

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM
SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**ESTIMATIVA DO DERRETIMENTO E DESCARGA DE ÁGUA
NA PORÇÃO NORTE DA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Juliana Costi

Orientador: Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Prof. Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer

Dissertação de mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Sensoriamento Remoto.

Porto Alegre

2011

JULIANA COSTI

**ESTIMATIVA DO DERRETIMENTO E DESCARGA DE ÁGUA NA PORÇÃO
NORTE DA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Dissertação de mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Sensoriamento Remoto pelo Programa de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto

Porto Alegre

2011

Agradecimentos

Aos meus pais e irmão pelo apoio incondicional.

À CAPES, pela bolsa de estudos concedida.

Ao meu orientador, prof. Dr. Jorge Arigony-Neto, pelas oportunidades, ensinamentos, confiança e incentivo durante esses 2 anos.

Aos membros da banca, por terem aceitado avaliar e contribuir com esta dissertação de mestrado.

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto, em especial à Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim e ao Dr. Vitor de Araújo Haertel.

Aos professores do Centro Polar e Climático, por disponibilizarem o local e parte dos recursos necessários para o desenvolvimento desta dissertação.

Aos colegas da sala 2 do CEP SRM, Atílio e Daniel, pela companhia e ajuda com os trabalhos do primeiro ano.

Ao pessoal do LaCrio, por fazer dele um ambiente de trabalho jovem, descontraído e motivador: Aline, Ana, Adriano, Christian, Éder, Joyce, Luca, Luiz, Maíra, Rafael, Virgínia e especialmente ao Cristiano Medeiros pela ajuda com computadores, workstations, servidor, transferência de dados...

Ao pessoal do CPC, extremamente receptivos e solícitos nos momentos que eu precisei muito: Ana Maria, Arianne, Cláudia, Éder, Flávia, Kátia, Luiz Felipe, Ildo, Ingrid, Ricardo, Rose e especialmente ao Cláudio, pela ajuda para desvendar o ARCGis e também para a classificação das imagens utilizadas nessa dissertação.

Aos meus caríssimos amigos oceanólogos, pela amizade sincera e verdadeira, pelos momentos felizes e pela força nos difíceis... todos são parte da minha história e futuro! Peço desculpas à maioria que não poderá ser citada aqui pela limitação de espaço, mas preciso agradecer em especial aos que me ajudaram em questões práticas ou estiveram muito próximos nesse tempo: Ana Berger e Pará, pela hospedagem e força nas minhas 3 ou 4 mudanças; Gabi e Claudinha, grandes roomates em 2009; Magaiver, pelos artigos, mfiles, revisões de inglês, idéias para resolver problemas e pelo incentivo lá em 2008/2009 que eu precisava para mudar de cidade, universidade e área de pesquisa e cursar o mestrado em Sensoriamento Remoto; Marcos e Mathias, pela fina companhia aos teatros, ballets, óperas, recitais e atividades gastronômicas; Aline e Ví, pela grande amizade desenvolvida.

Ao João, que esteve comigo na maior parte desse tempo, por ter aceitado as minhas decisões e indecisões, pela confiança e companhia (mesmo no verão, nas férias e em poa) e por dividir as minhas preocupações e lindos momentos!

RESUMO

O presente trabalho reconstruiu uma série de 21 anos de derretimento superficial (D) e descarga de água (DA) na porção norte da Península Antártica. Foram utilizados dados de temperatura do ar a 2 m da superfície do projeto de reanálise ERA-Interim, do *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMRWF), para o cálculo destas estimativas. Imagens Envisat ASAR classificadas em neve úmida e neve seca em 18 datas no verão de 2006/2007 foram comparadas com a área de derretimento resultante do modelo. Uma equação linear foi ajustada a essas áreas, a qual foi posteriormente utilizada para a correção dos totais anuais da área de derretimento, do derretimento e da descarga de água. Os valores corrigidos foram entre 8% e 22% maiores que os calculados inicialmente, sendo as maiores diferenças em anos de picos negativos nas variáveis modeladas. Os valores máximos de derretimento e descarga de água foram, respectivamente, 7,75 Gt e 3 Gt no ano de 1998/1999. Os mínimos ocorreram no ano 2009/2010, sendo 1,5 Gt e 0,15 Gt. Ambas variáveis apresentaram grande variabilidade interanual. Os meses de janeiro e fevereiro apresentaram o valor médio de derretimento e descarga de água mais elevados (D = 1,4 e 1,5 Gt e DA = 1,4 e 1,3 Gt), bem como os maiores desvios-padrão (Jan=0,3 e Fev=0,6 Gt). Os máximos e mínimos anuais em D e DA em geral acompanham os picos da temperatura média dos meses de verão medidas nas estações meteorológicas presentes no local de estudo. Em termos espaciais, verificou-se que na costa oeste o derretimento e a descarga ficam restritos às regiões costeiras e ilhas. As plataformas de gelo desintegradas durante o período de estudo (Larsen A, Prince Gustav e Larsen B) e suas adjacências foram as mais contínuas áreas de derretimento e descarga de água, que ocorriam de forma persistente e intensa.

ABSTRACT

A 21-year time series of glacier surface melt and runoff was reconstructed for the northern Antarctic Peninsula. Surface air temperature from the ERA-Interim reanalysis project, carried out by the European Center for Medium Range and Weather Forecast (ECMRWF), was the main source of data for these estimates. 18 Envisat ASAR images, obtained during the summer of 2006/2007, were classified on wet and dry snow and, then, compared with the melt area obtained by the model. A linear regression was performed between both wet snow and melt area, and the equation was used to correct the annual melt area, melt and runoff. These corrected values were 8% and 22% higher than the model results. This percentage increases as model results values diminish. Melt (M) and runoff (R) maxima were found in 1998/1999, with respectively values of 7.75 Gt and 3 Gt. The minima were found in 2009/2010 (1.5 Gt and 0.15 Gt, respectively). Both variables showed high interannual variability. Melt and runoff highest means and standard deviations were detected in January and February ($M=1.4\pm 0.3$ and 1.5 ± 0.6 Gt, $R=1.4\pm 0.3$ and 1.3 ± 0.6). Maximum and minimum values of M and R, follow those patterns observed in the mean summer temperature measured on the available meteorological station. In the west side of the Peninsula, melt and runoff are restricted to coastal areas and islands. The former ice shelves Larsen A and B and Prince Gustav and their vicinity were the most continuous and largest melt and runoff areas observed.

SUMÁRIO

Agradecimentos	I
Resumo	II
Abstract	III
Sumário	IV
Lista de Figuras	VI
Lista de Tabelas	XIV
Lista de Abreviaturas e Siglas	XV
Lista de Símbolos	XVII
Capítulo 1: Introdução	01
1.1 Motivação	01
1.2 Área de Estudo	05
1.3 Objetivos	09
Capítulo 2: Teoria e Dados	10
2.1 Modelagem do Derretimento e Runoff	10
2.1.1 Conjunto de dados de reanálise ERA-Interim	13
2.2 Imagens Envisat ASAR	16
Capítulo 3: Métodos	20
3.1 Modelagem do Derretimento	20
3.2 Modelagem do Runoff	25
3.3 Processamento das imagens Envisat-ASAR	27
3.4 Correção do modelo através das imagens	33
Capítulo 4: Resultados	38
4.1 Comportamento interanual	38
4.2 Comportamento mensal	56

Capítulo 5: Conclusões	63
Referências Bibliográficas	66

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1: Península Antártica e sua localização no continente Antártico. Fonte: Ahlert (2005)02
- Figura 1.2: Efeitos das mudanças climáticas na Península Antártica. Fontes: Rau (2003), Ahlert (2005) e Arigony-Neto (2006).....03
- Figura 1.3: Esquematização de feições na linha de equilíbrio e zona de ablação de uma geleira, incluindo a drenagem subsuperficial, fendas, moulins (drenos de geleiras) e lagos superficiais. Adaptado de Zwally *et al.* (2002).....05
- Figura 1.4: Estimativas das tendências de temperatura superficial na Antártica. (A) Tendência para 1951-2006 baseada em dados de estações meteorológicas. Adaptado de Turner (2010). Os quadros menores apresentam as tendências de temperatura anuais, de outono(O), inverno (I), primavera (P) e verão (V), com a significância na escala de cores entre azul e vermelho, nas estações meteorológicas com séries de dados maiores que 30 anos na Antártica. (B) Tendências (°C /década) para o período de 1958–2002. Adaptado de Chapman & Walsh (2007).....08
- Figura 2.1: Esquematização da técnica de assimilação de dados observacionais 4D-Var. O parâmetro x tem sua estimativa determinada a priori pelo modelo global do ECMRWF, sendo corrigido por uma interpolação estatística no espaço e no tempo com as observações reais. Adaptado de Andersson & Thépaut (2008).....14

