velocidade média, desintegração (por quebra e derretimento) e fluxo para o oceano são de fundamental

importância para a compressão dos processos oceanográficos e glaciológicos em altas latitudes e são tema desta dissertação. Este trabalho é parte do projeto SOS-Climate (*Southern Ocean Studies for understanding Global Climate Issues*), que foi a principal contribuição da oceanografia brasileira ao IV Ano Polar Internacional (API, 2007-2009). Mais especificamente, os resultados aqui apresentados integram-se ao projeto *cluster* do API denominado CRAC-ICE (*Collaborative Research into Antarctic Calving and ICEberg Evolution*).

2. Objetivos

Este trabalho teve por objetivo geral identificar e rastrear a deriva de icebergs médios (*i.e.* 1 à 10 km de eixo horizontal) no noroeste do Mar de Weddell. Para tal, utilizou-se duas fontes distintas de dados: (i) Dados de posição de PCDs (Plataforma de Coleta de Dados, instaladas em três icebergs no verão Austral de 2009) rastreadas por satélites através do sistema ARGOS e imagens de radar ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) cedidas pela Agência Espacial Européia (ESA) para o estudo da criosfera. Mais especificamente, os seguintes objetivos específicos são propostos:

- Determinar os principais padrões de deriva de diferentes icebergs, que se localizam em uma área próxima, no entorno da plataforma leste da Península Antártica (Mar de Weddell);
- Calcular a variação temporal da área superficial e a velocidade média de deriva dos icebergs monitorados;
- Estimar a perda de massa destes icebergs a partir da variação temporal de sua área superficial e, conseqüentemente, o *input* dessa massa de água doce dos icebergs para o oceano circundante;
- Investigar e relacionar a deriva dos icebergs com as principais forçantes oceanográficas (frentes e correntes) no noroeste do Mar de Weddell.

3. Histórico e Motivação

Diferentes métodos de observação de icebergs têm sido utilizados ao longo do tempo para o entendimento deste componente da criosfera (Gladstone & Bigg, 2002). Desde as primeiras viagens de pesquisa ao oceano Austral, quando a tecnologia era pouco desenvolvida, observações a partir de embarcações começaram a ser relatadas a fim de preservar a segurança das navegações. Com o passar do tempo e o maior avanço da tecnologia de sensoriamento remoto, dados de observações de grandes icebergs através de imagens de satélites começaram a ser armazenados. A partir de séries de dados observacionais mais longas, modelos numéricos começaram a ser implementados, visando o estudo da deriva dos icebergs. Atualmente, imagens radar de alta resolução e Plataformas de Coleta de Dados (PCDs) rastreadas pelo sistema ARGOS, instaladas sobre os icebergs, têm permitido uma visão mais clara e precisa sobre a dinâmica e cinemática dos icebergs no entorno do continente Antártico.

No entanto, apesar destes avanços, a principal fonte de dados sobre icebergs pequenos e médios (200 a 10 km de extensão de um dos seus eixos horizontais) no entorno da Antártica ainda ocorre através de observações tomadas a bordo de navios (Orheim, 1985, Hamley & Budd, 1986). Entretanto, acredita-se que estas informações podem não ser totalmente confiáveis devido à superestimativa do número de icebergs próximo a costa e a subestimativa deste número em áreas longe das principais rotas marítimas. Isto se deve: (i) a revisita constante de navios em regiões costeiras, (ii) à necessidade logística de suprir estações de pesquisa e, também, (iii) ao interesse em estudar os processos oceanográficos costeiros. Os icebergs concentram-se, frequentemente, mais próximos da costa do que no oceano aberto. Da mesma forma os

navios, por passarem mais tempo próximo as áreas costeiras tendem a superestimar as observações de icebergs nestas áreas (Gladstone & Bigg, 2002).

De acordo com Ballantyne & Long (2002), os icebergs gigantes, com mais de 10 milhas náuticas (*i.e.* ~18 km) são, sistematicamente, monitorados pelo *National Ice Center* (NIC) e pelo *Brigham Young University* (BYU). Estes centros de pesquisa utilizam uma série de dados de diferentes satélites e sensores para rastrear e monitorar os icebergs. Um significativo aumento no número de icebergs foi relatado pelo NIC ao longo dos últimos 25 anos. Uma parte desse aumento ocorre devido à intensificação dos eventos de *calving* nos últimos anos. Os icebergs são, independentemente, rastreados pelos dois centros de dados, sendo as informações sobre as posições dos icebergs reportadas a cada 15-20 dias ao NIC, desde 1977 até o presente. Por outro lado, o BYU possui um banco de dados que engloba os anos de 1978 e desde 1992 até o presente, com informações sobre posições dos icebergs rastreados relatadas num intervalo de 1-5 dias.

Os icebergs rastreados por estes centros são tão grandes (maiores de 18 km) que são facilmente observados e monitorados (devido a facilidade de identificação nas imagens). Assim, parâmetros como quantidade, tamanho e velocidade de deriva são bem determinados. Entretanto, poucas dezenas de icebergs de tamanhos diferentes, principalmente aqueles com eixos menores que um quilometro, têm sido melhor acompanhados através de PCDs rastreadas por satélites. Estes dados de localização obtidos através das PCDs fornecem indicações úteis sobre as trajetórias e velocidades destes icebergs (Tchernia & Jeanin 1984; Gladstone, 2001). Contudo, estas medidas ainda são insuficientes para auxiliar nas estimativas sobre o balanço de massa (*i.e.* ainda

não existem estudos conclusivos em relação ao balanço de massa, de pequenos e médios icebergs).

Adicionalmente aos esforços observacionais, as trajetórias de icebergs a partir das principais áreas de *calving* no entorno da Antártica têm sido simuladas por modelos dinâmicos e termodinâmicos como o de Gladstone *et al.* (2001). Nesse estudo, os autores abordaram as trajetórias e taxas de derretimento dos icebergs no oceano Austral em grande escala, a partir de modelagem oceânica, trajetória e razão de derretimento de icebergs. Este modelo foi forçado com taxas climatológicas do *calving* de icebergs, sendo baseadas no cálculo do acúmulo de neve na superfície em diferentes áreas do oceano Austral. Gladstone *et al.* (2001) demonstraram que, na maioria das regiões, a trajetória modelada mostrou-se de acordo com o movimento dos icebergs, embora no Mar de Weddell algumas discrepâncias foram observadas devido aos problemas na simulação do modelo de circulação geral do oceano utilizado. A razão f/H foi um importante fator que manteve os icebergs próximos a costa, enquanto as feições topográficas foram apontadas como uma importante causa do seu deslocamento *offshore*. A partir da distribuição geográfica e do derretimento dos icebergs, estes autores calcularam que em algumas regiões costeiras a água de degelo proveniente destes icebergs era comparável em magnitude ao excesso de precipitação sobre a evaporação, assim como foi encontrado por Bigg *et al.* (1997) .

Outro método de observação de icebergs é a utilização de imagens de microondas obtidas por meio de um *Synthetic Aperture Radar* (SAR), geralmente com o sensor transportado a bordo de satélites. As imagens SAR têm demonstrado ser uma forma eficaz de sensoriamento remoto por satélite para uso na detecção de pequenos e médios icebergs (Viehoff & Li 1995; Willis *et al.*, 1996, Young *et al.*, 1998). Seu

sucesso, em grande parte, é devido à sua alta resolução espacial (tamanho de pixel de 12,5 m para o ERS1 SAR), tendo como característica um forte sinal de retroespalhamento (*backscatter*) para a marcação dos icebergs (Williams *et al.*, 1999). Além disso, as imagens SAR são disponíveis também durante períodos noturnos e geralmente não são afetadas por cobertura de nuvens.

Gladstone & Bigg (2002) rastrearam pequenos e médios icebergs (*i.e.* 200 m a 10 km de comprimento ou diâmetro) em duas diferentes áreas do Mar de Weddell (próximo as plataformas de gelo Brunt e Larsen, Figura 2), usando imagens SAR. Na região leste do Mar de Weddell, próximo a Plataforma de Gelo de Brunt, o fluxo de icebergs em direção a oeste na Corrente Costeira Antártica foi calculado em aproximadamente 950 icebergs por ano, o que equivale a 50-70 Gt ano⁻¹ de gelo (utilizando uma densidade média de 850 kg m³). Um grande contraste foi encontrado entre as observações realizadas sobre a estreita plataforma continental e a região mais profunda desta região. Os icebergs afastados da plataforma eram em menor número e com uma velocidade média de 3,5 km dia⁻¹, ao contrário do que foi encontrado sobre a plataforma, cuja a velocidade média dos icebergs alcançavam 7,5 km dia⁻¹. Na região oeste do Mar de Weddell, nas proximidades da Plataforma de Gelo Larsen (Figura 2), observou-se um fluxo de icebergs constante paralelo a borda da plataforma de gelo, a estimativa nesta área mostrou um número de icebergs menor (*i.e.* com cerca de 150 icebergs por ano e velocidades de $\pm 4,3$ km dia⁻¹) do que na corrente costeira, porém com quase o dobro da concentração de icebergs observados fora da plataforma no leste do Mar de Weddell.

Recentemente, Schodlok *et al.* (2006) observaram a deriva de 52 pequenos e médios icebergs (entre 200 m e 5 km de comprimento) durante cinco anos no Mar de

Weddell através da utilização de PCDs rastreadas pelo sistema satelital ARGOS. A partir destes dados, os autores puderam investigar as principais rotas de deriva, a interação do gelo marinho com os icebergs e estimar o fluxo de água de derretimento dos icebergs para o oceano. As PCDs foram instaladas nos icebergs em duas áreas do Mar de Weddell (a leste e a sudoeste). Esse estudo demonstrou que o gelo marinho altamente consolidado exerceu uma forte influência no deslocamento e nas rotas destes icebergs.

4. Caracterização Oceanográfica e das Plataformas de Gelo do Mar de Weddell e do Estreito de Bransfield

4.1. Mar de Weddell

O Mar de Weddell (Figura 3) é uma das principais fontes de massas de água profundas e densas do planeta e, conseqüentemente, representa a principal área de ventilação das regiões abissais do oceano mundial. Este é um dos locais de maior produção da Água de Fundo Antártica (AABW; Carmack, 1977; Orsi *et al.*, 1999). Esta contribuição tem sido estimada em mais de 50% do volume total da AABW (Orsi *et al.*, 1999). As amplas plataformas localizadas a oeste e a sudoeste da região são as principais áreas-fonte das variedades regionais da AABW (*e.g.* Gill, 1973; Foster & Carmack, 1976a; Foldvik *et al.*, 1985; Fahrbach *et al.*, 1994; Gammelsrød *et al.*, 1994; Gordon, 1998). Mais recentemente, Kerr (2010) estimou o fluxo de exportação de AABW ($\gamma_n \geq 28.26 \text{ kg m}^3$) a partir do Mar de Weddell em $\sim 10 \text{ Sv}$.

O Mar de Weddell é limitado por feições topográficas e hidrográficas marcantes. De acordo com Orsi *et al.* (1993), a circulação no Mar de Weddell é caracterizada por um giro ciclônico alongado, sendo orientado na direção SW-NE e denominado como Giro de Weddell (Figura 3). Este é localizado ao sul da Corrente Circumpolar Antártica (ACC). O Giro de Weddell estende-se zonalmente desde a Península Antártica até, aproximadamente, 30°E (Gouretski & Danilov, 1993, Orsi *et al.* 1999). Meridionalmente, o giro tem como limite sul o continente Antártico e estende-se à norte até as feições topográficas submersas das Cordilheiras Scotia da Sul (CSS, Figura 3), América-Antártica (CAA) e Sul Indiana (CSI) (Figura 3). Portanto, suas fronteiras norte

e leste encontram-se livres para trocas, devido à falta de barreiras topográficas (Gouretski & Danilov, 1993).

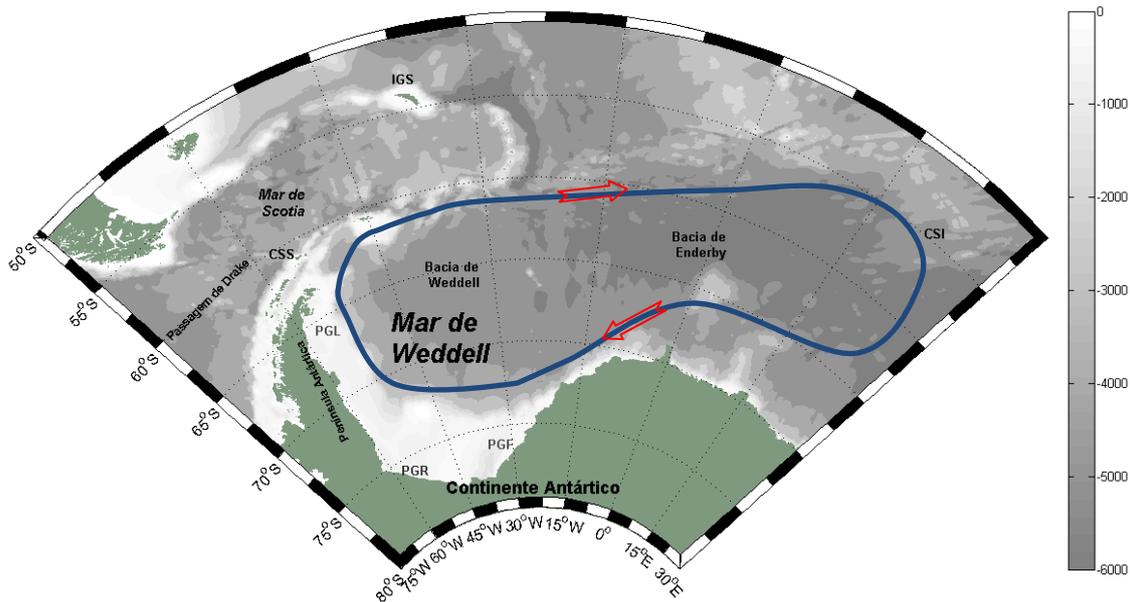


Figura 3: Mapa Batimétrico do Mar de Weddell e adjacências em escala de cinza. Em destaque o Giro de Weddell em azul, com flechas (em vermelho) indicando o sentido. CSS: Cordilheira Scotia do Sul; IGS: Ilha Georgia do Sul; CSI: Cordilheira Sudoeste Indiana; PGL: Plataforma de Gelo Larsen; PGR: Plataforma de gelo Ronne; PGF: Plataforma de Gelo Filchner

A circulação superficial na área do Giro de Weddell reflete a influência do vento em superfície (Deacon, 1979; Gouretski & Danilov, 1993 e Orsi *et al.*, 1995), enquanto em profundidade a circulação é dominada por gradientes de densidade. O campo médio do vento sobre o Mar de Weddell é composto de ventos provenientes de oeste na região norte, e ao sul junto à costa são provenientes de leste, resultando em um sistema de grande escala de baixa pressão.

Este padrão de ventos em superfície gera as principais correntes que integram o Giro de Weddell. Sendo que a deriva do vento de leste (*East Wind Drift*) dá origem a uma estreita corrente com direção oeste, praticamente circumpolar, denominada de Corrente Costeira Antártica no entorno do continente. Mais a norte, a deriva do vento de oeste (*West Wind Drift*) origina um fluxo orientado para leste, mais ao sul da

Cordilheira Scotia do Sul, denominada de Corrente Circumpolar Antártica (Deacon, 1979). Na região localizada entre a Corrente Costeira Antártica e a Corrente Circumpolar Antártica, localiza-se a Divergência Antártica, onde ocorre a ascensão para níveis superficiais da Água Profunda do Atlântico Norte.

A Corrente Costeira Antártica determina o regime oceanográfico em torno de todo o continente Antártico, onde as massas de águas oceânicas interagem com as plataformas de gelo (Fahrbach *et al.*, 1992). De acordo com von Gyldenfeldt *et al.* (2002), as águas de plataforma recentemente ventiladas deixam o noroeste do Mar de Weddell próximo ao extremo da Península Antártica e, possivelmente, se espalham nas bacias dos oceanos mundiais. O escoamento médio é fortemente controlado pela topografia da região, com flutuações de mesoescala, sazonais e interanuais sobrepostas. A Figura 4 mostra as principais trajetórias das correntes que deixam o Mar de Weddell dentre elas a Corrente Costeira Antártica na zona entre a Bacia de Powell, o Mar de Scotia e o Estreito de Bransfield. É importante notar que a maior parte do volume exportado do Mar de Weddell segue para o mar de Scotia do Sul através de poucas passagens estreitas na cordilheira de mesmo nome. Uma pequena parte do fluxo segue para o Estreito de Bransfield.

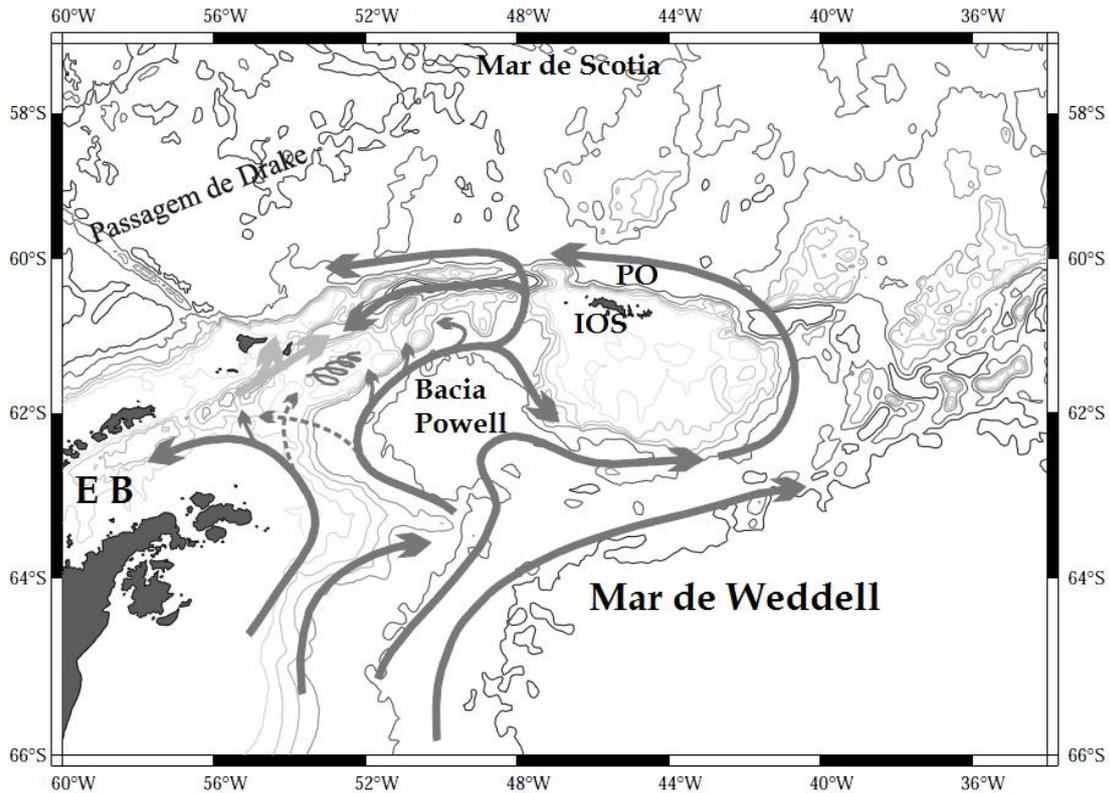


Figura 4: Trajetória de correntes sugeridas na zona de transição entre a Bacia Powell e o Mar de Scotia., adaptada de von Gyldenfeldt *et al* (2002), A seta cinza mais próxima da extremidade da Península Antártica sugere o a rota da Corrente Costeira Antártica nos níveis de superfície. Também pode ser observados as principais feições batimétricas da região. EB: Estreito de Bransfield; IOS: Ilhas Orcadas do Sul; PO: Passagem Orcadas, Mar de Scotia, Mar de Weddell e Bacia Powell.

4.2. Estreitos de Bransfield e Gerlache

O Estreito de Bransfield (Figura 5) é uma das áreas dos mares da Antártica mais densamente estudada devido, principalmente, à sua fácil acessibilidade geográfica e às condições favoráveis de gelo marinho (García *et al.*, 2002). Os estudos de massas de água e a circulação nos Estreitos de Bransfield e Gerlache têm sido de grande interesse tanto para a oceanografia física como para a oceanografia biológica, por causa da complexidade da estrutura do fluxo, fontes de massas de água e alta produtividade de todos níveis tróficos. Os baixios e baías no sudoeste do Estreito de Bransfield e Gerlache são berçários para uma série de organismos vivos, especialmente o krill antártico (*Euphausia superba*, Zhou *et al.*, 1994; Zhou *et al.*, 2002).

O Estreito de Bransfield é uma bacia marginal, estreita e alongada, com orientação NE-SW. De acordo com López *et al.* (1999), este estreito é um corpo de água semi-fechado com aproximadamente 50.000 km² de extensão, está localizado entre as ilhas Shetland do Sul e a Península Antártica. Do ponto de vista geomorfológico, o Estreito de Bransfield compreende três bacias, sendo cada uma é conectada a outra por uma elevação que limita a profundidade de aproximadamente 1000 m.

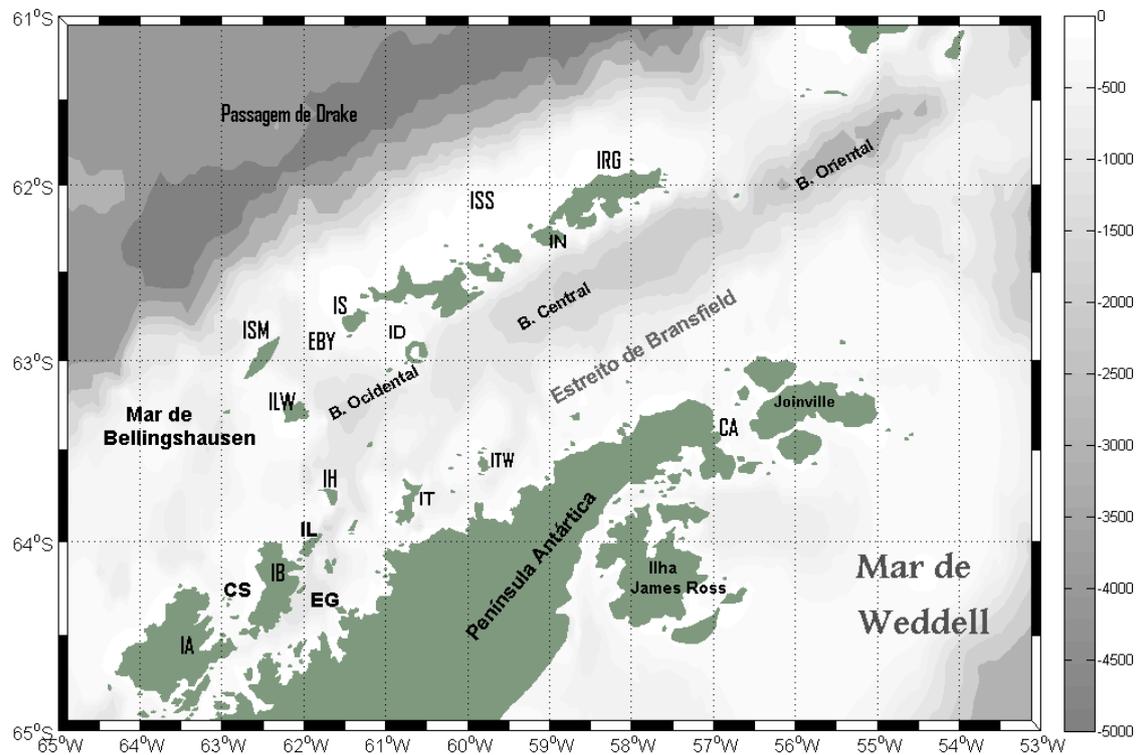


Figura 5: Acima a localização geográfica das principais ilhas e passagens no Estreito de Bransfield: Bacia Oriental, Ilha Rei George (IRG), Ilha Nelson (IN), Ilha Joinville (Joinville), Canal Antártico (CA), Passagem de Drake, Mar de Weddell, Bacia Central, Ilha Deception (ID), Estreito de Bransfield, Ilha Tower (ITW), Bacia Ocidental, Ilha Smith (ISM), Ilha Low (ILW), Ilha Hoseason (IH), Ilha Liege (IL), Ilha Trinity (IT), Mar de Bellingshausen, Ilha Brabant (IB), Canal de Scholaert (CS), Estreito de Gerlache (EG), Ilhas Anvers (IA), Península Antártica, Ilhas Shetland do Sul (ISS), Estreito de Boyd (EBY), Ilha Snow. Em escala de cinza denota-se o mapa batimétrico da região, com as profundidades em metros indicadas na barra vertical.

As bacias são denominadas de: Ocidental, Central e Oriental, sendo separadas pelas elevações das ilhas Deception e Bridgeman (Prieto *et al.*; 1998; Imbo *et al.*, 2003). A bacia ocidental está conectada ao Mar de Bellingshausen através do Estreito de Gerlache e a outras passagens mais a oeste das ilhas Shetland do Sul (Lopez *et al.*, 1999; Garcia *et al.*, 2002), enquanto que a leste a bacia tem livre comunicação com os

mares de Weddell e Scotia do Sul (Lopez *et al.*, 1999). O Estreito de Bransfield está conectado à Passagem de Drake principalmente pelo estreito de Boyd entre as ilhas Snow e Smith (Figura 5). O Estreito de Gerlache é limitado pela costa oeste da Península Antártica e pelo arquipélago Palmer. A conexão do Estreito de Gerlache e o Mar de Bellingshausen (Figura 5) ocorre por uma soleira com cerca de 350 m de profundidade (García *et al.*, 2002).

Lopez *et al.* (1999) indicaram que a hidrografia no Estreito de Bransfield é controlada pela interação de dois diferentes fluxos, (i) a água relativamente quente e menos salina proveniente do Mar de Bellingshausen (que entra por passagens mais a oeste das ilhas Shetland do Sul) e (ii) a água fria e salina do Mar de Weddell (que entra próximo a ilha de Joinville). Uma estrutura frontal resulta do encontro desses dois fluxos, denominada de Frente de Bransfield (Grelowski *et al.*, 1986; Niler *et al.*, 1991). A Frente de Bransfield é associada a um jato baroclínico importante conhecido como corrente de Bransfield (López, *et al.*, 1999), estendendo-se da Bacia Ocidental ao longo do sul das ilhas Shetland do Sul pelo talude continental, até a bacia Oriental. Este jato interage com a topografia e gera numerosos vórtices. Esta corrente transporta aproximadamente 1 Sv ($1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) quando entra na pela bacia de Bransfield Oriental e a maioria desse transporte deixa o Estreito pelo seu limite norte.

Finalmente, no Estreito de Bransfield existe uma circulação ciclônica (Figura 6) com um forte fluxo orientado de leste para nordeste ao longo da margem sul das ilhas Shetland do Sul, e outro fluxo mais fraco e largo com orientação sudoeste ao longo da borda da Península Antártica (Savidge *et al.*, 2009). A porção oeste do jato, nordeste ao sul das Ilhas Smith, é denominado como Jato de Bransfield (García *et al.*, 2002). O fluxo total é referido como Jato das ilhas Shetland do Sul. A corrente costeira do

Estreito de Bransfield é um importante elemento na circulação desse estreito, pois em conjunto com a Corrente Circumpolar Antártica, na região da Passagem de Drake, desempenha um significativo papel no transporte de águas para leste (Morozov, 2006).

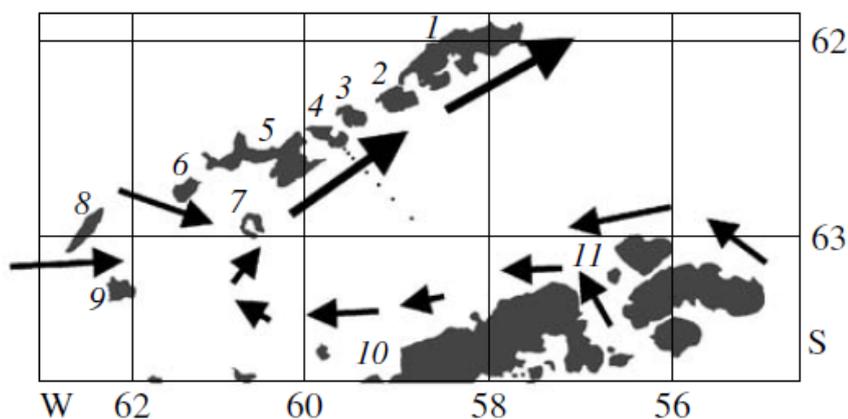


Figura 6: Esquema ilustrativo das correntes superficiais no Estreito de Bransfield sugerido por Morozov (2006), com as setas indicando o sentido do fluxo. (1) Ilha Rei George; (2) Ilha Nelson ; (3) Ilha Robert ; (4) Ilha Greenwich; (5) Ilha Livingstone; (6) Ilha Snow; (7) Ilha Deception; (8) Ilha Smith; (9) Low Island; (10) Península Antártica, (11) Canal Antártico

4.3. Plataformas de Gelo permanentes e Cobertura de Gelo Marinho

Plataformas de gelo são extensões flutuantes de geleiras continentais além da linha de costa. A zona de transição entre a região flutuante e a aterrada é complexa, é onde ocorre mudança nas condições de fluxo de gelo. A linha de encalhe (*grouding line*) da geleira é de grande importância, pois são os locais por onde grande parte do gelo é exportado do continente para o oceano (Angelis & Skvarca, 2003). Por exemplo, o *calving* de icebergs é uma importante componente da perda de massa das plataformas de gelo e glaciares. Taxas de *calving* podem aumentar significativamente de intensidade em resposta a aumentos de velocidade e/ou retração da margem da geleira (Benn *et al.*, 2007).

No Mar de Weddell se encontram grandes plataformas de gelo permanentes, como, por exemplo, as plataformas de gelo de Larsen, Filchner e Ronne. As Plataformas de Gelo Filchner e Ronne (Figura 3) localizam-se a sudoeste do Mar de Weddell,

enquanto a oeste localiza-se a Plataforma de Gelo Larsen (Figura 3). Esta última teve grande parte de sua área desintegrada em 2002, porém, uma parte ainda se encontra a leste da Península Antártica. No leste do Mar de Weddell é encontrada a Plataforma de Gelo de Brunt. De acordo com Dowdeswell & Damber (2007), existem três picos de distribuição de frequência de espessura de quilhas de icebergs na Antártica, de acordo com a plataforma de gelo ou geleira que os originam: (i) entre 140-220 m, associado a pequenas plataformas de gelo (Wilkins, George VI e Brunt), (ii) entre 250-300 m associadas a plataformas de gelo maiores (Ross, Ronne, Amery), (iii) entre 500-600 m associado a rápida retração de plataformas e glaciares (Pine Island e Dibble), juntamente com a plataforma de gelo Filchner. Um valor médio de espessura total dos icebergs encontrados no Mar de Weddell de 250 m (Gladstone *et al.*, 2001).

De acordo com Carmack (1990) a extensão média superficial do gelo marinho no oceano Austral varia tipicamente de $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ no verão Austral para $21 \times 10^6 \text{ km}^2$ durante o inverno Austral, ou seja 60% do oceano Austral ao sul da Convergência Antártica encontra-se coberto por gelo no final do inverno enquanto que apenas 12 % encontra-se congelado ao fim do verão (Deacon, 1982).

Cavalieri & Parkinson (2008) demonstraram que o ciclo anual do gelo marinho no Mar de Weddell é similar ao encontrado no oceano Austral como um todo, incluindo a máxima extensão ocorrendo em setembro e a mínima cobertura em fevereiro. A maior parte do gelo marinho remanescente ao final de fevereiro no Mar de Weddell está localizada a leste da Península Antártica. Há uma grande variabilidade interanual, mas considerando 28 anos de dados (entre 1979-2006), os autores concluíram que a variação para o final de fevereiro no Mar de Weddell (mínima extensão do gelo marinho na região) variou entre $0,835 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 1988 e $1,84 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 2003, enquanto a

máxima extensão no final do inverno Austral (*i.e.* setembro) variou entre $6,0 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 1990 e $7,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ em 1980.

Segundo diversos autores (e.g. Fabrés *et al.*, 2002; Turner *et al.*, 2009; IPCC, 2007), a Península Antártica está localizada numa região onde ocorrem as condições climáticas mais amenas de todo continente antártico e a península age como uma barreira topográfica entre as condições pseudo-continentais do Mar de Weddell e as condições marítimas do oceano Pacífico Austral a oeste da Península Antártica. As condições climáticas controlam a permanência e a distribuição do gelo marinho no Estreito de Bransfield, que é normalmente livre de gelo entre os meses de dezembro e abril. Durante os meses de maio e junho o gelo marinho começa a se formar, primeiramente ao longo da Península Antártica, e então se espalha para o norte cobrindo o estreito. Esta área permanece totalmente coberta por gelo até meados de outubro, quando o gelo marinho começa a retrair (Griffith & Anderson, 1989). Em contraste com outras áreas do oceano Austral, o avanço do gelo marinho no Estreito de Bransfield é relativamente abrupto (*i.e.* poucas semanas), enquanto a retração é gradual (*i.e.* vários meses) (Leventer *et al.*, 1996).

5. Material e Métodos

5.1. Plataformas de Coleta de Dados-PCDs

Durante o cruzeiro *Southern Ocean Studies for Understanding Global-CLIMATE Issues (SOS-CLIMATE)* II na Operação Antártica XXVII, realizado a bordo do Navio de Apoio Oceanográfico (NApOc) Ary Rongel, três Plataformas de Coletas de Dados (PCDs) utilizando o sistema de satelital ARGOS foram fixadas em 3 diferentes icebergs localizados no oeste do Mar de Weddell no dia 19 de fevereiro de 2009. O recebimento dos dados via sistema satelital ARGOS, foi realizado com o apoio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), através do projeto PNBoia (Programa Nacional de Bóias).

Os icebergs que tiveram as PCDs instaladas encontravam-se em uma área próximo à Ilha James Ross no extremo da Península Antártica. Estes icebergs foram denominados de acordo com os identificadores das PCDs instaladas em cada iceberg sendo, a partir deste ponto, identificados como #69051, #69053 e #69054. Tendo seus comprimentos e larguras variaram entre 350 m e 1780 m, e alturas acima da linha de água entre 30 m a 50 m, estes icebergs são classificados como médios (Schodlok *et al.*, 2006 e Gladstone *et al.*, 2001). A Tabela 1 apresenta os dados referentes às PCDs e aos icebergs marcados. Nesta tabela pode-se observar a data de instalação, posições iniciais, início e fim da transmissão de dados de cada PCD.

Tabela 1: Identificação e dados referentes a instalação e transmissão dos rastreadores fixados nos icebergs

ID	Data da Fixação das PCDs	Início da Transmissão de dados	Fim da Transmissão de dados	Número de Dias de Observação	Latitude Inicial	Longitude Inicial	Comprimento dos Icebergs	Largura dos Icebergs	Altura dos Icebergs
# 69051	19.02.2009	20.02.2009	01.06.2009	101	64°14.45'S	055°27.10'W	1780 m	1390 m	50 m
# 69053	19.02.2009	20.02.2009	16.05.2009	86	63°49.57'S	055°45.47'W	740 m	460 m	30 m
# 69054	19.02.2009	20.02.2009	20.09.2010	577	64°04.60'S	055°59.03'W	640 m	350 m	33 m

A interrupção do envio das informações ao final do período observado na Tabela 1 pode ter ocorrido devido à: (i) a problemas instrumentais, que causariam o mal funcionamento do aparelho, (ii) às condições ambientais, que impediriam a transmissão dos dados (*e.g.* acúmulo de neve sobre o equipamento), ou ainda (iii) à desintegração ou tombamento do iceberg.

As PCDs utilizadas (Figura 7 (a)) têm a finalidade de acompanhar a deriva dos icebergs e empregam o sistema satelital ARGOS para a transferência dos dados coletados, que compreendem a posição geográfica (latitude e longitude) obtida pelo *Global Positioning System* (GPS) e pressão atmosférica. Estas possuem um sistema autônomo de medição. As escolhas dos locais de instalação das PCDs dependem de uma inspeção visual, realizada a bordo de helicópteros, nos icebergs disponíveis na área próxima as operações do PROANTAR, para posterior instalação. Antes de serem instaladas nos icebergs, as PCDs foram testadas ainda no navio onde se constatou que a acurácia da distância derivada das posições do GPS das PCDs variou de poucos metros (15 m) a cerca de 150 m.

Por três vezes ao dia, as PCDs medem a pressão atmosférica, a posição GPS, a data e a hora (00:00, 08:00, 16:00 horas). Todos os dados são transmitidos durante um período pré-determinado (*i.e.* das 00:00 às 08:00 horas GMT) e, no dia seguinte, estas

medições são enviadas via telemetria ARGOS através de uma mensagem de dados única quando a conexão está bem estabelecida, levando em média de 2 a 3 minutos.

No entanto, observou-se que os dados enviados ao longo das séries temporais através do sistema ARGOS possuíam lacunas, provavelmente decorrentes da falha de transmissão entre as PCDs e os satélites, da ordem de 20 à 40% do comprimento da série de dados. No entanto no momento da transmissão dos dados, entre as PCDs e os satélites o sistema localiza as posições (latitude e longitude) das PCDs e o horário. Estas informações de posição, no momento da transmissão, demonstraram coerência com os dados de posição disponíveis do GPS das PCDs e também continuidade com aproximadamente 100% de integridade. Devido a isso, estas informações foram utilizadas para o cálculo dos parâmetros relacionados à trajetória dos icebergs. Enquanto os dados relativos à pressão atmosférica, mesmo com lacunas, foram utilizados.

A Figura 7 (b) evidência os principais componentes da estrutura da PCD: (i) a antena UHF, que é montada dentro de um tubo para maior estabilidade e proteção contra condições ambientais (*i.e.* vento, gelo, neve), (ii) a antena do GPS (em forma de cogumelo), que é montada sobre um tubo para proteção, (iii) a capa para o sensor de pressão, que protege contra a chuva e água condensada impedindo também a condensação capilar de uma coluna de água no canal de pressão, que poderá resultar em erros de estimativa de pressão, (iv) o rótulo 'Start', que indica a localização do interruptor magnético (liga e desliga) e (v) o indicador óptico, que dá informação ao operador sobre a situação atual da bóia.