- Figura 2.2: Representação esquemática do satélite Envisat e seus componentes, entre eles a antena ASAR. Modificado de Louet (2001). 18
- Figura 2.3: Modos de aquisição de dados do sensor ASAR e características das imagens geradas. 19
- Figura 3.1: Temperatura do ar a 2m da superfície no dia 01/junho/2009. Dados na resolução disponibilizada pelo ECMRWF (1,5°x1,5°) (A) e interpolados bilinearmente para uma grade de 200 m x 200 m (B). 21
- Figura 3.2: Modelo digital de elevação do terreno utilizado para o cálculo da correção do gradiente térmico vertical e ortorretificação das imagens Envisat ASAR. Fonte: RAMP-DEM (Liu *et al.*, 2001). 22
- Figura 3.3: (A) Diferença entre a altitude média em cada célula de 1,5° x 1,5° e a altitude de acordo com o RAMP-DEM. (B) Taxa de correção de temperatura de - 0,0044°C m⁻¹ (Morris & Vaughan, 2003) aplicada sobre os campos de temperatura interpolados. 23
- Figura 3.4: Máscaras da linha de costa utilizadas ao longo do período de estudo, considerando as variações devido à perda das plataformas de gelo Prince Gustav e Larsen A, no verão de 1995, e Larsen B no verão de 2002. 24
- Figura 3.5: Acumulação anual na área de estudo, estimada pelas equações de Turner *et al.* (1999). 26

- Figura 3.6: Imagens Envisat/ASAR pré-processadas e com as máscaras de linha de costa e dos limites da área de estudo.....29
- Figura 3.7: Fácies clássicas de geleiras e o sinal de RADAR típico de cada uma. Adaptado de Rau *et al.* (2000).....30
- Figura 3.8: Esquematisação do algoritmo de classificação das imagens Envisat ASAR, utilizando dados de altitude e imagem-razão de verão e inverno para identificar a zona de neve úmida na superfície das geleiras da Península Antártica. Fonte: Mendes Jr. (comunicação escrita).....31
- Figura 3.9: Área de derretimento derivada em cada imagens Envisat/ASAR a partir do algoritmo de Arigony-Neto *et al.* (2007).....32
- Figura 3.10: Série temporal da área de derretimento na Península Antártica, durante a estação de ablação 2006/2007, obtida a partir das imagens, baseado na média de temperatura diária do modelo e média de três dias anteriores à aquisição da imagem.....34
- Figura 3.11: Representação espacial da diferença entre a área de derretimento estimada pelo modelo e observada nas imagens. Foram atribuídos os valores -1 (azul) aos pixels onde se observa derretimento na imagem, porém no modelo não. Em vermelho (1) são representados os pixels em que ocorre o contrário, o modelo estima derretimento e este não é observado nas imagens.....35

- Figura 3.12: Reta e equação de regressão entre a área de derretimento observada na imagem e no modelo. A equação foi utilizada para a correção dos dados modelados.....37
- Figura 4.1: Soma dos dias com temperatura positiva multiplicados pela temperatura (PDDs) em toda área de estudo a cada ano. A fim de analisar cada estação de derretimento completa, conta-se os anos de junho a junho.....39
- Figura 4.2: Soma da área de derretimento em cada dia do ano. Na linha cheia estão representados os dados sem correção enquanto na tracejada estão os dados corrigidos pela equação de regressão entre a área de derretimento observada em imagens Envisar ASAR e calculada pelo modelo em 17 dias do ano de 2006/2007. A correção é proposta porque o modelo não estima o derretimento que ocorre nos dias em que a temperatura é negativa, em decorrência da energia presente dentro do pacote de neve pela mudança de estado físico da água. Observa-se a importância dos processos de desintegração das plataformas de gelo na variação deste parâmetro.....41
- Figura 4.3: Tendência linear da razão entre a área de derretimento e a área total de estudo, considerando as variações da área total devidas a desintegração das plataformas Larsen A e Prince Gustav e Larsen B em 1995 e 2002, respectivamente.43
- Figura 4.4: Derretimento total produzido na superfície das geleiras da área de estudo. A linha tracejada é o derretimento calculado pelo modelo, enquanto a cheia representa o dado corrigido (*i.e.*, proporcional à área de derretimento corrigida). Observa-se claramente uma redução do efeito dos desprendimentos das plataformas de gelo em

relação à área atingida pelo derretimento, indicando um possível aumento na taxa de produção de derretimento por unidade de área.....45

Figura 4.5: Descarga de água produzida em cada ano A linha tracejada é a descarga de água calculada pelo modelo, enquanto a cheia representa o dado corrigido (*i.e.*, proporcional ao derretimento corrigido). As diferenças nos dois dados são maiores em anos de menor produção de derretimento, pois a quantidade retida no pacote de neve por infiltração, recongelamento e capilaridade assume uma importância relativa maior nesses períodos.....45

Figura 4.6: Comparação da série temporal de derretimento na superfície das geleiras (corrigido) e médias das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro), registradas nas estações meteorológicas da área de estudo.....49

Figura 4.7: Correlação entre a média das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro) e o derretimento anual (corrigido). Coeficiente de correlação $R=0,558$, significativo a 95%.....49

Figura 4.8: Comparação da série temporal de descarga de água (corrigida) e a média das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro), registradas nas estações meteorológicas da área de estudo.....50

Figura 4.9: Relação entre a descarga de água anual (corrigida) e a média das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro) . Coeficiente de correlação de 0.559, significativo a 95%.....50

- Figura 4.10: Distribuição espacial dos dias com temperatura positiva na porção norte da Península Antártica, durante o período entre 1989 e 2010. Mapas na projeção azimutal de Lambert, datum WGS84.53
- Figura 4.11: Distribuição espacial derretimento na porção norte da Península Antártica, durante o período entre 1989 e 2010. Mapas na projeção azimutal de Lambert, datum WGS84.54
- Figura 4.12: Distribuição espacial da descarga de água na porção norte da Península Antártica, durante o período entre 1989 e 2010. Mapas na projeção azimutal de Lambert, datum WGS84.55
- Figura 4.13: Média da área de derretimento em cada mês do período estudado com os respectivos desvios-padrão. Observa-se que as maiores variações ocorrem nos meses de primavera e outono por estes meses apresentarem maior alternância entre dias de temperatura positiva e negativa. ...56
- Figura 4.14: Derretimento superficial médio em cada mês do período de estudo. A variação maior se dá nos meses de verão, uma vez que a magnitude da temperatura (caso seja positiva) passa a ter maior influência do que o fato de ser positiva ou negativa.57
- Figura 4.15: Descarga de água média em cada mês do período de estudo, mostrando padrão similar ao do derretimento.57
- Figura 4.16: Área de derretimento média e média das temperaturas médias registradas nas estações meteorológicas em cada mês do período de estudo. Nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, fica clara a influência das

perdas das plataformas Larsen A e B e Prince Gustav. Nos demais meses a soma da área de derretimento não responde tão fortemente a estes eventos. Quando a temperatura média é próxima de zero ou positiva, ocorre uma saturação da área de derretimento, quando a média é negativa, a área passa a ser mais variável. Os picos de área em janeiro e março de 1995 coincidem com os eventos de desintegração da Larsen A e Prince Gustav. Picos pronunciados também foram detectados nos meses de novembro e dezembro de 2001 e janeiro e fevereiro de 2002, estação de derretimento em que ocorreu o colapso quase total da plataforma Larsen B.....59

Figura 4.17: Comportamento do derretimento total e temperatura média (dados das estações meteorológicas) em cada mês do período de estudo. As variações de temperatura no verão são muito menores em relação ao inverno, e a variação do derretimento segue o padrão contrário. Os picos de derretimento acompanham relativamente bem os picos de temperatura média quando esta é próxima de 0. Nos meses em que a temperatura média é muito abaixo de 0, mesmo ocorrendo anos em que esta é maior, o derretimento não segue necessariamente os picos de temperatura. Nestes casos, a maior ocorrência de dias com temperatura positiva pode não estar refletida na temperatura média. Em relação à medida de área de derretimento, o desprendimento das plataformas não fica tão claro.....60

Figura 4.18: Descarga de água média e média das temperaturas médias registradas das estações meteorológicas em cada mês do período de estudo. Maiores variabilidades são encontradas nos meses de verão, opondo-se à variabilidade de temperatura. Verifica-se a ocorrência de

runoff mesmo nos meses de inverno. Embora seja em pequena quantidade, o efeito local destas descargas pode ter elevada importância em ecossistemas costeiros.

..... 61

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Derretimento, runoff e diferença entre ambos, em toneladas.

Dados já corrigidos..... 46

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADD	<i>Antarctic Digital Database</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture RADAR</i>
D	Derretimento
DA	Descarga de água
ECMRWF	<i>European Center for Medium Range Weather Forecast</i>
ENVISAT	<i>Environmental Satellite</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
IPCC	<i>Intergovernment Pannel on Climate Change</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
PA	Península Antártica
PDD	Número de dias com temperatura positiva
<i>Pixel</i>	<i>Acrônimo de Picture element</i>
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
RAMP	<i>Radarsat Antarctic Mapping Project</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture RADAR</i>
ScanSAR	<i>Scanning Synthetic Aperture RADAR</i>

SCAR	Scientific Committee on Antarctic Research
WGS-84	<i>World Geodetic System 1984</i>
WS	<i>Wide Swath Image Mode</i>
ZSNG	Zona Superficial de Neve e Gelo de uma geleira
ZSNS	Zona Superficial de Neve Seca de uma geleira
ZSNU	Zona Superficial de Neve Úmida de uma geleira

LISTA DE SÍMBOLOS

B	<i>acumulação anual</i>
c	<i>capacidade térmica</i>
C	<i>acumulação anual</i>
H	<i>altitude acima do nível do mar</i>
L	<i>calor latente de fusão para o gelo</i>
M	<i>derretimento anual</i>
R	<i>descarga de água anual</i>
T_f	<i>temperatura inicial do firn</i>
ρ_c	<i>densidade inicial do firn</i>
ρ_{pc}	<i>densidade de fechamento dos poros</i>
σ^0	<i>Sigma Nought</i> ou coeficiente de retroespalhamento (dB) normalizado em relação à área do terreno verdadeira
σ^0_{linear}	<i>Sigma Nought</i> ou Coeficiente de retroespalhamento (valor linear) normalizado em relação à área do terreno verdadeira

Capítulo 1 – Introdução

1.1 Motivação

A Península Antártica (PA) (Fig. 1) é uma das regiões do planeta onde as temperaturas médias anuais aumentaram mais rapidamente durante os últimos 50 anos (Turner, *et al.*, 2005; Vaughan, *et al.*, 2001; Vaughan, *et al.*, 2003), período no qual existem medições sistemáticas. De acordo com Vaughan *et al.* (2003), esta é uma das três regiões do mundo que apresentam um aquecimento atmosférico recente e rápido, muito acima da média global de $0,74 \pm 0.18$ °C durante o século XX, calculada pelo IPCC (Trenberth *et al.*, 2007). Também nos últimos 50 anos, foi observada uma tendência de aumento tanto do número de dias com temperaturas positivas por ano (Vaughan, 2006), quanto da duração dos períodos com temperaturas positivas (Torinesi *et al.*, 2003), caracterizando a PA como uma das regiões do continente Antártico que apresentam uma intensa e persistente estação de derretimento (Liu *et al.*, 2006). Outras consequências evidentes do aquecimento dessa região são a retração de frentes de geleiras, desintegração de plataformas de gelo, redução da área coberta por gelo marinho sazonal e alterações no padrão de precipitação locais (Arigony-Neto, 2006), como mostra a figura 1.2.

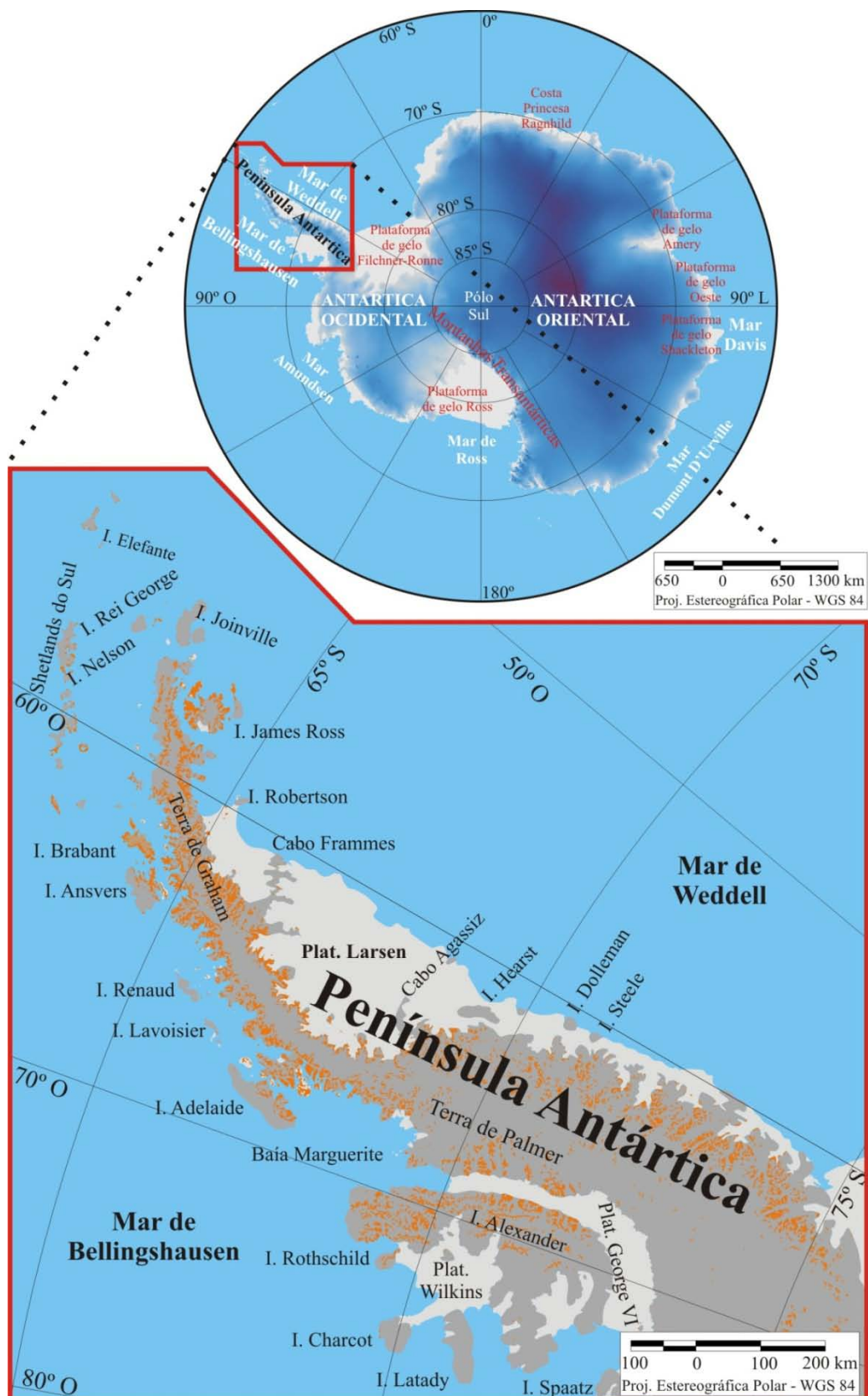


Figura 1.1: Península Antártica e sua *localização* no continente Antártico. Fonte: Ahlert (2005).