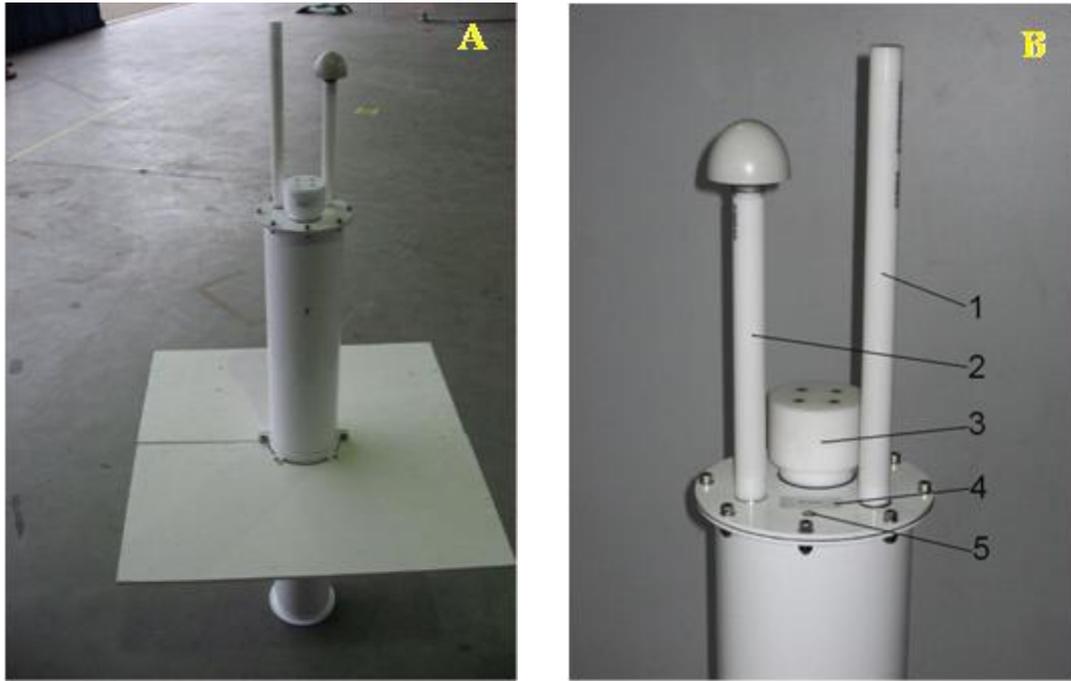


Figura 7: Plataforma de Coleta de Dados (a) estrutura montada, (b) componentes da PCD, 1) antena UHF; 2) antena do GPS; 3) capa protetora do sensor de pressão; 4) rótulo *START*; 5) indicador óptico

Após a inspeção visual dos icebergs disponíveis na área de estudo, realizada através do voo de helicópteros da Marinha do Brasil, foi efetuada a instalação das PCDs. Buscaram-se os que possuísem menor número de rachaduras, assim garantindo a segurança durante a instalação e também a maior durabilidade desses para fim de um acompanhamento da deriva durante o maior tempo possível. Na Figura 8 (A) pode-se observar a instalação *in situ* de uma PCD e os respectivos icebergs posteriormente rastreados. Na Figura 8 (B, C, D), podem-se observar nas fotografias aéreas dos icebergs que tiveram as PCDs instaladas.

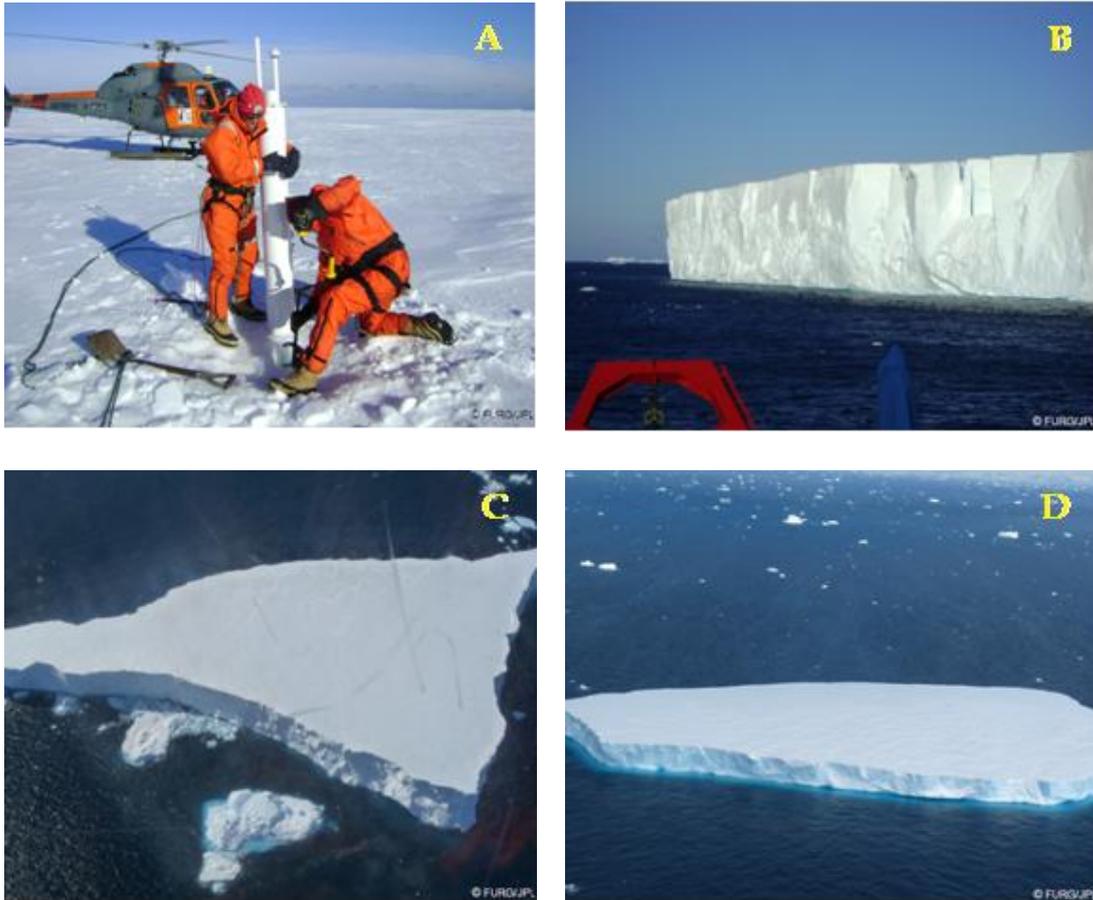


Figura 8: (A) Instalação de uma PCD em um iceberg, e respectivamente os icebergs que receberam as seguintes identificações # 69051 (B), # 69053 (C), # 69054 (D).

5.2. *Imagens ASAR*

O sensor ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) é um radar de abertura sintética que opera na banda C (5.3 GHz com comprimento de onda de ~5,6 cm) e imagea todo o globo. O sensor está a bordo do satélite ENVISAT, que está em órbita desde 28 de março de 2002. As imagens deste sensor foram utilizadas como medida complementar no rastreamento dos icebergs. O instrumento ASAR do ENVISAT é uma versão aprimorada do instrumento SAR (*Synthetic Aperture Radar*), que estava em operação nos satélites ERS-1 e ERS-2. O ASAR do ENVISAT pertence à classe dos sensores ativos, *i.e.*, aqueles que emitem a sua própria energia na forma de Radiação Eletromagnética (neste caso na faixa das microondas) e medem o sinal de retorno (neste caso, o retroespalhamento da emissão original). O sinal é emitido em pulsos, pré-

determinados, e a partir do conhecimento do ângulo de incidência, e da intensidade e tempo de retorno do sinal do radar uma série de informações são derivadas. Por exemplo, pode-se estimar a rugosidade da superfície, tipo do alvo (pela absorção da energia) e distância entre o sensor e o tempo de retorno desse alvo, através das características do sinal de retroespalhamento da energia emitida.

O ASAR é um sensor de visada lateral que possui uma antena de 10 m de comprimento e opera em cinco modos distintos, com resoluções que variam de 25 m a 1 km. Neste trabalho são utilizadas imagens do modo *Wide Swath Mode* (WSM). O *Wide Swath Mode* é baseado na técnica de ScanSAR, isto é, o alargamento da faixa de imageamento através de cinco sub-faixas imageadas (ao longo de uma trajetória de 400 km). Isso é possível através do uso da abertura sintética de pares de antenas (que é orientável eletronicamente em altitude) que simulam uma antena maior do que realmente o sensor possui.

Como resultado obtêm-se imagens originalmente com resolução espacial de 150 m. No entanto, devido a super-amostragem dos pixels, utilizando a tecnologia de *multilooks*, o resultando é o tamanho de cada pixel da matriz, referente a imagem, possuindo a metade do comprimento da resolução espacial, *i.e.* possui 75 m. Porém sem alterar a resolução espacial original da imagem (ou seja não são identificáveis feições com menos de 150 m). Ao se re-projetar a imagem original para uma projeção, o programa NEST, esse re-amostra o tamanho dos pixel da imagem, de forma a ajustar esta à projeção. Assim o tamanho dos pixel resultante na imagem utilizada para detectar os icebergs foi de 37,5 m × 37,5 m.

A faixa de terreno recoberto é de aproximadamente 400×400 km. A de resolução temporal é 35 dias. Durante este período, porém, existem faixas imageadas de diferentes passagens deste satélite, que se sobrepõem, permitindo o estudo de uma mesma área através de imagens de diferentes cenas do globo, diminuindo o intervalo de observação, *i.e.* aumentando a resolução temporal. O WSM foi especialmente desenvolvido para observar regiões continentais, áreas oceânicas e calotas polares. Algumas das principais aplicações das imagens ASAR são:

- Mapeamento e monitoramento do movimento das áreas e placas de gelo;
- Monitoramento e vigilância dos oceanos (poluição, detecção de navios, atividades *offshore*);
- Cartografia e topografia, modelos numéricos de terreno e mapeamento de superfície para geologia e hidrologia;
- Mapeamento de movimentos superficiais de solo (subsidiências, movimentos sísmicos).

De acordo com Silva & Bigg (2004), as imagens SAR utilizam uma fonte de radiação artificial, e esse fato pode resultar na interferência entre as componentes do sinal de retroespalhamento. Este fenômeno leva a uma grande variabilidade do sinal recebido, que é comumente descrito como *speckle* ou ruído. Esta é uma característica inerente ao sinal de retroespalhamento do radar e que dificulta a análise da imagem devendo, portanto, ser minimizada durante a fase de processamento das imagens.

O processamento das imagens ASAR, realizado, para a identificação dos icebergs passa pelas etapas de calibração, filtragem, co-registro (para um mosaico que abrange toda a área de estudo) e aplicação de uma máscara costeira. Para estas etapas de pré-processamento foi utilizado o programa NEST (*Next Esa Sar Toolbox*), da Agência

Espacial Européia (ESA). O NEST é um programa com diferentes ferramentas para leitura, pós-processamento, análise e visualização das imagens de nível 1 das missões SAR incluindo ERS-1, ERS-2 e ASAR do ENVISAT. Posteriormente a etapa de segmentação, cálculo da área e deslocamento dos icebergs foi utilizado o software MATLAB®.

5.2.1 Características da Imagem de Radar

As imagens de radar são compostas de elementos de área denominados pixels. Cada pixel da imagem de radar representa uma estimativa do coeficiente de retroespalhamento da área imageada. Áreas escuras representam um baixo valor de retroespalhamento, enquanto áreas claras marcam valores elevados. As feições mais brilhantes na imagem de radar significam que a energia foi refletida pela superfície, enquanto feições escuras implicam que pouca energia foi refletida de volta para a antena do radar. A Figura 9 mostra a forma como as microondas do radar se comportam de acordo com diferentes superfícies.

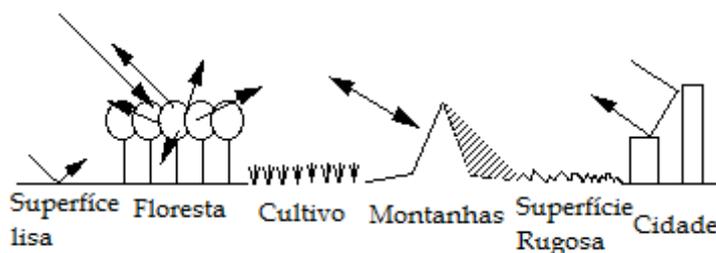


Figura 9: Comportamento do sinal de retroespalhamento do radar de acordo com diferentes tipos de superfícies (Fonte: ENVISAT/ESA handbook, 2007)

A interpretação dos sinais de retroespalhamento pela neve e gelo pode ser considerada complexa, pois o sinal RADAR, além de depender das características do sensor (*i.e.* banda, polarização e geometria de aquisição), depende também das propriedades elétricas (*i.e.* constante dielétrica, estado físico, conteúdo de água líquida e de impurezas) e geométricas (*i.e.* tamanho e forma dos grãos, rugosidade da superfície,

espessura das camadas e estratigrafia) da neve e do gelo (Massom & Lubin, 2006; Arigony-Neto, 2006).

Superfícies formadas por corpos de água, quando calmas e planas retornam o sinal de retroespalhamento com pouca energia, representando áreas escuras na imagem do radar. Já corpos de água sob o efeito de ondas, movendo-se na área imageada, mudam a rugosidade da superfície alterando o sinal de retroespalhamento. Também fatores como a idade do gelo, rugosidade superficial, geometria interna, temperatura e cobertura de neve irão também alterar o aspecto do retroespalhamento nestas superfícies (ENVISAT/ESA handbook, 2007).

5.2.2 *Calibração Radiométrica*

Os algoritmos implementados pelo NEST, para converter os valores de intensidade do retroespalhamento para valores em decibéis (“*sigma nought*”), foram baseados na metodologia de Rosich & Meadows (2004) para imagens *ASAR WSM* (ESA, 2010). Esta conversão é necessária para a correção de uma série de efeitos radiométricos e, também, para a obtenção de imagens de coeficiente de retroespalhamento em *ground range* (já que devido à visada lateral deste sensor a imagem obtida esta em *slant range*), que refletem as propriedades físicas dos objetos iluminados. A Figura 10 e Figura 11 evidenciam a transformação da imagem bruta em uma imagem calibrada radiometricamente.

5.2.3 *Filtragem do ruído Speckle*

A filtragem é realizada para atenuar o efeito do ruído nas imagens de radar e facilitar a interpretação e classificação. O filtro escolhido, dentre outros testados (Frost, Média, Gamma e Lee) foi o de mediana com janela móvel de 5 x 5 pixels. Segundo

Arigony-Neto (2006), o filtro mediana, além de apresentar alta eficiência computacional, é um dos métodos mais eficientes no processamento de imagens SAR para a classificação de zonas superficiais de neve e gelo. Este filtro possui duas características principais na redução do ruído *speckle*: (i) preserva mudanças abruptas de sinal, o que não danifica os limites das feições imageadas, (ii) é relativamente rápido quando comparado com outros filtros. As Figuras 10,11 e 12 evidenciam a mudança da imagem calibrada para imagem filtrada.



Figura 10: Imagem Bruta ASAR do dia 07/05/2009

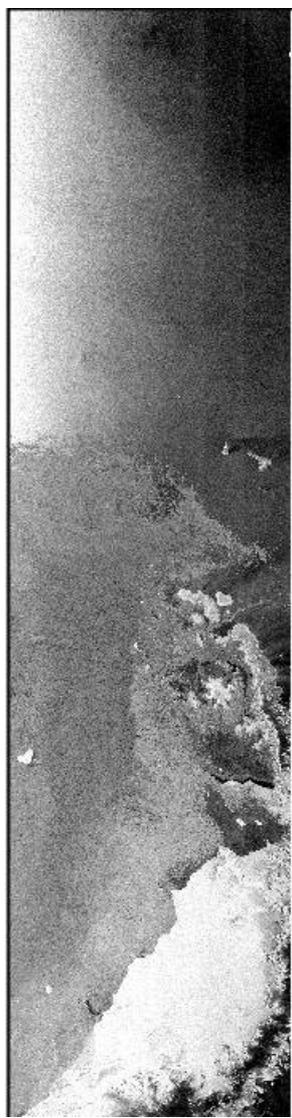


Figura 11: Imagem Calibrada do dia 07/05/2009



Figura 12: Imagem Filtrada (filtro de mediana 5 x 5) do dia 07/05/2009

5.2.4 Co-Registro

Para o co-registro das imagens foi confeccionado, primeiramente, um mosaico (Figura 13) de três imagens que cobriam a área de interesse. Posteriormente, todas as imagens que já haviam sido pré-processadas pelos métodos acima descritos foram co-registradas com base neste mosaico (ex. de imagem co-registrada, Figura 14). O programa NEST processa o co-registro das imagens de forma automática, sem a necessidade pontos de controle. O método de reamostragem utilizado foi o *Nearest Neighbour*.

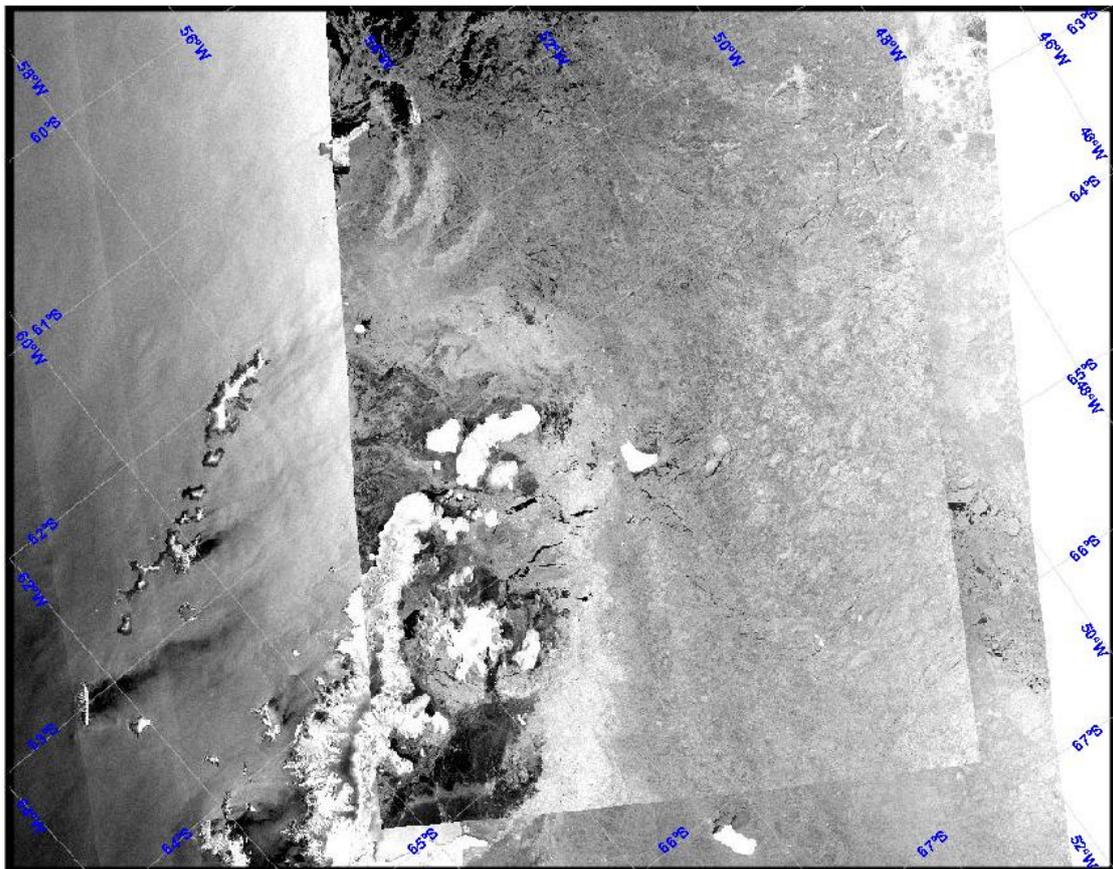


Figura 13: Mosaico da área de estudo formada por três imagens ASAR. As imagens são respectivamente das seguintes datas 27/06/2009, 11/12/2007 e 12/12/2007.

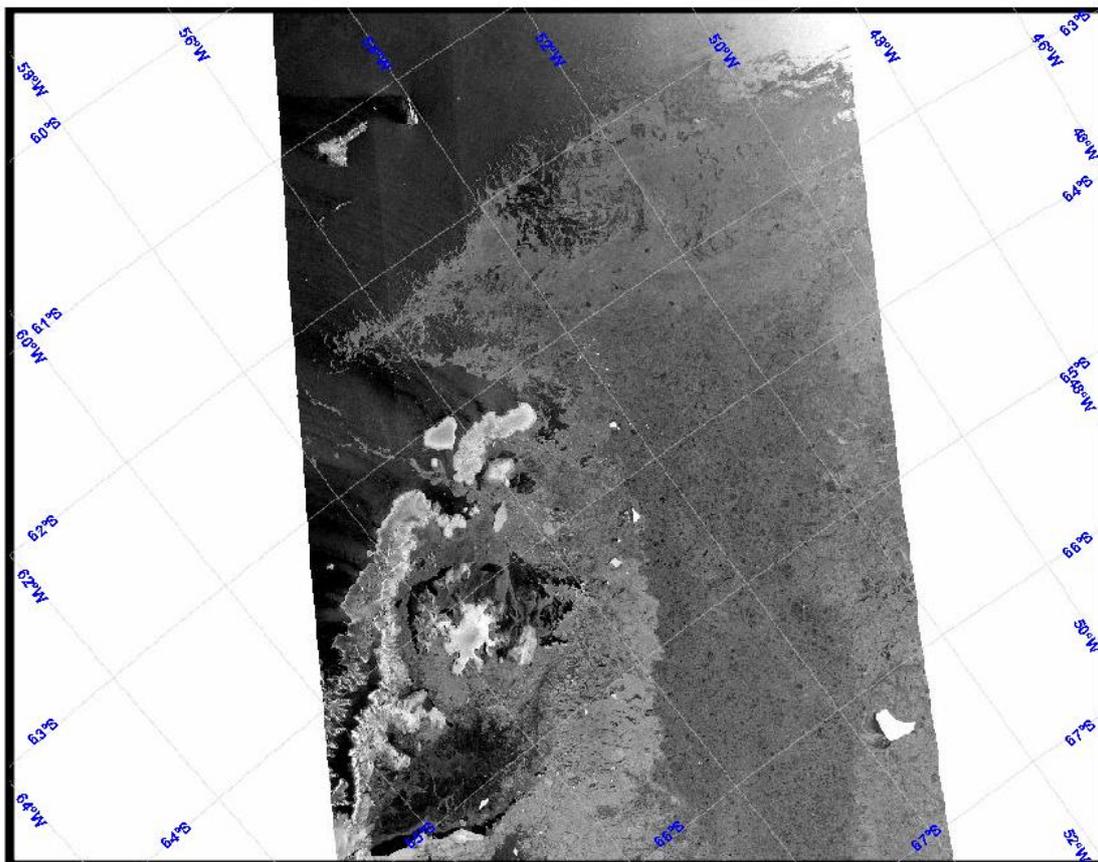


Figura 14: Imagens ASAR, do dia 07/05/2009, co-registrada para o mosaico da área de estudo.

5.2.5 Máscara Costeira

As regiões costeiras possuem grandes áreas recobertas por plataformas de gelo e neve, formando áreas homogêneas, o que pode ser erroneamente identificado como icebergs, devido aos altos valores de retroespalhamento destas áreas. A aplicação da máscara costeira (Figura 15) sobre as imagens também foi realizada através do programa NEST. Foi confeccionado um arquivo com o formato da linha de costa da Península Antártica e algumas ilhas que se localizam no seu entorno, sendo aplicado sobre as imagens retirando- se, assim, a região costeira continental e ilhas da imagem final.

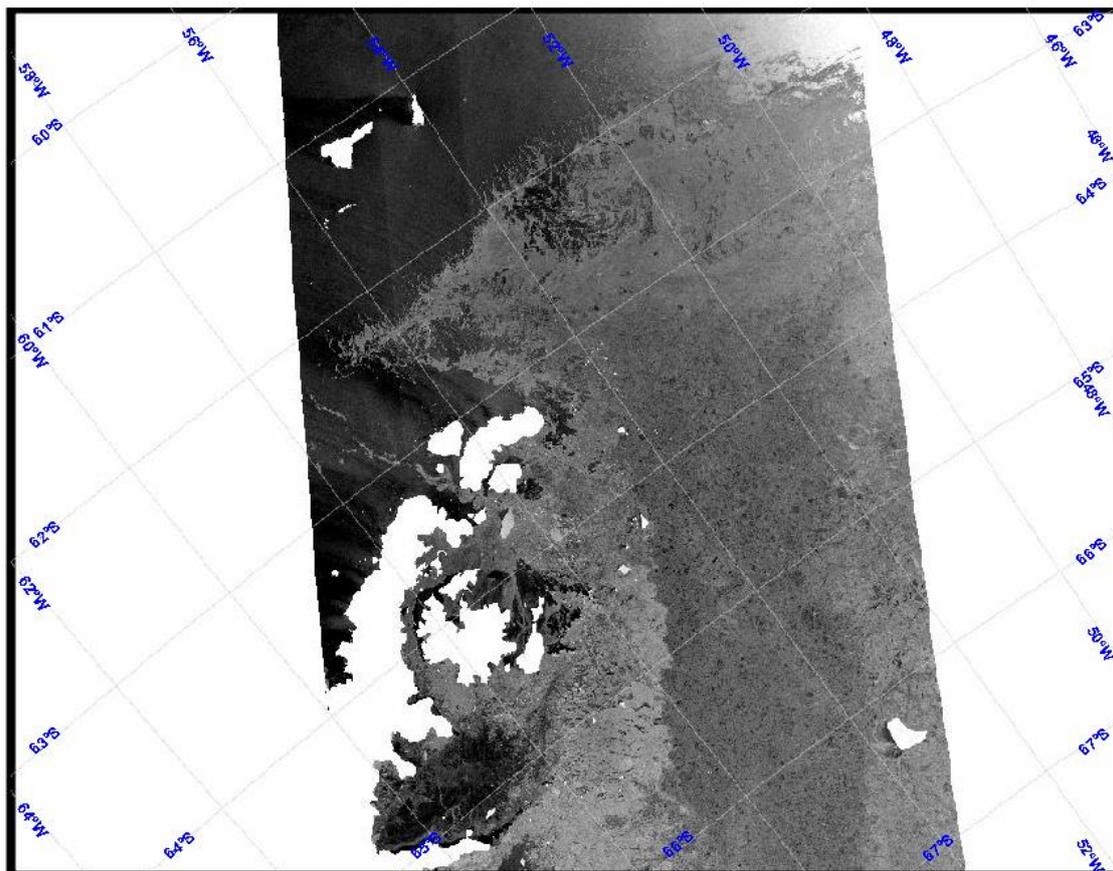


Figura 15: Imagem ASAR, do dia 07/05/2009, co-registrada para o mosaico da área de estudo com a aplicação de uma máscara sobre a região continental e ilhas.

5.2.6 Segmentação da Imagem ASAR: Separação de Icebergs, Oceano e Gelo Marinho

Como visto acima, diferentes fenômenos naturais (ondulações na superfície do mar, cobertura de neve, variação de temperatura, e as propriedades da superfície), além do próprio ângulo de incidência do radar durante o imageamento, podem alterar o valor do retroespalhamento. A segmentação consiste em discriminar o objeto identificado como icebergs em relação ao fundo da imagem (água, gelo marinho, e outros icebergs) através de uma seleção visual e separação dos pixels pertencentes ao icebergs em classes (de acordo com o sinal de retroespalhamento). Para tal, é preciso conhecer algumas características inerentes ao sinal de retroespalhamento dos icebergs nas imagens ASAR, pois dependendo do tamanho do iceberg, época do ano, condições

metereológicas, estado da superfície do mar, e concentração de gelo marinho este processo necessita de maior atenção.

Segundo Gladstone & Bigg (2002), icebergs em imagens SAR normalmente fornecem um sinal de retroespalhamento mais brilhante que qualquer outra feição do oceano Austral. Lytle *et al.* (1997) encontraram em seu estudo que icebergs durante os meses de inverno aparecem, na maioria das vezes, como objetos brilhantes dentro de um plano de fundo relativamente escuro e apresentam um contraste de mais de 5 dB (decibéis) em relação a média dos pixels do fundo. Já Willians *et al.* (1999), através de uma avaliação visual, concluiu a partir da análise das imagens (SAR) utilizadas em seu trabalho, que icebergs são claramente identificáveis por possuírem valores de coeficiente de retroespalhamento que variavam entre -4 e -6 dB, e que 99% dos pixels do fundo da imagem possuíam valores inferiores a -10.5 dB.

Entretanto, os icebergs não precisam exibir sempre um contraste positivo comparado ao fundo da imagem. O vento causa rugosidades na superfície da água e isso acarreta em um valor do coeficiente de retroespalhamento muito alto, que é dependente da orientação da direção do vento relativo à direção da visada do radar. A média do coeficiente de retroespalhamento também aumenta à medida que o gelo marinho se parte em menores frações. Os icebergs apresentam, geralmente, um forte sinal de retroespalhamento quando sua superfície é composta de neve fina e seca, que é uma condição típica nas regiões costeiras próximas ao continente Antártico durante os meses de inverno (Willians *et al.*, 1999).

No entanto, a presença de água de derretimento (do gelo e da neve) proveniente da superfície do iceberg ou neve fresca, com alto teor de umidade cobrindo icebergs e sua vizinhança, pode degradar o sinal de retroespalhamento assim diminuindo o

contraste do iceberg em relação a sua vizinhança. Isto pode ser um problema maior na detecção de pequenos icebergs (Gladstone & Bigg, 2002). Young & Hiland (1997) encontraram que, em grandes icebergs, o sinal de retroespalhamento pode diminuir em mais de 10 dB quando o conteúdo de água na sua superfície aumenta significativamente em decorrência de eventos de derretimento superficial de gelo e neve.

Outra fonte de sinal semelhante que pode mascarar a assinatura dos icebergs em imagens ASAR é a cobertura de gelo marinho, *i.e.*, o gelo decorrente do congelamento sazonal da superfície oceânica em altas latitudes. Lytle *et al.* (1997) descrevem as variações nos valores de retroespalhamento para diferentes tipos de gelo marinho encontrados no leste do continente Antártico na Zona Sazonal de Cobertura de Gelo Marinho. Os autores encontraram valores que variam de -16.5 à -9.8 dB, dependendo da mistura dos tipos de gelo marinho e água oceânica e das condições meteorológicas atuantes. Os mesmos autores ainda notaram que em altas concentrações de gelo marinho, sobreposto por vários anos, o coeficiente de retroespalhamento poderia ser maior que -7 dB, apesar de não ser uma condição comum. As placas de gelo marinho com camadas sobrepostas por vários anos podem, algumas vezes, não ser distinguíveis de icebergs no oceano, por possuírem um sinal de retroespalhamento apenas levemente mais fraco. Em águas calmas e com gelo recentemente formado, o sinal de retroespalhamento é muito fraco contra um forte sinal dos icebergs, sendo estes alvos facilmente distinguíveis entre si (Gladstone & Bigg, 2002).

Sendo assim, a separação do sinal de retroespalhamento dos objetos de interesse e o seu entorno não é uma tarefa que pode ser resolvida apenas com a determinação de uma faixa específica de sinal de retroespalhamento. Para tanto, foi desenvolvida uma metodologia que tenta resolver esses problemas e ao mesmo tempo identificar e rastrear

os icebergs através da separação em classes, de acordo com a variação do sinal de retroespalhamento da imagem.

5.2.7 Classificação: Separação do Gelo Marinho e Icebergs

A classificação (Figura 16) consiste na separação dos sinais de retroespalhamento da imagem em classes principais. Os icebergs geralmente possuem o sinal de retroespalhamento mais alto do que o gelo marinho. Entretanto, a classificação retorna muitos segmentos que correspondem às zonas homogêneas da imagem. Na imagem, há zonas homogêneas que correspondem a altos sinais de retroespalhamento e que não são icebergs (como placas sobrepostas de gelo marinho) e que poderiam ser identificadas como icebergs. Entretanto estas placas não mantêm uma assinatura espectral marcante ao longo da série temporal de imagens, pois degradam seu sinal de retroespalhamento facilmente, conforme as condições ambientais atuantes, possivelmente por degelo superficial, o que impede sua identificação como icebergs, que mantêm um forte sinal de retroespalhamento ao longo das imagens. Além de efeitos na variações na imagem devido ao efeito da própria antena.

Assim, de acordo com a amplitude de variação do sinal de retroespalhamento da imagem, foi selecionado o número de classes em que seria segmentada a imagem, sendo que os icebergs deveriam se enquadrar na classe de mais alto sinal de retroespalhamento (Figura 17).

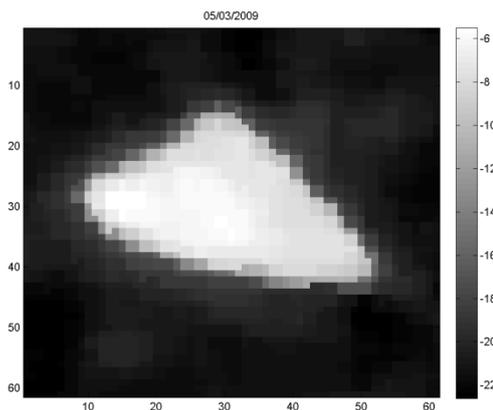


Figura 16: Imagem Original ASAR do iceberg #69051 no dia 05 de março de 2009

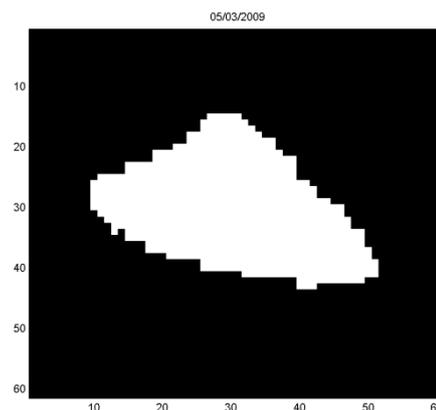


Figura 17: Imagem Segmentada do iceberg #69051 no dia 05 de março de 2009.

A partir das imagens segmentadas em classes, os seguintes critérios de identificação dos icebergs foram obedecidos para o monitoramento dos mesmos. Para garantir maior confiabilidade, em relação aos dados de posicionamento dos icebergs monitorados, os seguintes critérios foram elaborados:

- a) Manutenção do tamanho de pelo menos um dos eixos horizontais, aceitando uma variação de até 10% (Gladstone & Bigg, 2002);
- b) Enquadramento na classe de mais alto sinal de retroespalhamento da imagem;
- c) Identificação enquanto houvesse imagens disponíveis, mesmo que não pertencesse a mesma geometria (exatamente a mesma área imageada do globo terrestre em imagens subseqüentes), assim aumentando o número de imagens disponíveis e permitindo acompanhar pequenas mudanças nos icebergs ao longo de períodos inferiores a 35 dias (período em que o ENVISAT recobre exatamente uma mesma faixa do globo);

Sendo obedecidos os critérios anteriores, os icebergs foram monitorados e puderam ter sua variação de área superficial acompanhada por diferentes períodos de

tempo. A Figura 18 traz um exemplo de iceberg identificado corretamente, segundo os critérios acima.

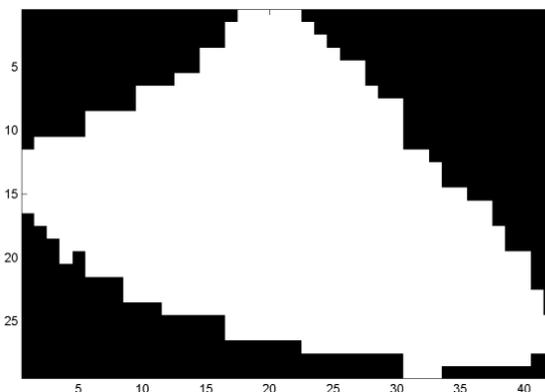


Figura 18: Iceberg rastreados por imagem ASAR, #69051 no dia 5 de março de 2009, onde se pode observar o comprimento e largura do icebergs de acordo como número de pixels.

No entanto, para diminuir o tempo computacional e minimizar erros, foi realizado, anteriormente, um senso visual da localização dos icebergs de interesse ao longo da série de imagens. Assim, foram escolhidos para monitoramento os icebergs que poderiam ser identificados em um maior número de imagens disponíveis e pelo maior período possível, e que não possuíssem formas semelhantes a outros dentro da mesma área de estudo.

Esta metodologia foi proposta com a finalidade de acompanhar icebergs por longos períodos, e não apenas identificá-los em uma imagem, por isso não foram utilizados filtros de bordas (que identifica as feições que possuam cantos angulares em uma imagem e não apenas os sinais de retroespalhamento mais altos), assim como filtros de textura que diminuem o contraste nas bordas das feições e ligando áreas homogêneas próximas (superestimando as áreas).

5.3. Parâmetros Calculados a partir dos Dados das PCDs e Imagens de Radar

5.3.1 Trajetória Derivada

A trajetória derivada pelos icebergs foi calculada com base no deslocamento zonal e meridional ao longo de posições consecutivas (x_i e y_i) dos icebergs considerando os dados disponíveis (PCDs e imagens). Esta é calculada através das posições de latitude e longitude encontradas para os centros dos objetos identificados como icebergs. No caso dos dados das PCDs instaladas nos icebergs é possível ter, no mínimo, uma posição por dia para cada um dos icebergs monitorados durante o tempo de funcionamento das mesmas. Através destas posições, é possível obter grande precisão no deslocamento. Por outro lado, no caso das observações por imagens ASAR, as posições são adquiridas quando há disponibilidade destas para a área onde estão os icebergs. Como as imagens por onde são monitorados os icebergs são originadas de uma mesma órbita do satélite ENVISAT, porém com faixas de imageamento terrestre sobrepostas, estas faixas cobrem áreas diferentes e, devido a isso, algumas imagens podem não cobrir a área onde estão todos os icebergs, mas apenas alguns. Isso pode acarretar em um número diferente de observações para diferentes icebergs durante um mesmo período.

5.3.2 Velocidade de Deriva

A partir dos dados de deslocamento zonal e meridional (x_i e y_i) entre duas posições consecutivas (i e $i+1$) e um intervalo de tempo conhecido (t) é possível calcular as velocidades zonais e meridionais, respectivamente, com que os icebergs se deslocam ao longo do tempo e, também, estimar as velocidades médias de

deslocamento. Além disso, é possível determinar as diferenças de velocidades entre os icebergs ao longo da consolidação do gelo marinho.