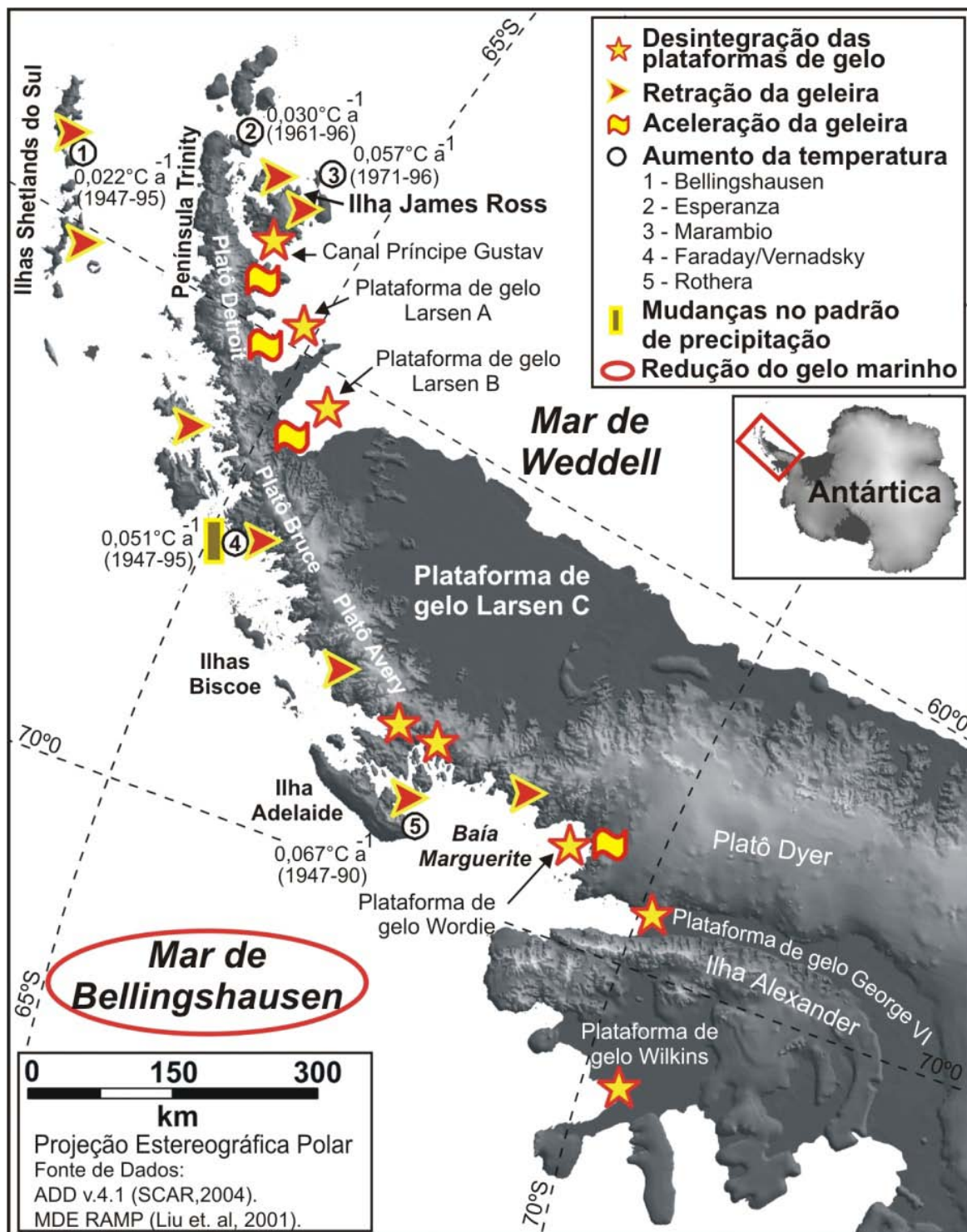


Figura 1.2: Efeitos das mudanças climáticas na Península Antártica. Fontes: Rau (2003), Ahlert (2005) e Arigony-Neto (2006).

Atualmente, a descarga de água doce para os oceanos, proveniente do derretimento superficial das massas de gelo continentais (*runoff*), tem sua dinâmica pouco conhecida. Assim como as suas possíveis alterações em decorrência do aquecimento atmosférico e implicações para a dinâmica costeira, oceânica, climática e ecológica. O papel hidrográfico do derretimento glacial na PA tem sido grandemente ignorado, assim como seus efeitos biológicos em áreas localizadas há poucos quilômetros da costa (**Dierssen et al., 2002**).

Os ecossistemas marinhos e terrestres adjacentes às geleiras são controlados principalmente pelos processos associados à descarga de água de derretimento (**Vogt & Braun, 2004**). Ao formar canais sobre depósitos costeiros, a água de derretimento carrega material terrígeno e forma plumas de sedimento nas águas receptoras (**McGrath et al., 2010**). Mesmo quando a descarga é direta no oceano, fornece elementos acumulados a partir da atmosfera, além de fragmentos de rocha agregados pela geleira. Assim, adiciona micronutrientes limitantes ao crescimento fitoplantônico no Oceano Austral, tais como ferro, manganês e cobre (**Dierssen et al., 2002**).

A descarga de água tem um papel direto e indireto nas mudanças no nível médio dos oceanos de curto prazo (*i.e.*, 1 a 100 anos) pelo aporte de água que estaria retida no continente e por promover a lubrificação e conseqüente aumento da velocidade de fluxo das geleiras (**Pfeffer et al., 1991; Zwally et al., 2002; Vaughan, 2006**). Embora o derretimento aqui referido seja o supraglacial, ou seja, aquele que ocorre superficialmente, a água derretida na superfície por vezes atinge a base da geleira por escoamento em fendas e drenos de geleiras (*moulins*), e então a água passa a drenar subglacialmente, como mostra a figura 1.3.

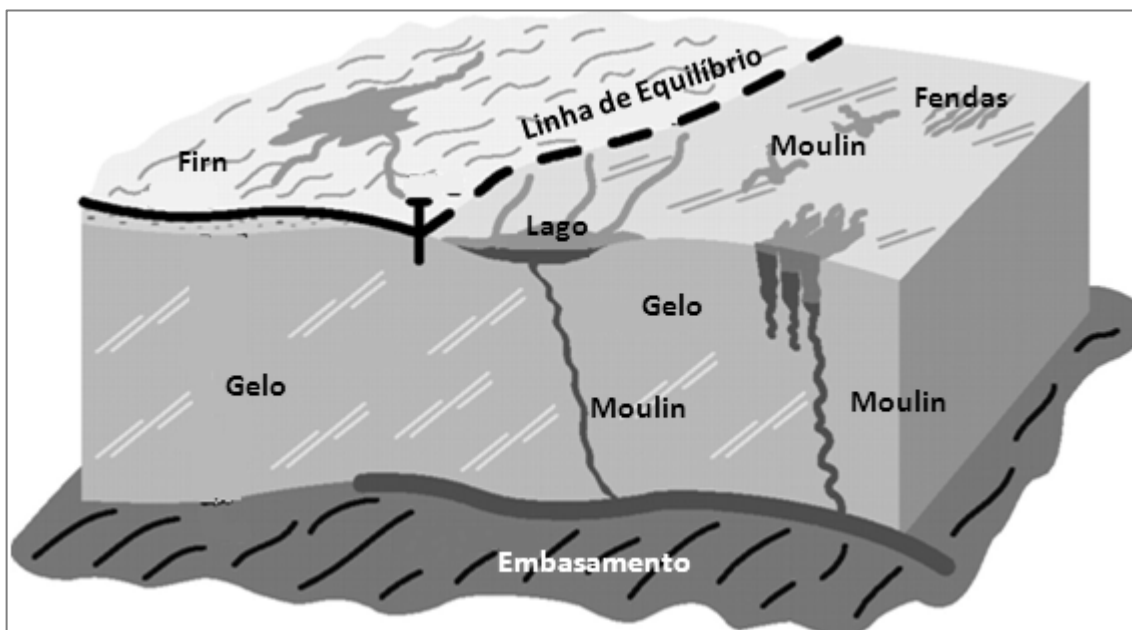


Figura 1.3: Esquematização de feições na linha de equilíbrio e zona de ablação de uma geleira, incluindo a drenagem subsuperficial, fendas, moulins (drenos de geleiras) e lagos superficiais. Adaptado de **Zwally et al. (2002)**.

1.2 Área de Estudo

A PA é uma faixa de terra limitada ao norte e sul pelas latitudes 60°S e 75°S, respectivamente. Tem aproximadamente 1500 km de extensão no sentido norte-sul, com largura variável de 35 km a 300 km no sentido leste-oeste (**Ahlert, 2005**). O presente estudo limitou-se a região da PA localizada entre 60°S e 66°S, incluindo ilhas costeiras situadas nos mares de Wedell e Bellingshausen e na Passagem de Drake, como James Ross, arquipélago das Shetlands do Sul, Joinville, Brabant e Anvers. A escolha foi realizada em função da existência, na porção norte da PA, de diversas estações

meteorológicas, que possibilitam a análise das variáveis modeladas conjuntamente com dados de temperatura medidos in loco. Além disso, durante as últimas duas décadas ocorreram nessa região a desintegração das plataformas de gelo Larsen A e B e Prince Gustav, e um dos principais mecanismos apontados como responsáveis pela desintegração é o derretimento superficial e conseqüente formação de lagos de degelo na superfície das plataformas em períodos anteriores aos eventos de desintegração (**Scambos et al., 2000**).

A presença de uma sequência de platôs internos com altitude média de 1500 m, ao longo do eixo norte-sul da PA, é um fator de primeira ordem no controle da temperatura. Devido a ele, estações meteorológicas posicionadas em latitudes próximas, mas cada uma em um de seus lados, podem apresentar diferenças nas temperaturas médias de aproximadamente 7°C (**Martin & Peel, 1978**). Dois regimes podem, portanto, ser identificados: no leste, pseudo-continental, enquanto no oeste, marítimo (**Reynolds, 1981**). No oeste e região central, depressões atmosféricas que se movem para leste atravessam o mar de Bellingshausen e, ao encontrar o platô, sobem e resfriam adiabaticamente. No leste, massas de ar frio provenientes do mar de Weddel controlam a temperatura da região.

Grandes avanços têm sido alcançados na compreensão das recentes mudanças ocorridas no clima da região. **King & Comiso (2003)**, utilizando medidas de temperatura superficial a partir de satélites, observaram que a correlação das temperaturas na PA com as do restante do continente são baixas, confirmando que a primeira encontra-se em um regime climático diferente. **Monaghan et al. (2008)** observaram que, até 1965, as tendências de

variações em temperaturas anuais para toda a Antártica eram positivas. Após este ano a maior parte do continente passou a esfriar, com exceção da PA.

No oeste da península as únicas correlações com a temperatura superficial encontradas por **King & Comiso (2003)** foram com as dos mares adjacentes. O grande aquecimento observado no inverno ainda não tem uma explicação clara, mas pode estar relacionado à extensão do gelo marinho. No lado leste da península, as temperaturas aumentaram mais no verão e outono, estando esse fenômeno associado a um fortalecimento dos ventos de oeste causado pela mudança para fase positiva da Oscilação Antártica (*Southern Annular Mode – SAM*), fazendo com que massas de ar relativamente mais quentes, provenientes do oceano, cruzem a PA e atinjam as plataformas de gelo no leste (**Marshall et al., 2006**). A figura 1.4 sumariza tais mudanças no contexto do continente Antártico.

Vaughan (2006) calculou a tendência de aumento do derretimento e descarga de água na PA. Os dados utilizados, obtidos em estações meteorológicas ao longo do local de estudo, foram utilizados para o cálculo do número de dias com temperatura positiva, parâmetro esse que foi utilizado para estimar taxas anuais de derretimento e descarga de água. A tendência de aumento em ambos os parâmetros, observada por esse autor, é relevante para entender as variações em balanço de massa na PA e estimativa da contribuição dessa região para o aumento do nível dos mares, razões pelas quais **Vaughan (2006)** evidencia a importância de estudos mais detalhados a respeito do tema.

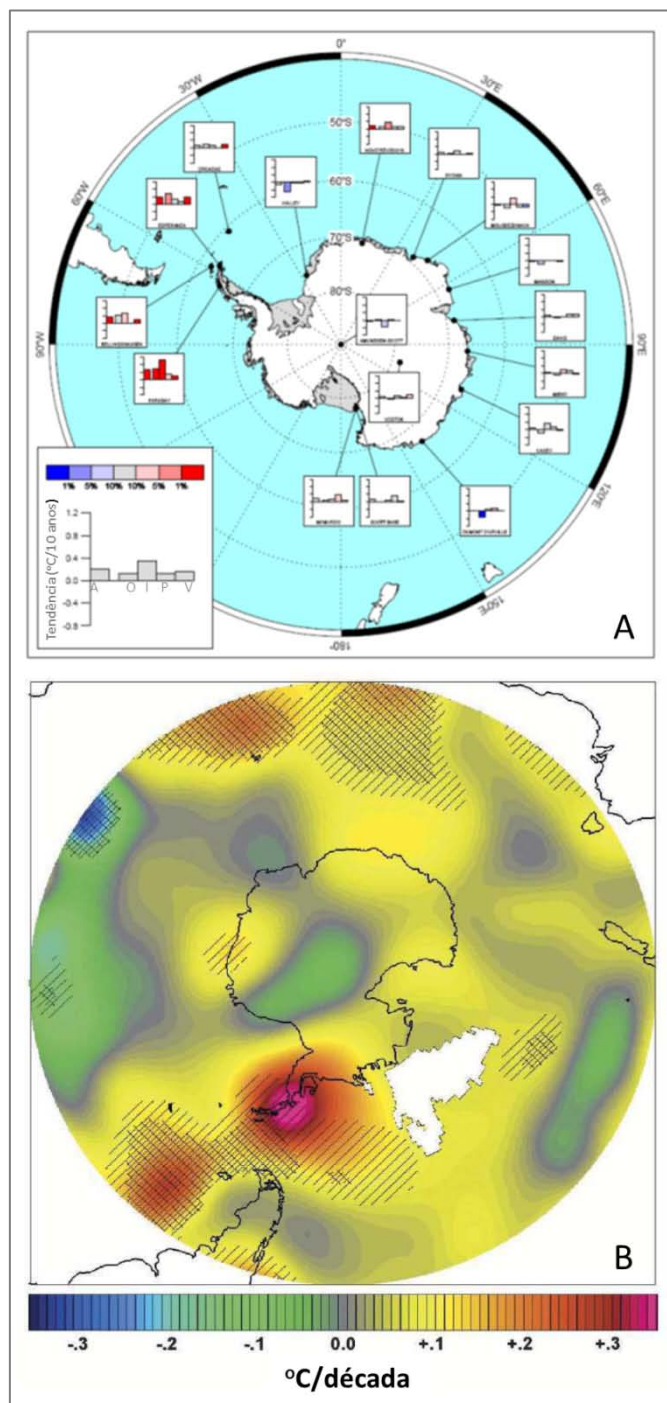


Figura 1.4: Estimativas das tendências de temperatura superficial na Antártica. (A) Tendência para 1951-2006 baseada em dados de estações meteorológicas. Adaptado de **Turner (2010)**. Os quadros menores apresentam as tendências de temperatura anuais, de outono (O), inverno (I), primavera (P) e verão (V), com a significância na escala de cores entre azul e vermelho, nas estações meteorológicas com séries de dados maiores que 30 anos na Antártica. (B) Tendências ($^{\circ}\text{C}/\text{década}$) para o período de 1958–2002. Adaptado de **Chapman & Walsh (2007)**.

1.3 Objetivos

O objetivo central desta dissertação é quantificar o derretimento superficial e descarga de água ocorridos na região norte da Península Antártica e ilhas adjacentes durante os últimos 20 anos. Especificamente, pretende-se:

- Propor uma correção, baseada na utilização de dados de sensoriamento remoto, para uma das limitações do modelo que usa dados da temperatura do ar para estimar o derretimento na superfície das geleiras;
- Analisar as variações interanuais e mensais do derretimento superficial e descarga de água; e
- Verificar a relação do derretimento e descarga de água totais em cada ano com os eventos de desintegração das plataformas de gelo Prince Gustav, Larsen A e Larsen B.