Velocidade Zonal

$$u_i = \frac{x_{i+1} - x_i}{t_{i+1} - t_i}$$

Velocidade Meridional

$$v_i = \frac{y_{i+1} - y_i}{t_{i+1} - t_i}$$

Velocidade Média Zonal e Velocidade Média Meridional

$$\bar{U} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} u_i \quad \bar{V} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} v_i$$

Velocidade Média Resultante

$$\bar{V}_m = \sqrt{\bar{U}^2 + \bar{V}^2} \quad \Theta = \arctg(\bar{V}/\bar{U})$$

5.3.3 Área Superficial e Volume

A área superficial dos icebergs pode ser estimada através da multiplicação dos pixels identificados como pertencentes a um mesmo iceberg pela área de cada pixel (37.5× 37.5 m), de acordo com a classificação e pelo critério homogeneidade do sinal de retroespalhamento, e subtraindo desta área a metade da área dos pixels do perímetro. Desta forma, os pixels identificados como pertencentes ao perímetro do iceberg estão em uma área limite entre os pixels dos icebergs e do fundo (gelo marinho e oceano). Portanto, há a possibilidade de cerca de 50% de estes pixels pertencerem ao iceberg ou

ao fundo da imagem, por isso subtrai-se a metade da área dos pixels do perímetro, da área identificada como o iceberg para o cálculo da área superficial.

Os icebergs que se deslocam nas águas do Mar de Weddell podem ter sido originados em diferentes plataformas de gelo do entorno do continente Antártico, inclusive de fora do Mar de Weddell. Devido a esse fato, foi atribuído um valor médio de 250 m de espessura para os icebergs, aqui acompanhados. Esse valor médio foi sugerido em um trabalho de Gladstone *et al.* (2001), através da análise observacional de diferentes tamanho de icebergs (>330 m de um de seus eixos horizontais). Desta forma, o cálculo do volume dos icebergs é realizado pela multiplicação da área superficial (dos pixels identificados como pertencentes aos icebergs) pelo valor médio de espessura.

5.3.4 Cálculo da Desintegração

O cálculo da desintegração dos icebergs é feito com base na tendência de variação da área superficial ao longo do tempo e, conseqüentemente, do volume. Através dos valores de variação de volume dos icebergs pode-se inferir sobre a quantidade de água doce (em termos de massa) que está sendo injetada por cada iceberg no oceano. Para o cálculo da quantidade de massa utiliza-se um valor fixo de densidade, que é atribuído aos icebergs que possuam comprimentos superficiais superiores a 400 m, equivale $\sim 883 \text{ kg m}^{-3}$. Este valor foi sugerido por Jacka & Giles (2007) a partir de relações obtidas entre o comprimento horizontal, altura e a espessura de icebergs por faixa de comprimento horizontal.

5.3.5 Energia Cinética

A determinação e o estudo da Energia Cinética Turbulenta de Mesoescala (ECTM) ou energia cinética de vórtice, de uma forma geral, contribui para o melhor

entendimento do regime da circulação oceânica. A energia potencial disponível do escoamento médio pode ser transferida para os vórtices por processos de instabilidade baroclínica e barotrópica (Wyrski *et al.*, 1976, Azevedo *et al.*, 2008). O padrão geográfico das ECTM fornece indicações sobre a dinâmica dos oceanos (máximos e mínimos das ECTM auxiliam na identificação de fontes e sumidouros de energias envolvidas; Richardson, 1983). A distribuição geográfica da ECTM fornece subsídios importantes para o desenvolvimento e a validação de modelos mais realísticos de circulação oceânica (Schmitz & Holland, 1982). Como, a princípio, os icebergs estão seguindo uma deriva livre no oceano, estes podem ser utilizados para estimar a ECTM regional e, desta forma, contribuir para o entendimento desta propriedade em uma área do oceano raramente amostrada.

Usando 9 bóias de deriva rastreadas através do sistema ARGOS entre 1986-1987, Stabeno & Reed (1991) mediram parâmetros lagrangeanos da Corrente do Alasca. Baseado nos valores da Energia Cinética Média de Mesoescala (ECMM) e da ECTM, os autores evidenciaram a alta estabilidade do fluxo da Corrente do Alasca. Deve-se ressaltar que valores baixos da ECTM em comparação com a ECMM sugerem a maior estabilidade no escoamento das correntes.

No entanto, no presente estudo, a energia cinética é calculada com base nas PCDs instaladas nos icebergs. Sendo, portanto, apenas uma abordagem especulativa, pois os icebergs sofrem influência de diferentes fatores na sua deriva como a concentração de gelo marinho, vento e arrasto de suas quilhas em batimetrias mais rasa que sua espessura, podendo, assim não representar apropriadamente o escoamento das correntes.

A ECMM por unidade de massa, é dada em $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$, foi calculada a partir da estimativa da velocidade média (V_m , em cm s^{-1}) através da relação:

$$\overline{\text{ECMM}} = \frac{\overline{V_m^2}}{2}$$

As componentes zonais (U_{EKV}) e meridionais (V_{EKV}), da velocidade cinética turbulenta foram utilizadas para o cálculo da ECTM e sequencialmente a Energia Cinética Total (ECT) através da seguinte expressão:

$$U_{\text{EKV}} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} u_i'^2 \quad V_{\text{EKV}} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} v_i'^2$$

$$\overline{\text{ECTM}} = \frac{V_{\text{EKE}} + U_{\text{EKE}}}{2}$$

$$\overline{\text{ECT}} = \overline{\text{ECMM}} + \overline{\text{ECTM}}$$

5.3.6 Espectros de Frequência

As análises espectrais aplicadas as série temporais de velocidades obtidas das PCDs foram baseadas no método de Welch (1967), sendo utilizada uma janela do tipo segmentada ("Hanning"), com 1/3 do comprimento total das séries e sobreposições de 50% (Ramp *et al.*, 1997, Mata *et al.*, 2006). Este procedimento resultou em uma estimativa de densidade espectral média, calculada a partir das estimativas de 5 segmentos. Faz-se necessária a utilização desta metodologia para aumentar a confiabilidade estatística da análise, pois esta, se aplicada sem nenhum método de suavização, retorna apenas dois graus de liberdade, o que estatisticamente é pouco representativo. Como resultado da aplicação do janelamento, perde-se resolução

espectral, mas a confiabilidade da existência das concentrações de energia por banda de frequência é maior. De acordo com Emery & Thomson (1998) o número de graus de liberdade equivalentes (EDOF) com a utilização da janela tipo *Hanning* nas análises espectrais é fornecido conforme a seguinte equação:

$$\text{EDOF} = \frac{8}{3} \left(\frac{N}{M} \right)$$

Onde N é o comprimento da série analisada e M é a metade do comprimento da janela aplicada. De forma a ficar mais significativo o espectro de densidade espectral, foram utilizados para os cálculos apenas os períodos em que os icebergs se mantiveram em movimento, sendo eliminado o iceberg # 69053 desta análise, devido ao curto período em que este derivou livremente (aproximadamente 20 dias). E os períodos de 70 e 100 dias respectivamente para os icebergs #69051 e # 69054, pois foi quando apresentaram o deslocamento mais longo. Desta forma o comprimento total das séries analisadas é de 70 dias para o iceberg #69051, e de 100 dias para o iceberg #69054, e o janelamento aplicado tem comprimento de 23 e 33 dados, respectivamente, o que resulta nos dois casos um EDOF igual a 16. Todas as figuras de estimativas espectrais foram apresentadas na forma que preserva a variância, ou seja, a área abaixo dos picos representa a variância total da série.

Apesar disso, com 24 horas de intervalo amostral entre os dados de velocidade não se pode resolver os sinais de alta frequência como a maré M2, a principal componente energética da maré no Mar de Weddell (Robertson *et al.*, 1998). No entanto, pode oferecer uma visão geral dos principais padrões de variabilidade de menor frequência.

5.4 Concentração de Gelo Marinho

Para obter a relação entre a deriva dos icebergs e o gelo marinho, dados de concentração de gelo marinho foram derivados do sensor de alta resolução espacial *Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS* (AMSR-E), do satélite *Aqua*, disponíveis com resolução espacial de 6.25 km e resolução temporal diária. As concentrações de gelo marinho do AMSR-E foram calculadas com o algoritmo ASI, que utiliza o canal de 89 GHz (Schodlok *et al.*, 2006).

Desta forma, o pixel que continha o iceberg rastreado teve sua concentração de gelo marinho armazenada para comparação com a deriva do iceberg. Assim, as trajetórias dos icebergs podem ser analisadas com respeito aos campos de concentração de gelo marinho (Schodlok *et al.*, 2006). A Figura 19, por exemplo, mostra um campo de gelo marinho, para o dia 25 de fevereiro de 2009, sobreposto a trajetória dos icebergs rastreados com as PCDs entre 19 de fevereiro de 2009 (data de instalação das PCDs) e 20 de setembro de 2010 (última posição enviada pela PCD com o identificador #69054). As posições das PCDs em diferentes datas são indicadas por um pequeno triângulo preto na trajetória de cada iceberg na Figura 19.

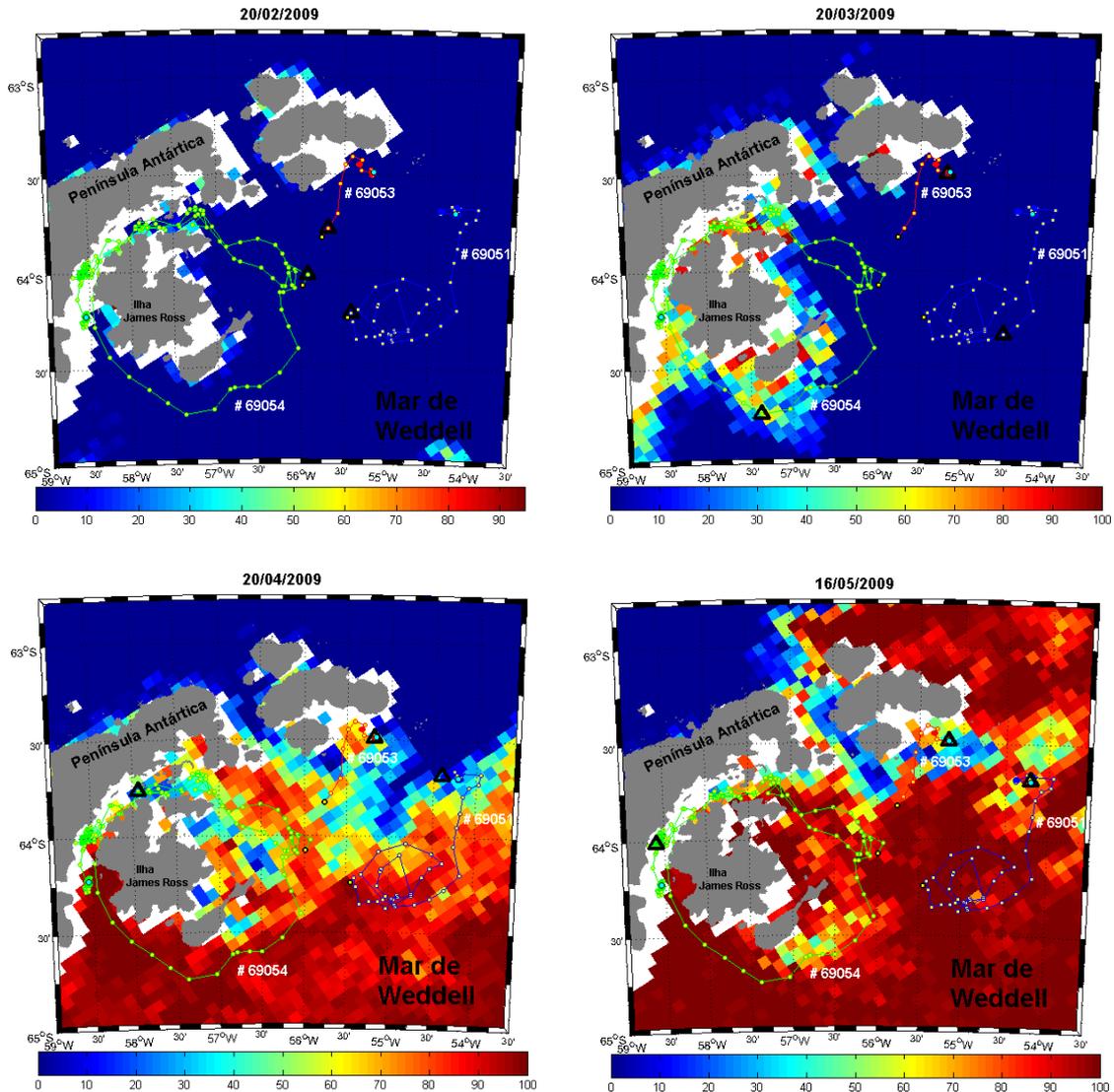


Figura 19: Concentração de Gelo Marinho (%) obtidas a partir do sensor AMSR-E na área que compreende as trajetórias dos icebergs acoplados com PCDs. A concentração de gelo marinho no pixel de cada trajetória é indicada por um triângulo preto.

5.5 Dados de Pressão e Temperatura

A fim de obter uma de comparação entre os dados de reanálise e os dados de pressão atmosférica das PCDs acopladas aos icebergs foram utilizados os dados de pressão ao nível do mar de dois diferentes centros. Os dados de pressão ao nível do mar e temperatura atmosférica foram obtidos das reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) para o período de deslocamento dos icebergs (de março de 2008 a novembro de 2010). Dados de pressão ao nível do mar também foram obtidos do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMFW), pois

este centro dispõe de dados com melhor resolução espacial do que o NCEP, no entanto o período disponibilizado para estes dados não abrange todo o período de acompanhamento dos icebergs aqui monitorados tanto por imagens de radar como pelas PCDs (março de 2008 à junho de 2010).

6. Resultados do Monitoramento de Icebergs através de Plataformas de Coleta de Dados e Imagens ASAR

6.1 Monitoramento de Icebergs via PCDs

6.1.1 Trajetória

As trajetórias dos icebergs monitorados acoplados com PCDs durante o verão de 2009 podem ser observadas na Figura 20. Estas trajetórias foram obtidas através do rastreamento das PCDs via satélite com o sistema ARGOS. As trajetórias destes icebergs são muito diferentes entre si durante o período de observação, embora marcados em regiões próximas um ao outro.

O iceberg #69051 descreveu uma trajetória meandrante em direção a noroeste. Este movimento foi realizado nos primeiros 70 dias (final do verão e início do outono). Após este período inicial, o iceberg teve seu movimento estagnado, apresentando apenas pequenos deslocamentos em relação à posição inicial alcançada ao fim do período de maior deriva. A transmissão de dados foi interrompida no início do mês de junho de 2009 (01/06/2009). No entanto, este iceberg pode ser continuamente monitorado através de imagens de ASAR até novembro de 2009. A distância total percorrida por este iceberg foi de 436 km ao longo de 101 dias, com uma velocidade média de $\sim 5 \text{ cm s}^{-1}$ (*i.e.* $\sim 4,32 \text{ km dia}^{-1}$) para todo o período de observação.

O iceberg #69053 deslocou-se mais rapidamente em direção ao norte nos primeiros 20 dias de rastreamento satelital. Após este período inicial, o mesmo deslocou-se pouco em relação à posição alcançada ao fim do período de maior

movimento, sendo este o primeiro iceberg a interromper o envio de dados pelo sistema ARGOS no mês de maio de 2009 (16/05/2009). A distância total derivada por este iceberg foi de 103 km ao longo de 86 dias observação, com uma velocidade média de $\sim 1,4 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 1,2 \text{ km dia}^{-1}$) para todo o período.

Já o iceberg #69054 apresentou uma trajetória peculiar quando comparada a trajetória dos dois outros icebergs. Este foi o que esteve por maior período em movimento e também o que transmitiu por mais tempo os dados obtidos através das PCDs pelo do sistema ARGOS. Este iceberg movimentou-se com maior intensidade durante os três primeiros meses de observação (de fevereiro a abril de 2009). Observa-se em sua trajetória (Figura 20) que este iceberg contorna a Ilha James Ross, por duas vezes, ficando durante o restante do período restrito ao canal entre a ilha James Ross e o leste da Península Antártica, o que foi realmente peculiar. Durante o inverno de 2009, este iceberg apresentou apenas pequenos deslocamentos e voltou a movimentar-se com maior intensidade durante o verão de 2010, porém ainda restrito ao mesmo canal. A distância total percorrida foi de $\sim 1113,5 \text{ km}$ em 577 dias de observação, com uma velocidade média para o período total de $\sim 2,2 \text{ cm s}^{-1}$ ($\sim 1,9 \text{ km d}^{-1}$).

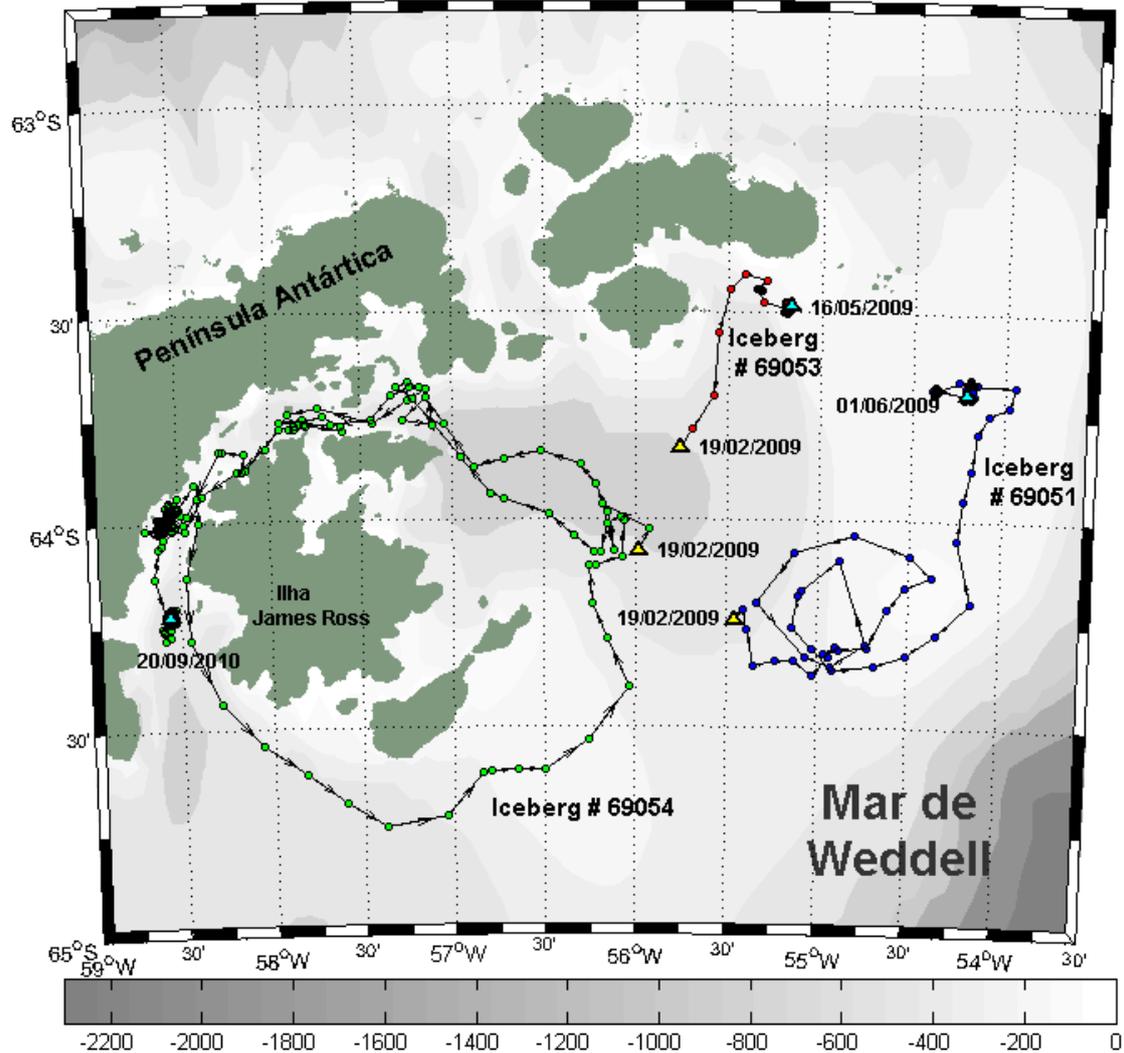


Figura 20: Gráfico tipo espaguete contendo as trajetórias dos icebergs # 69051 (azul), #69053 (vermelho), #69054 (verde) durante o período em que foram monitorados pelas PCDs através do sistema ARGOS. O mapa batimétrico é representado em escala de cinza.

A Figura 21 e a Figura 22 demonstram o distinto deslocamento latitudinal e longitudinal dos três icebergs monitorados através das PCDs. O iceberg #69051 derivou inicialmente para sul e para leste, oscilando os sentidos devido à formação de meandros durante o trajeto inicial, porém, o deslocamento para norte e para leste foi proeminente. Por outro lado, o iceberg #69053 derivou ligeiramente para norte e moderadamente para leste, estabilizando sua posição em poucos dias (± 20) após a instalação da PCD. Este iceberg apresentou, após este período, apenas pequenos desvios em relação a posição alcançada no período de maior deriva. Também é possível notar

nesta mesma figura a grande variação latitudinal e longitudinal realizada pela trajetória do iceberg #69054 enquanto contornava a Ilha James Ross, nos primeiros três meses de observação, e a estabilização de sua posição geográfica após este período. Este último retornou a apresentar algum deslocamento apenas no verão de 2010. Entretanto, com variações latitudinais e longitudinais mais moderadas em relação ao final do verão anterior.

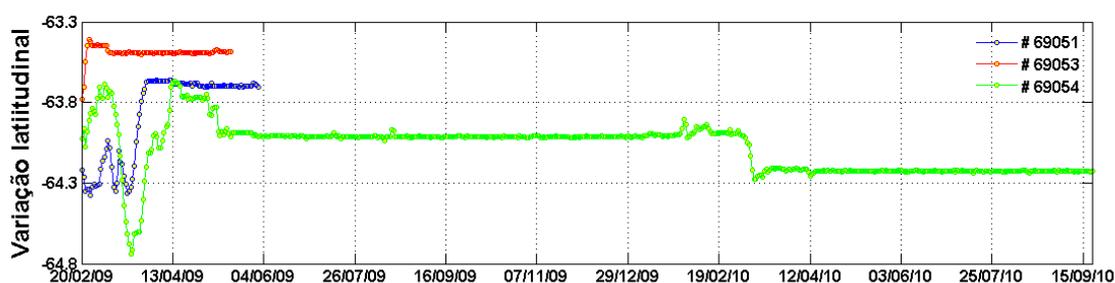


Figura 21: Séries Temporais do deslocamento Latitudinal dos icebergs acompanhados através de PCDs ao longo dos períodos em que foram monitorados.

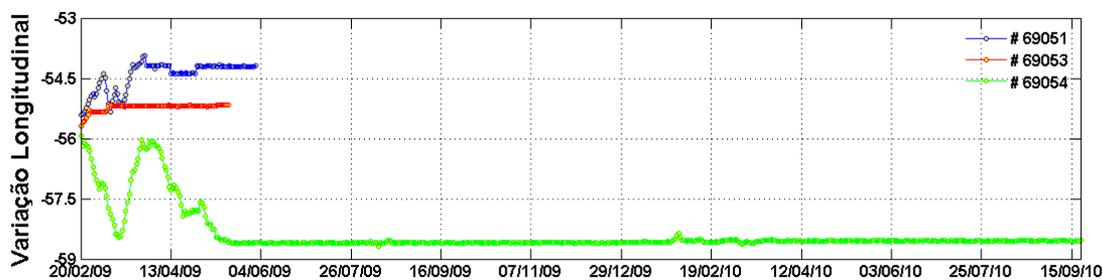


Figura 22: Séries Temporais do deslocamento Longitudinal dos icebergs acompanhados através de PCDs ao longo dos períodos em que foram monitorados.

6.1.2 Relação entre o Gelo Marinho e a Velocidade de Deslocamento dos Icebergs

A Figura 23 apresenta as velocidades de deriva dos três icebergs e as concentrações de gelo marinho obtidas através do sensor AMRS-E. De acordo com os valores encontrados nos pixels próximos as posições por onde os icebergs se deslocam, pode-se notar, através da análise da Figura 23, que há uma relação entre a velocidade de

deriva do iceberg #69051 e o aumento da concentração de gelo marinho (%). Embora esta relação não tenha demonstrado o coeficiente de correlação altamente significativo entre as séries ($r=0,51$, $p<0,05$). Entretanto, fica claro a partir da observação da Figura 23, que no período inicial da trajetória (± 60 dias), quando a região oceânica ainda encontrava-se livre de gelo marinho, os valores de velocidade de deriva são mais elevados e alcançaram velocidades de aproximadamente $\sim 27 \text{ cm s}^{-1}$ (o que equivale a $\sim 24 \text{ km dia}^{-1}$). No entanto, no final do mês de abril e início do mês de maio do ano 2009 há um aumento considerável da concentração de gelo marinho (Figura 23) e as velocidades de deriva diminuem significativamente até a estagnação de seu deslocamento pelo restante do período de observação.

A relação entre a deslocamento e a concentração do gelo marinho não se mostrou significativa para o iceberg #69053, uma vez que apresentou um baixo coeficiente de correlação (0,13) fora dos níveis de significância. Portanto, não foi possível observar uma relação entre estas variáveis. Podê-se evidenciar através da observação da Figura 21, que o iceberg #69053 deriva rapidamente da posição onde foi instalada a PCD. Nota-se na Figura 23 que este iceberg alcança os maiores velocidades de deriva logo no início do deslocamento (~ 20 dias), chegando a alcançar a velocidade de $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ (equivalente a aproximadamente $\sim 17 \text{ km dia}^{-1}$). Embora no período inicial da trajetória os pixels por onde o iceberg se deslocava apresentaram uma variável concentração de gelo marinho, isto ocorreu possivelmente devido ao deslocamento de alguns conglomerados de gelo marinho em direção ao norte durante o verão Austral. Porém no início do mês de maio, quando concentrações de gelo marinho começaram a aumentar, significativamente (Figura 23) este iceberg já não apresenta mais movimento, indicando que o aumento da concentração de gelo marinho não está influenciando na diminuição do movimento deste iceberg. Observando com mais detalhe, nota-se que,

mesmo quando o mar apresenta-se livre da cobertura de gelo marinho, este iceberg estagna seu movimento e se mantém em uma mesma posição antes das concentrações de gelo marinho aumentarem. Esta estagnação do movimento de deslocamento e permanência em uma mesma posição geográfica está, possivelmente, associada ao aprisionamento da quilha deste iceberg, à medida que este deriva de uma batimetria mais profunda ($\pm 300\text{m}$) para uma mais rasa ($< 200\text{m}$; Figura 20).

Considerando o iceberg #69054, há correlação significativa (0,72, $p < 0,05$) entre a concentração de gelo marinho e o deslocamento do mesmo. Também na Figura 23 pode-se observar que as maiores velocidades de deriva do iceberg #69054 localizam-se no período inicial da trajetória, embora para o mesmo período também se nota uma grande variação de concentração de gelo marinho na área por onde este se desloca (Figura 23). Esta alta variação na concentração de gelo marinho durante o verão Austral de 2009 pode ser associada a proximidade da Ilha James Ross que, no período considerado, poderia estar despreendendo conglomerados de gelo marinho formados durante o inverno anterior e agora presentes ao seu redor. Da mesma forma, ao leste da ilha encontra-se uma zona de passagem do gelo marinho oriundo das margens da Península Antártica em direção a nordeste. Isso se deve ao fato dessa área (entorno da ilha James Ross) não estar com o gelo marinho consolidado e provavelmente com frações de gelo marinho se deslocando, na mesma direção do movimento do iceberg. Assim, o gelo marinho não atuaria como uma barreira na deriva do iceberg #69054.

No período inicial de sua trajetória, o iceberg # 69054 alcança velocidades de deriva de $\sim 25 \text{ cm s}^{-1}$ durante o verão de 2009, equivalendo a aproximadamente 21 km dia^{-1} . Entretanto, durante o outono até o início do inverno Austral, há o início da formação e consolidação do gelo marinho. Embora o iceberg apresente ainda algum

movimento durante o inverno, pode-se tornar uma barreira física (devido a maior consolidação) em superfície e bloquear o deslocamento de pequenos icebergs durante períodos de alta consolidação. Com isto, durante o inverno este iceberg diminui drasticamente seu deslocamento, ficando restrito ao canal entre a Península Antártica e a Ilha James Ross. Ressalta-se que, durante o período em que o iceberg diminui ao mínimo sua velocidade de deriva, há uma grande falha nos dados de concentração de gelo marinho do sensor AMSR-E. Isto devido ao fato de que a posição em que o iceberg se encontra durante o inverno Austral é um local muito próximo a Península e a Ilha James Ross, e a resolução do AMSR-E ser de ~ 6.25 km, não consegue resolver pequenas reentrâncias próximas ao continente. Entretanto, mesmo com altas concentrações de gelo marinho durante o inverno Austral, pode-se notar que, em agosto de 2009, o iceberg se deslocou alcançando velocidades de aproximadamente 5 cm s^{-1} .

Durante o verão Austral do ano de 2010 o iceberg #69054 retorna a se deslocar em direção sul do canal em que está restrito, seguindo o mesmo movimento do verão anterior. Dessa vez as velocidades de deriva são bem mais moderadas, com máximas alcançadas de $\sim 12 \text{ cm s}^{-1}$. No entanto, a deriva deste iceberg nesse período não são suficientes para que o iceberg saia deste canal, permanecendo confinado entre a Península e o a ilha James Ross no início do inverno de 2010. Em ambos os períodos, verão e inverno de 2010 há uma consolidação do gelo marinho ao redor do iceberg (Figura 23).

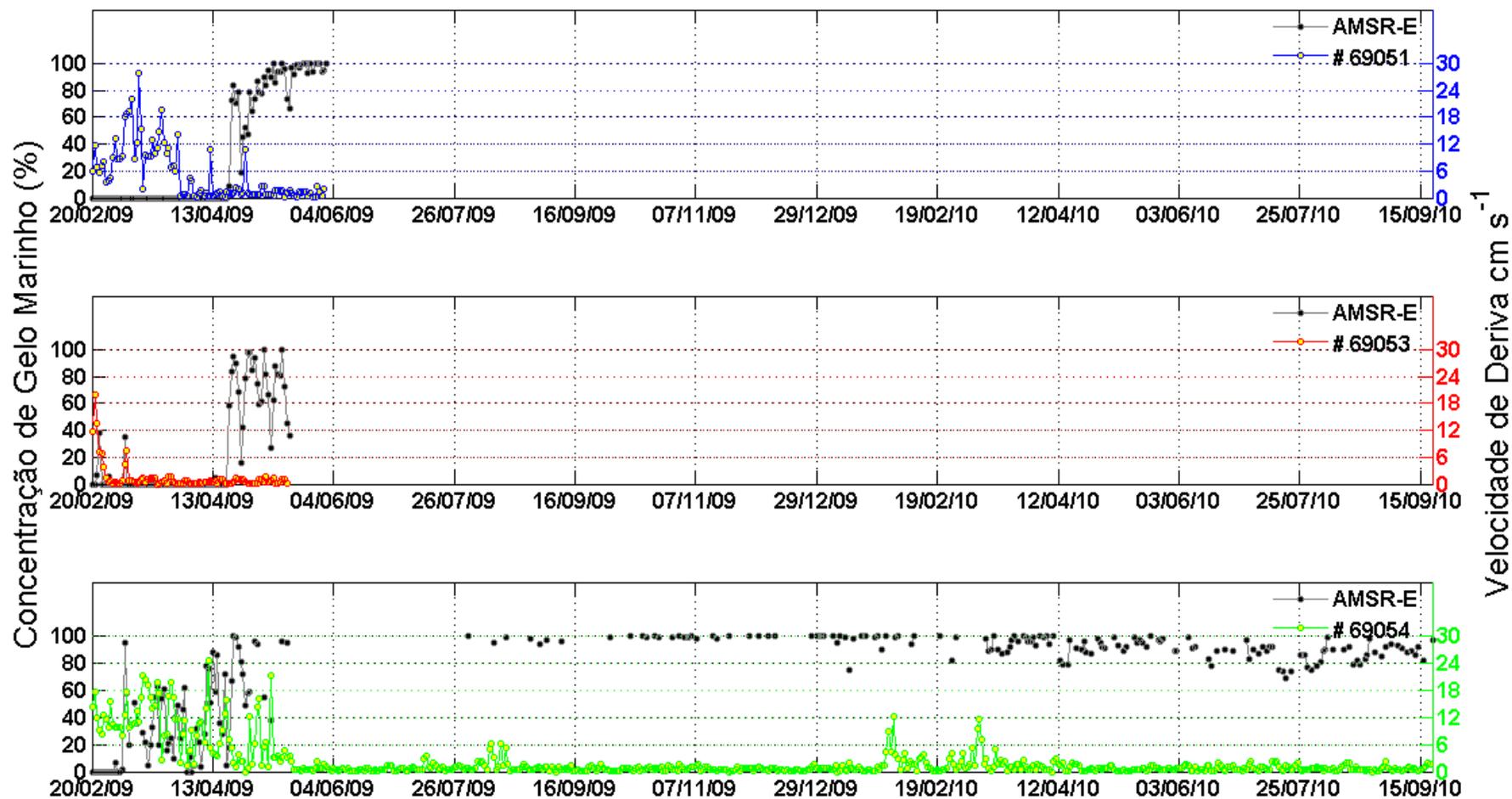


Figura 23: Concentração de gelo marinho (%) derivados do sensor AMSR-E e as velocidades de deriva dos icebergs #69051 (azul), #69053 (vermelho), #69054 (verde) respectivamente ao longo do período em que os icebergs foram acompanhados pelas PCDs via sistema satelital ARGOS.

Na Figura 24, pode-se observar os dados de pressão obtidos das PCDs instaladas nos icebergs e enviadas pelo sistema ARGOS, para fim de comparação com os dados de pressão na superfície do mar obtidos pelos centros internacionais de reanálises NCEP e ECMWF. Os dados das PCDs não demonstraram uma correlação significativa ao nível de 95% com nenhum dos bancos de dados. Esse fato pode ser explicado pois os dados do NCEP e do ECMWF são baseados em dados observacionais principalmente de estações em terra, que não refletem as mesmas condições de pressão encontradas no mar. Além disso, estes dados possuem uma resolução relativamente grosseira de $1^\circ \times 1^\circ$ e $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (ECMWF e NCEP, respectivamente), muito ampla para ser semelhante a um dado pontual sobre o oceano. Pode-se observar também que os dados de pressão obtidos através das PCDs mostram uma tendência de variação bastante semelhante ao longo tempo (Figura 24). Quando aplicada a correlação entre os dados de pressão das PCDs dos icebergs e as velocidades destes (V_m , U e V) não houve uma relação significativa entre estes parâmetros.

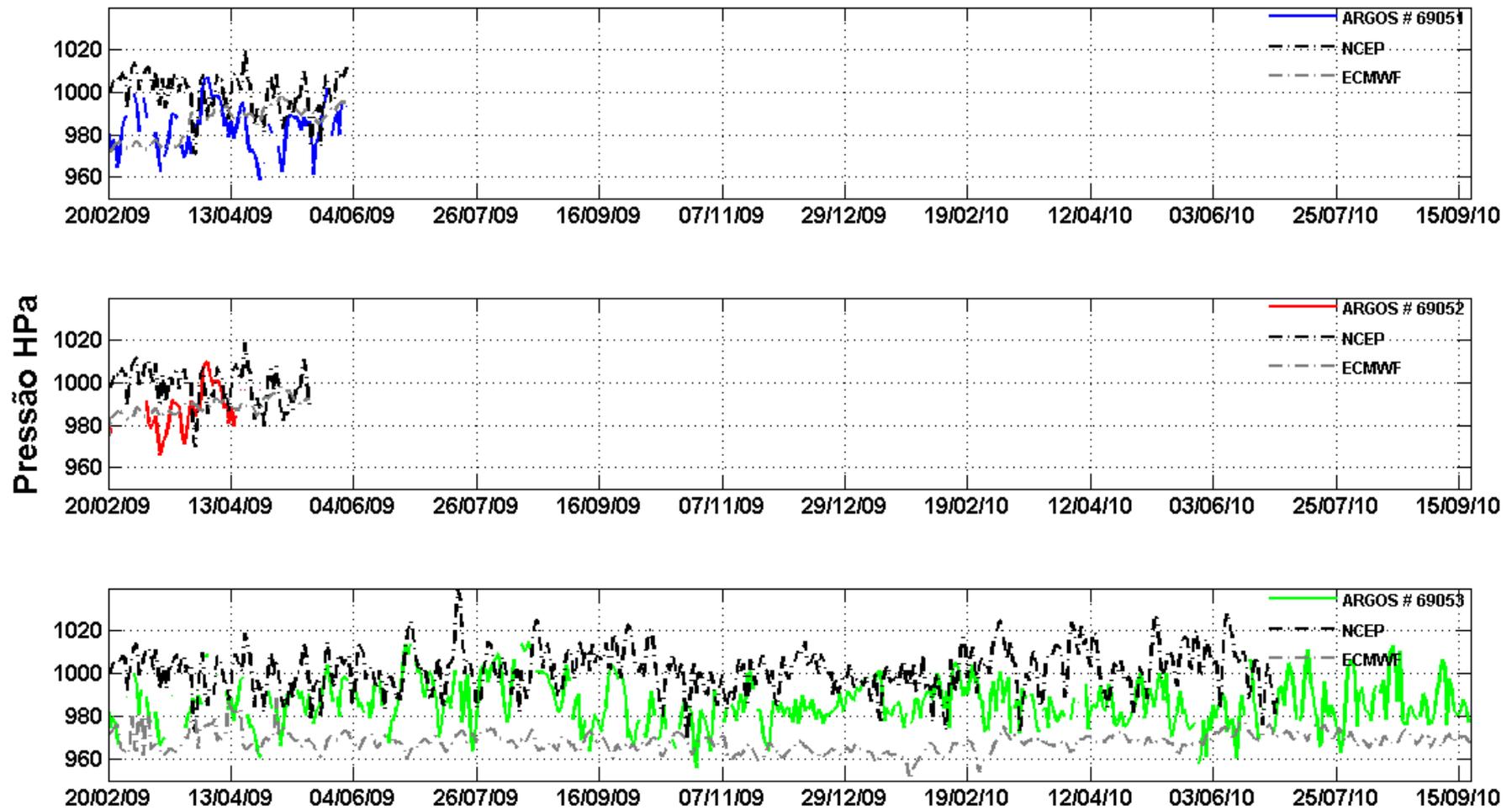


Figura 24: Dados de Pressão (hPa) obtidos através do sensor de pressão atmosférica das PCDs # 69051 (azul), #69053 (vermelho) e #69054 (verde), e centros de reanálises NCEP (preto) e ECMWF (cinza) ao nível de superfície durante o período em que os icebergs foram acompanhados.