Capítulo 2 – Teoria e Dados

2.1 Modelagem do derretimento e descarga de água

Modelos para estimativa da descarga de água foram inicialmente desenvolvidos para geleiras de montanha, pois os locais a jusante dessas são muitas vezes suscetíveis a alagamentos em casos de eventos extremos de derretimento, ou mesmo para quantificar a água de degelo disponível para consumo e geração de energia.

Martinec (1975) foi um dos autores pioneiros, propondo que ocorre descarga de água quando há derretimento excedente ao volume necessário para preencher os poros do pacote de neve. O conteúdo de água do pacote era calculado a partir da densidade da neve e do número de dias com temperatura positiva. Este método inicial, em geral, superestimava a descarga de água por não considerar o aprisionamento de água nos poros da neve por capilaridade e recongelamento local.

Devido a essas limitações, novos modelos e aprimoramentos foram sendo desenvolvidos. **Pfeffer et al. (1991)** desenvolveram uma nova abordagem, considerando o recongelamento local e a capilaridade. De acordo com os autores, haverá movimento de água quando houver recongelamento, o

que leva a temperatura do gelo a 0°C, e em seguida a produção de derretimento adicional, de forma que o conteúdo de água nos poros do pacote de neve seja suficiente para, além de preencher os poros, sobrepor as forças capilares.

Utilizando essa abordagem e estimando o derretimento a partir do número de dias com temperatura positiva, **Vaughan (2006)** calculou a tendência de aumento do derretimento e descarga de água na PA. Os dados utilizados foram a temperatura do ar na superfície medida em estações meteorológicas ao longo do local de estudo e tendências de variações na temperatura superficial estimadas por **Morris & Vaughan (2003)**, e os resultados consistiram em estimativas de derretimento e descarga de água para os anos 1950, 2000 e 2050 . Conseqüentemente, foi observado um aumento em ambos os parâmetros. Não foi considerado, entretanto, a redução ou mesmo desaparecimento das plataformas de gelo por processos de desprendimento, que torna a área de ablação variável ao longo do período de estudo.

O problema inicial para a determinação da descarga de água é a quantificação do derretimento. Este pode ser estimado calculando-se a soma de dias com temperatura positiva num dado período e multiplicando esse valor por um fator de sensibilidade. Para a PA, **Smith et al. (1998)** determinaram que este fator deve estar entre 2,17 e 6 kg m⁻¹ °C⁻¹ dia⁻¹. O método dos dias de temperatura positiva (PDD, sigla em inglês) segue a equação 2.1:

$$PDD = \sum_{i=02 \text{ jun ano } n-1}^{i=01 \text{ jun ano } n} T_i (t_{i+1} - t_i) \alpha(T_i) \quad (2.1)$$

onde, $\alpha(T_i) = 1$, se $T_i > 0^\circ\text{C}$

$\alpha(T_i) = 0$, se $T_i < 0^\circ\text{C}$

$T_i = \text{temperatura no tempo } t_i$

Estimativas de derretimento baseadas nas temperaturas positivas tendem a ser subestimadas. Isso ocorre devido à liberação de calor latente no pacote de neve quando ocorre mudança de estado físico. Por isso, mesmo quando a temperatura está negativa, a energia dentro do pacote pode ser capaz de continuar provocando o derretimento da neve (**Pffefer et al., 1991**).

De acordo com a abordagem de **Pffefer et al. (1991)**, considera-se que ocorre descarga de água a partir do momento em que há um derretimento superficial M que excede M_0 , definido como a quantidade de derretimento necessária para preencher os poros da neve, sobrepor as forças capilares e exceder o recongelamento interno, de acordo com a equação 2.2:

$$M_0 = \frac{c}{L} CT_f + (C - M) \left(\frac{\rho_{pc} - \rho_c}{\rho_c} \right) \quad (2.2)$$

onde $c = \text{capacidade térmica}$

$L = \text{calor latente de fusão para o gelo}$

$C = \text{acumulação anual}$

$T_f = \text{temperatura inicial do firn}$

$M = \text{derretimento anual}$

$\rho_c = \text{densidade inicial do firn}$

$\rho_{pc} = \text{densidade de fechamento dos poros}$

Para uma análise em escala regional, pode-se considerar o pacote de neve com densidade uniforme e constante. **Vaughan (2006)** utilizou valores de $\rho_c = 400 \text{ kg m}^{-3}$ e $\rho_{pc} = 830 \text{ kg m}^{-3}$. A partir desta aproximação a produção anual de *runof* é estimada através da equação 2.3.

$$R = M - M_0 = M - (0.003T_f + 0.52)C \quad (2.3)$$

2.1.1 Conjunto de dados de reanálise ERA-Interim

Produtos de reanálise são gerados pela assimilação de dados observacionais em um período de tempo para a produção de condições iniciais em modelos. As técnicas de assimilação vêm avançando ao longo do tempo, sendo os métodos mais utilizados as análises variacionais 3D e 4D, comumente chamados de 3D-Var e 4D-Var (**Kalnay et al., 2007**). Entretanto, com o intuito de evitar variações nos produtos em função do uso de diferentes métodos, cada conjunto de dados de reanálise utiliza apenas um método de assimilação de dados observacionais.

O projeto ERA-Interim, do *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMRWF) usa a análise variacional 4D em uma grade espectral com truncamento triangular de 255 ondas, correspondendo a aproximadamente 80 km, e um sistema de coordenadas verticais híbrido com 60 níveis e janela temporal de 12h. Este método realiza uma interpolação estatística no espaço e

tempo entre a distribuição das observações meteorológicas e uma estimativa *a priori* obtida pelo modelo global do ECMWF. Isto é feito de forma que a física e a dinâmica do modelo certificam que as observações são usadas de uma forma meteorologicamente consistente (Simons *et al.*, 2006). A figura 2.1 ilustra um caso para um parâmetro único x , em que as observações são comparadas com uma previsão prévia de um período de 12 horas. O estado do modelo no tempo inicial é então modificado até chegar num ajuste estatisticamente bom de x_a , entre J_b à previsão anterior x_b , e de J_o a todas observações dentro da janela. J_b e J_o são as funções custo.

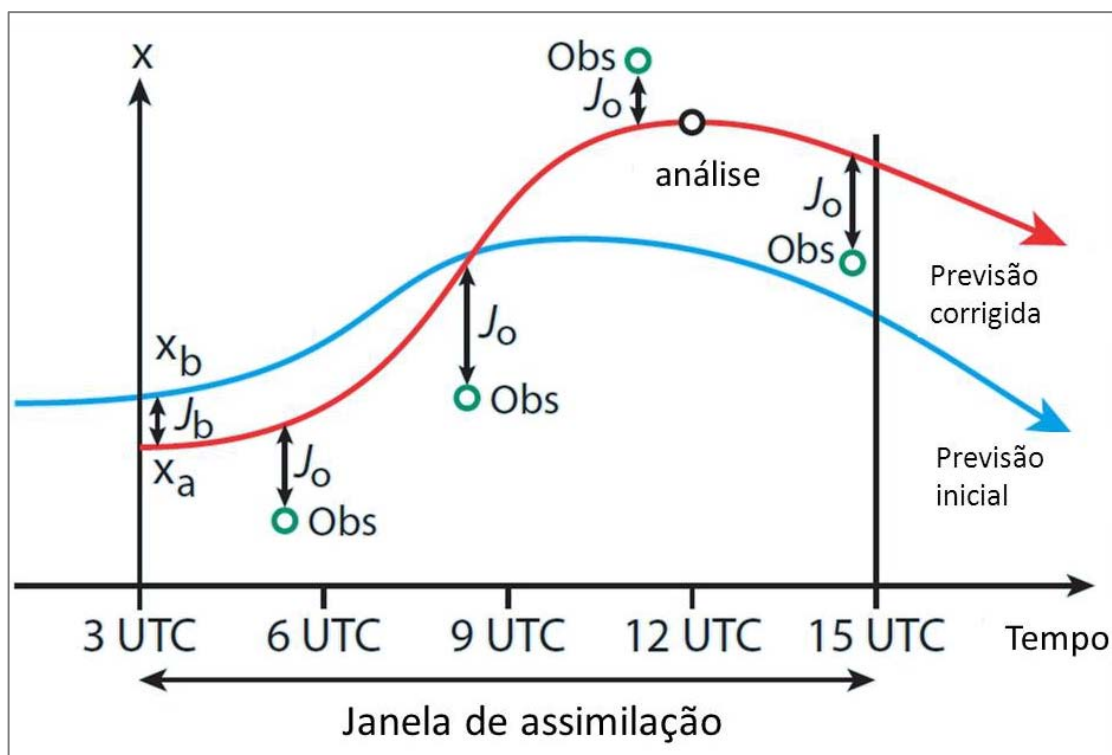


Figura 2.1: Esquematização da técnica de assimilação de dados observacionais 4D-Var. O parâmetro x tem sua estimativa determinada *a priori* pelo modelo global do ECMWF, sendo corrigido por uma interpolação estatística no espaço e no tempo com as observações reais. Adaptado de Andersson & Thépaut (2008).