6.1.3 Velocidades Zonais e Meridionais

Na Figura 25 observam-se as velocidades zonais e meridionais associadas ao deslocamento do iceberg #69051. No sentido zonal as velocidades variaram de aproximadamente 17 cm s^{-1} (leste) a $\sim 18 \text{ cm s}^{-1}$ (oeste). Por outro lado, no sentido meridional observa-se a variação da velocidade entre $\sim 18 \text{ cm s}^{-1}$ (sul) e $\sim 27 \text{ cm s}^{-1}$ (norte), com predomínio de maiores velocidades em direção ao norte. Estas variações leste/oeste e norte/sul devem-se, principalmente, a sua trajetória meandrante à medida que este iceberg se deslocava na direção nordeste (Figura 25).

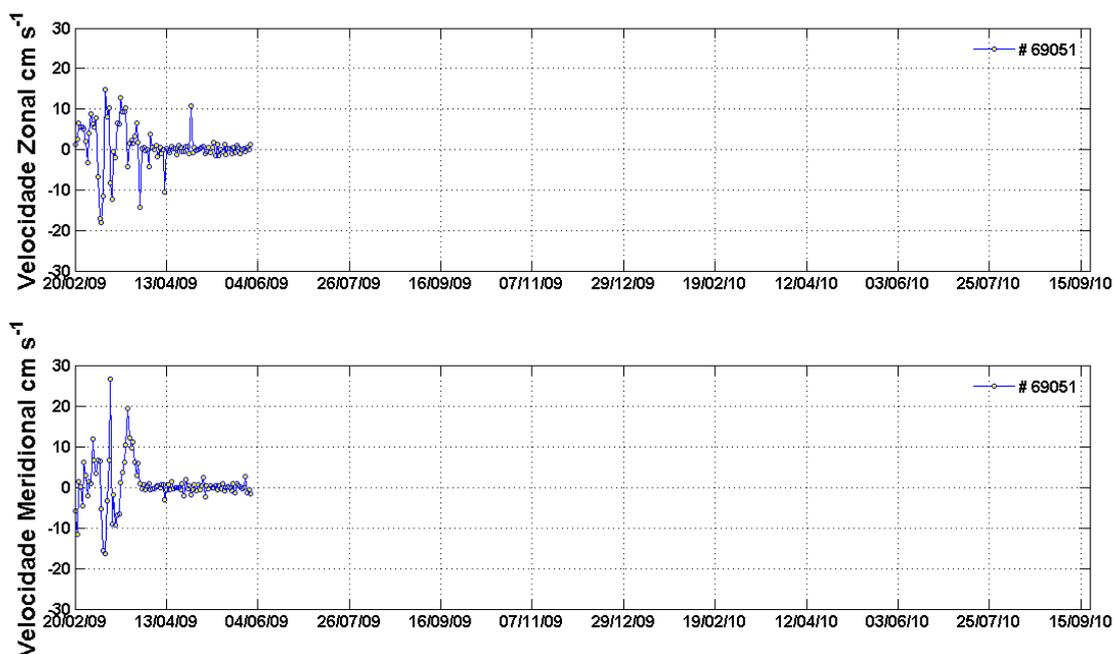


Figura 25: Velocidade Zonal e Meridional associada ao deslocamento do iceberg # 69051, durante o período em que foi rastreado através das PCDs pelo sistema satelital ARGOS.

As velocidades zonais e meridionais associadas ao deslocamento do iceberg #69053 (Figura 26) variaram predominantemente para norte e para leste. Devido ao rápido deslocamento no período inicial, valores significativos de velocidades aparecem apenas nos primeiros 20 dias. No restante do período as velocidades nulas marcam a estagnação do iceberg na mesma posição. A velocidade meridional mostra-se mais

intensa, alcançando $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$, e a velocidade zonal apresentou valores mais moderados, com o máximo de $\sim 7 \text{ cm s}^{-1}$. Assim, indicando um deslocamento latitudinal maior que o deslocamento longitudinal.

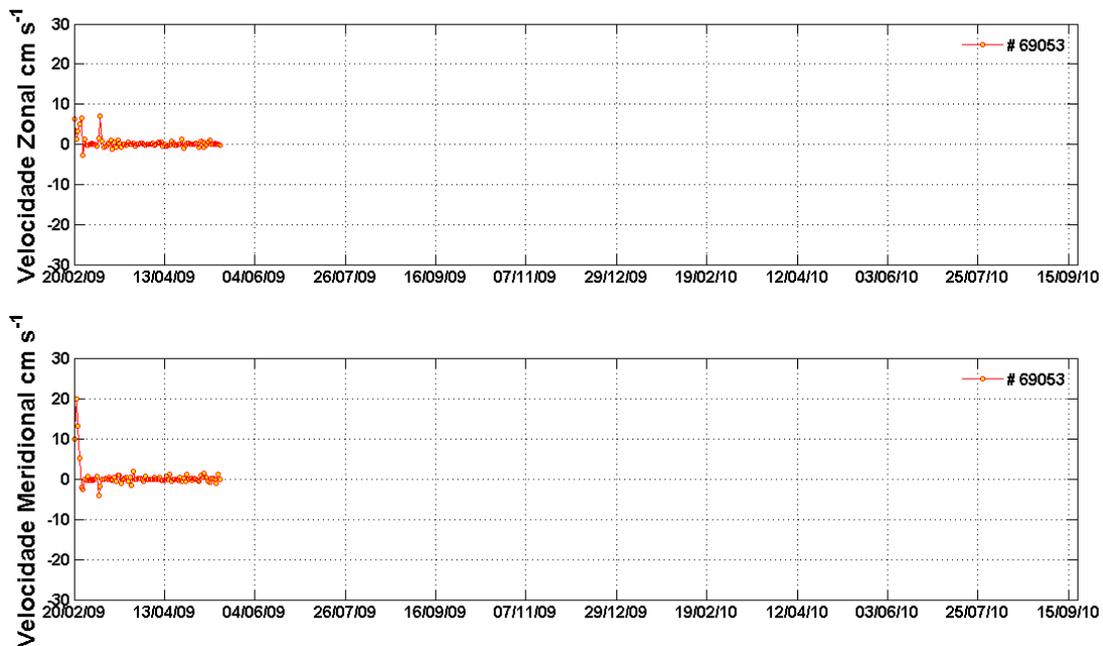


Figura 26: Velocidade Zonal e Meridional associada ao deslocamento do iceberg # 69053, durante o período em que foi rastreado através das PCDs pelo sistema satelital ARGOS.

Considerando a velocidade zonal e meridional associada ao deslocamento do iceberg #69054, observa-se na Figura 27 as velocidades zonais variando de $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ para oeste a $\sim 18 \text{ cm s}^{-1}$ para leste e as velocidades meridionais entre $\sim 26 \text{ cm s}^{-1}$ para norte e $\sim 21 \text{ cm s}^{-1}$ para sul, indicando uma intensificação da velocidade quando o iceberg se desloca na direção sudeste. Não houve predomínio no padrão destas velocidades, devido à natureza circular do movimento (Figura 27).

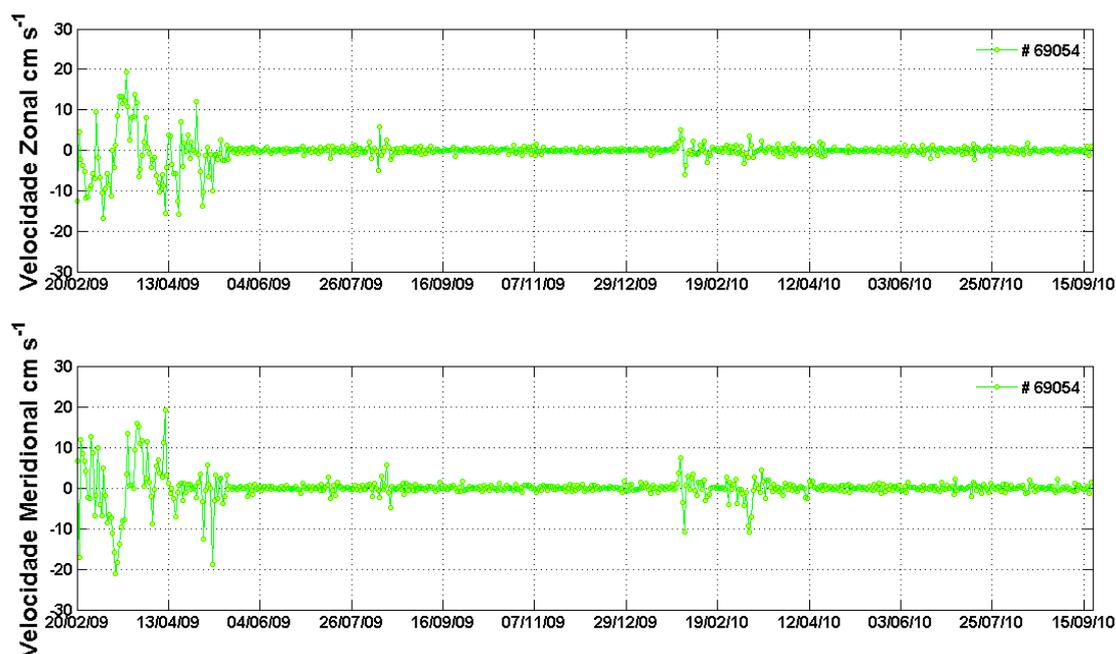


Figura 27: Velocidade Zonal e Meridional associada ao deslocamento do iceberg # 69054, durante o período em que foi rastreado através das PCDs pelo sistema satelital ARGOS..

6.1.4 Estimativas de Densidade Espectral

As estimativas de densidade espectral calculadas para as componentes zonais e meridionais das velocidades dos icebergs apontam as bandas de baixa frequência como as mais energéticas (*i.e.* de maior variância), tanto nas componentes zonais como nas meridionais. Isto se deve ao fato de que os dados de posição das componentes de velocidade utilizados apresentam intervalos diários, não podendo resolver sinais de alta frequência, tal como a máre semi-diurna (M2), geralmente dominante nos espectros de energia no Mar de Weddell (Robertson,1998). Desta forma, uma parte da energia das altas frequências pode contaminar o espectro final em frequências menores (*aliasing*).

Observando Figura 28, nota-se que o pico de maior amplitude se encontra entre as bandas de frequência de ~8 dias para a componente zonal e de ~9 dias para a componente meridional. Pode-se notar que há um picos de menor energia (variância)

asociados a mais altas frequências, de ~2 dias na componente zonal que aparece com maior magnitude e de ~3 dias associado as duas componentes.

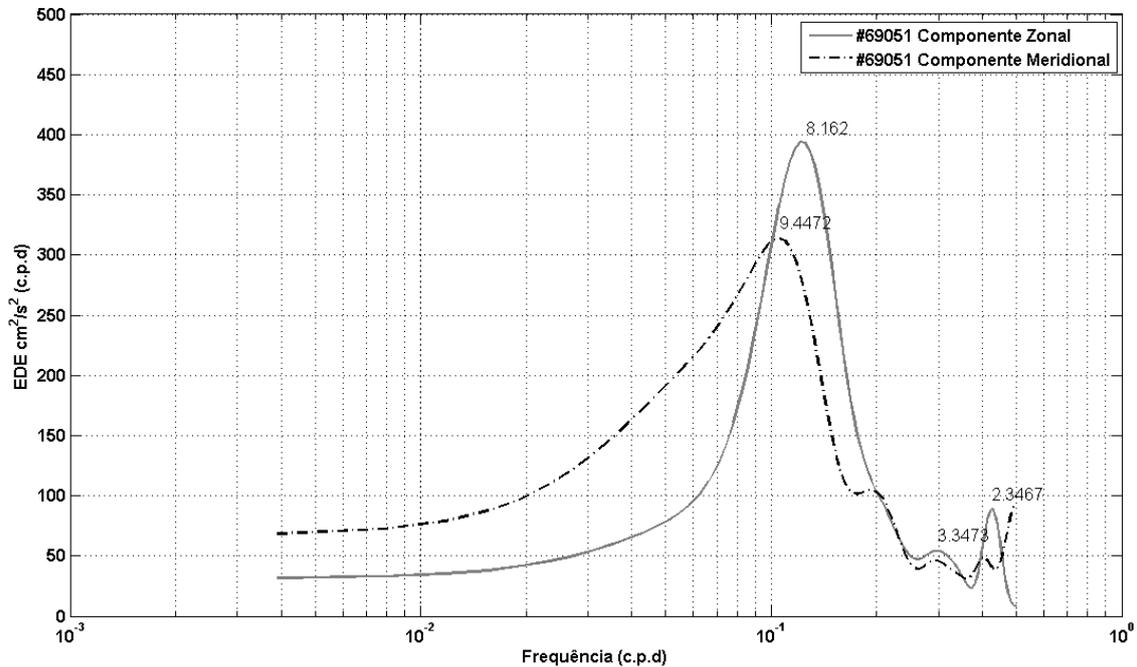


Figura 28: Estimativa de Densidade Energética associada as componentes longitudinais e zonais do deslocamento do iceberg #69051, durante o período de maior deslocamento (70 dias iniciais).

A estimativa de densidade espectral (Figura 29) para as velocidades zonais e meridionais do iceberg # 69054 apontou um padrão diferente do iceberg anteriormente analisado, com as bandas espectrais de maior amplitude na componente meridional. Para a velocidade zonal, o pico de mais energético ocorreu no período de aproximadamente 30 dias seguido pelo pico de 6,9 dias. Considerando a velocidade meridional, os picos mais energéticos estão associados aos períodos de 23,1 e 5,2 dias.

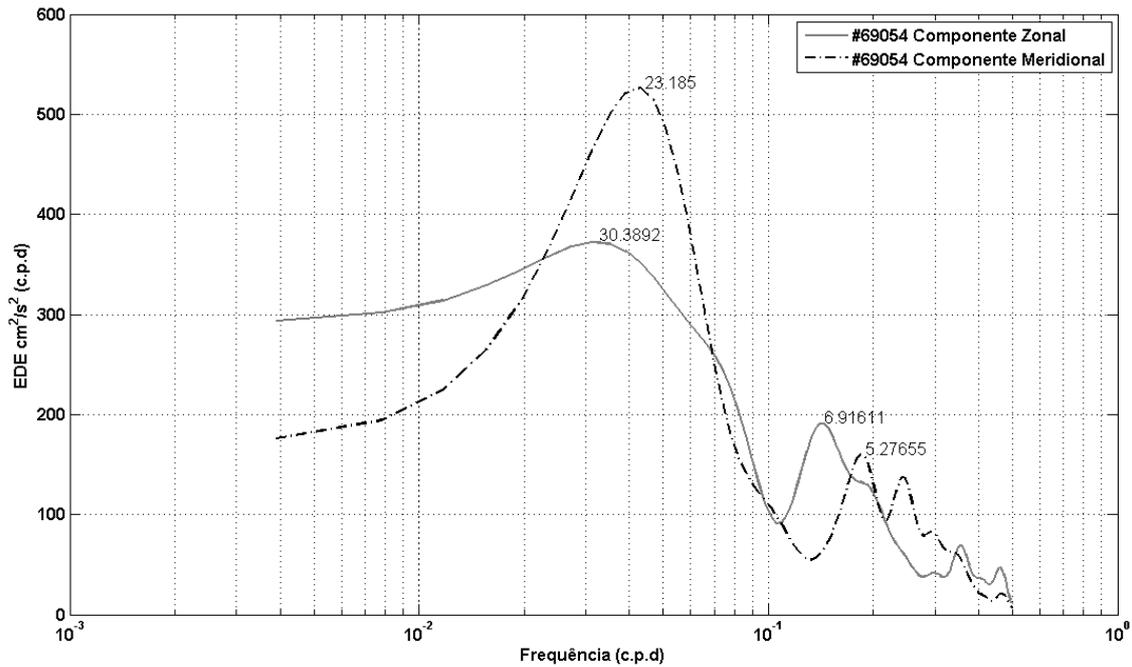


Figura 29: Estimativa de Densidade Energética associada as componentes longitudinais e zonais do deslocamento do iceberg #69054, durante o período de maior deslocamento (100 dias iniciais)

A velocidade média, a energia cinética (média, turbulenta e total) e a estatística básica aplicada as séries de dados temporais das PCDs instaladas nos icebergs podem ser observadas na Tabela 2. As velocidades médias de deriva dos icebergs #69051, #69053 e #69054 variaram de $5,2 \text{ cm s}^{-1}$ à $2,6 \text{ cm s}^{-1}$, com média de $3,04 \pm 1,9 \text{ cm s}^{-1}$. A energia cinética média de mesoescala encontrada para os três icebergs variou de $1,3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ a $13,6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ com média de $5,8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2} \pm 6,7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$, enquanto a energia cinética turbulenta de mesoescala variou de $8,1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ a $32,4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$, com média de $17,1 \pm 13,2 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$. A energia cinética total (resultado da soma da ECMM e ECTM) variou de $9,4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ a $46,0 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ com média de $23,0 \pm 20,0 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$. Analisando a razão entre a ECTM e a ECT, pode-se notar que, para os três icebergs, a ECTM foi predominante na composição da ECT, variando de 70 a 85,6 % da energia cinética total associada aos deslocamentos dos icebergs, com média de $78,9 \pm 7,7 \%$.

Tabela 2: Dados relacionados a Velocidade Média, Energia Cinética Média, de Energia Cinética Turbulenta de Mesoescala, Energia Cinética Total, e a razão entre a Energia Cinética Turbulenta de Mesoescala e a Total

	Velocidade Média (cm s ⁻¹)	\overline{ECMM} (cm ² s ⁻²)	\overline{ECTM} (cm ² s ⁻²)	\overline{ECT} (cm ² s ⁻²)	% $\frac{\overline{ECTM}}{\overline{ECT}}$
# 69051	5.2	13.6	32.4	46.0	70.4
# 69053	1.6	1.36	8.1	9.4	85.6
# 69054	2.2	2.5	11.0	13.6	80.9
Média	3.0	5.8	17.1	23.0	78.9
Desvio Padrão	1.9	6.7	13.2	20.0	7.7

6.2 Resultados do acompanhamento do iceberg #69051 através de imagens

ASAR

Através dos dados de posição da PCD instalada no iceberg #69051 foi possível identificar e rastrear o mesmo iceberg através das imagens ASAR. Com isso, mesmo com a interrupção no envio de dados via sistema ARGOS no dia 1º de junho de 2009 ainda pode-se monitorar este iceberg através da metodologia de sensoriamento remoto por imagens de radar. Dos três icebergs acompanhados por PCDs, apenas o iceberg #69051 foi acompanhado através das imagens de radar, pois este possuía uma maior área superficial, além de estar em uma posição onde um maior número de imagens estava disponível, desta forma facilitando sua identificação através das imagens ASAR.

Foram utilizadas 48 imagens de radar para rastrear este iceberg, ao longo de um período de 276 dias. O início de sua observação, através das imagens ASAR, ocorreu no dia 20 de fevereiro de 2009, sendo sua última posição identificada em 23 de novembro de 2009, enquanto o envio de dados pela PCD deste iceberg iniciou em 20 de fevereiro de 2009 à 1º de junho de 2009, por 101 dias. Ao longo do monitoramento via imagens de radar foi possível observar e estimar o deslocamento deste iceberg, sua trajetória e velocidade em períodos em que os dados de posição da PCD não estavam mais disponíveis, além de observar variações superficiais de área e, assim, estimar sua perda de massa ao longo da trajetória.

A trajetória do iceberg #69051, com base no acompanhamento através de imagens de radar, pode ser vista na Figura 30. Pode-se notar que a trajetória é bastante defasada e bem menos detalhada do que aquela disponível quando comparada ao acompanhamento por dados diários de posição das PCDs. Mesmo assim, é possível inferir sua trajetória de modo geral, sem representar com exatidão, por exemplo, o meandramento ao longo do deslocamento (Figura 20).

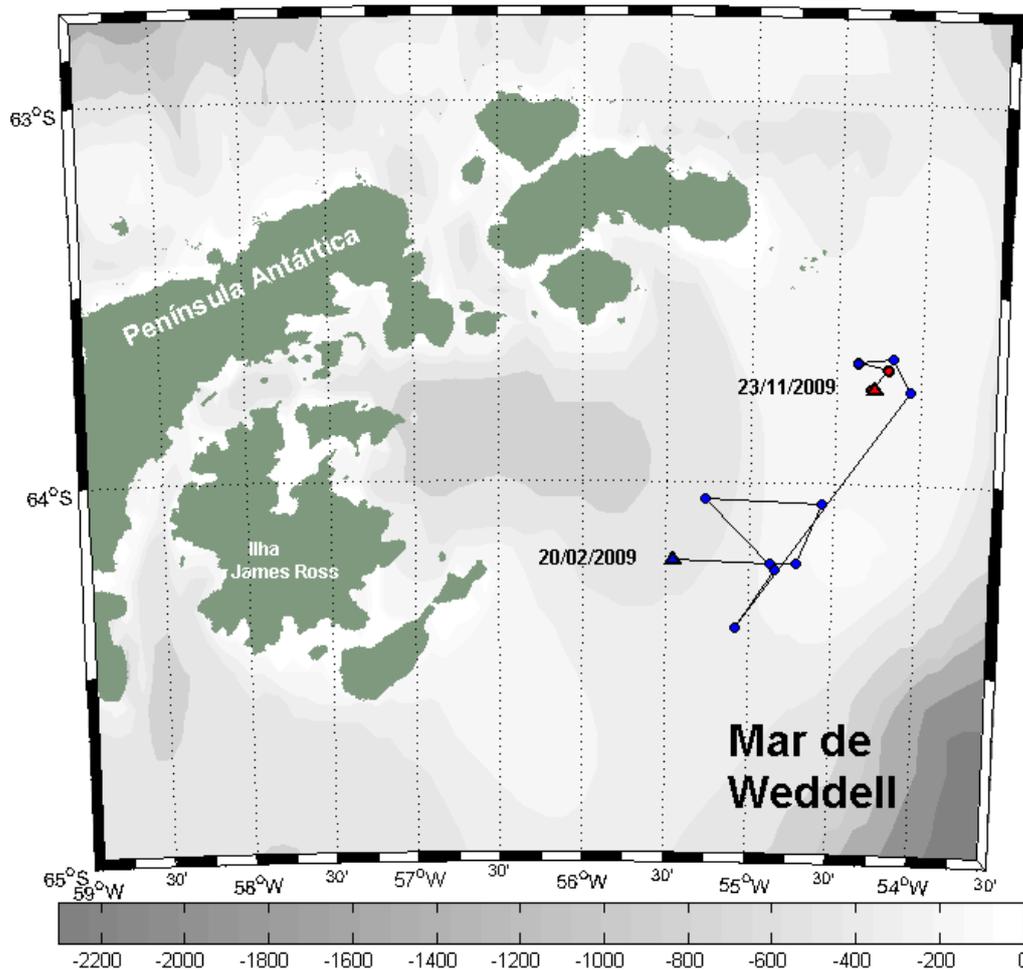


Figura 30: Gráfico tipo espaguete das posições encontradas para o iceberg #69051 através das imagens de radar com o auxílio das posições diárias da PCD, em azul as posições do iceberg enquanto havia disponível dados de posição da PCD, em vermelho as posições encontradas apenas com a utilização das imagens ASAR. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.

A partir da interpretação da Figura 31 podemos compreender o que ocorreu ao longo da trajetória do iceberg #69051 (Figura 30). No início de sua trajetória, quando havia baixas concentrações de gelo marinho cobrindo o oceano, o iceberg #69051

chegou a alcançar velocidades de 22 cm s^{-1} . No entanto, à medida que se aproxima o inverno Austral e as concentrações de gelo marinho começam a aumentar nos pixels onde se encontra o iceberg, a velocidade do iceberg diminui até ficar nula e estagnando seu movimento. Por outro lado, durante a primavera, quando as concentrações de gelo marinho começam a diminuir, pode-se notar que o iceberg começa a deslocar-se chegando a atingir 4 cm s^{-1} . Esta relação foi reforçada pela correlação aplicada que demonstrou ser significativa nível de 95%, entre os valores de concentração do gelo marinho e as velocidades da trajetória deste iceberg.

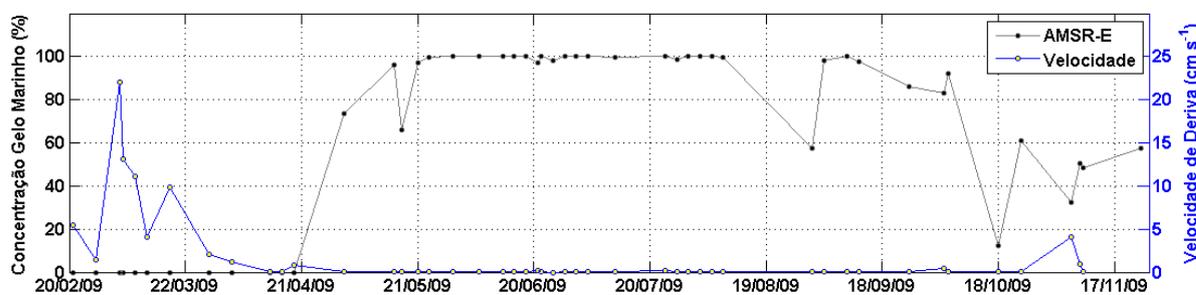


Figura 31: Velocidade de deriva do iceberg #69051, obtida através das imagens ASAR e dados de posição da PCD, e concentração de Gelo Marinho nos pixels ao longo da trajetória obtida através do sensor AMSR-E

A distância derivada nesta trajetória foi de aproximadamente 267 km ao longo de 277 dias, isto equivale a uma velocidade média de deslocamento deste iceberg ao longo de toda trajetória de $1,1 \text{ cm s}^{-1}$ ($0,96 \text{ km dia}^{-1}$). A partir da observação da tabela 2 pode-se notar a variação da velocidade do iceberg #69051 através da análise das imagens de radar e através dos dados de posição da PCD acoplada a ele.

Na comparação entre as velocidades médias de deriva para um mesmo período fica evidente a subestimação da velocidade do iceberg através do seu rastreamento por meio de imagens de radar, sendo velocidade média de deriva subestimada em cerca de 42%. Esses valores podem ser melhor visualizados na Tabela 3. No entanto, há de se levar em consideração que o intervalo temporal médio entre os dois métodos é diferente. No período inicial, do acompanhamento pelas imagens (101 dias) o intervalo temporal

médio de aquisição, entre as imagens, foi de 7,7 dias (Tabela 3). Esse intervalo foi maior do que intervalo temporal médio de todo o período em que este iceberg foi monitorado (5,77 dias) por imagens. Considerando-se que este período é o de maior movimentação deste iceberg, isso tende a subestimar ainda mais sua velocidade média. Os dados de posição das PCDs são diários, definindo muito mais detalhadamente a trajetória real e, com isso, auxiliando um melhor conhecimento da área percorrida. No entanto se utilizarmos para cálculo da velocidade média os dados de posição da PCD, com intervalo de tempo similar ao encontrado no monitoramento realizado por imagens de radar pode-se observar que estas velocidades médias se aproximam muito. Assim, utilizando um intervalo de temporal de 7 dias entre as posições geográficas, obtidas através da PCD, chegamos a um valor de velocidade média de $2,4 \text{ cm s}^{-1}$ (*i.e.* $2,15 \text{ km dia}^{-1}$), como pode ser observado na Tabela 3.

Tabela 3: Velocidades do iceberg # 69051 obtidas através das posições da PCD com intervalo diário, e com intervalo semelhante ao acompanhamento por imagens ASAR. Também a velocidade média através do acompanhamento por imagens de ASAR para o mesmo período do acompanhamento da PCD e para todo período em que este icebergs foi acompanhados por imagens de radar.

	Início	Fim	Observações	Intervalo temporal médio	Nº de Dias	Distância Total	Velocidade Média
#69051 PCD	20/03/2009	01/06/2009	101	1 dia	101	459 km	5.0 cm s^{-1}
#69051 PCD	20/03/2009	01/06/2009	101	7 dias	101	217 km	$2,4 \text{ cm s}^{-1}$
#65051 ASAR	20/02/2009	01/06/2009	13	7.77 dias	101	254 km	2.9 cm s^{-1}
#69051 ASAR	20/02/2009	23/11/2009	48	5.77 dias	277	267 km	1.1 cm s^{-1}

Na Figura 32 podem-se observar as variações de área superficial ao longo do tempo de monitoramento do iceberg #69051. Nota-se que as maiores variações de área superficial ocorrem no período inicial da trajetória, entre 20 de fevereiro e meados de maio de 2009, após isto a área superficial encontra-se relativamente estabilizada. A partir do cálculo da reta de tendência pode-se estimar a perda de massa média por dia deste iceberg ao longo do período em que foi acompanhado. Esta estimativa foi de

aproximadamente $2,104 \times 10^6 \text{ kg dia}^{-1}$, equivalente a uma perda de massa de 35% ao longo dos 276 dias de observação.

As oscilações no cálculo da área superficial se devem a alta concentração de gelo marinho próximo as bordas do iceberg, por vezes com o sinal de retroespalhamento muito próximo ao do próprio iceberg, sendo a técnica incapaz de segmentar entre os dois meios. Além disso, quando ocorre a passagem de icebergs muito próximos ao iceberg de interesse e há uma alta concentração de gelo marinho entre eles, a área superficial pode ser superestimada. Isto pode ser melhor compreendido com a visualização da Tabela 4. No entanto, a reta de tendência demonstrou bem a variação da área deste iceberg ao longo do tempo, como pode ser visto na Figura 32 e, também, verificado na amostragem mensal de imagens do iceberg #69051(Tabela 4).

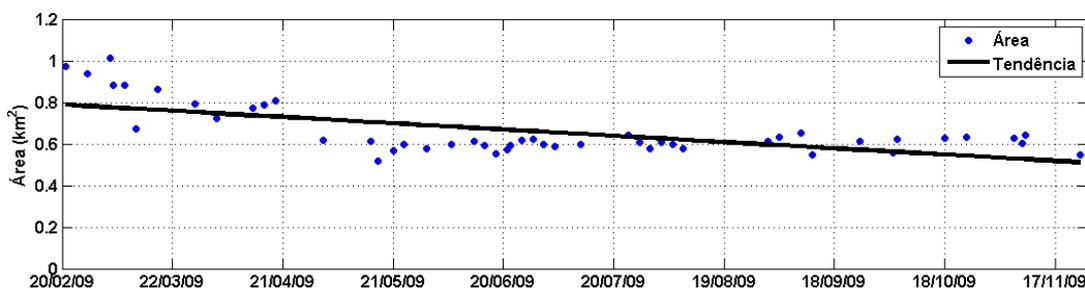
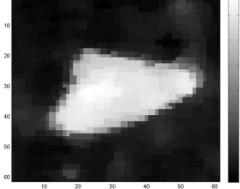
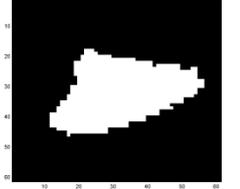
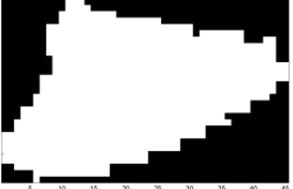
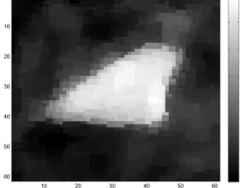
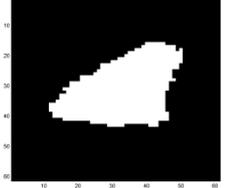
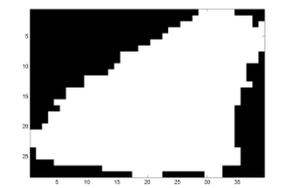
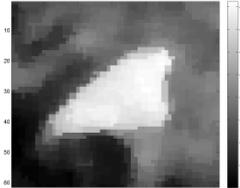
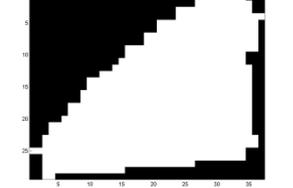
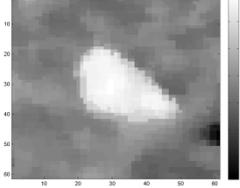
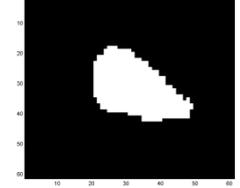
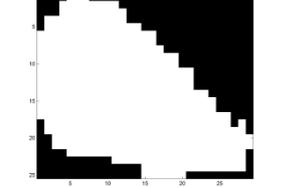
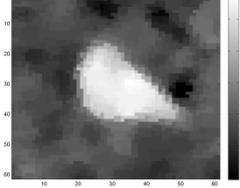
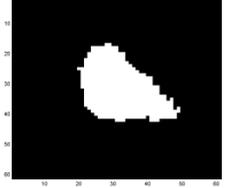
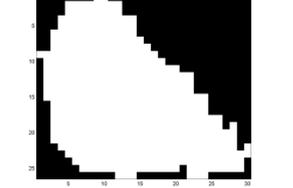


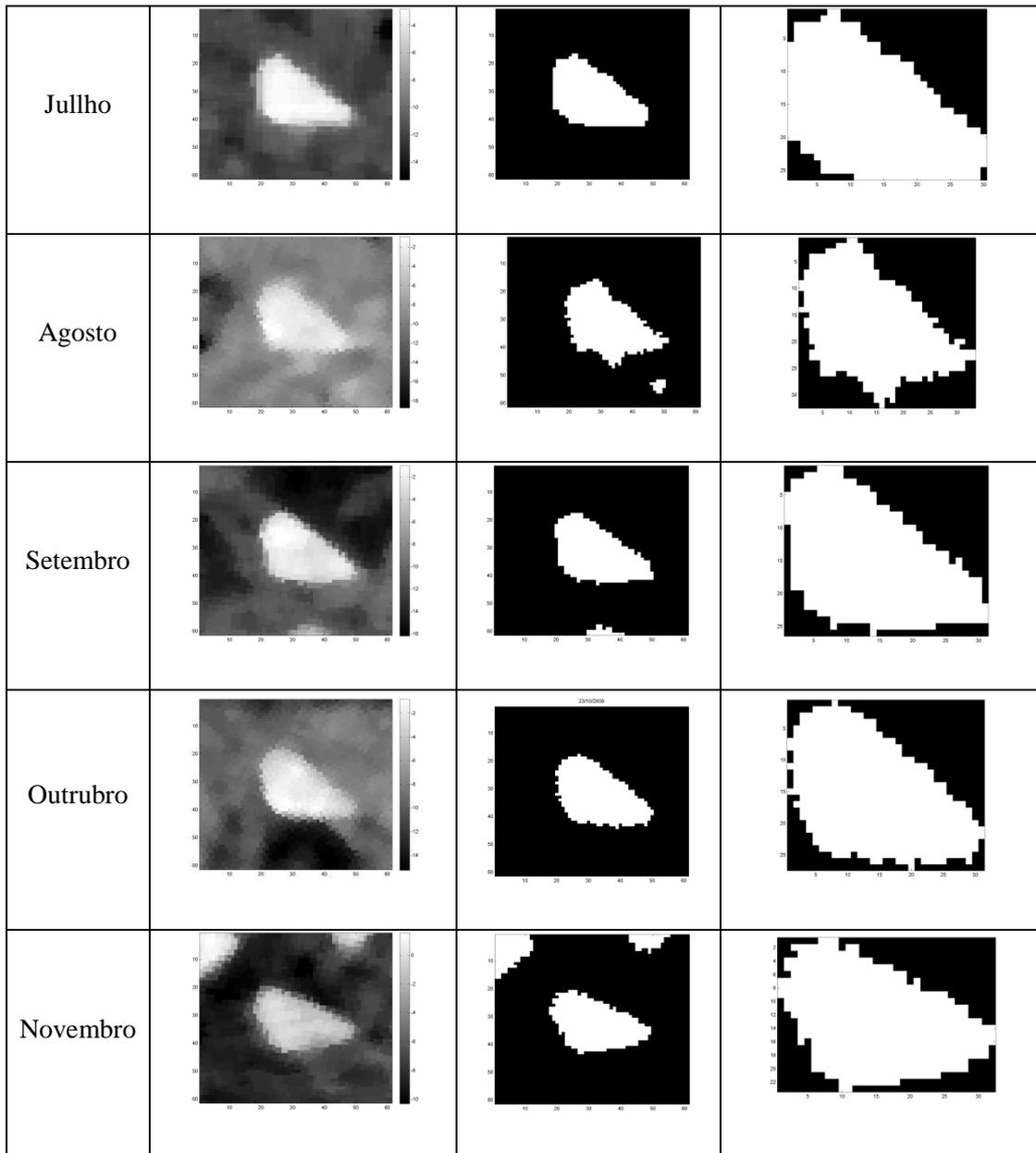
Figura 32: Área Superficial calculada a cada posição do iceberg #69051 nas imagens ASAR disponíveis, em preto a reta de tendência de variação superficial de área.

Pode-se observar na Tabela 4 a variação da concentração de gelo marinho no entorno do iceberg # 69051, onde nos primeiros meses de acompanhamento (fevereiro e março de 2009), nota-se que os valores de retroespalhamento do fundo da imagem são bem diferentes (mais baixos) do que do iceberg em questão. E a partir do mês de abril começam a aumentar até que, em agosto, os valores de retroespalhamento do entorno do iceberg são tão altos que a técnica aplicada não consegue segmentá-lo este efetivamente. Como explicado anteriormente, as placas de gelo marinho com valores de retroespalhamento muito próximos as bordas do iceberg podem ser identificadas como

pertencentes ao iceberg na imagem. Devido a isto, há uma superestimação no cálculo da área superficial, decorrendo nas oscilações da área superficial identificada como iceberg (Tabela 4), como pode ser observado na Figura 32.

Tabela 4: Amostragem mensal da variação da área superficial do iceberg #69051, onde é possível observar a imagem original, segmentada e apenas o iceberg em evidência ao longo dos meses.

	Imagem Original	Imagem Segmentada	Imagem Iceberg em Evidência
Fevereiro			
Março			
Abril			
Maió			
Junho			



Foi aplicada a correlação para os valores de variação da área superficial e dados de temperatura ao nível do mar do NCEP em áreas próximas ao deslocamento dos icebergs (Figura 33). Esta relação apesar de ter sido significativa para o nível de 95%, apresentou um coeficiente relativamente baixo (0.29, $p < 0,05$), não demonstrando forte relação entre diminuição da área superficial e a variação da temperatura. No entanto observando a Figura 33 podemos observar que a maior perda de área superficial ocorre durante o final do verão e início do outono Austral. Durante o inverno, quando as

temperaturas atmosféricas são mais baixas, não ocorre variação significativa na área superficial deste iceberg.

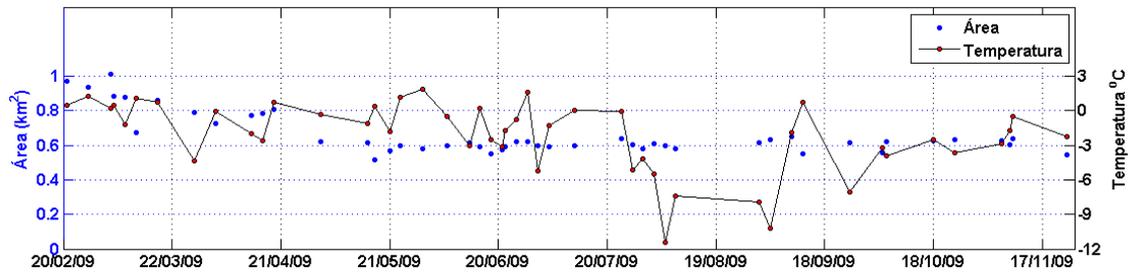


Figura 33: Relação entre a variação de área superficial (km²) e a temperatura (NCEP) ao longo do período de acompanhamento do iceberg #69051 por imagens ASAR e dados de posição das PCDs.

7. Resultados do Monitoramento de Icebergs por Imagens ASAR

7.1 Trajetórias dos Icebergs

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir do processamento de 142 imagens ASAR, onde foi possível identificar e rastrear durante os anos de 2008 e 2009 (com diferentes períodos totais) um total de 25 icebergs nas proximidades da Península Antártica, no noroeste do Mar de Weddell. A Figura 34 mostra as principais trajetórias desenvolvidas pelos icebergs rastreados. As trajetórias executadas por cada iceberg são bastante variáveis dependendo: (i) da disponibilidade de imagens para o rastreamento, (ii) da manutenção das características inerentes a cada iceberg, (iii) das condições de gelo marinho durante o período analisado e (iv) das condições regionais superficiais de circulação oceânica (que podem alterar o sinal de retroespalhamento dos icebergs dificultando sua identificação). Os principais parâmetros analisados (trajetória, velocidades, área superficial) e citados neste capítulo podem ser melhor evidenciados através da observação da Tabela 5 (pag.102)

Alguns destes icebergs foram monitorados por curtos períodos de tempo, como por exemplo, o iceberg #5 que pode ser acompanhado apenas durante 25 dias através de 7 imagens diferentes. Por outro lado, outros icebergs puderam ser monitorados pelo período de 264 dias através de 56 imagens, como é o caso do iceberg #20. O período médio de acompanhamento dos icebergs foi de $107 \pm 70,4$ dias, considerando uma média de $21 \pm 13,7$ imagens para cada trajetória.

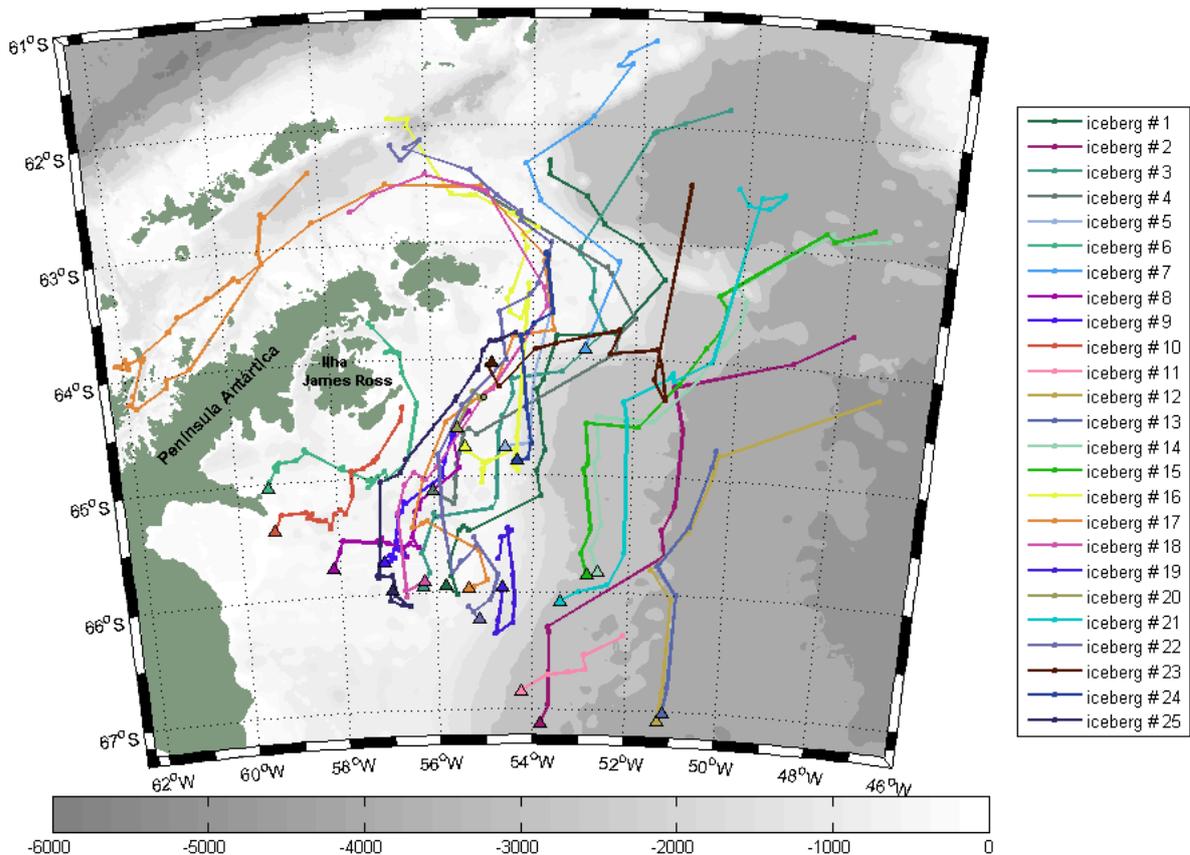


Figura 34: Gráfico tipo espaguete dos 25 icebergs rastreados por diferentes períodos ao longo dos anos de 2008 e 2009 através de imagens de *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR).

As distâncias totais derivadas pelos icebergs durante suas trajetórias variaram entre 74,56 km (iceberg #20) e 1357 km (iceberg #17), sendo a distância média percorrida por estes icebergs de $448,4 \text{ km} \pm 267,3 \text{ km}$. A velocidade média de deriva destes icebergs foi de $5,1 \text{ km dia}^{-1} \pm 2,4 \text{ km dia}^{-1}$ (*i.e.* $5,9 \pm 2,8 \text{ cm s}^{-1}$). Entretanto os períodos analisados para cada iceberg variam, dependendo do número de imagens disponíveis para o rastreamento. Isto pode influenciar na média da distância percorrida, pois icebergs, derivando livremente, rastreados por curtos períodos provavelmente, terão menores distâncias percorridas que icebergs que por maiores períodos foram identificados.

Embora alguns icebergs tenham alcançado velocidades de até $34,7 \text{ km dia}^{-1}$ (iceberg #22), outros permaneceram em estado de repouso por diferentes períodos (dias

a meses como os icebergs #6, #9, #20 e #24). A média das velocidades máximas (máxima velocidade de deriva alcançada por cada iceberg) dos 25 icebergs rastreados foi de $14,85 \text{ km dia}^{-1} \pm 7,78 \text{ km dia}^{-1}$ e a média das velocidades mínimas (mínima velocidade encontrada para cada iceberg) foi de $1,56 \text{ km dia}^{-1} \pm 1,49 \text{ km dia}^{-1}$.

A Figura 35 mostra a trajetória dos 15 icebergs rastreados no ano de 2008 a partir de 68 imagens ASAR. Estes icebergs foram acompanhados por períodos de 25 a 217 dias, com o número de imagens variando de 5 a 47 para a trajetória de cada iceberg. A maior trajetória acompanhada neste ano considerou 217 dias através de 47 imagens (iceberg #6) e a menor foi de 25 dias através de 7 imagens (iceberg #5).

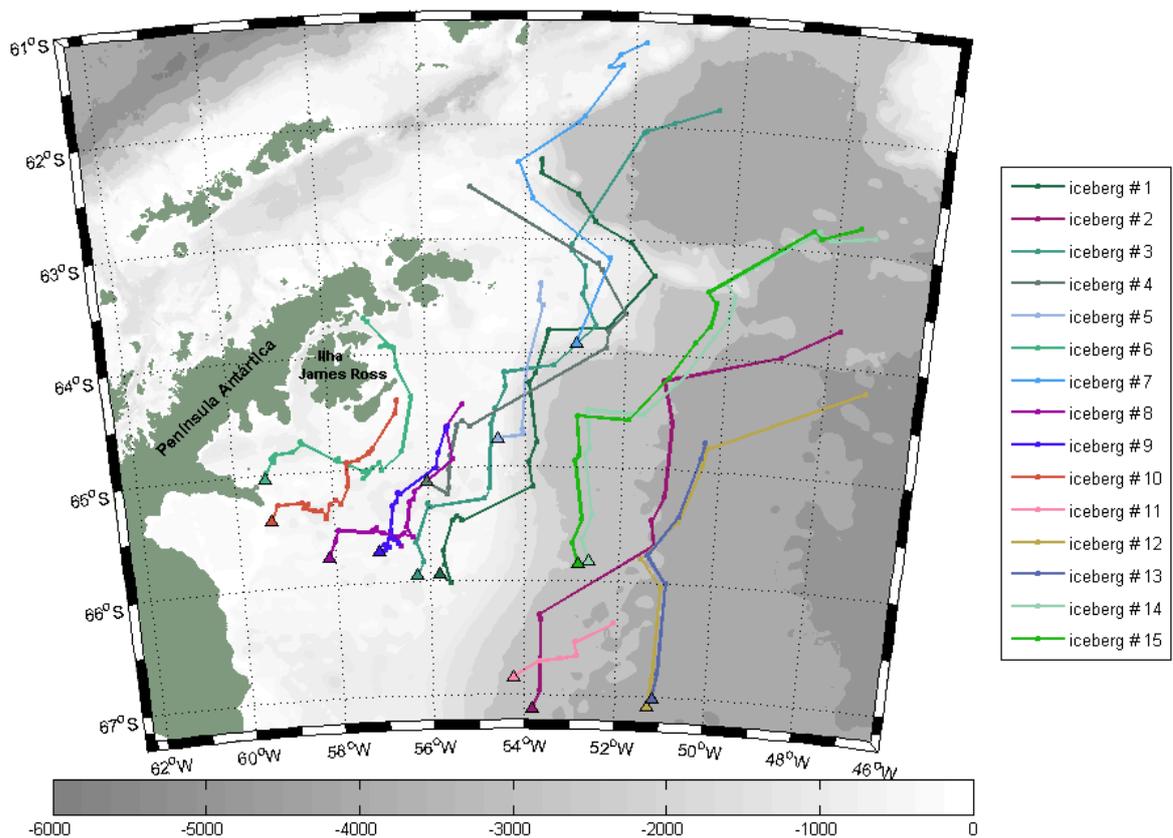


Figura 35: Icebergs rastreados durante o ano de 2008, através de 68 imagens ASAR. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.

Na Figura 36 pode-se observar a trajetória dos 10 icebergs monitorados durante o ano de 2009 através de 74 imagens de radar, estes icebergs foram acompanhados por períodos de 58 a 264 dias, com um com número de imagens que variaram de 12 a 56

para cada trajetória. A maior trajetória foi de 264 dias através de 56 imagens (iceberg #20) e a menor, deste grupo de icebergs monitorados, foi de 73 dias através de 26 imagens (iceberg #18).

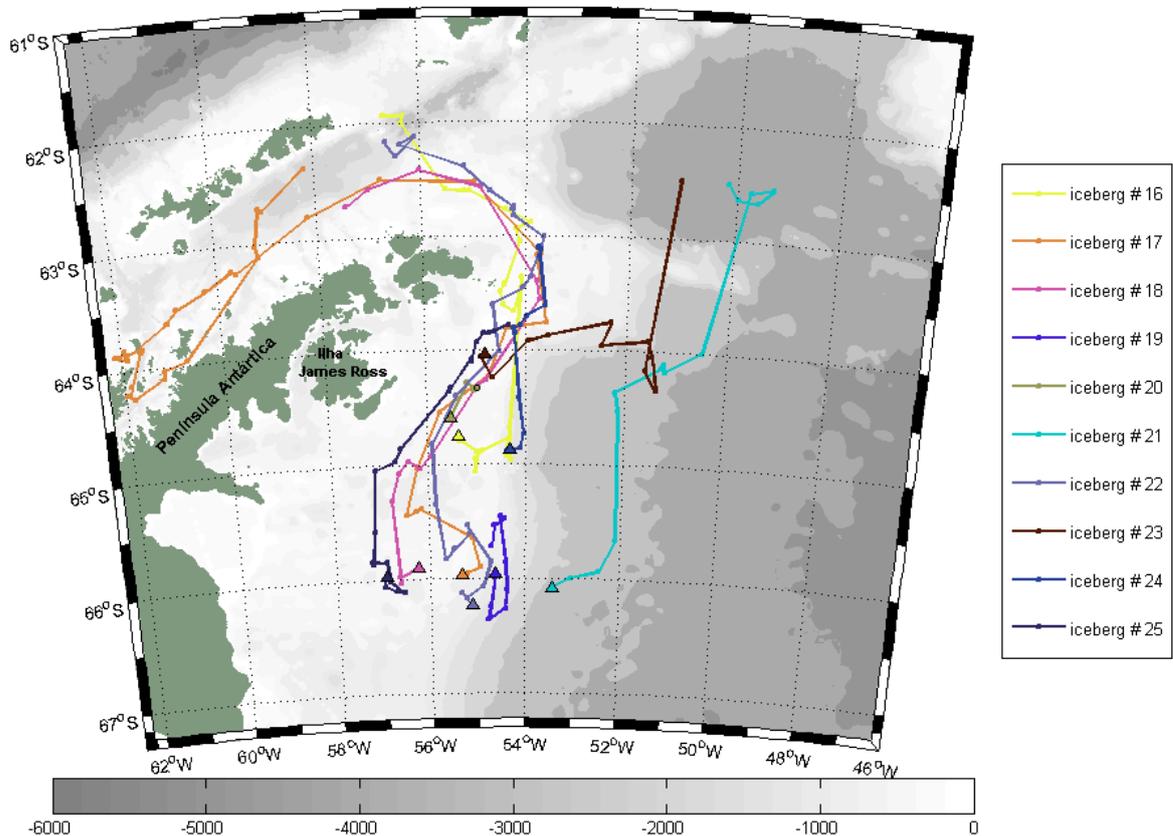


Figura 36: Icebergs rastreados durante o ano de 2009, através de 74 imagens de radar ASAR. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.

7.2 Zonação de Trajetórias

Como podê-se observar através da Figura 34, a grande maioria dos icebergs acompanhados encontra-se sobre a plataforma continental antártica, e em menor número sobre regiões mais profundas (isóbatas >500 m). A partir desta observação optou-se por separar a trajetória dos icebergs em três rotas preferenciais, baseando-se na trajetória predominantemente derivada por cada iceberg sobre uma região específica.

O primeiro grupo é definido pelos icebergs que derivaram sobre as áreas mais rasas (Figura 37) sobre a plataforma continental Antártica. Estes icebergs fluíram nas

Águas de Plataforma do Mar de Weddell, que integram a Corrente Costeira Antártica. A velocidade média de deriva deste grupo de icebergs foi de $4.03 \text{ km dia}^{-1} \pm 2.69 \text{ km dia}^{-1}$, com uma distância média das trajetórias percorridas de $448.45 \text{ km} \pm 340 \text{ km}$. No entanto as velocidades de deriva dos icebergs foram altamente variáveis dependendo do iceberg e período considerado. A velocidade máxima foi alcançada pelo iceberg #22 que atingiu $34.73 \text{ km dia}^{-1}$, enquanto o iceberg #24 permaneceu praticamente em repouso a maior parte do período de observação.

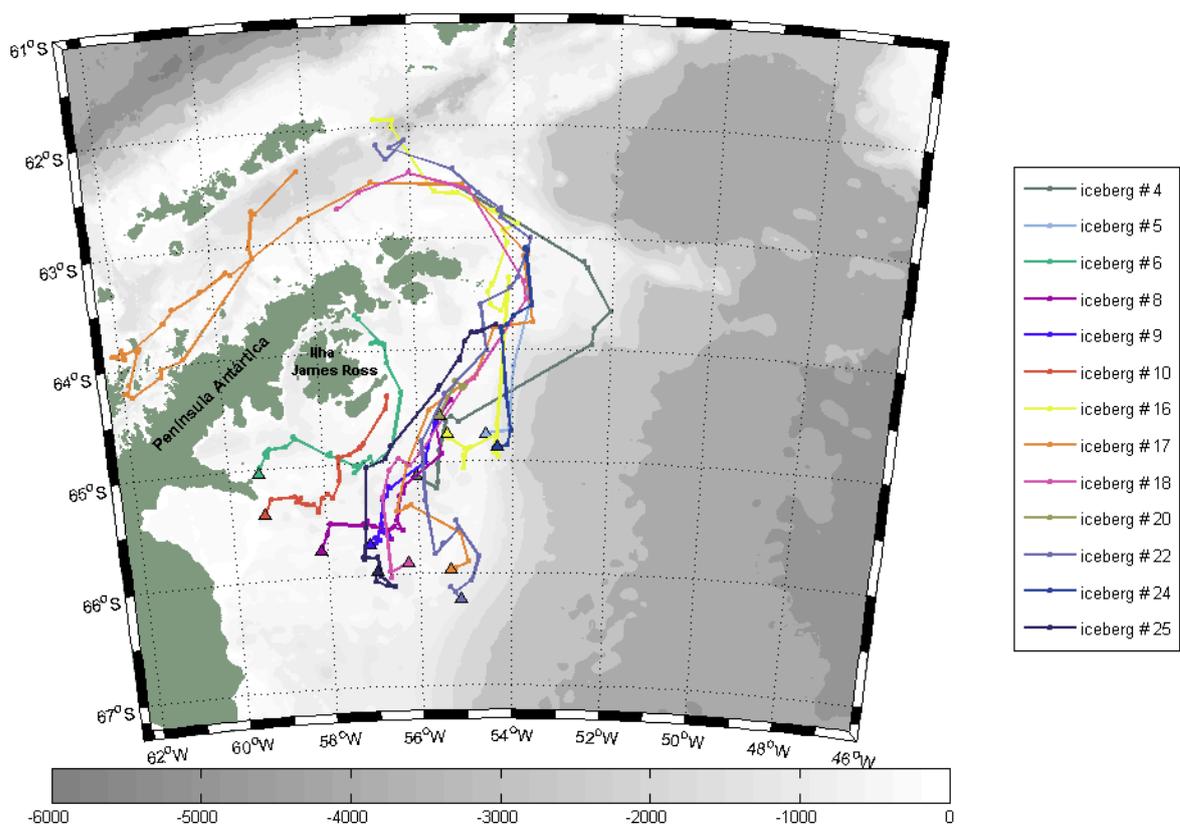


Figura 37: Icebergs acompanhados por imagens ASAR, que fluíram em águas rasas sobre a plataforma continental Antártica. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.

O segundo grupo (Figura 38) compreende os icebergs que se deslocaram sobre profundidades intermediárias fluindo sobre a quebra de plataforma continental e talude (entre as isóbatas de 300 a 2000 m). Estes icebergs se deslocaram até regiões mais ao norte (ao sul das Ilhas Orcadas do Sul), contornando a quebra de plataforma até sofrerem um desvio em sua direção e mudando de noroeste para leste. Possivelmente, estes icebergs integrar-se-iam ao ramo norte do Giro do Mar de Weddell, em caso de

análise de imagens seguintes. A velocidade média de deriva dos icebergs deste grupo foi de $6,69 \text{ km dia}^{-1} \pm 1,59 \text{ km dia}^{-1}$, com a velocidade máxima de deriva de $16,92 \text{ km dia}^{-1}$ (iceberg #23) e a mínima de $0,96 \text{ km dia}^{-1}$ (iceberg #1). A distância média de deriva dos icebergs deste grupo foi de $490,62 \text{ km} \pm 169,42 \text{ km}$.

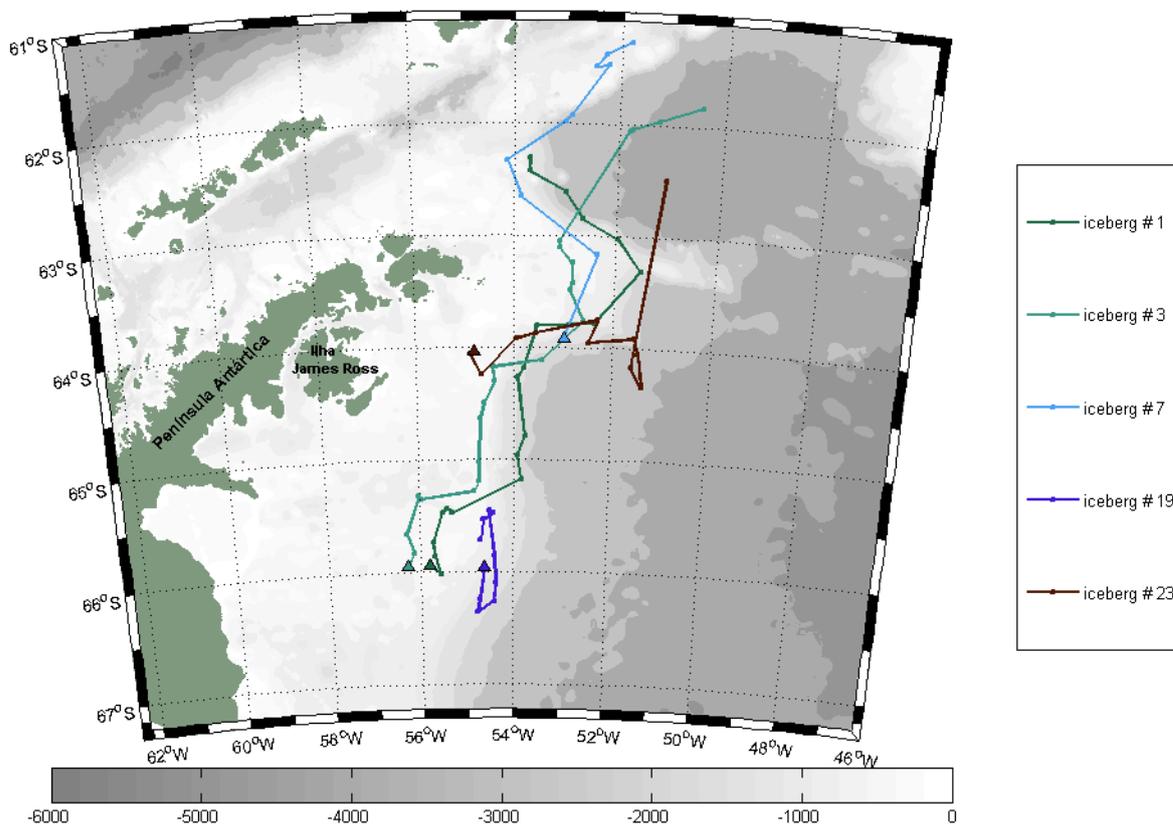


Figura 38: Icebergs acompanhados por imagens ASAR que fluíram sobre a quebra de plataforma e talude em águas de profundidade intermediária. Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.

O terceiro e último grupo identificado (Figura 39) é composto por icebergs que se deslocaram sobre profundidades maiores que a isóbata de 2000 m. Estes icebergs deslocaram-se acompanhando o ramo oeste do Giro de Mar de Weddell e aparentemente mudaram sua direção para leste parecendo integrar-se ao ramo norte do giro. A velocidade média de deriva dos icebergs deste grupo foi de $6,12 \pm 1,02 \text{ km dia}^{-1}$, com velocidade máxima de $17,01 \text{ km dia}^{-1}$ (iceberg #2) e velocidades mínimas de $0,96 \text{ km dia}^{-1}$ (# iceberg2). A distância média de deriva deste grupo de icebergs foi de $407,46 \pm 176,106 \text{ km dia}^{-1}$.

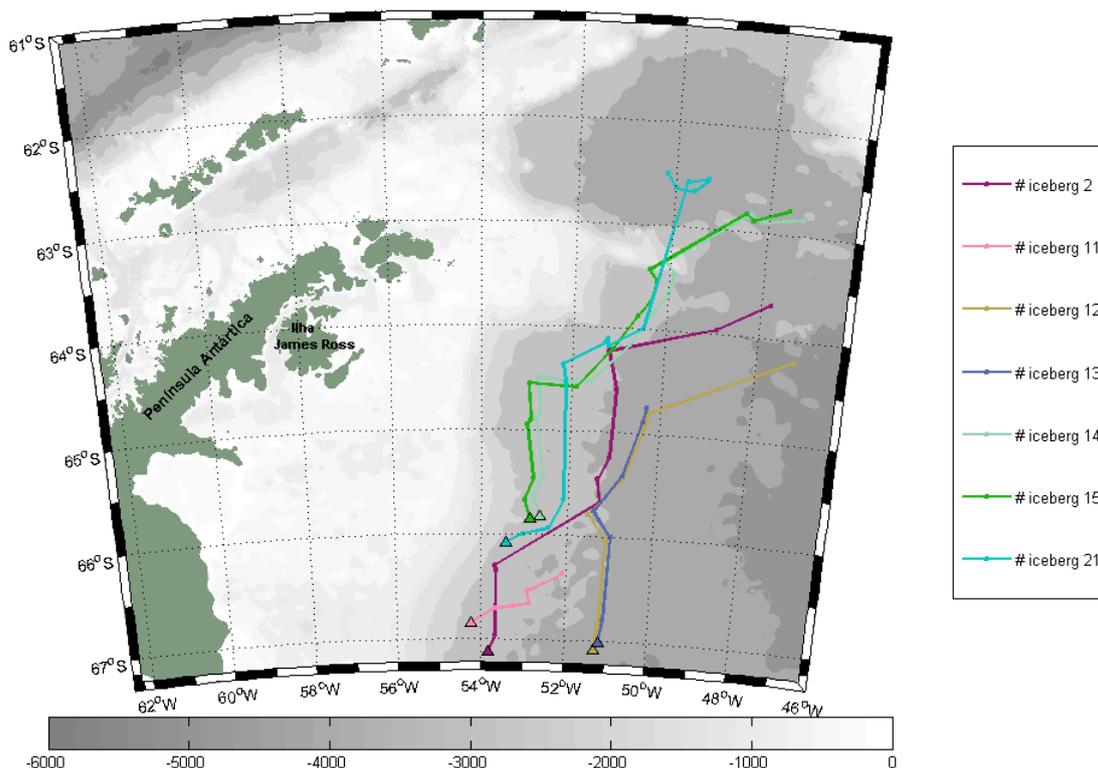


Figura 39: Icebergs acompanhados por imagens ASAR que fluíram sobre águas de maior profundidade (>1000 m). Em escala de cinza o mapa batimétrico da região.

7.2.1 Trajetórias Típicas de cada Zona de deriva

Com a finalidade de descrever melhor a trajetória de cada grupo de icebergs foram escolhidas as maiores trajetórias de cada grupo para maior detalhamento. Desta forma, os icebergs escolhidos foram: (i) iceberg #17, representando o as águas rasas na plataforma continental, (ii) iceberg #3, representando as profundidades intermediárias, quebra de plataforma e talude e (iii) iceberg #21, representando os icebergs que fluíram em águas profundas.

O iceberg #17 (Figura 40) foi, dentre todos os icebergs monitorados, o que apresentou a maior trajetória (*i.e.* 1357,6 km). Este iceberg começou a ser rastreado no dia 5 de março de 2009 e teve sua última posição identificada no dia 20 de novembro de 2009, totalizando 260 dias de observação através de 44 imagens ASAR. Este iceberg

apresentou uma velocidade média de $5,2 \text{ km dia}^{-1}$, porém em alguns períodos chegou a alcançar velocidades de $29,3 \text{ km dia}^{-1}$.

Sua posição inicial encontrava-se a leste da Península Antártica em aproximadamente 66°S (posição 1), quando apresentava uma área superficial de aproximadamente $16,9 \text{ km}^2$. Este iceberg se deslocou, inicialmente, em direção à oeste (com alguns desvios) acompanhando a isóbata de aproximadamente 500 m. Entre a posição 9 e 10 (Figura 40), nesta posição migrou para uma isóbata mais rasa com cerca 300 m, permanecendo nessas águas rasas até a posição 15, quando alcançou o extremo norte da península. A partir deste ponto, desviou-se para sudoeste (posição 17), ainda acompanhando a isóbata de 300 m, e contornou a extremidade da península entrando no Estreito que Bransfield, até esta posição (18, próximo a extremidade da península mas já no Estreito de Bransfield) sua área superficial não variou significativamente, e as pequenas oscilações da área superficial observadas na Figura 40, são devidas à agregação do gelo marinho nas bordas do iceberg.

Este iceberg deslocou-se na parte central do Estreito de Bransfield, em direção sudoeste, até alcançar a posição 28 (entre a Ilha de Hoseason e Ilha de Liege), onde começou a perder grande quantidade de massa, desintegrando-se. Isto ocorre, possivelmente, devido às temperaturas mais elevadas (tanto do ar como da água) oriundas do Passagem de Drake e Mar de Bellingshausen. Em seguida, o iceberg deriva até alcançar seu limite mais ao sul (posição 35) próximo a Ilha Brabant, retornando ao estreito em direção a noroeste, até que na posição 40 ele deixa de acompanhar águas rasas e segue sobre os canais profundos deste estreito com profundidades superiores a 1000 m. Sua última posição identificada (44), próximo as ilhas Rei George e já no “lado

quente” da Frente de Bransfield, a área superficial decaiu cerca de 75% em relação ao início do monitoramento.

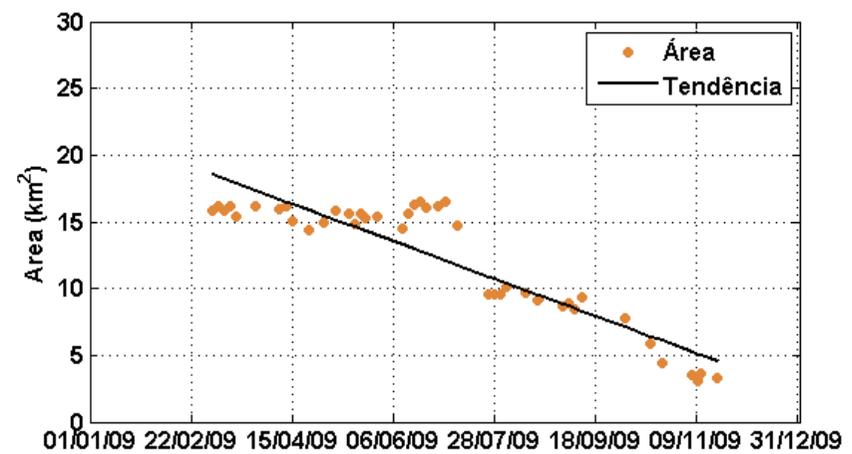
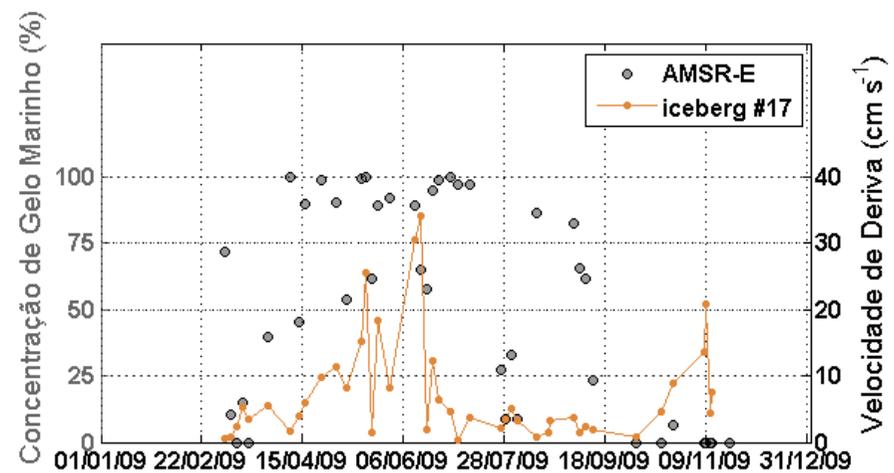
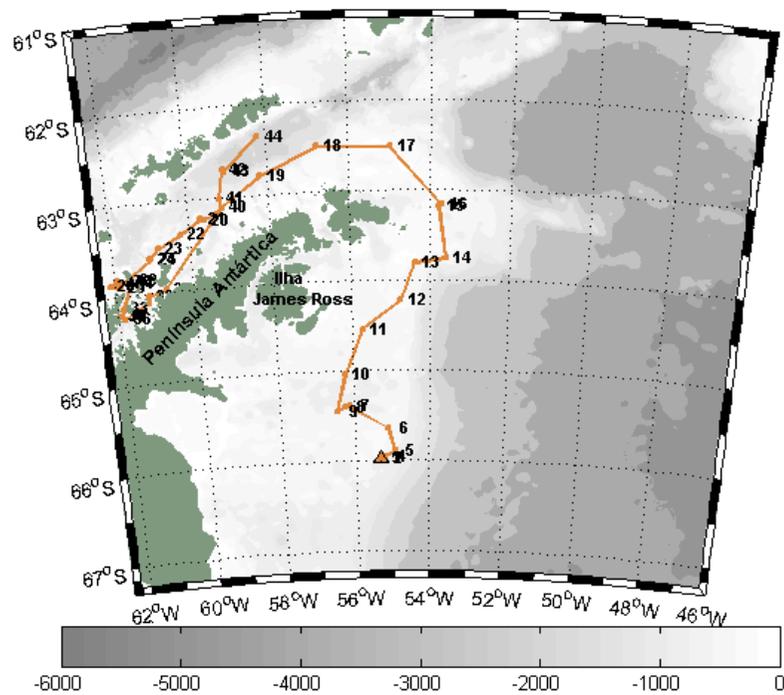


Figura 40: Trajetória derivada pelo iceberg #17 ao longo de 264 dias de observação, gráficos indicando as velocidades de deriva ao longo da trajetória e as concentrações gelo marinho nas respectivas posições. Série temporal da variação da área superficial e reta de tendência indicando a variação ao longo da trajetória

O iceberg #3 começou a ser monitorado no dia 11 de abril de 2008 e foi acompanhado por 124 dias através de 23 imagens até o dia 13 de agosto de 2008. Com área inicial identificada de aproximadamente $10,5 \text{ km}^2$, este iceberg derivou com uma velocidade média foi de $5,27 \text{ km dia}^{-1}$, mas chegou alcançar $15,3 \text{ km dia}^{-1}$. A origem da observação de sua trajetória foi aproximadamente em 66°S (próximo a primeira posição do iceberg #17, Figura 40). Entre o início de seu rastreamento até sua posição 4, este iceberg derivou para norte mudando sua posição para leste na posição 5, *i.e.* sobre profundidades de aproximadamente 500 m. Neste período inicial, o iceberg mostrou a maior variação de sua área, desintegrando cerca de 30% de sua área inicial. Em seguida, manteve-se estável até a posição 20, sendo que sua trajetória oscilou entre águas rasas e intermediárias. O iceberg manteve-se sobre a isóbata de 500 m na maioria das posições, seguindo as linhas de f/H do Giro de Weddell. Deslocando-se em direção nordeste, embora em algumas posições tenha desviado para noroeste (posição 14 a 18). Entretanto, na posição 19 retornou a direção noroeste, onde se nota mais uma vez uma perda de massa ($\sim 5 \%$). Ao final de seu rastreamento, o iceberg #3 teve cerca de 40% ($\sim 5 \text{ km}^2$) de sua área superficial total erodida.

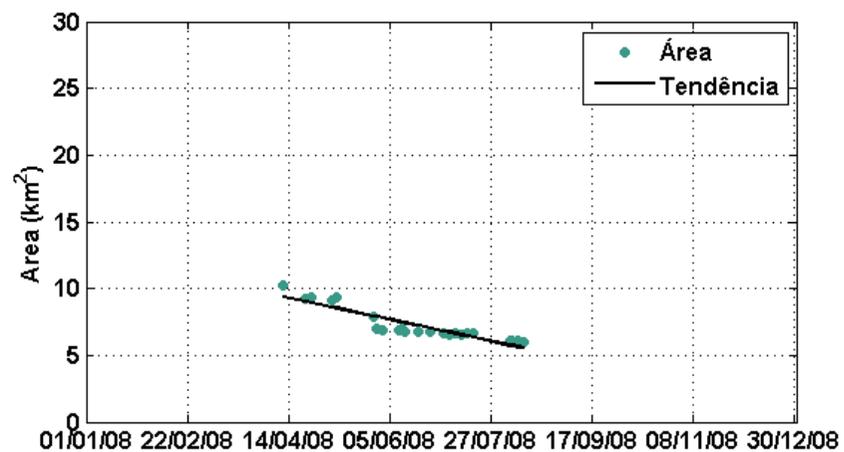
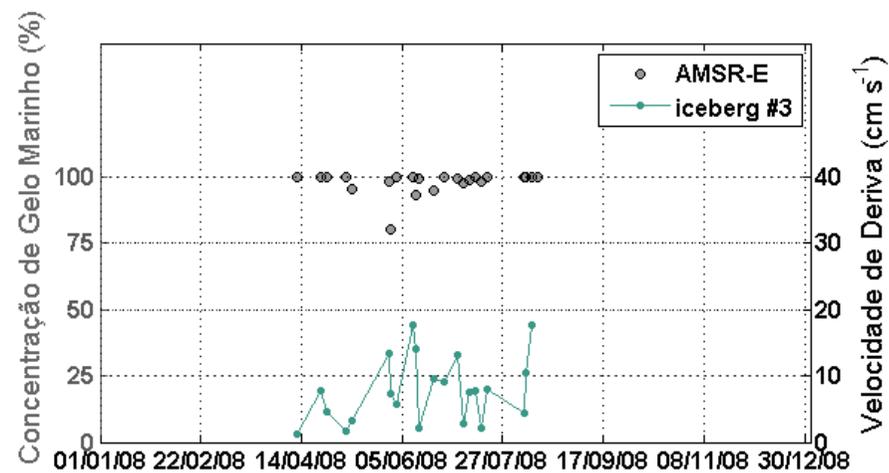
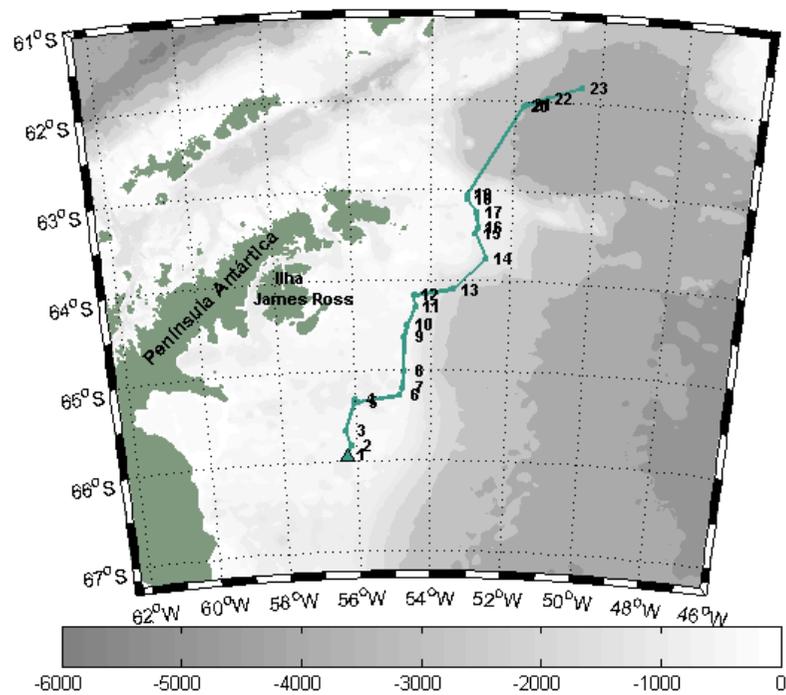


Figura 41: Trajetória deriva pelo iceberg #3, ao longo de 124 dias de observação, gráfico indicando as velocidades de deriva ao longo da trajetória e as concentrações gelo marinho nas respectivas posições. Série temporal da variação da área superficial e reta de tendência indicando a variação ao longo da trajetória

O iceberg #21 teve sua primeira posição identificada no dia 5 de março de 2009, assim como os demais icebergs selecionados de cada grupo, sua posição inicial foi próximo a latitude de 66°S. Este foi acompanhado através de 15 imagens ASAR durante 79 dias, encontrando-se próximo à latitude de 62°S ao fim de seu monitoramento no dia 23 de maio de 2009. A distância total percorrida por este iceberg foi de aproximadamente 572 km, com uma velocidade média de 7,24 km dia⁻¹, embora tendo alcançado a velocidade máxima de 13,5 km dia⁻¹ em alguns períodos. A área inicial deste iceberg possuía aproximadamente 0,69 km², sendo o menor dentre os icebergs selecionados de cada grupo. No início de sua trajetória (Figura 42) este iceberg localizava-se em profundidades de ~1500 m, e deslocava-se para nordeste, assim, derivando sobre maiores profundidades e tendo um deslocamento essencialmente latitudinal entre as posições 4 e 5. Suas últimas posições foram identificadas em aproximadamente 62.5°S, onde apresentou um meandramento de sua trajetória, tendo provavelmente se integrado ao ramo norte do Giro de Weddell. Este iceberg apresentou uma pequena variação de área superficial ao longo do período que foi monitorado, quando comparado aos dois anteriores, perdendo aproximadamente 20% (~0,13 km²) de sua área superficial ao longo do monitoramento.