O período coberto pelo ERA-Interim é de 1989 até o presente. Futuramente, esse projeto substituirá seu antecessor ERA-40, que cobre o

período de 1957 a 2002. Em relação ao ERA-40, além do método de assimilação ter sido aprimorado, novos dados observacionais foram incluídos bem como novos parâmetros de nuvens, e os níveis de pressão aumentaram de 23 para 37.

Ao comparar a performance do ERA-Interim com o ERA-40 e o NCEP/NCAR Reanalysis Products-1 (NNRP-1), produzido pelo National Center for Environmental Prediction em colaboração com o National Centre for Atmospheric Research dos EUA, **Mooney et al. (2010)** observaram que o primeiro reproduz melhor as estatísticas climáticas. Todos os produtos superestimaram a temperatura superficial no inverno, entretanto o ERA-Interim apresentou melhor desempenho, além de correlacionar-se melhor com os dados observacionais.

Setzer & Kayano (2009) realizaram uma comparação dos dados de reanálise produzidos pelos conjuntos NCEP/NCAR 1 e 2 e ERA-40. As variáveis analisadas foram temperatura do ar em 1000 hPa e pressão reduzida ao nível do mar nas latitudes altas do hemisfério sul, abrangendo o período de 1979 a 2000. Os autores observaram que as diferenças entre os mesmos tornam-se significativas a partir de 60° S, sendo particularmente altas sobre a região continental da Antártica, e apontam como causa o reduzido número de estações meteorológicas assimiladas, falhas no controle de qualidade dos dados medidos na região, e o fato da atmosfera antártica, particularmente nos casos de frio extremo, diferir da atmosfera padrão usada globalmente para a redução de pressão e temperatura a outros níveis da atmosfera. Fica evidente, portanto, a necessidade de cautela no uso dos dados de reanálise.

2.2 Imagens Envisat ASAR

Atualmente, o sensoriamento remoto pode ser considerado a principal fonte de dados para estudo de mudanças ambientais, uma vez que possibilita o monitoramento sistemático da superfície terrestre. Com o desenvolvimento de cada vez mais sensores imageadores com diferentes características e métodos de análise, estudos de diferentes escalas espaço-temporais beneficiam-se dessa tecnologia.

Existe um grande volume de dados coletados por sistemas imageadores por radar de abertura sintética (SAR, sigla em inglês). Em muitas áreas de investigação, a utilização desses dados é incipiente. Isso se deve ao fato de que o sistema tem características diferentes da grande maioria dos sensores, majoritariamente passivos, multiespectrais e operantes nas faixas do visível e infravermelho. O sistema SAR opera na faixa das microondas, emitindo pulsos de energia e captando o sinal retroespalhamento na superfície, sendo possível controlar o comprimento de onda, o ângulo e a direção de incidência da radiação, além de produzir imagens em qualquer horário com a mesma energia.

O termo abertura sintética refere-se à simulação de um arranjo de antenas que possibilita uma melhor resolução azimutal, utilizando-se os princípios do efeito Doppler. Ao contrário dos sistemas comuns, onde as distâncias (x,y) da superfície imageada são projetadas segundo os ângulos sólidos do sensor (α, β), no sistema SAR os pontos são referenciados num sistema de defasagem Doppler por intervalo de tempo (**Gonçalves, 1996**).

As variáveis que controlam as interações entre a radiação de microondas e a superfície terrestre podem ser classificadas em variáveis do sensor (*i.e.*, comprimento de onda, ângulo de incidência, direção de imageamento, polarização e resolução espacial) e variáveis do alvo (*i.e.*, forma geométrica, rugosidade da superfície, constante dielétrica e mecanismos de retroespalhamento). As características físicas do alvo e o ângulo, frequência e polarização definem a seção transversal de espalhamento (δ), ou seja, a intensidade de retroespalhamento na direção da antena. Essa intensidade normalizada pela área iluminada é representada pelo coeficiente de retroespalhamento (δ^0), que fornece uma informação quantitativa sobre essas interações (**Novo & Costa, 2005**).

O *Environmental Satellite* (ENVISAT) (Fig. 2.2) foi lançado em março de 2002 pela Agência Espacial Européia. A plataforma é composta por diversos sensores, entre eles o *Advanced Synthetic Aperture RADAR* (ASAR), desenvolvido como um aprimoramento e dando continuidade aos anteriores ERS-1 e ERS-2. Além dos sensores, sistemas de armazenamento de dados e antenas de transmissão estão a bordo do satélite.

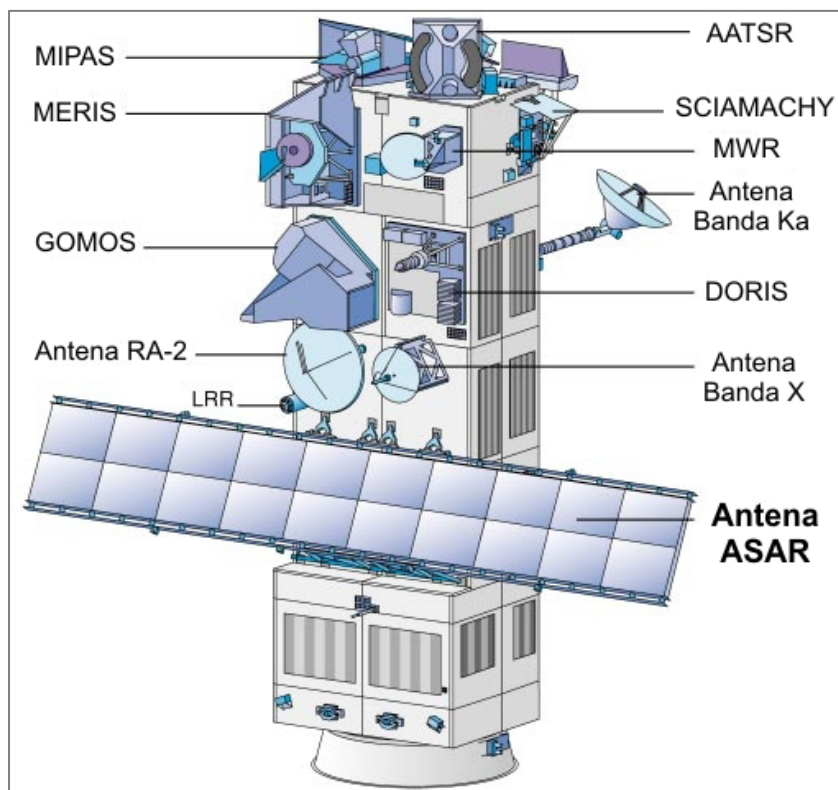


Figura 2.2: Representação esquemática do satélite Envisat e seus componentes, entre eles a antena ASAR. Modificado de **Louet (2001)**.