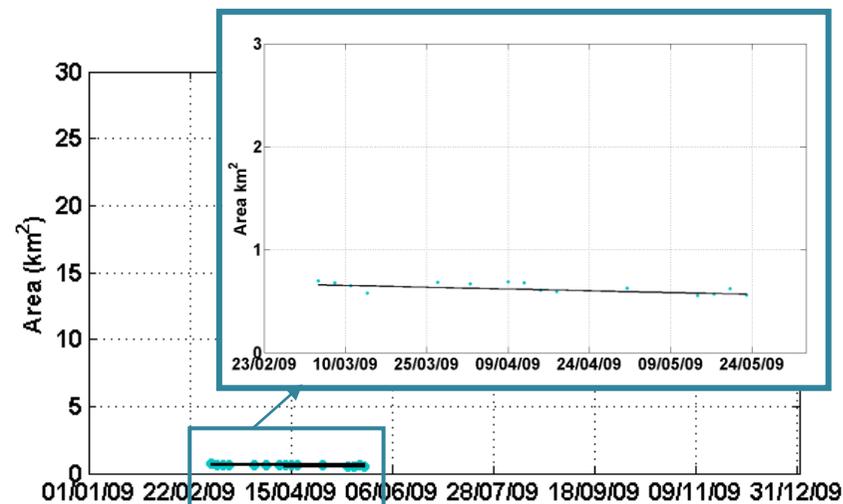
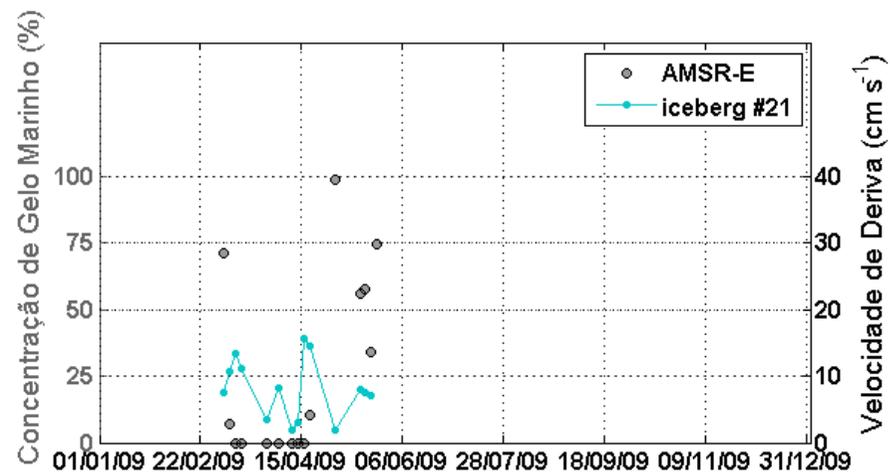
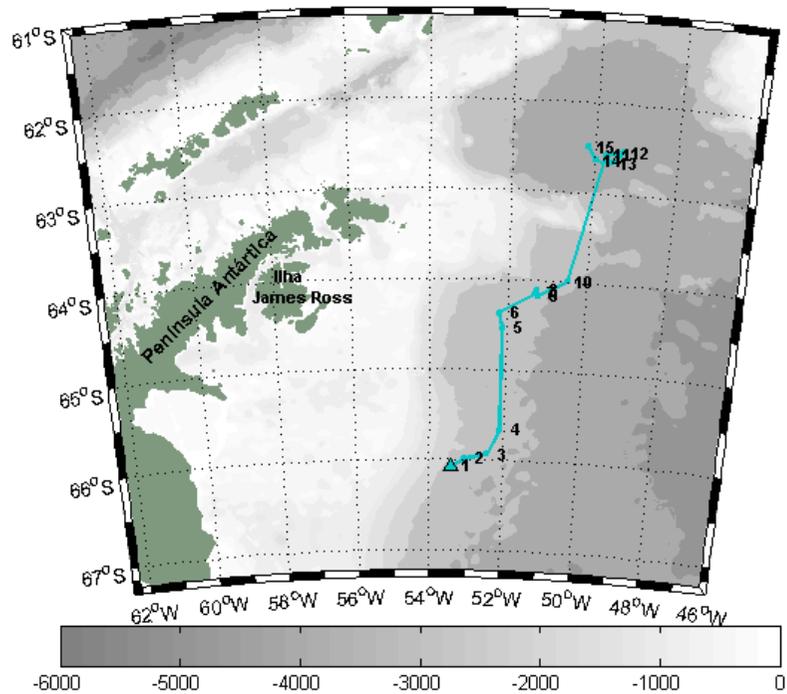


Figura 42: Trajetória deriva pelo iceberg #21, ao longo de 79 dias de observação, gráfico indicando as velocidades de deriva ao longo da trajetória e as concentrações gelo marinho nas respectivas posições. Série temporal da variação da área superficial e reta de tendência indicando a variação ao longo da trajetória, também em destaque na caixa de cor verde.

7.3 Concentrações de Gelo Marinho, Velocidade de Deriva e Variações de Área Superficial

Nesta seção serão apresentadas as relações entre a velocidade dos icebergs, ao longo de suas trajetórias e a concentrações de gelo marinho (obtidas a partir de imagens do sensor AMSR-E) nos pixels em que se encontravam os icebergs rastreados durante suas trajetórias. Também, serão apresentadas as variações de área superficial para cada iceberg e as tendências lineares destes ao longo do tempo, além de estimativas de perda de massa. A área superficial calculada para todos os icebergs monitorados apresentou uma diminuição média de aproximadamente $19,4 \pm 21\%$ da área inicial. No entanto, a variabilidade foi alta, pois alguns icebergs foram quase que totalmente erodidos, enquanto outros não demonstraram uma variação significativa de sua área ao longo da trajetória. Também devem ser levados em consideração os diferentes períodos em que foram rastreados os icebergs.

Os icebergs #9, #11 e #19 (Figura 43, Figura 44 e Figura 45) não demonstram uma variação significativa de sua área superficial ao nível de 95%, respectivamente. Estes icebergs possuíam algumas características em comum, tais como: (i) pequenas áreas superficiais (média de $1,4 \text{ km}^2$), (ii) velocidade média relativamente baixa (1,66, 4,4, 4,6 km dia^{-1}), (iii) pequena distância total percorrida (181, 120, 191 km) e (iv) período curto de monitoramento (109, 29 e 41 dias de observação respectivamente). Entretanto, também pode ser observado nas Figura 43, Figura 44 e Figura 45 que estes três icebergs se deslocam em regiões de profundidades distintas, desta forma sendo classificados em grupos diferentes.

Observa-se que os icebergs #9 e #11, apesar de terem sido observados em anos diferentes, foram acompanhados durante o inverno e primavera Austral, período este que apresenta elevadas concentrações de gelo marinho sobre o mar, como pode ser observado na Figura 43 e na Figura 44. Já o iceberg #19 teve sua trajetória acompanhada no fim do verão Austral por um curto período, não demonstrando variação significativa de sua área superficial.

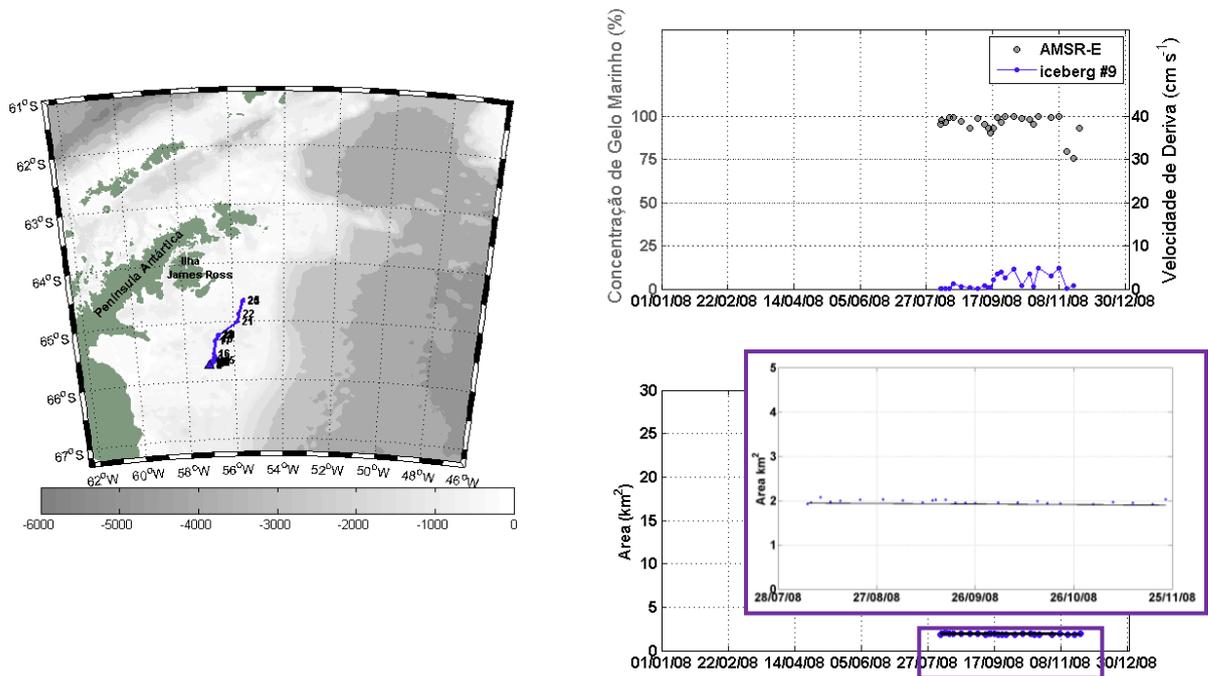


Figura 43: Trajetória derivada pelo iceberg #9 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (roxo) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva (cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%). No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa de cor roxa.

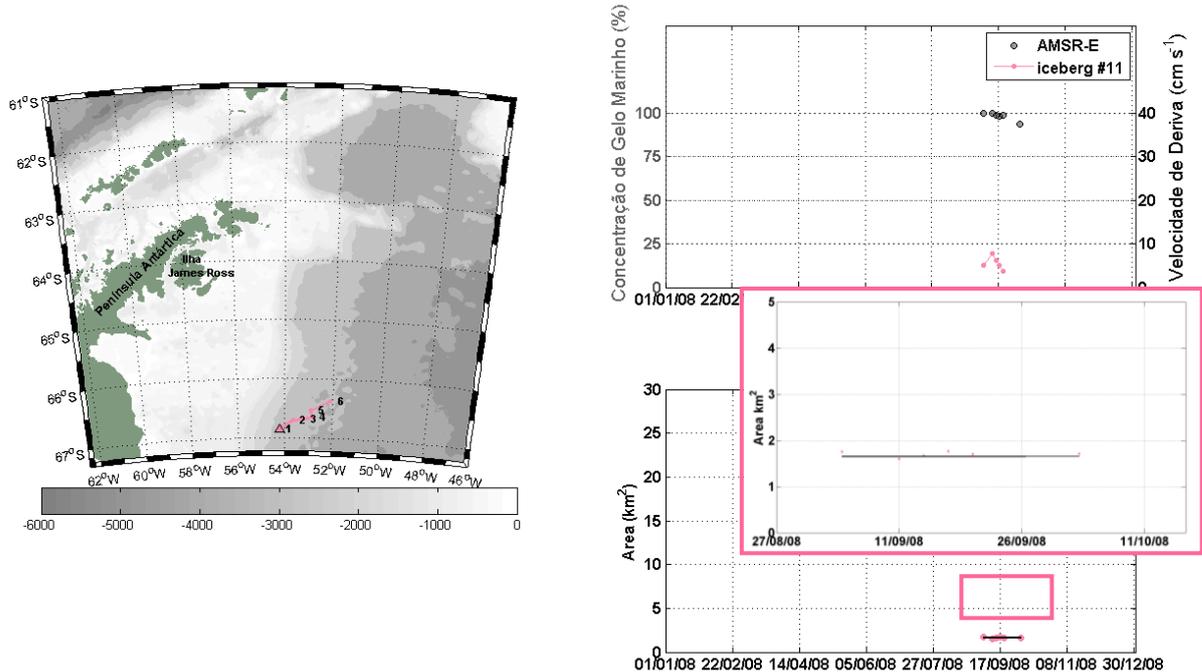


Figura 44: Trajetória deriva pelo iceberg #11, ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (rosa) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva (cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%). No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa cor de rosa.

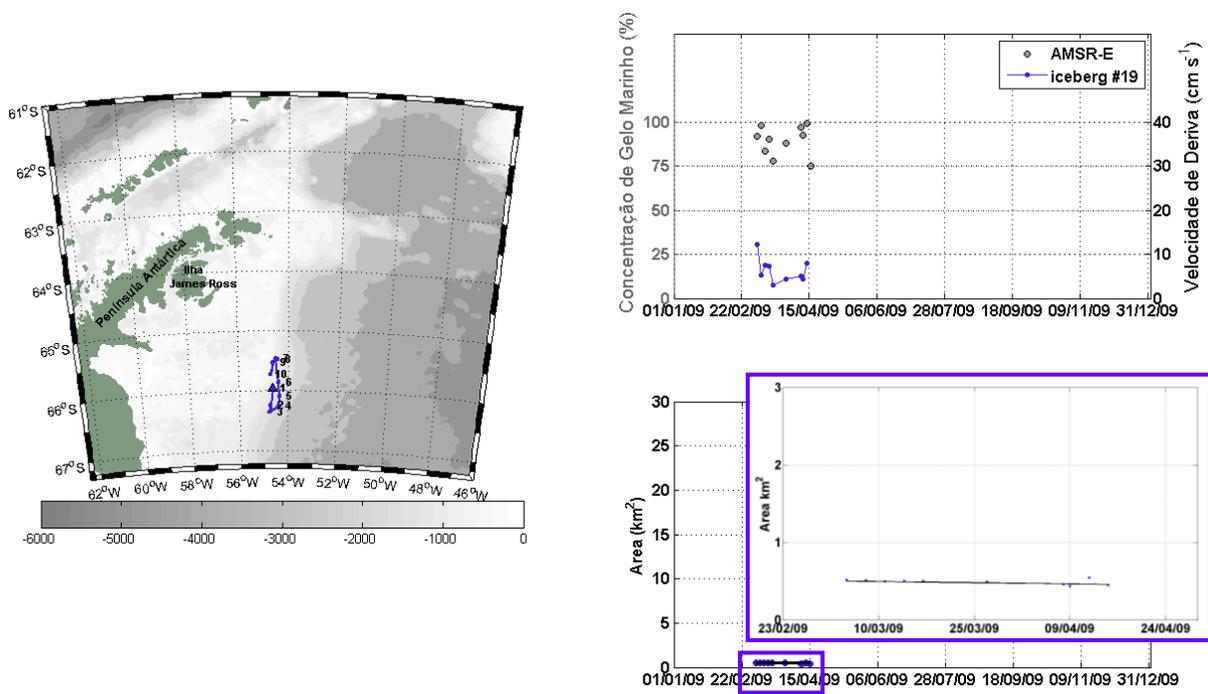


Figura 45: Trajetória deriva pelo iceberg #19 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (lilás) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva (cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, em destaque na caixa de cor lilás.

A relação entre a concentração de gelo marinho e a velocidade de deriva dos icebergs se mostrou significativa apenas para três icebergs: #9, #13 e #24 (Figura 43, Figura 46, Figura 47), respectivamente. Esperava-se que, para a maioria dos icebergs, altas concentrações de gelo marinho influenciassem na deriva, pois o gelo marinho consolidado (embora apresente algum deslocamento), principalmente durante os meses de inverno, pode agir como uma barreira física para o deslocamento dos icebergs. Porém, esta relação direta não ocorreu, talvez em função destas observações serem pontuais, com intervalos de alguns dias. Desta forma, estas observações acabam não representando exatamente as condições do ambiente ao longo de todo o período, e sim demonstram a tendência geral para o período analisado. Assim, isto nos permite apenas inferir sobre as condições gerais de concentração de gelo marinho no ambiente ao longo da deriva dos icebergs.

Embora estes três icebergs tenham demonstrado relação entre sua velocidade e concentração de gelo marinho, a relação mais estreita foi encontrada para o iceberg #24 (Figura 47). Neste caso, pode-se observar claramente a mudança de comportamento da velocidade de deriva deste iceberg ao mesmo tempo em que os valores de concentração de gelo marinho aumentavam na região. Ainda assim, pode-se notar que mesmo durante a primavera Austral, quando o gelo marinho começa a se desintegrar, este iceberg continua na mesma posição geográfica determinada no fim do inverno. Isto demonstra que em baixas concentrações de gelo marinho e em áreas rasas, os icebergs pequenos podem ter seu deslocamento e velocidade diretamente afetados por estas condições.

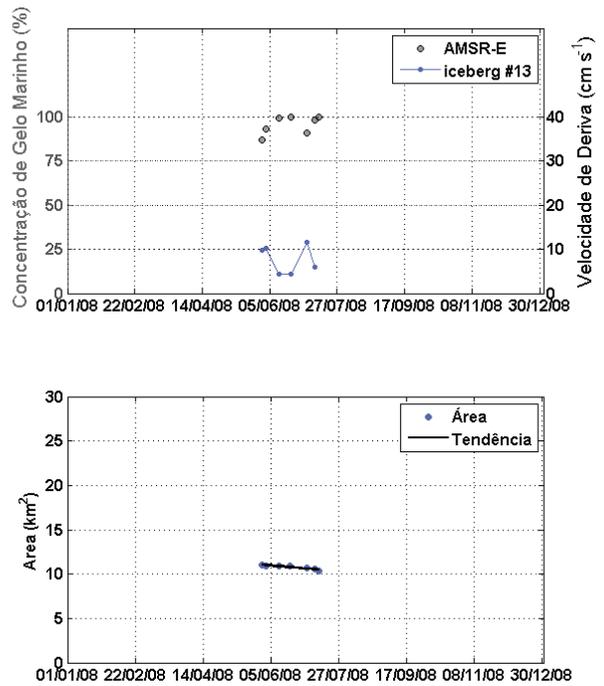
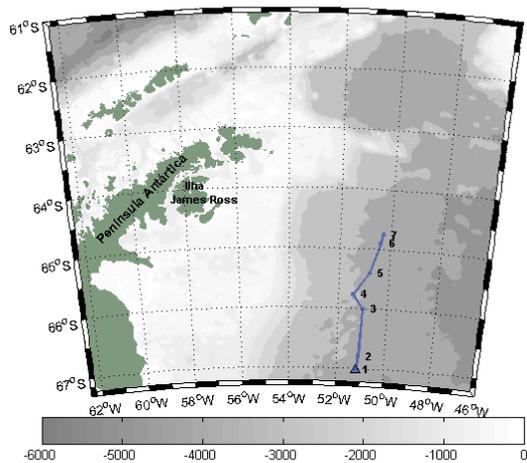


Figura 46: Trajetória deriva pelo iceberg #13 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (azul claro) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação.

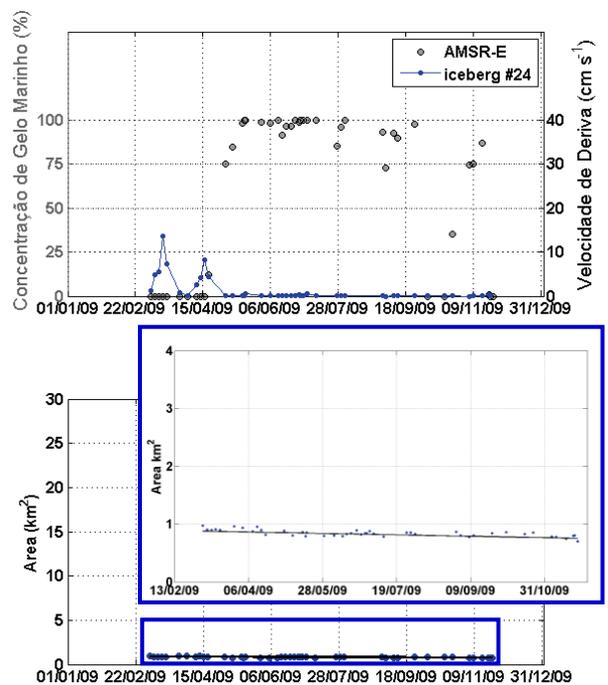
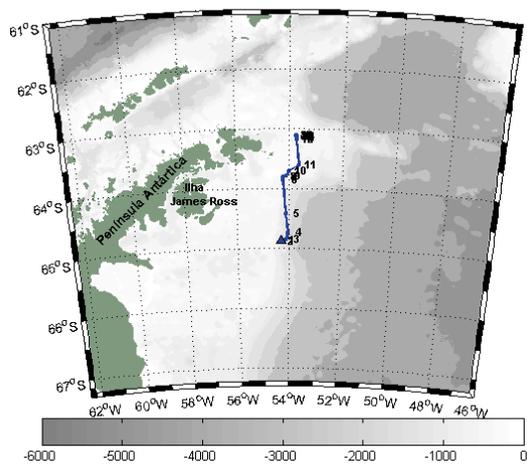


Figura 47: Trajetória deriva pelo iceberg #24 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (azul marinho) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa azul marinho.

7.3 Icebergs Encalhados

Observou-se que alguns icebergs apresentaram movimento de deriva apenas por um período curto de tempo, permanecendo em uma mesma posição por longos períodos. Assim, foram considerados como icebergs encalhados todos aqueles que se mantiveram em uma mesma posição durante algum período de observação, pelo período mínimo de 1 mês. Desta forma, dos 25 icebergs identificados e acompanhados, 4 foram classificados como encalhados, *i.e.* os icebergs #6, #9, # 20 e #24 (Figura 48, Figura 43, Figura 49, Figura 47, respectivamente). Estes quatro icebergs possuíam em comum as seguintes características: (i) áreas superficiais relativamente pequenas (1.87, 1.92, 2.03 e 0.97 km², respectivamente), (ii) e localizados relativamente próximos a ilha James Ross, em águas consideradas relativamente rasas ($\pm 300\text{m}$).

Os icebergs #6 e o #9 encalharam no início de suas trajetórias, estes icebergs foram acompanhados, respectivamente, por 217 dias (47 imagens) e 109 dias (21) imagens. Durante o período de observação, estes icebergs demonstraram uma tendência de diminuição de sua área em torno de 9.1% e 2.4%, respectivamente. A distância total de deriva ao longo trajetória destes icebergs foi de 381.7 km e 181 km, respectivamente. Por outro lado, os icebergs #20 e #24 demonstraram um comportamento inverso, apresentando alguma movimentação no início da trajetória e permanecendo em uma mesma posição no restante do período de acompanhamento. Estes icebergs apresentaram, respectivamente, uma diminuição da área inicial em torno de 4.98% e 14.1%, enquanto a média de tendência de diminuição da área superficial para todos os icebergs foi de 19.4% para todo o período observado. A distância percorrida por estes foi, respectivamente, de 74.56 km e 233 km. Deve-se considerar os deslocamento destes últimos ocorreu apenas no período inicial de monitoramento.

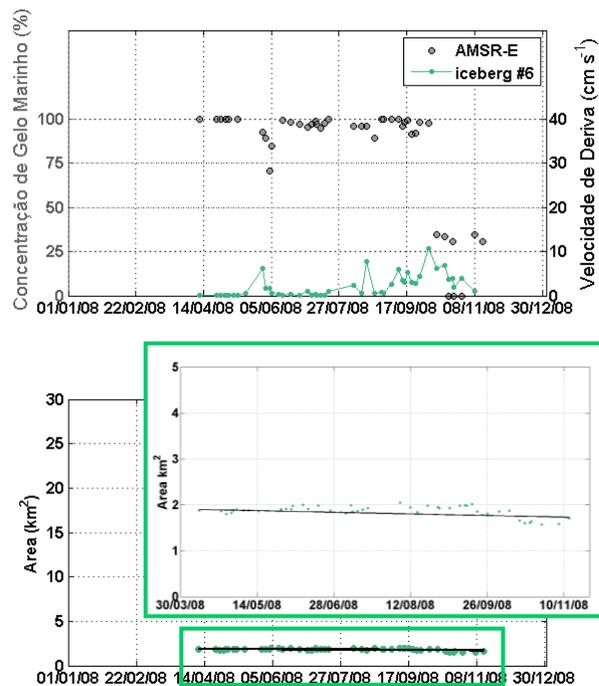
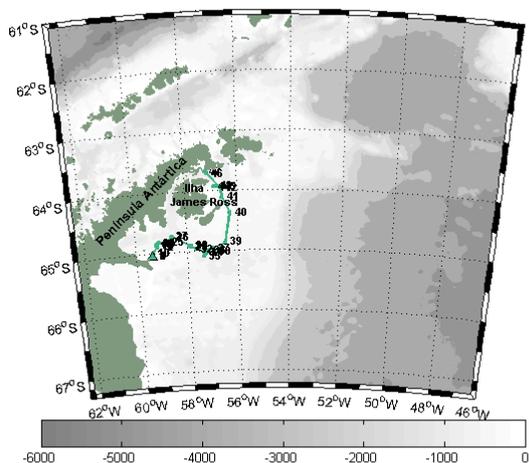


Figura 48: Trajetória deriva pelo iceberg #6 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (verde) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa de cor verde.

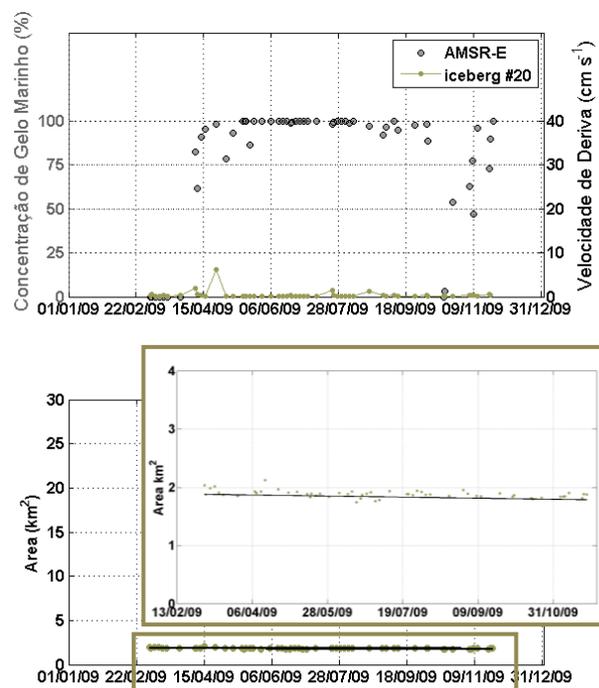
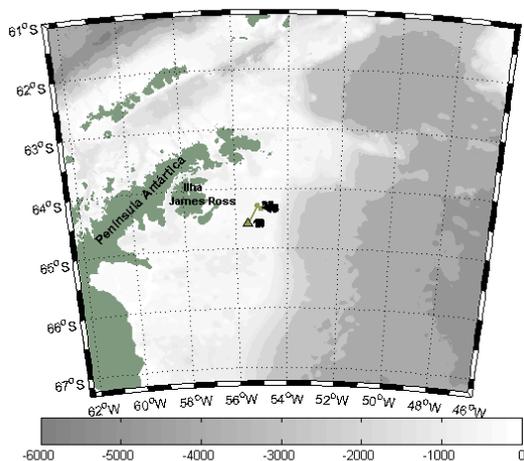


Figura 49: Trajetória deriva pelo iceberg #20 ao longo do período de acompanhamento, e principais parâmetros calculados (velocidade e variação da área superficial). A esquerda a trajetória derivada (verde mostarda) sobre o mapa batimétrico da região (escala de cinza). A direita, no canto superior a velocidade de deriva(cm s^{-1}) e a concentração de gelo marinho (%); No canto inferior a variação de área superficial acompanhada da reta de tendência de variação, também em destaque na caixa de cor verde mostarda.

7.4 Perda de Massa

A tendência linear da variação da área superficial de cada iceberg foi calculada para estimar a perda de massa destes ao longo do período de monitoramento. Desta forma, utilizaram-se as tendências calculadas a partir dos dados originais da variação da área superficial, a fim de eliminar dados espúrios devido à limitação da técnica utilizada em separar o gelo marinho e o contato entre pequenos icebergs daqueles de interesse, que poderia ocasionar a uma superestimativa da área superficial. Assim obteve-se uma sequência de valores de área superficial mais homogênea permitindo o cálculo da perda de massa (de água doce) média de cada iceberg.

Desta forma chegamos a um valor de perda de massa média diária para cada iceberg que foi de $5.51 \times 10^7 \pm 8.04 \times 10^7 \text{ kg dia}^{-1}$. De acordo com a Figura 50, podemos notar que os icebergs que mais contribuíram com o *input* de massa (kg) para o sistema ao longo do período em que foram monitorados, entre estes os que demonstraram maior média de perda de massa (kg) diariamente são os icebergs #7, #17, #23. Estes três icebergs perderam em média uma massa média diária de $2.0 \times 10^8 \text{ kg dia}^{-1}$, $1.18 \times 10^8 \text{ kg dia}^{-1}$ e $3.63 \times 10^8 \text{ kg dia}^{-1}$, respectivamente. Ao contrário do iceberg #17, que teve uma longa trajetória e foi acompanhado por um período de 260 dias, os icebergs #7 e #23 foram acompanhados por curtos períodos (51 e 58 dias, respectivamente) com suas trajetórias iniciadas próximo a 64° S , mais ao norte da observação inicial do iceberg #17 (66° S). Estes desviaram suas trajetórias para nordeste junto ao ramo oeste do Giro de Weddell e provavelmente se integraram ao ramo norte deste Giro. Nesta região, há circulação de águas mais quentes em subsuperfície, o que pode ter contribuído para sua maior perda de massa, e desintegração dos icebergs. Também não se pode determinar quais os fatores que realmente contribuem para a perda de massa destes dois icebergs

em tão curto período, pois fatores como o tipo de gelo marinho, suas origens e a real distância percorrida em suas trajetórias são desconhecidos. E os dados estão disponíveis a partir de uma posição bastante avançada. No entanto, esta região ao sul de 64° S possui baixas temperaturas do ar, o que pode contribuir para a manutenção do gelo que forma o iceberg, minimizando o derretimento e desintegração destes. Isso pode explicar porque os icebergs podem não ter perdido muito massa até esta posição desde sua origem, mas isso é apenas uma suposição.

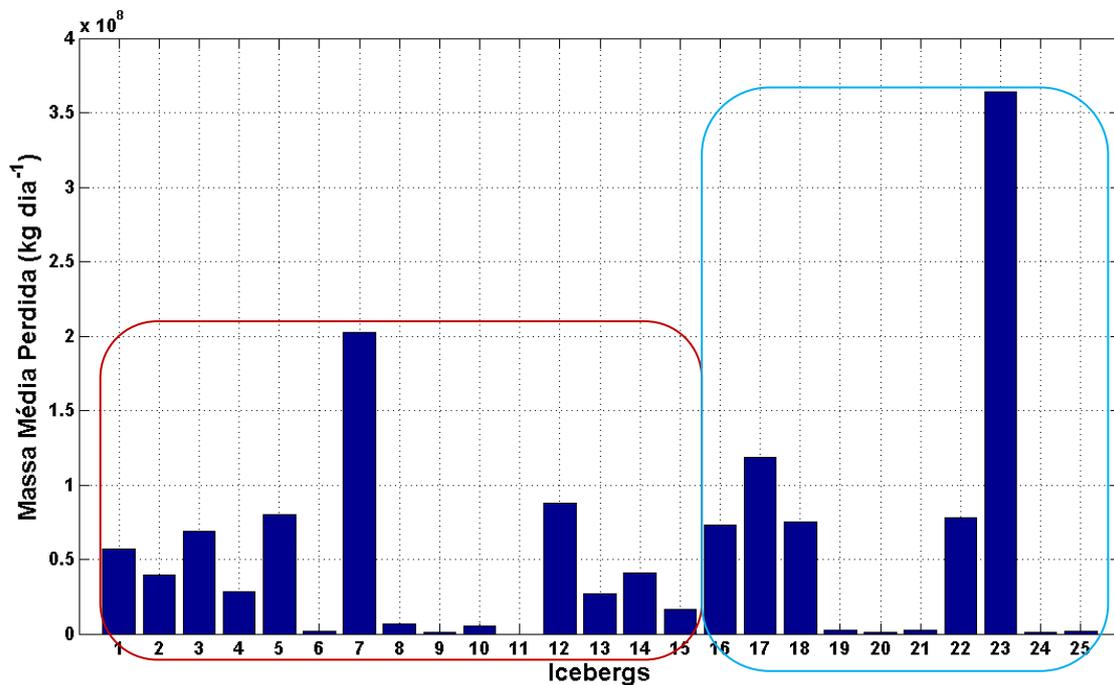


Figura 50: Perda de massa média diária de cada iceberg acompanhado por imagens ASAR, ao longo dos períodos em que foram observados. Na caixa vermelha encontram-se as massas médias perdidas por cada iceberg para o ano de 2008 e na caixa azul para o ano de 2009.

Dentre os icebergs que menos perderam massa ($< 1 \times 10^7 \text{ kg dia}^{-1}$) ao longo de sua trajetória estão os icebergs que permaneceram em uma mesma posição ('encalhados') por diferentes períodos (#6, #9, #20 e #24 respectivamente), que localizavam-se sobre a plataforma continental na vizinhança da ilha James Ross, porém estes possuíam áreas superficiais pequenas, o que justifica sua pouca perda de massa (em termo absolutos) quando comparado a icebergs maiores ($> 2 \text{ km}^2$).

Através da média diária de perda de massa de cada iceberg foi possível estimar a perda total de massa para o ambiente ao longo dos períodos em que os icebergs foram observados. Pode-se observar na Figura 51 que, por exemplo, o iceberg #17 apesar de não ter demonstrado ser o que mais perdeu massa diariamente (Figura 50), este por ter sido rastreado por um longo período despontou como o que mais contribuiu com massa para o ambiente. Ao contrário dos icebergs #7 e # 23 que apesar de terem tido uma alta perda diária de massa, quando somada essa contribuição ao longo de todo período em que foram monitorados, apesar de ainda terem tido uma alta contribuição, diminuem sua magnitude em relação ao iceberg #17.

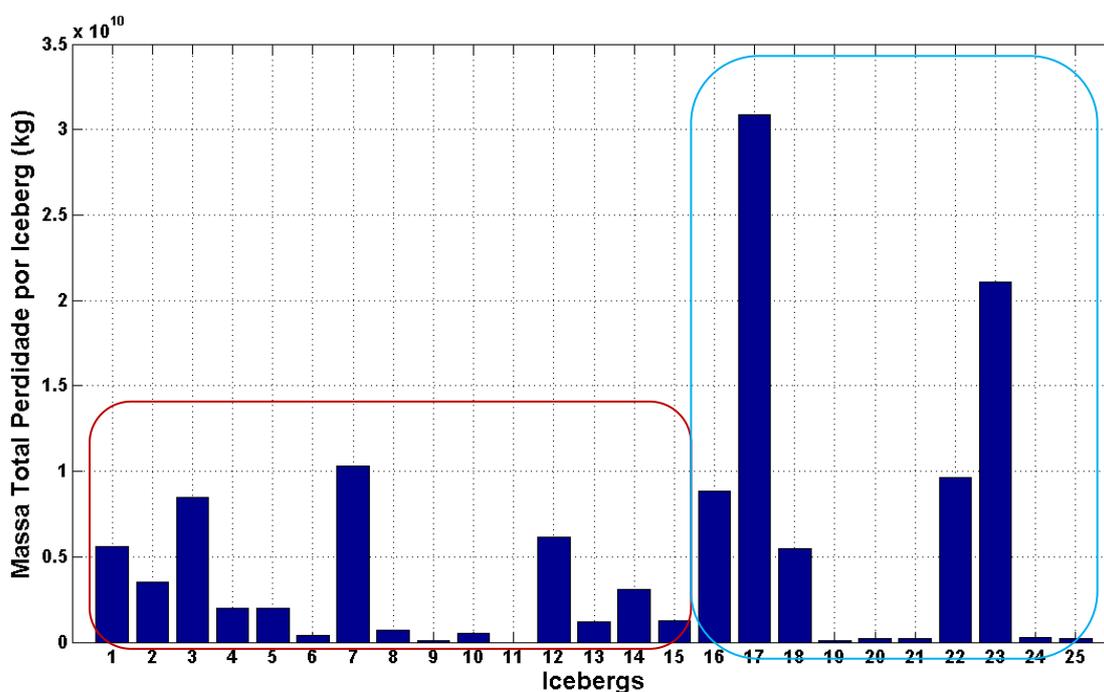


Figura 51: Massa total perdida por cada iceberg ao longo de seus períodos de monitoramento. Na caixa vermelha encontram-se as massas totais perdidas por cada iceberg para o ano de 2008 e na caixa azul para o ano de 2009.

Na Figura 52 podemos observar as porcentagens de desintegração de cada iceberg com base na tendência de variação superficial da área. Podemos notar que alguns icebergs se desintegraram mais do que outros, provavelmente em decorrência das distâncias percorridas em suas trajetórias e correntes oceânicas pelas quais estes fluem. Os icebergs que se deslocaram em direção ao Estreito de Bransfield sobre as águas de

plataforma estão entre os que mais se desintegraram (#16, #17, #18 e #22), também os icebergs que se movimentaram mais para norte em águas consideradas profundas (# 3, #7 e #23). Os icebergs que foram considerados encalhados estão entre os que menos se desintegraram e também o iceberg #11 que localiza-se a sudeste da área de estudo, porém este iceberg foi acompanhado por um curto período de tempo. A desintegração média de todos icebergs ao fim das observações foi de aproximadamente 19%, considerando tanto a desintegração durante a trajetória percorrida no Mar de Weddell quanto a trajetória realizada por alguns icebergs que penetraram o Estreito de Bransfield. Se considerarmos apenas a desintegração dos icebergs que permaneceram no Mar de Weddell esta estimativa de desintegração diminui para ~13%, já a média de desintegração dos icebergs que adentraram o Estreito de Bransfield (#16, #17, #18 e #22 respectivamente) aumenta para ~48%. Se analisarmos a desintegração por grupos, os icebergs que localizavam-se sobre a plataforma continental se desintegram em um média de 21.5%, porém se descontados aqueles que derivaram para o Estreito de Bransfield esse média diminui para $\pm 8\%$. Já os icebergs que derivaram em águas intermediárias tiveram uma taxa de desintegração de ~9%, e os que derivaram em águas profundas tiveram uma média de desintegração de ~30%.

Comparando Figura 52 com a Figura 53, podemos notar que os icebergs maiores (de maior volume) não são os que demonstraram maior desintegração, isto foi confirmado pelo coeficiente de correlação que não se demonstrou relação significativa entre as duas variáveis (ao nível de 95%). Também é possível notar que os icebergs monitorados durante o ano de 2009 tiveram uma maior tendência à desintegração.

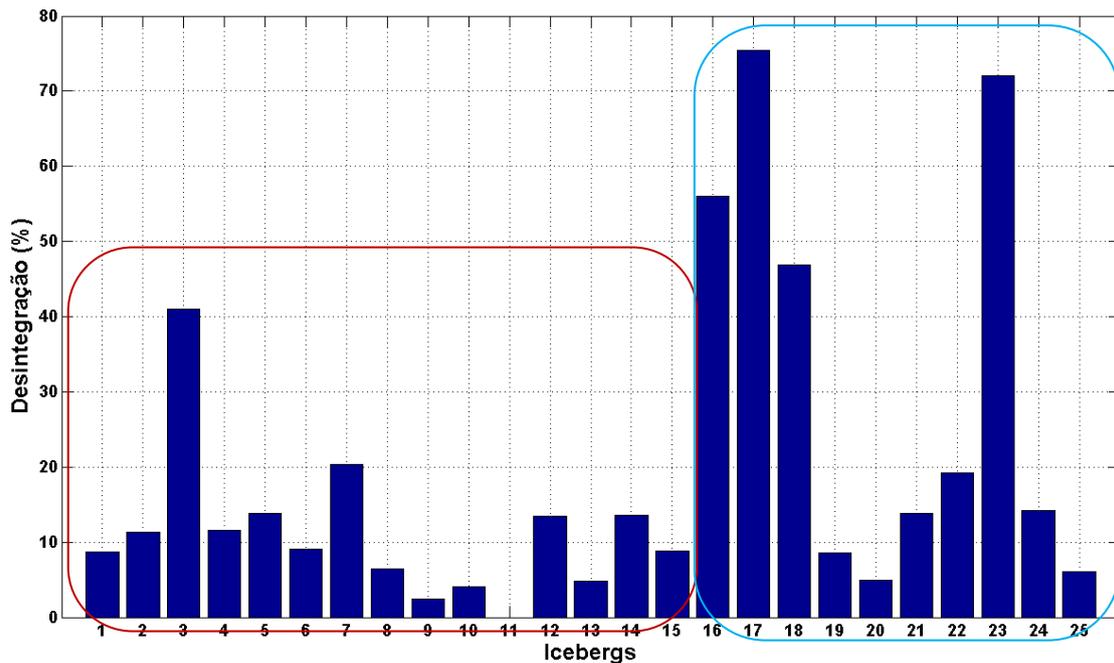


Figura 52: Porcentagem de desintegração de cada iceberg, do início ao final das observações, ao longo dos períodos em que foram monitorados por meio das imagens ASAR. Na caixa vermelha encontram-se as porcentagens iniciais de cada iceberg monitorado durante o ano de 2008 e na caixa azul os monitorados ao longo do ano de 2009.

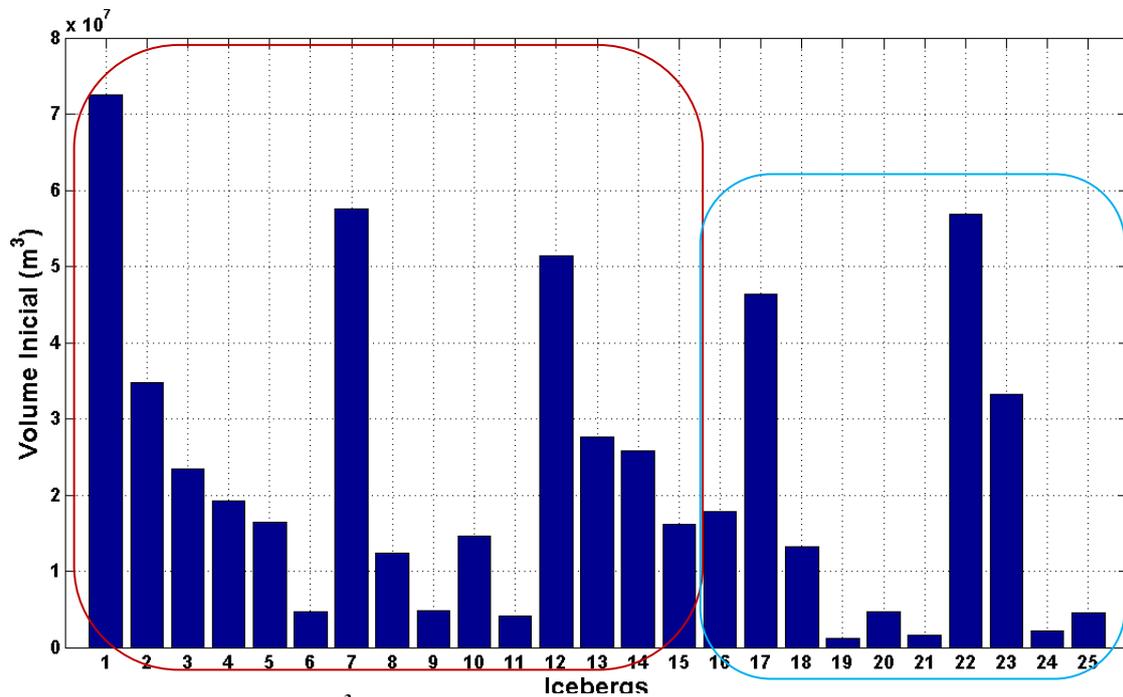


Figura 53: Volume Inicial em m³ de cada iceberg monitorado através das imagens ASAR. Na caixa vermelha encontram-se volumes iniciais de cada iceberg monitorado durante o ano de 2008 e na caixa azul os monitorados ao longo do ano de 2009.

A massa total inicial de todos icebergs (considerando que estes possuíam 250 m de espessura e um densidade média de 883 kg m³), foi de 501 Mt¹ ($5,01 \times 10^{11}$ kg), sendo que destas 340 Mt são as massas iniciais dos icebergs monitorados durante o ano de 2008 e 160 Mt para as massas iniciais dos icebergs acompanhados durante o ano de 2009. Desta massa inicial total cerca de 24% (± 122 Mt) se desintegrou por derretimento ou fraturamento. Foi analisada a massa total perdida dos icebergs monitorados para o oceano nos anos de 2008 e 2009, chegando-se as seguintes estimativas: 45 Mt, isto é ~13.24 % do total da massa inicial dos icebergs acompanhados durante o ano de 2008; e 76 Mt, aproximadamente ~47.5% da massa inicial dos icebergs acompanhados durante o ano de 2009. Considerando que a massa total de icebergs no Mar de Weddell é de 410 Gt (410×10^{12} kg, Gladstone *et al.*, 2001), e que a massa total dos icebergs aqui monitorados perderam em média 45 Mt (45×10^9 kg) durante o ano de 2008 e 76 Mt (76×10^9 kg) durante o ano de 2009, isto significa que durante o ano de 2008 a desintegração dos icebergs monitorados representou 0,010 % da massa de água doce exportada dos icebergs para o Mar de Weddell, e que em 2009 representou 0,018%.

Considerando o volume desses icebergs que é perdido ao longo do monitoramento (variando conforme o período de observação de cada iceberg) e então injetado para o oceano, chegamos ao valor médio de fluxo de volume de 0.72 m³ s⁻¹ (0.57 m³ s⁻¹ para no ano de 2008 e 0.94 m³ s⁻¹ para o ano de 2009) do gelo dos icebergs para o oceano. Pode-se observar na Figura 54 os fluxos (m³ s⁻¹) associados a descarga de volume de água doce de cada iceberg, nota-se que o padrão é semelhante ao observado

¹ 1 Mton (Mega tonelada)= 10⁹ kg

na Figura 50, pois leva em consideração o período de descarga de volume de cada iceberg, sendo que alguns icebergs se desintegraram mais rapidamente que outros.

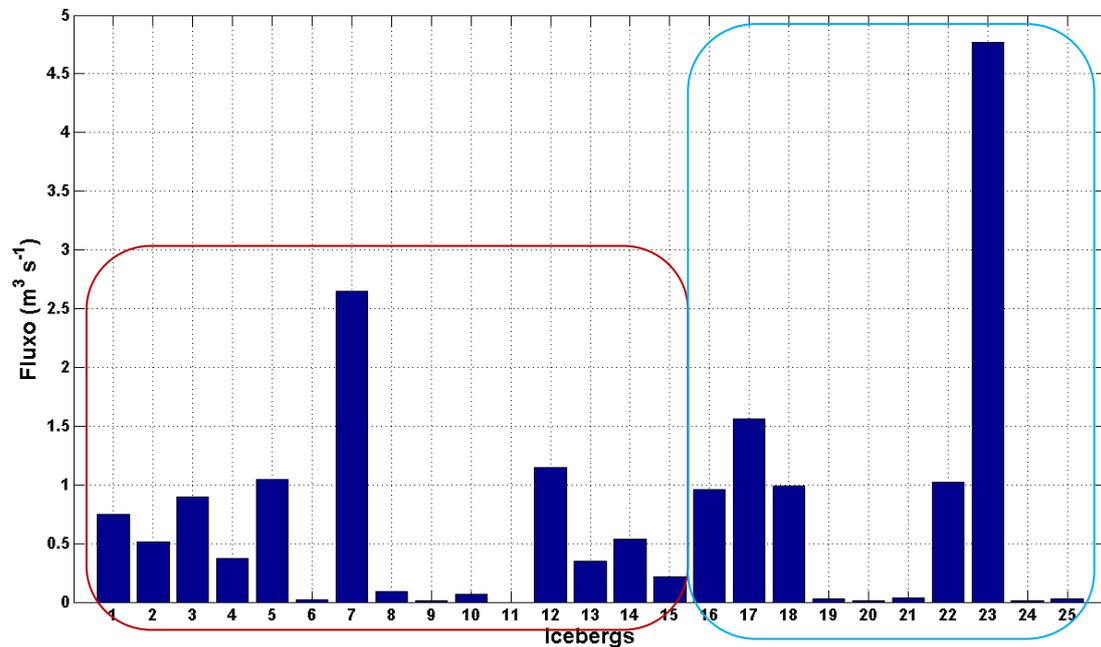


Figura 54: Fluxo de água injetada no oceano por cada iceberg. Na caixa vermelha o fluxo relacionado aos icebergs acompanhados durante o ano de 2008 e na caixa azul a o fluxo de água associado aos icebergs acompanhados durante o ano de 2009.

Na Tabela 5 podem ser observados os principais parâmetros estimados para cada um dos 25 icebergs que foram acompanhados por imagens de radar. Da mesma forma estimou-se o período inicial e final, as velocidades (média, máxima, mínima), área (inicial e final e a variação total da área superficial) e a perda de massa associada ao deslocamento.

Tabela 5: Principais parâmetros calculados com base no deslocamento dos 25 icebergs rastreados através da imagens ASAR ao longo dos anos de 2008 e 2009.

Icebergs	Início	Fim	Nº de dias de Observação	Nº de imagens	Trajatória km	Velocidade Média km dia ⁻¹	Velocidade Máxima km dia ⁻¹	Velocidade Mínima km dia ⁻¹	Área Inicial km ²	Área Final km ²	Δ Area km ²	Massa Perdida kg dia ⁻¹
# 1	11/04/2008	18/07/2008	98	20	615,99	6,28	13,84	0,96	29,90	27,26	-2,63	5,68e+7
# 2	11/04/2008	09/07/2008	89	11	564,34	6,34	17,01	0,933	14,15	12,38	-1,77	3,92e+7
# 3	11/04/2008	13/08/2008	124	23	654,42	5,27	15,29	1,11	10,51	6,16	-4,35	6,85e+7
# 4	11/04/2008	20/06/2008	70	14	501,34	7,16	16,09	0,92	7,71	6,98	-0,73	2,80e+7
# 5	11/04/2008	06/05/2008	25	7	178,05	7,12	21,32	1,80	6,83	5,90	-0,93	7,99e+7
# 6	10/04/2008	13/11/2008	217	47	381,70	1,75	9,19	0,01	1,87	1,70	-0,17	1,74e+6
# 7	19/03/2008	09/05/2008	51	10	419,61	8,22	10,52	3,25	21,56	16,94	-4,61	2,02e+8
# 8	06/08/2008	19/11/2008	105	23	295,89	2,81	10,00	0,30	5,07	4,61	-0,45	6,71e+6
# 9	06/08/2008	23/11/2008	109	25	181,62	1,66	4,23	0,03	1,92	2,02	-0,09	974001
# 10	06/08/2008	13/11/2008	99	21	237,28	2,39	4,70	0,62	5,89	5,84	-0,04	5,35e+6
# 11	04/09/2008	03/10/2008	29	5	112,86	3,89	6,64	3,16	1,75	1,70	-0,04	0
# 12	29/05/2008	07/08/2008	70	8	438,30	6,26	10,22	3,73	20,91	17,62	-3,29	8,74e+7
# 13	29/05/2008	12/07/2008	44	7	270,40	6,14	10,04	3,70	11,32	10,62	-0,70	2,67e+7
# 14	29/05/2008	13/08/2008	76	15	528,57	6,95	14,94	4,14	10,75	9,07	-1,68	4,08e+7
# 15	29/05/2008	13/08/2008	76	15	522,99	6,88	14,05	3,54	6,69	5,89	-0,79	1,64e+7
# 16	04/03/2009	03/07/2009	121	27	631,15	5,21	19,20	0,10	6,83	2,94	-3,89	7,31e+7
# 17	05/03/2009	20/11/2009	260	44	1357,65	5,22	29,32	0,26	16,28	3,37	-12,91	1,18e+8
# 18	08/04/2009	20/06/2009	73	16	632,47	8,66	27,85	1,91	4,92	2,15	-2,77	7,54e+7
# 19	05/03/2009	15/04/2009	41	10	191,86	4,67	10,64	2,65	0,51	0,45	-0,06	2,29e+6
# 20	04/03/2009	23/11/2009	264	56	74,56	0,28	5,314	0,006	2,03	1,87	-0,15	7826
# 21	05/03/2009	23/05/2009	79	15	572,34	7,24	13,51	1,70	0,69	0,56	-0,13	2,54e+6
# 22	08/03/2009	09/07/2009	123	28	743,75	6,04	34,73	0,22	24,61	19,17	-5,43	7,81e+7
# 23	04/03/2009	01/05/2009	58	12	489,42	8,43	16,62	3,96	13,67	5,44	-8,22	3,63e+8
# 24	05/03/2009	23/11/2009	263	45	233,56	0,88	11,83	0	0,97	0,69	-0,27	1,04e+6
# 25	04/03/2009	03/07/2009	121	24	380,81	3,14	24,10	0,092	1,83	1,77	-0,06	2,00e+6
Média			107,4	21,12	448,44	5,16	14,85	1,56	9,17	6,92	-2,24	5,51e+7
Desvio			70,4	13,76	267,32	2,42	7,78	1,49	8,18	6,89	3,08	8,04e+7

8. Discussão

Trajétórias dos icebergs monitorados

O acompanhamento dos icebergs, tanto pelas PCDs quanto através do rastreamento via imagens ASAR, mostra que as trajetórias de deriva desses estão associadas à circulação oceânica do noroeste do Mar de Weddell. Como já enfatizado, os icebergs possuem grande parte de seu volume sob a linha de água, sendo predominantemente transportados pelas correntes oceânicas presentes na região de desprendimento. Neste sentido, esse trabalho permitiu identificar que os icebergs se deslocaram através de três escoamentos principais no noroeste do Mar de Weddell, sendo estes associados às feições batimétricas da região. Assim, os icebergs se deslocam predominantemente: (i) sobre a plataforma continental transportados pela Corrente Costeira Antártica, (ii) na região de quebra de plataforma e talude continental direcionados pelo fluxo da Frente de Talude Antártico e (iii) em regiões mais profundas por volta de 3000 m de profundidade direcionados pelas correntes geradas pela Frente de Weddell (Heywood *et al.*, 2004).

Os icebergs #69051, #69053 e o #69054 tiveram sua deriva principalmente sobre a plataforma continental Antártica, fluindo predominantemente em direção nordeste rumo à extremidade da Península Antártica (Figura 20, pag. 53). Assim como a maioria dos icebergs rastreados através de imagens ASAR (Figura 37, pag. 78), alguns destes icebergs (#16, #17, #18 e #22) contornaram a extremidade da península, adentrando o Estreito de Bransfield e um chegando à recircular neste estreito. O estudo do caso da deriva do iceberg #17 evidencia claramente este padrão de trajetórias observado sobre a plataforma continental no NW do Mar de Weddell e no estreito do Bransfield (Figura 40, pag. 83). Este padrão de trajetória é corroborado pelos resultados de Heywood *et al.*

(2004), que determinaram as principais trajetórias e o transporte de volume de água associado ao leste da Península Antártica através da combinação de dados hidrográficos entre a Península Antártica e a Cordilheira Scotia do Sul. Segundo estes autores, a circulação sobre a plataforma continental é dominada pela Corrente Costeira Antártica, que transporta aproximadamente 1 Sv em direção ao Estreito de Bransfield. A Corrente Costeira Antártica é um fluxo rápido sobre a plataforma continental e está geralmente associada com a frente das plataformas de gelo (Jacobs, 1991), sendo em alguns locais (e.g. plataforma continental estreita) indistinguível da Frente de Talude. Por este motivo, pode haver um fluxo associado tanto à Corrente Costeira Antártica (Heywood *et al.*, 1998) como à Frente de Talude Antártico em direção ao Estreito de Bransfield. Também, Heywood *et al.* (2004) sugerem que esta corrente pode continuar na direção sudoeste ao longo costa oeste da Península Antártica, conforme constatado para a trajetória da deriva do iceberg #17.

Thompson *et al.* (2009), através da análise da trajetória de bóias de deriva lançadas sobre a plataforma continental Antártica (Figura 55), concluíram que há transporte do lado leste para oeste da península adentrando o interior do Estreito de Bransfield. Nesta região, as principais trajetórias de circulação indicam seguir em direção sudoeste próximo a quebra de plataforma e sobre a plataforma continental. Segundo estes autores, este fluxo está associado a Frente de Talude Antártico, embora outros estudos (e.g. Heywood *et al.*, 2004 e Savidge e Amft, 2009) tenham associado este fluxo à Corrente Costeira Antártica. Thompson *et al.* (2009), demonstraram que derivadores de superfície introduzidos no leste do Estreito de Bransfield podem recircular em direção a Cordilheira Scotia do Sul ao longo da corrente de contorno oeste do Estreito. Zhou *et al.* (2006) demonstraram que a região ao norte do Estreito de Bransfield apresenta uma forte corrente de contorno oeste ($\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$). Isto pode

explicar o fato do iceberg #17, após ter derivado até próximo a ilha Brabant (sudoeste do Estreito de Bransfield, Figura 5) ter mudado de direção em seguida. É provável que este iceberg tenha sido aprisionado em um vórtice, pois esta região apresenta de vórtices ciclônicos relatados em diferentes estudos (Zhou *et al.*, 2002; Heywood *et al.*, 2004 e Thompson *et al.*, 2009) e ter sido re-conduzido para norte pela Corrente Costeira de Contorno Oeste do Estreito de Bransfield, atingindo as proximidades das ilhas Shetland do Sul, onde o iceberg #17 foi identificado pela ultima vez.

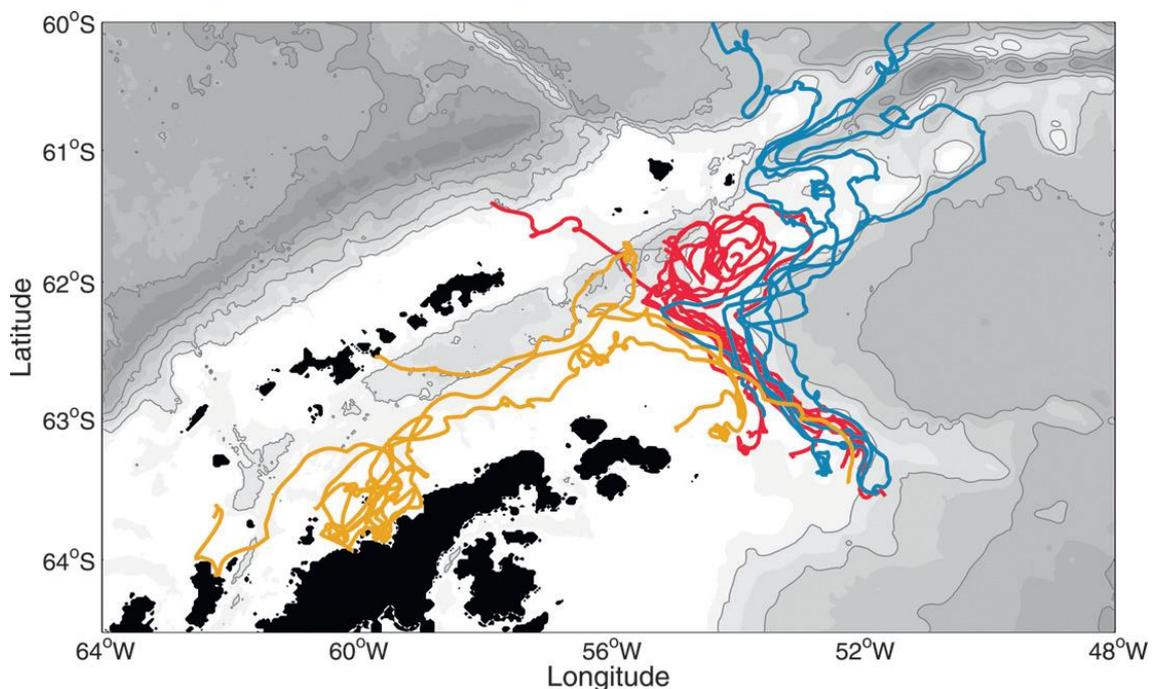


Figura 55: Trajetória dos derivadores de superfície lançados a oeste da extremidade da Península Antártica durante o projeto Antarctic Drift Experiment (ADELIE). Em laranja observa-se as trajetórias e o fluxo associado a Frente de Talude Antártico, que adentra o Estreito de Bransfield. Em vermelho observa-se a trajetória associada ao fluxo da Frente de Talude Antártico que é aprisionada em vórtices anticiclônicos e em azul observa-se o fluxo associado a frente de Talude Antártico, que escapa para norte pela confluência Scotia-Weddell. Retirado de Thompson *et al.* (2004).

Nota-se, também, que os icebergs que se deslocaram sobre a quebra de plataforma e talude continental (Figura 38) estão associados, possivelmente, com a corrente que flui ao longo desta feição. Os trabalhos de Heywood *et al.* (2004) e Thompson *et al.* (2009) identificaram que o fluxo sobre a quebra de plataforma e talude continental é dirigido pela Frente de Talude Antártico. A Frente de Talude é presente em quase todo o entorno do continente Antártico e define o limite entre as águas frias,

menos salinas da plataforma continental Antártica e as águas mais quentes e salinas de regiões oceânicas (Jacobs, 1986, 1991). No sudoeste do Mar de Weddell o fluxo associado a Frente de Talude é de ~50% do transporte (baroclínico e barotrópico) do Giro de Weddell (Heywood *et al.*,1998). De acordo com Heywood *et al.* (2004), esse jato (associado a Frente de Talude Antártico) se bifurca a noroeste da Bacia de Powell (Figura 56) onde ocorre a divergência das isóbatas e consequentemente a divergência dos fluxos. A parte do fluxo que se encontra sobre profundidades menores que 1500 m e pode atravessar a cordilheira de Scotia do Sul. A outra parte do fluxo que se encontra em profundidade maiores que 1500 m pode tornar-se parte da Frente de Weddell (Figura 56).

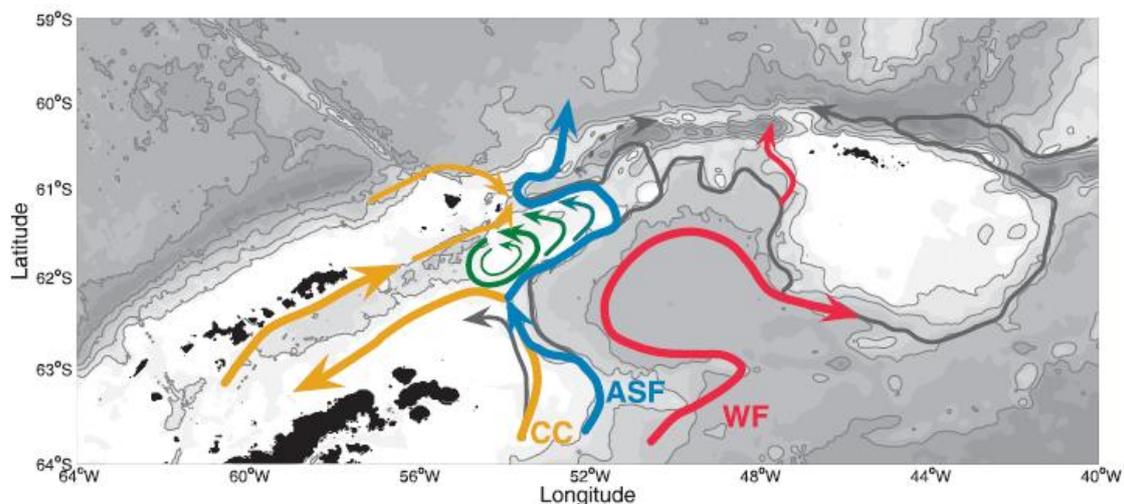


Figura 56: Esquema das principais rotas de correntes e frentes à noroeste do Mar de Weddell. A linha cinza mostra o caminho percorrido pelas correntes desta região determinado por Heywood *et al.* (2004). Em amarelo a Corrente Costeira Antártica, em azul a Frente de Talude Antártico e em vermelho a Frente de Weddell sugerido por Thompson *et al.*, 2009. Retirado de Thompson *et al.*, 2009.

Alguns icebergs (Figura 39, pag. 80) se deslocaram em regiões profundas (>2000 m), estes estão possivelmente associados à Frente de Weddell. Esta última foi identificada pela primeira vez por Gordon *et al.* (1977), devido ao limite entre as águas fracamente estratificadas da Confluência Weddell-Scotia (Paterson & Sievers, 1981) e as mais estratificadas águas do Mar de Weddell. Esta feição foi caracterizada por Heywood *et al.* (2004) e marca o limite norte das águas características do interior do

Mar de Weddell e o limite sul da confluência Weddell-Scotia. A corrente associada à Frente de Weddell contribui com o transporte ciclônico do Giro de Weddell (Heywood *et al.*, 2004).

Meandramento e Circulação em torno da Ilha James Ross

O meandramento observado na trajetória do iceberg #69051 (Figura 20) pode estar associado com o vento, como destacado por Gladstone & Bigg (2002). Estes autores observaram o deslocamento de icebergs através de imagens SAR e concluíram que os meandros encontrados nas trajetórias dos icebergs são causados provavelmente pela ação do arrasto do vento, e podem variar na escala de centenas de quilômetros. Schodlok *et al.* (2006) também atribuem a forçantes atmosféricas o meandramento anticiclônico superimposto à deriva dos icebergs em suas trajetórias na corrente costeira (enquanto estes derivavam em direção a norte no Mar de Weddell). Entretanto, destaca-se também que outros fatores, ou um conjunto destes, tais como a variabilidade da Corrente Costeira Antártica, tamanho e profundidade da quilha dos icebergs, e as correntes de maré, que agem mais intensamente sobre a plataforma continental a noroeste do Mar de Weddell (Robertson *et al.*, 1998). Todos esses fatores podem ter relação com o meandramento observado na trajetória do # 69051. Podê-se observar que ocorreram dois meandros anticiclônicos, típicos de vórtices, com diferentes dimensões espaciais e temporais (Figura 20, pag. 53) na trajetória do iceberg #69051, provavelmente devido à diferentes escalas de fenômenos que ocorreram nesta região. No entanto, a falta de dados oceanográficos e atmosféricos com uma boa resolução apenas permite algumas suposições.

Não foi encontrado na literatura um estudo que descrevesse com detalhe o regime de circulação nas proximidades da Península Antártica e Ilha James Ross que

puddesse auxiliar na compreensão do porque o iceberg # 69054 contornou a ilha James Ross. O esperado era que ele fluísse junto à Corrente Costeira Antártica em direção noroeste. Entretanto, o que foi demonstrado pela interpretação da trajetória efetuada por este iceberg (Figura 20, pag. 53) é que a leste da ilha James Ross existe um fluxo em direção noroeste que, por alguma razão, desvia sua direção para oeste (talvez acompanhando a batimetria). O mesmo, ao se aproximar da Península Antártica contorna a ilha James Ross carregando o iceberg e então fluindo em direção sudoeste. Por fim o fluxo ingressa num profundo canal entre a ilha e a península.

O iceberg #6 (Figura 48, pag.94) também demonstrou um comportamento semelhante, embora não tenha sido acompanhado pelo mesmo período que o iceberg #69054 (Figura 20). Savidge e Amft (2009), através de dados hidrográficos obtidos durante o verão Austral no Estreito de Bransfield, indicam que durante o verão há um forte fluxo do oeste para leste da Península Antártica (do Estreito de Bransfield em direção ao Mar de Weddell). Isso se dá através do Canal Antártico, próximo a Península Antártica e a ilha Joinville, entre 40 e 200 m de profundidade. Este fluxo pode, de alguma forma estar influenciando a circulação costeira nas proximidades da Ilha James Ross. Apesar desse fluxo ter sido identificado por Savidge e Amft (2009) apenas durante o verão (pois os autores não amostraram a região durante o inverno), o presente estudo mostra que o iceberg #6, que foi monitorado durante o inverno de 2008, também contornou a região norte a ilha James Ross ficando no final de sua trajetória restrito ao mesmo canal entre a Península Antártica e a ilha James Ross onde se encontrava o iceberg #69054.

Morozov (2006) indica, através da análise de dados hidrográficos, que há fluxo de água do leste da península para o lado oeste (Figura 6, pag. 21) através do canal

Antártico. Talvez da interação destes fluxos surja esta célula de recirculação no entorno da ilha James Ross. Este é um dos aspectos mais interessantes e intrigantes encontrados em todo o experimento de marcação de icebergs do SOS Climate e, também, foi alvo de investigação dos aspectos biológicos associados (Detoni *et al.*, 2010).

Relação entre o deslocamento e a concentração de gelo marinho

Os icebergs #69051, #69053, #9, #13 e #24 tiveram sua deriva influenciada pela concentração de gelo marinho em seu entorno, sendo isso demonstrado por uma correlação linear entre as variáveis que se mostrou significativa ao nível de 95%. Esta relação entre o movimento dos icebergs e a concentração de gelo marinho ao redor já foi relatada em alguns trabalhos anteriores no oceano Austral. Vinje (1980), por exemplo, demonstrou que icebergs e gelo marinho reagem similarmente ao efeito do vento em zonas costeiras cobertas por gelo marinho e sugeriu uma influência direta do gelo marinho sobre o movimento dos icebergs.

Lichey e Hellmer (2001) demonstraram o papel dominante da concentração de gelo marinho sobre a deriva dos icebergs em áreas cobertas por gelo marinho, enquanto que em águas abertas a deriva é dominada pelo arrasto das correntes marinhas, do vento e da força de Coriolis. Estes autores modelaram a trajetória do iceberg gigante C7, que derivou na região costeira do Mar de Weddell desde uma região próxima a plataforma de gelo Riiser-Larsen, no leste do Mar de Weddell até próximo a Passagem Orcadas do Sul. Neste local as concentrações de gelo marinho foram superiores a 90%, e controlaram o movimento do iceberg C7.

Schodlok *et al.* (2006) também apontaram limites de 86% de concentração de gelo marinho para que os icebergs derivando em direção norte no Mar de Weddell a

leste de 40°W tenham seus movimentos coerentes com as concentrações de gelo marinho. Por outro lado, esses autores identificaram que icebergs que derivam na direção norte a oeste de 40°W, necessitaram de uma concentração de gelo marinho mais alta (aproximadamente 95%) para ter seu movimento de alguma forma influenciado pelo gelo marinho. Entretanto, Schodlok *et al.* (2006) ponderam que estes limites de concentração de gelo marinho são sensíveis as propriedades físicas do próprio gelo, tais como a resistência e idade. Desta forma, no oeste do Mar de Weddell, a deriva dos icebergs é principalmente governada pela concentração de gelo marinho (Lichey & Hellmer, 2001; Schodlok *et al.*, 2006; Jansen *et al.*, 2007).

Neste estudo no entanto, observou-se que tanto para o iceberg #69053 quanto para a maioria dos icebergs acompanhados pelas imagens ASAR, a relação entre o deslocamento e a concentração de gelo marinho não se confirmou, mesmo quando considerada as altas concentrações de gelo marinho identificadas pelo sensor AMSR-E. Isto demonstra que outros fatores podem estar influenciando na deriva dos icebergs estudados, tais como o próprio tamanho dos icebergs, a variabilidade interanual do gelo marinho, a ação do arrasto pelas correntes e pelo vento, por exemplo, além do que a resolução temporal destes. Alguns estudos numéricos têm demonstrado o impacto variável de tempo e espaço na deriva dos icebergs devido ao arrasto por correntes oceânicas, pelo vento e força de Coriolis (e.g., Gladstone *et al.*, 2001; Lichey e Hellmer, 2001). De acordo com Schodlok *et al.* (2006), a deriva de icebergs em águas livres de gelo marinho representa, principalmente, a força do vento e os efeitos deste nos 200-400 m superficiais da coluna de água, agindo sob a quilha do iceberg.

Icebergs Encalhados

Observamos durante a trajetória do iceberg #69053 que este entra um período de estagnação de movimento cerca de 20 dias após o início do seu rastreamento. Porém ao contrário dos icebergs (#69051 e #69053) que demonstraram terem suas derivas influenciadas pelas concentrações de gelo marinho no seu entorno, este iceberg cessou seu movimento enquanto o mar se mostrava livre de gelo marinho. Sendo assim, o possível motivo para que este iceberg tenha se mantido em uma mesma posição por aproximadamente dois meses (66 dias dos 86 dias de monitoramento), é que sua quilha tenha sido aprisionada em uma área mais rasa que sua espessura (parte submersa), ou seja, ele teria encalhado. Outros quatro icebergs também foram considerados encalhados, sendo que esses icebergs (#6, #9, #20 e #24) encontravam-se em águas bastante rasas (<200 m) sobre a plataforma continental. Desses quatro icebergs, entretanto, apenas dois (#20 e #24) se mantiveram na mesma posição ao longo da variação sazonal da concentração de gelo marinho (Figura 49 e Figura 47, respectivamente). Isso indica que o principal fator que impediu o seu movimento, mesmo durante as baixas concentrações de gelo marinho, deve ter sido a batimetria mais rasa por onde os mesmos derivavam. Em contraste com o que ocorreu com a trajetória do iceberg # 69053, o fator que parece ter impedido o movimento dos icebergs #6 e #9 por alguns períodos foi à alta concentração de gelo marinho em conjunto com profundidades mais rasas, ao longo de suas trajetórias na proximidade da ilha James Ross.

De acordo com Dowdeswell e Bamber (2007), o arrasto e o revolvimento do fundo marinho devido às quilhas de icebergs são processos comuns em altas latitudes sobre as plataformas continentais. Isto ocorre onde as quilhas dos icebergs alcançam

toda a coluna de água, retrabalhando os sedimentos abaixo. Este processo de arrasto e retrabalhamento dos sedimentos pode aprisionar a maior parte da quilha do iceberg levando-o ao encalhe (e.g. Vorren *et al.*, 1989; Dowdeswell *et al.*, 1994, Dowdeswell *et al.*, 2007). Trabalhos relacionados a icebergs encalhados sobre a plataforma continental Antártica são reportados na literatura. Por exemplo, Luckman *et al.* (2010) estudaram icebergs encalhados sobre a plataforma continental Antártica próximo a 71° S. Na mesma região, Viehoff e Li (1995) observaram icebergs em 1990 e, através da análise de imagens de satélites com diferentes sensores identificaram icebergs estacionários próximos ao sul da plataforma de gelo Larsen C. Luckman *et al.*(2010), utilizando dados de imagens SAR e altimétricos da região do Mar de Weddell, revelaram que esta região do oceano pode ser aproximadamente 200 m mais rasa do que determinados pelos produtos de batimetria (GEBCO e ETOPO). Ainda de acordo com Luckman *et al.* (2010), o estudo de icebergs encalhados pode auxiliar na identificação de áreas mais rasas que podem ter sido mal amostradas ou espacialmente espaçadas durante cruzeiros.

Velocidades

A velocidade média encontrada para a deriva dos icebergs #69051, #69053 e #69054 ao longo do período total de suas trajetórias (Tabela 6) foi de $3,04 \pm 1,9 \text{ cm s}^{-1}$ (*i.e.* $2,62 \pm 1,64 \text{ km dia}^{-1}$). Entretanto, os icebergs #60953 e #69054 permaneceram em uma mesma posição a maior parte do período de monitoramento, podendo ter ocasionado uma subestimativa da velocidade. Do acompanhamento dos 25 icebergs através de imagens de radar durante os anos de 2008 e 2009, foi encontrada a velocidade média de deriva de $5,97 \pm 2,8 \text{ cm s}^{-1}$ (*i.e.* $5,16 \pm 2,42 \text{ km dia}^{-1}$). Schodlok *et al.* (2006) estimaram a velocidade média de deslocamento dos icebergs acompanhados por PCDs (também utilizando o sistema ARGOS, semelhantes as utilizadas neste

trabalho) a oeste de 40°W no Mar de Weddell. Os icebergs derivaram em direção a norte com velocidades de $9,5 \pm 7,3$ km dia⁻¹. No entanto estes autores relatam que nesse grupo de icebergs, os que derivaram mais a oeste, próximos a Península Antártica, tiveram velocidades médias, menores que a média, de $3,36 \pm 5,13$ cm s⁻¹ (*i.e.* $2,9 \pm 4,3$ km dia⁻¹), Tabela 6. Esses resultados foram bastante semelhantes aos encontrados no presente estudo.

Gladstone & Bigg (2002) analisando séries de imagens SAR para duas áreas no Mar de Weddell (leste e sudoeste) estimaram, para área de estudo no sudoeste do Mar de Weddell, em um local sobre a plataforma continental próximo plataforma de gelo Larsen, a velocidade média de deslocamento dos icebergs em 5 cm s⁻¹ ($4,3$ km dia⁻¹), Tabela 6. A trajetória seguiu geralmente a direção norte, quase paralela à costa. Em estudos numéricos como o de Gladstone *et al.*(2001), buscaram representar e auxiliar no entendimento das trajetórias dos icebergs no entorno do continente Antártico. No entanto, próximo a Península Antártica o modelo não representou, satisfatoriamente, as trajetórias dos icebergs, sobretudo em locais próximo as plataformas de gelo. Neste caso, um melhor refinamento da grade numérica era necessário para reproduzir com detalhes estas feições ali encontradas. No entanto observa-se a maior similaridade entre os valores de velocidade média calculados a partir de metodologias semelhante, *i. e.* PCDs (presente estudo e no trabalho de Schodlok *et. al.*,2006) e monitoramento por imagens de radar (presente estudo utilizando imagens ASAR e trabalho de Gladstone & Bigg,2002, utilizando imagens SAR).

Tabela 6: Velocidades médias encontradas para o acompanhamento de icebergs via diferentes metodologias (dados de posição de PCDs e imagens ASAR) em comparação com outros trabalhos.

	PCDs Presente Estudo	PCDs Schodlok <i>et al.</i> (2006)	Imagens ASAR Presente Estudo	Imagens SAR Gladstone e Bigg (2002)
Velocidade Média	$3.04 \pm 1.9 \text{ cm s}^{-1}$	$3.36 \pm 5.13 \text{ cm s}^{-1}$	$5.97 \pm 2.8 \text{ cm s}^{-1}$	5.0 cm s^{-1}

Entretanto, quando comparada às velocidades médias de deslocamento do iceberg #69051 através de imagens ASAR ($2,9 \text{ cm s}^{-1}$ *i.e.* $2,51 \text{ km dia}^{-1}$), com a velocidade média encontrada para este mesmo iceberg através de sua PCD ($5,03 \text{ cm s}^{-1}$ ou $4,34 \text{ km dia}^{-1}$), para o mesmo período de acompanhamento, nota-se que a primeira é menor. Isto se deve ao número reduzido de posições encontradas deste iceberg nas imagens ASAR, pois as imagens disponíveis tem um intervalo temporal variável, então a velocidade média, com base na trajetória acompanhada através das imagens é defasada, em aproximadamente 42%, em relação a trajetória deste iceberg quando acompanhado pela PCD, com intervalo diário de posicionamento. Porém quando utilizado um intervalo de tempo semelhante entre as duas metodologia a velocidade média encontrada foi de $2,48 \text{ cm s}^{-1}$ ($2,15 \text{ km dia}^{-1}$, para monitoramento por PCD com 7 dias de intervalo temporal), similar a velocidade média encontrada para o monitoramento de imagens de radar com intervalo de temporal médio de 7.7 dias (para os 101 dias iniciais).

Perda e Fluxo de Massa

Dentre os icebergs que menos perderam massa ($< 1 \times 10^7 \text{ kg dia}^{-1}$) ao longo de sua trajetória, estão os que permaneceram inertes na mesma posição sobre a plataforma continental na vizinhança da ilha James Ross por diferentes períodos (e.g. #6, #9, #20 e #24). Apesar de possuírem uma área inicial pequena ($\sim 2 \text{ km}^2$), quando comparados aos

demais icebergs rastreados, estes também tiveram uma baixa porcentagem de desintegração total de suas áreas (<15%, com média de 8%, Figura 52), menor que a média de desintegração de todos os icebergs (19%). Talvez suas localizações, durante o inverno Austral estivessem, de certa forma protegendo-os da desintegração devido ao menor atrito entre suas bordas e as correntes oceânicas e também pela menor temperatura da água, devido a proximidades com as plataformas de gelo e cobertura de gelo marinho. Isso é especialmente importante na parte mais interna da plataforma continental, próximo a extremidade da Península Antártica.

Resultado contrário foi encontrado por Jansen *et al.* (2007), que mostram que os icebergs, quando encalhados, erodem muito mais rápido do que quando estão derivando no oceano sob as mesmas condições de temperatura. Esses icebergs encalhados, segundo os autores, estão mais sujeitos a correntes de maré e tempestades. De acordo com estes autores, os ciclos das marés destroem as plumas de água fria (formadas pelo próprio derretimento do iceberg) no entorno dos icebergs levando ao aumento da temperatura e ao derretimento efetivo. No modelo de maré de Robertson *et al.* (1998), é sugerido um aumento de magnitude das correntes de maré quando estas penetram em águas rasas sobre a plataforma continental do Mar de Weddell, próximo a extremidade da Península Antártica. Em contraste, os icebergs derivando livremente mantêm esta pluma de água fria no seu entorno (pois esta deriva junto com o iceberg). Isso implica no fato de que, se o iceberg retornar a deriva, esse irá desacelerar o seu derretimento. Porém, em nossos resultados, os icebergs que se mantiveram em uma mesma posição ('encalhados'), não demonstraram este padrão, pois quando comparados aos demais icebergs, observados neste estudo, estão entre os que menos se desintegraram durante as observações.

Dentre o grupo de icebergs que derivaram sobre a plataforma continental, a média de desintegração da área total ao longo das observações foi de ~21.5%. Descontando aqueles que adentraram em Bransfield, a média cai para ~8%. Os icebergs que fluíram sobre a quebra de plataforma e talude tiveram em média uma taxa de desintegração de ~9 % e os que derivaram sobre águas profunda tiveram uma média de ~30%. As médias de desintegração das áreas dos icebergs que derivaram sobre a plataforma continental (descontados os icebergs que fluíram para Bransfield, pois estes demonstram maior desintegração nesta área), e os que derivaram sobre a quebra de talude estão de acordo com as taxas encontradas por Schodlok *et al.* (2005). Esses autores modelando a taxa de decaimento do iceberg gigante C7 (>18,5 km de comprimento) e Jansen *et al.* (2007) acompanhando a desintegração do iceberg A-38B através de diferentes sensores. Jansen *et al.* (2007) encontraram uma taxa de derretimento do iceberg A-38B durante sua deriva no Mar de Weddell de aproximadamente 8% da massa inicial ao longo de 1,5 anos. Já Schodlok *et al.* (2005) modelando a trajetória do icebergs C7 encontrou que a taxa de derretimento deste durante a deriva no Mar de Weddell foi de aproximadamente 6% em 4,5 anos. Pode-se notar que as taxas são próximas, porém o tempo de acompanhamento é diferente. No entanto, para os dois icebergs em questão as maiores taxas de desintegração ou derretimento ocorrem quando estes icebergs se aproximam da extremidade da Península Antártica, próximo, portanto, da área de estudo em questão. É provável que esses icebergs tenham se deslocado junto com uma mistura de Água de Plataforma de Gelo (ISW), Água de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW) e em Águas de Superfície Antártica (AASW) durante suas trajetórias (Gordon, 1998; Nicholls *et al.*, 2004).

Neste trabalho no entanto, os icebergs que derivaram em águas profundas apresentaram taxas de desintegração mais altas (30%) do que aqueles sobre a plataforma

continental (21.5%). Este fato pode estar relacionado a deriva destes icebergs sobre as águas relativamente quentes (e.g. WDW) abaixo das águas superficiais na Frente de Weddell (Fahrbach *et al.*, 1994b, Heywood *et al.*, 2004). De acordo com Jansen *et al.* (2007), o fraturamento dos icebergs pode estar conectado à erosão basal do próprio bloco de gelo. Esta gera fraturas até a zona de transição entre o gelo de alta densidade (parte inferior do iceberg, onde o gelo é mais compactado devido a anos de acumulo nas plataformas de gelo) e baixa densidade (região superficial, onde a neve e o gelo estão menos compactados). Portanto, a deriva destes icebergs em águas mais quentes (mesmo que em subsuperfície) pode estar auxiliando em uma desintegração mais rápida, que a observada nos demais icebergs.

Além disso, o derretimento e desintegração dos icebergs é uma função complexa entre geometria, temperatura do ambiente (água do mar e atmosfera) e salinidade. Em altas latitudes, a entrada de água doce no oceano devido ao derretimento e fraturamento dos icebergs é esperada pelo aumento da temperatura da água, levando ao aumento da fusão e deterioração das margens do iceberg. A velocidade de deriva ou a velocidade relativa entre as correntes oceânicas e os icebergs é um fator relevante para a intensidade de derretimento, tal como a troca turbulenta entre o iceberg e o oceano (Jenkins, 1991, Jansen *et al.*, 2007). No entanto, os valores encontrados de desintegração para os icebergs que fluíram na Frente de Weddell não são de todo altos quando comparados com outros estudos. Por exemplo, Silva *et al.* (2006) combinaram dados da deriva de icebergs ‘gigantes’ (>18.5 km de comprimento) com um modelo termodinâmico e encontraram uma taxa de aproximadamente 65% de derretimento destes icebergs, considerando-os totalmente tabulares, durante suas trajetória no Mar de Weddell. Parte disto pode ser devido ao alto coeficiente de troca turbulenta entre os

icebergs e as correntes oceânicas, pois esta troca pode intensificar a desintegração e derretimento dos icebergs.

Considerando os icebergs que derivaram em águas rasas sobre a plataforma continental, os que apresentaram maior taxa de erosão (~45 %) foram os que adentraram o Estreito de Bransfield. Nesta região ocorrem intrusões de águas mais quentes do Mar de Bellingshausen e da própria Passagem de Drake que encontram águas frias e salina do Mar de Weddell, gerando a Frente de Bransfield (García *et al.*, 2002) Isso pode ter colaborado com a maior desintegração do iceberg #17, pois este parece estar no lado quente da frente o que justifica sua maior perda de massa (por desintegração) devido ao contato com águas mais quentes. Além disso, esta região possui velocidades de correntes elevadas ($>40 \text{ cm s}^{-1}$; Zhou *et al.*, 2002 e Zhou *et al.*, 2006), o que pode ocasionar uma troca turbulenta mais intensa entre os icebergs e as águas oceânicas. Convém ressaltar que a área também se caracteriza pela presença pela presença de divergência de fluxos (no leste e parte central do Estreito o fluxo segue em direção a sul e a oeste flui em direção a norte) e vórtices ciclônicos (Heywood *et al.*, 2004, Zhou *et al.*, 2002, Thompson *et al.*, 2009). Isto pode levar ao maior cisalhamento entre as correntes e os icebergs nesta região decorrendo em um derretimento basal e lateral acentuado, consequentemente fragmentando os icebergs.

De acordo com Gladstone *et al.* (2001), a água oriunda do derretimento dos icebergs sobre a plataforma continental tenderá a aumentar o efeito das plataformas de gelo na região. Por exemplo, no modelo de Gladstone *et al.* (2001) previu uma ampla faixa de fluxo de água de derretimento na costa leste da Península Antártica. De acordo com os autores, as águas frias de plataforma dominam esta região e o efeito de derretimento dos icebergs irá auxiliar na diminuição da temperatura da coluna de água,

possivelmente abaixo do ponto de congelamento, *i.e.* analogamente ao efeito das plataformas de gelo. A água é potencialmente “super-resfriada” sendo, dessa forma definida como Água de Plataforma de Gelo (ISW).

A produção da ISW através do derretimento de icebergs poderá acrescentar a produção desta água pelas plataformas de gelo ao longo da costa e a corrente costeira também será reforçada como resultado do “resfriamento” nas plataformas continentais. Isso pode, conseqüentemente, impactar a formação da Água de Fundo Antártica (AABW) que é exportada para fora do Mar de Weddell e é umas das principais responsáveis pela ventilação pelas regiões abissais dos oceanos (Carmack, 1977; Orsi *et al.*, 1999). Apesar da diluição dos icebergs não promover o aumento do nível do mar, pois esses são oriundos das plataformas de gelo e, como essas têm a maior parte de seu volume sob a linha de água o aporte de água doce oriundo dos icebergs pode atuar diluindo as águas da plataforma continental que, normalmente, tem uma forma mais salina. Como elas são percussoras das águas densas exportadas da região Antártica para menores latitudes, o resultado é a diluição, *i.e.* diminuição da salinidade da Água Antártica de Fundo, portanto, potencialmente afetando a circulação abissal como um todo. Alguns destes sinais já foram encontrados no setor Australiano do oceano Austral (Aoki *et al.*, 2005) e, preliminarmente, no próprio Estreito de Bransfield (Garcia e Mata, 2005). Com isso, se ocorrer um aumento significativo no *calving* de icebergs pode ser esperada uma menor formação da Água Antártica de Fundo nos anos subseqüentes.

O fluxo médio de volume associado ao derretimento dos 25 icebergs durante o período de monitoramento foi de $\sim 0,72 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. O fluxo médio associado aos icebergs monitorados durante o ano de 2008 foi de $0,57 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto que os icebergs monitorados somente durante o ano de 2009 tiveram um fluxo médio de $0,94 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Estes valores são bem menores do que as estimativas de fluxo realizadas para o Mar de Weddell por Gladstone *et al.* (2001) e Schodlok *et al.* (2006). No entanto, o número de icebergs aqui considerado é bem menor, além do que só foi considerado o fluxo perdido que foi observado e não o de toda massa como os demais autores consideraram. Gladstone *et al.* (2001) encontraram que a massa de icebergs (entre 60 e 2200 m de comprimento) perdida pela quebra dos icebergs das plataformas de gelo de todas as plataformas de gelo do Mar de Weddell é de aproximadamente 410 Gt ao ano. Schodlok *et al.* (2006) converteu este valor para fluxo de massa (utilizando uma densidade média de 850 kg m^{-3}) e encontrou, considerando que toda esta massa de gelo dos icebergs se desintegrasse no Mar de Weddell durante um ano, um fluxo associado de $\sim 15,3 \text{ mSv}$ ($15.300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Schodlok *et al.* (2006), a partir desta estimativa e da análise das trajetórias derivadas por 52 icebergs com rastreadores ARGOS no Mar de Weddell, concluíram que a grande maioria dos icebergs são exportados para fora do Mar de Weddell. Através das porcentagens das trajetórias dos icebergs que permaneciam no Mar de Weddell e os que saíram, os autores estimaram que se a massa dos 410 Gt dos icebergs fosse transferida para o oceano (desintegração e derretimento) dos 15,3 mSv iniciais aproximadamente 14,2 mSv seriam exportados para fora do Mar de Weddell. No entanto, estes valores são para um cenário que engloba todo o Mar de Weddell e considerando que todos os icebergs que partem das plataformas de gelo do entorno do Mar de Weddell se desintegram ao longo de um ano. Além disso, considerando que a massa de todos icebergs é de aproximadamente 410 Gt ao ano (Gladstone *et al.*, 2001), a massa inicial dos icebergs observados neste trabalho é apenas 0,08% da massa estimada para o ano de 2008 e 0,03% da massa estimada para o ano de 2009.

A massa total inicial estimada dos icebergs monitorados ao longo dos anos de 2008 e 2009 foi de 501 Mt, sendo que durante as observações da deriva dos icebergs foi

calculada a perda de massa destes para o ambiente, quando somada a desintegração dos icebergs ao fim dos períodos de rastreamento foi evidenciado que ~24% desta massa havia sido perdida, num total de 122 Mt. Sendo que ~45 Mt foi perdida pelos icebergs monitorados durante o ano de 2008 e ~76 Mt pelos icebergs acompanhados durante o ano de 2009. Isto representa 0,01 % da massa de gelo estimada por Gladstone *et al.* (2001) dos icebergs que é injetada no oceano par ao ano de 2008 e 0,018% da massa estimada para o ano de 2009.

As estimativas de fluxos aqui apresentadas não representam o total de massa associada a todos icebergs da área de estudo durante os anos, pois os icebergs monitorados foram escolhidos por sua maior repetibilidade e capacidade de detecção nas imagens de satélite, não representando todos icebergs presentes na área de estudo. Também nesse trabalho foi considerado apenas o fluxo de massa desintegrado dos icebergs ao longo das observações (e não o total de massa presente nestes icebergs no fluxo para o oceano), ao contrário do considerado por Gladstone *et al.* (2001). Dessa forma, apresentamos uma estimativa inicial do fluxo de massa que pode ser observada através da variação superficial da área dos icebergs identificadas por imagens ASAR.

9. Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros

- ✓ O acompanhamento dos icebergs através de PCDs via o sistema satelital ARGOS se mostrou bastante eficiente em termos do detalhamento da deriva, nos permitindo observar com acurácia as trajetórias e fenômenos como meandramento e variações regionais de correntes. No entanto, é necessário um maior número de instrumentos para demonstrar com maior detalhamento fenômenos de meso e larga escala no Mar de Weddell.
- ✓ Já o monitoramento de icebergs através de imagens ASAR foi, de forma geral, satisfatório, nos permitindo estimar velocidades médias de deriva, trajetória e variações de área superficial, assim com fluxo de massa associados a estes. O uso de uma metodologia relativamente simples já nos permitiu a identificação e rastreamento de um pequeno número de icebergs. Com isso foi possível estimar as principais rotas dos icebergs no noroeste do Mar de Weddell. Esta é uma ferramenta útil de acompanhamento de correntes superficiais, de forma qualitativa, onde há poucos dados *in situ*.
- ✓ Neste sentido foi possível associar as trajetórias predominantes aos principais sistemas de correntes e frentes no noroeste do Mar de Weddell, como a Corrente Costeira Antártica, Frente de Talude e Frente de Weddell. Além de demonstrar com mais detalhe fenômenos como meandramentos e, de maneira inédita ao nosso conhecimento, a circulação em torno da ilha James Ross.
- ✓ Podê-se, apesar do pequeno número de icebergs monitorados, acompanhar através de estudo de casos os icebergs que derivaram em diferentes correntes. Como no caso do iceberg #17, que derivou em águas da Corrente Costeira

Antártica no Mar de Weddell e penetrou no Estreito de Bransfield em direção a sudoeste até próximo ao Estreito de Gerlache e foi reconduzido até próximo as ilhas Shetland do Sul. Também foi encontrado que os icebergs que encalharam sobre a plataforma continental estavam entre os que menos se desintegraram.

- ✓ As velocidades médias de deriva dos icebergs, tanto os acompanhados por rastreadores satelitais como os acompanhados por imagens de radar se mostrou de acordo com o reportado na literatura. A velocidade média encontrada para os icebergs acoplados com PCDs foi de $3,0 \pm 1,9 \text{ cm s}^{-1}$ e para os icebergs acompanhados por imagens de radar de $5.9 \pm 2.8 \text{ cm s}^{-1}$.
- ✓ A massa total desintegrada dos icebergs do noroeste do Mar de Weddell durante o ano de 2008 foi de 0,010% da massa total estimada para todo o Mar de Weddell por Gladstone *et al.* (2001) e de 0,018% para ano de 2009. Considerando que a massa total dos icebergs aqui monitorados era equivalente a apenas 0.080% da massa total dos icebergs estimados para o Mar de Weddell durante o ano de 2008 e 0,030% para o ano de 2009.
- Para melhor entendimento dos fenômenos que afetam o deslocamento dos icebergs é necessário a instalação, de sensores em diferentes posições na região do oceano Austral, para acompanhar as variações de temperatura, ondas, correntes, maré e do vento para assim melhorar a compreensão dos fatores que influenciam a deriva dos icebergs.
- Também é de grande importância o desenvolvimento de um dispositivo automático (classificação não-supervisionada) para que um maior número de icebergs possa ser identificado e conseqüentemente auxiliar em estimativas mais precisas na identificação de correntes e fluxo de massa para esta região do oceano Austral.

- Finalmente, há a necessidade da instalação de mais Plataformas de Coletas de Dados em icebergs; que permita conhecer com detalhes as trajetórias e rotas de deriva dos icebergs no noroeste do Mar de Weddell e outras regiões no entorno do continente Antártico.

10. Referências

Arigony-Neto, J. 2006. Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula - a centerline approach combining satellite and GIS data. Freiburg, 136 p. Tese de Doutorado, Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs).

Azevedo, J. L.L.; Oliveira, L. R.,Souza, J. F.A., Soares, I. D., Mata, M. M., 2008. OS PROCESSOS DE CONVERSÃO DE ENERGIA NOS OCEANOS: UMA REVISÃO DO DIAGRAMA DE LORENZ. Revista Brasileira de Geofísica 26(2): 153-172

Ballantyne, L., Long, D.G.,(2002)A Multidecadal Study of the Number of Antarctic Icebergs Using Scatterometer Data. Geoscience Sensing Symposium, 5,3029-3031

Benn, D.I.; Warren C.R.; Mottram, R H.; 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. Earth-Science Reviews ,82 ,143 – 179

Bigg, G. R., Wadley, M. R., Stevens, D. P., & Johnson, J. A. (1997). Modelling the dynamics and thermodynamics of icebergs. Cold Regions Science and Technology, 26, 113– 135.

Carmack, E. C. & Foster T. D. (1975) On the flow of water out of the Weddell Sea. Deep-Sea Res., 22, 711-724.

Carmarck, E. C. (1977) Water characteristics of Southern Ocean south of the Polar Front. In: Angel, M. (Ed.) A Voyage of Discovery, George Deacon 70th Anniversary Volume, Pergamon Press, Oxford, p 15-41.

Carmack, E.C. (1990). Large-scale physical oceanography of polar oceans. In: Smith Jr., W. O. (ed). polar Oceanography, mPart A: Physical Science. Academic Press Inc. San Diego. 171-222.

Cook, A.J., Fox,A.J., Vaughan, D.J., Ferregno, J. G. (2005). Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. Science, 308, 541- 544

Dählmann, A., Wallmann, K., Sahling, h., Sarthou, G., Bohrmann, G., Petersen,S., Chin, C.S., Klinkhammer, G. P. (2001). Hot vents in an ice-cold ocean: Indications for phase separation at the southernmost area of hydrothermal activity, Bransfield Strait, Antarctica, Earth and Planetary Science Letters, 193, 381, 2001

Deacon, G. R. E. (1979) The Weddell Gyre. Deep-Sea Res., 26, p 981-995.

Deacon, G. E.R. (1982). Physical and biological Zonation in the Southern Ocean. Deep Sea Reasearch, 29, 01-15.

De Angelis, H., Skvarka, P. 2003. Glacier surge after ice shelf collapse. Science, 299, 1560-1562.

Detoni, A. M.S., Garcia, C.A.E., Garcia, V. M. .T, Mata, M. M., Schodlok, M.S., Pollery, R.C.G.,(em preparação). Observational changes in the marine environmental in the vicinity of a drifting iceberg in the north-western Weddell Sea.

Doake, C.S.M. & Vaughan, D.G. 1991. Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. Nature, 350, 328-330.

Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J., Marienfeld, P., 1994. The origin of massive diamicton facies by iceberg rafting and scouring, Scoresby Sund, East Greenland. Sedimentology 41, 21-35.

Dowdeswell, J.A., Bamber, J.L., 2007. Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record. *Marine Geology*, 243, 120–131

Emery, W. J., & Thomson, R. E. (1998). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press.

Fabrés, J., Calafat, A., Canals, M., Bárcena, M. A., Flores, J. A. (2002) Branfeild basin fine grained sediments: Lata Holocene sedimentary processes and oceanographic conditions. *The Holocene*, 10, 703-718.

Fahrbach, E., Rohardt, G., Krause, G.(1992). The Antarctic Coastal Current in the southeastern Weddell Sea .*Polar Biology*. 12,171 - 182.

Fahrbach, E., Rohardt,G., Schröder, M., Strass, V. (1994) Transport and Structure of the Weddell Gyre. *Ann. Geophysicae*, v. 12, p 840-855.

Fahrbach, E., Peterson, R. G., Rohardt, G., Schlosser, P., & Bayer, R. (1994b). Suppression of bottom water formation in the southeastern Weddell Sea. *Deep-Sea Research*, 41. 389–411.

Foldvik, A., T. Gammelsrød & T. Törresen (1985) Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. In: Jacobs, S.S. (Ed.), *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, Antarctic Research Series 43. American Geophysical Union, Washington DC, p 5–20.

Foster, T. D., Camarck E. C.(1976a).Temperature and Salinity Structure in the Weddell Sea. *Journal of Phisical Oceanographic*.6,36-44.

Foster, T. D., Camarck E. C.(1976b). Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Research*., 23, 301 - 317

Gammelsrød, T., A. Foldvik, O. A. Nöst, Ö. Skagsetil, L. G. Anderson, E. Fogelqvist, K. Olsson, T. Tanhua, E. P. Jones & S. Österhus (1994) Distribution of Water Masses on the Continental Shelf in the Southern Weddell Sea. In: Johannessen,

Garcia, M.A., Castro, C.G., Rios, A.F., Doval, M.D., Roson, G., Gomis, D., Lopez, O., 2002. Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. *Deep-Sea. Res. II*, 49, 585–602.

Gladstone, R.M., Bigg, G.R. & Nicholls, K.W. 2001. Iceberg trajectory modelling and meltwater injection into the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 106, 19 903–19 915.

Gladstone, R., & Bigg, G. R. (2002). Satellite tracking of icebergs in the Weddell sea. *Antarctic Science*, 14, 278– 287.

Gill, A. E. (1973) Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep- Sea Res.*, v. 20, p 111–140.

Gordon, A. L., D. T. Georgi, and H. W. Taylor (1977), Antarctic polar front zone in the western Scotia Sea-Summer 1975, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 309–328.

Gordon, A. L. (1998).Western Weddell Sea stratification. In S. S. Jacobs & R. F. Weiss (Eds.), *Ocean, ice and atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarctic Research Series 75. American Geophysical Union, Washington DC, p 215–240.

Gouretski, V.V, Danilov, A. (1993). Weddell Gyre: structure of the eastern boundary. Pergamon, 441,561-582

Griffith, T. W., Anderson, J. B.(1989). Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 85, 181-204.

Grosfeld, K., M. Schröder, E. Fahrbach, R. Gerdes, and A. Mackensen (2001), How iceberg calving and grounding change the circulation and hydrography in the Filchner Ice Shelf-Ocean System, *J. Geophys. Res.*, 106, 9039–9055.

Gutt, J., and A. Starmans (2001), Quantification of iceberg input and benthic recolonisation patterns in the Weddell Sea (Antarctica), *Polar Biol.*, 24, 615– 619

Hamley, T.C. & Budd, W.F. 1986. Antarctic iceberg distribution and dissolution. *Journal of Glaciology*, 32, 242–251.

Heywood, K. J., R. A. Locarnini, R. D. Frew, P. F. Dennis, and B. A. King, 1998: Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the eastern Weddell Sea. *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, S. S. Jacobs and R. F. Weiss, Eds., Antarctic Research Series, Vol. 75, Amer. Geophys. Union, 203–214.

Heywood, K. J., A. C. Naveira Garabato, D. P. Stevens, and R. D. Muench, 2004. On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front. *J. Geophys. Res.*, 109, C06021, doi:10.1029/2003JC002053.

Holland, W.; Semtner, A.; Harrison, D.E. Eddy resolving general circulation models, in *Eddies in Marine Science*, edited by A. R. Robinson, Springer-Verlag, New York, 1983

Imbo, Y., De Batist, M., Prieto, M. J., Baraza, J. (2003). The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. *Marine Geology*, 193, 235-252.

IPCC; Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis—Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, edited by S. Solomon et al., 996 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, Reino Unido, (disponível <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>)

Jacobs, S. S., 1986: The Antarctic Slope Front. *Antarct. J. U.S.*, 21, 123–124.

Jacobs, S. S., 1991: On the nature of the Antarctic Slope Front. *Marine Chemistry*, 35, 9–24.

Jacobs, S. S., Hellmer, H. H., Doake, C. S. M., Jenkins, A., & Frolich, R. M. (1992). Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 38, 375.

Jansen, D., Schodlok, M., Rack, W., 2007. Basal melting of A-38B: A physical model constrained by satellite observations. *Remote Sensing of Environment*, 111, 195–203

Jenkins, A. (1991). A one dimensional model of ice shelf–ocean interaction. *Journal of Geophysical Research*, 96(C11). 20671–20677.

Jenkins, A. (1999). The impact of melting ice on ocean waters. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 2370– 2381.

Kenneally, J. P., Hughes, T. (2006). Calving giant icebergs: old principles, new applications. *Antarctic Science*. 18,409-419

Kerr, R., (2010), *Produção e Exportação das Águas Profundas no Entorno do Continente Antártico. Tese(Doutorado)- Universidade Federal de Rio Grande . Doutorado em Oceanografia Física Química e Geológica.*

Leventer, A., E. Domack, S. E. Ishman, S. Brachfeld, C. McClennen, P. L. Manley (1996), Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota, *GSA Bulletin*, 108, 1626-1644.

Lichey, C., and H. H. Hellmer (2001), Modeling giant iceberg drift under the influence of sea ice in the Weddell Sea, *J. Glaciol.*, 47, 452-460.

Lytle, V. I., Massom, R., Worby, A. P., and Allison, I. (1997), Floe sizes in the East Antarctic sea ice zone estimated using combined SAR and field data. *Proceedings of the Third ERS Scientific Symposium*, 414, 931-936.

López, O., García, M.A., Gomis, D., Sánchez-Arcilla, A. (1999). Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica). *Deep-Sea Research I*, 46, 1755-1778.

Luckman, A., Padman, L., Jansen, D., 2010. Persistent iceberg groundings in the western Weddell Sea, Antarctica, *Remote Sensing of Environment*, 114, 385-391

Mata, M.M., Wijffels S.E., Church J.A. & Tomczak M. 2006. Eddy shedding and energy conversions in the East Australian Current. *Journal of Geophysical Research*, 111:C09034, doi:10.1029/2006JC003592.

Massom, R. & Lubin, D. (2006). *Polar Remote Sensing. Volume II: Ice Sheets*. Chichester, Springer-Verlag, 426 p.

Morozov, E. G. (2006). Currents in Bransfield Strait. *Oceanology*. 415, 823-825.

Nicholls, K. W., Pudsey, C. J., & Morris, P. (2004). Summertime water masses off the Larsen C Ice Shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31(9). 1-4. doi:10.1029/2004GL019924 (L09309)

Orheim, O. (1985). Iceberg discharge and the mass balance of Antarctica. *Glaciers, ice sheets and sea level: Effect of a CO₂-induced climatic change*, Report of a workshop held in Seattle, Washington, September 13-15, 210-215).

Orsi, A. H., W. D. Nowlin Jr. & T. Whitworth III (1993) On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep-Sea Res. I*, 40, p 169-203.

Orsi, A. H., Whitworth, T., Nowlin, W.D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res. I*, 42, 641-673.

Orsi, A. H., G. C. Johnson & J. L. Bullister (1999) Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanog.*, v. 43, p 55-109.

Patterson, S. L., Sievers, H. A., 1980: The Weddell-Scotia Confluence. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1584-1610.

Prieto, M., Canals, M., Ercilla, G., De Batist, M. (1998). Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. *Marine Geology*, 149, 17-38

Radikevich, V. M., and Y. A. Romanov (1995), Using observations of iceberg drift for determining currents in the Pacific sector of the Southern Ocean, *Oceanology*, 35, 130- 139.

Ramp, S. R., Rosenfeld, L. K., Tisch, T. D., and Hicks, M. R. (1997). Moored observations of the current and temperature structure over the continental slope off central California, 1, A basic

description of the variability. *Journal of Geophysical Research* 102(C10), 22 877– 22 902. doi:10.1029/97JC00436

Richardson, P. L. Eddy Kinetic Energy in the North Atlantic From Surface Drifters. *J. Geophys. Res.* 88(C7): 4355-4367, 1983

Rignot, E.J., Jacobs, S.S. 2002. Rapid bottom melting widespread near Antarctic Ice Sheet grounding lines. *Science*, 296, 2020–2023.

Robertson, R. L., L. Padman, and G. D. Egbert (1998), Tides in the Weddell Sea, in *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarct. Res. Ser., vol. 75, edited by S. S. Jacobs and R. F. Weiss, pp. 341– 369, AGU, Washington, D. C.

Romanov, Y.A., Romanova, N.A., Romanov, P.(2008). Distribution of icebergs in the Atlantic and Indian ocean sectors of the Antarctic region and its possible links with ENSO. *Geophysical Research Letters*, 35

Rosich, B.; Meadows, P. (2004). Absolute calibration of ASAR Level 1 products generate with PF-ASAR. Franscati (Rome): European Space Agency. 27 p. (ENVI-CLVL-EOPG-TN-03-0010).

Rott, H., Skvarca, P. , Nagler, T. 1996. Rapid collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Science*, 271, 788–792.

Savidge, D. K., Amft, J. A.,2009. Circulation on the West Antarctic Peninsula derived from 6 years of ship board ADCP transects. *Deep-Sea Research I*, 56, 1633–1655.

Scambos, T.A., Hulbe, C.L., Fahnestock, M.A. & Bohlander, J. 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 46, 516–530.

Schodlok, M. P., Hellmer, H. H., Schwarz, J. N.,&Busche, T. (2005). On iceberg behaviour: observations, model results and satellite data. In L. H. Smedsrud (Ed.), *Comp. Forum for Research into Ice Shelf Processes (FRISP)*, report no. 16 (2005). Bergen: Bjerknnes Centre for Climate Research.

Schodlok, M. P., Hellmer, H. H. , Rohardt, G. , Fahrbach, E. (2006). Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations. *Journal of Geophysical Research*, 11.

Schmitz, W. J., Jr; Holland W.R. A preliminary comparison of selected numerical eddy-resolving general circulation experiments with observations. *J. Mar. Res.*, 40: 75-117, 1982.

Silva, T. A. M, Bigg, G. R. (2005). Computer-based identification and tracking of Antarctic icebergs in SAR images. *Remote Sensing of Environment*, 94, 287-297

Silva, T. A. M., Bigg, G. R., & Nicholls, K. W. (2006). Contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux. *Journal of Geophysical Research*, 111. C03004. doi:10.1029/2004JC002843

Stabeno, P.L.; Reed, R.K. Recent Lagrangian measurements along the Alaska Stream. *Deep-Sea Research*, 38 (3):289-296, 1991.

Tchernia, P., & Jeannin, P. F. (1984). Circulation in Antarctic waters as revealed by iceberg tracks 1972–1983. *Polar Record*, 22, 263– 269.

Thompson, A. F., Heywood, K. J., Thorpe, S. E., Renner, A. H. H., Trasvina, A. (2009). Surface circulation at the tip of the Antarctic Peninsula from drifters. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 39, 3-26, doi:10.1175/2008JPO3995.1.

Turnbull, I. D., 2010, Drift of large tabular icebergs in response to atmospheric surface pressure gradients, an observational study. *Antarctic Science*, 1-10

Turner, J., Bindschadler, R.A., Convey, P., Di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D.A., Mayewski, P.A., and Summerhayes, C.P.; (2009). *Antarctic Climate Change and the Environment: A contribution to the International Polar Year 2007-2008*. Cambridge, Reino Unido, ISBN 978-0-948277-22-1

Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., & Cooper, A. P. R. (1999). Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journal of Climate*, 12, 933– 946.

Viehoff, T., & Li, A. (1995). Iceberg observations and estimation of submarine ridges in the western Weddell Sea. *Int. J. Remote Sens.*, 16(17), 3391–3408.

Vinje, T. E. (1980), Some satellite-tracked iceberg drifts in the Antarctic, *Ann. Glaciol.*, 1, 83–87.

Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K., Larsen, K.-B., 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Mar. Geol.* 85, 251–272.

von Gyldenfeldt, A. B., E. Fahrbach, M. A. Garcia & M. Schröder (2002) Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Res. II*, 49, 4743-4746.

Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *Audio and Electroacoustics, IEEE Transactions on* , 15, 70-73.

Williams, R. N., Rees, W. G., & Young, N. W. (1999). A technique for the identification and analysis of icebergs in synthetic aperture radar images of Antarctica. *International Journal of Remote Sensing*, 20, 3183– 3199.

Wyrtki, K.; Magaard, L.; Hager , J. Eddy energy in the oceans, *J. Geophys. Res.*, 81, 2641-2646, 1976.

Young, N. W., and Hyland, G.(1997). Applications of time series of microwave backscatter over the Antarctic region. *Proceedings of the Third ERS Scientific Symposium*, 1007 - 1014.

Zhou, M., Nordhausen, W., Huntley, M.E., 1994. ADCP measurements of the distribution and abundance of euphausiids near the Antarctic Peninsula in winter. *Deep-Sea Research I*, 41, 1425–1445.

Zhou, M., Niiler, P.P., Hu, J.-H., 2002. Surface current in the Bransfield and Gerlache Straits measured by surface Lagrangian drifters. *Deep-Sea Research I*, 46, 267–280.

Zhou, M., Niiler, P. P., Zhu, Y., Dorland, R. D., 2006: The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep-Sea Res. I*, 53, 1244–1252.

<http://ENVISAT.esa.int/handbooks/asar/>