O ASAR é um instrumento imageador de visada lateral, que opera na banda C do espectro eletromagnético, ou seja, emite pulsos de energia em que o comprimento de onda é de 5,6 cm (ou 5,3 GHz). Os dados podem ser obtidos em polarização simples (HH ou VV) ou alternada (HH/VV, HH/HV ou VV/VH). A antena é direcionável ao longo do deslocamento da plataforma, possibilitando que os pulsos sejam emitidos com ângulo de inclinação entre 15° e 45°. Assim, o sensor tem a capacidade de imagear com resoluções entre 30 m e 1 km, gerando cenas com larguras entre 100 km e 405 km, com diferentes resoluções temporais (**Louet, 2001**). Os diferentes modos de aquisição de dados (Fig. 2.3) geram, portanto, produtos com aplicações distintas.

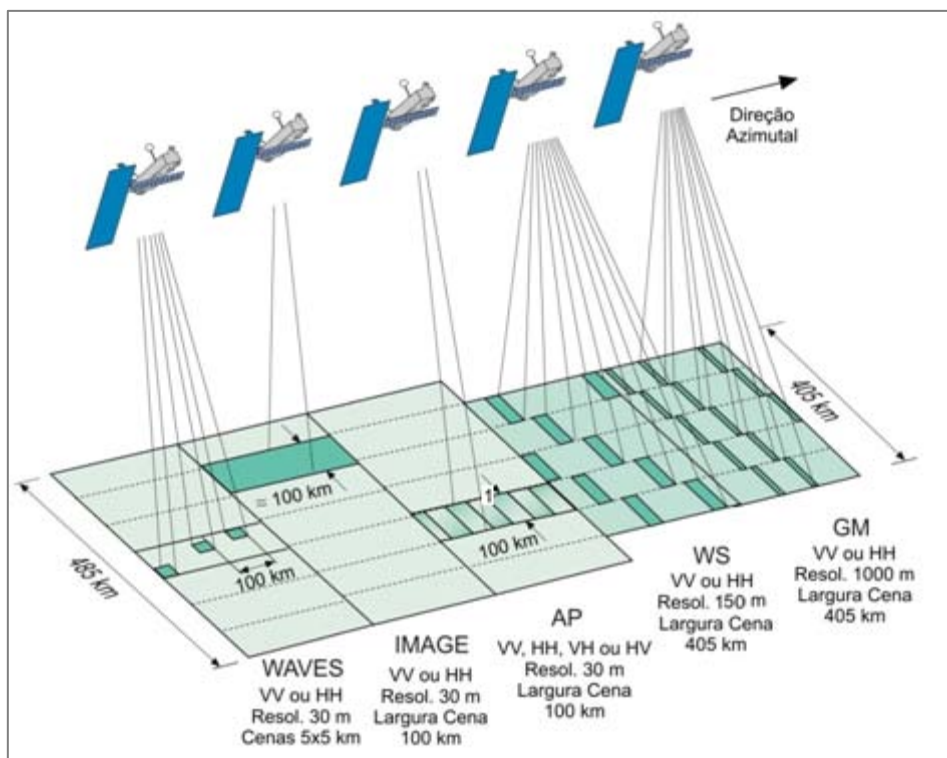


Figura 2.3: Modos de aquisição de dados do sensor ASAR e características das imagens geradas.

No presente trabalho, foram utilizadas imagens adquiridas no modo *Wide Swath (WS)*, as quais apresentam resolução espacial de 150 m e cenas com 405 km de largura, sendo recomendadas para o monitoramento de áreas de escala regional a global. O modo WS utiliza a técnica ScanSAR, que imageando diversas sub-faixas possibilita o alargamento das cenas convencionais. O princípio da técnica constitui-se do compartilhamento do tempo de operação entre duas ou mais sub-cenas, de forma a obter uma cobertura total em cada uma. O sistema ASAR utiliza 5 sobreposições dos feixes da antena predeterminadas, que cobre a imagem larga.

Capítulo 3 – Métodos

Para quantificar e analisar o derretimento superficial e a descarga de água, foi utilizado o modelo descrito em **Vaughan (2006)**, baseado na abordagem de **Pfeffer et al. (1991)**. Uma correção dos dados é proposta, a partir da detecção da neve úmida em imagens do sensor Envisat ASAR.

3.1 Modelagem do Derretimento

A estimativa do derretimento para o período de 01 de junho de 1989 até 01 de junho de 2010 foi realizada seguindo a equação 2.1, descrita no capítulo 2 deste trabalho. Foram utilizados dados de temperatura a 2 m da superfície obtidos pelo projeto de reanálise ERA-Interim, do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

A partir do campo de temperatura a 2 m da superfície original, foi calculada a média diária para cada célula. Utilizou-se o método de interpolação bilinear para gerar campos com células de 200 m de resolução. Como este método utiliza os dados de todo entorno do elemento para estimar seu valor, foram incluídas bordas além da área de estudo a fim de não prejudicar a estimativa nos seus limites norte, sul, leste e oeste. A escolha da resolução de 200 m foi em função da resolução do Modelo Digital de Elevação do terreno

(MDE) utilizado posteriormente para a aplicação de uma taxa de correção da temperatura superficial em relação à altitude. A figura 3.1 mostra os campos de temperatura original e interpolado.

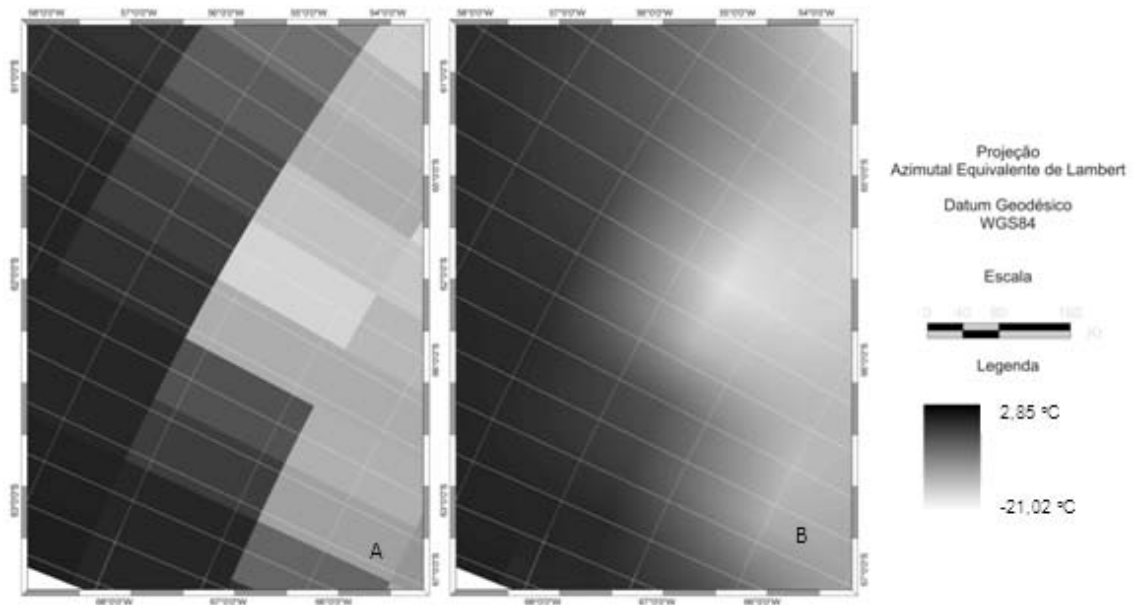


Figura 3.1: Temperatura do ar a 2m da superfície no dia 01/junho/2009. Dados na resolução disponibilizada pelo ECMRWF ($1,5^\circ \times 1,5^\circ$) (A) e interpolados bilinearmente para uma grade de 200 m x 200 m (B).

Buscando o aprimoramento destas estimativas, aplicou-se uma correção de altitude. Para acessar a altitude de cada elemento foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) do *Radarsat Antarctic Mapping Project* (RAMP, **Liu et al., 2001**), a qual foi descontada do valor de elevação médio de cada célula da grade original ($1,5^\circ \times 1,5^\circ$). Este valor foi multiplicado pelo gradiente vertical médio de temperatura de $-0,0044 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$, obtido por **Morris & Vaughan (2003)** para a PA, e então diminuído da temperatura interpolada. A figura 3.2 mostra o MDE utilizado e a figura 3.3 mostra a diferença do MDE médio de cada célula em relação ao MDE e a correção de temperatura respectiva.

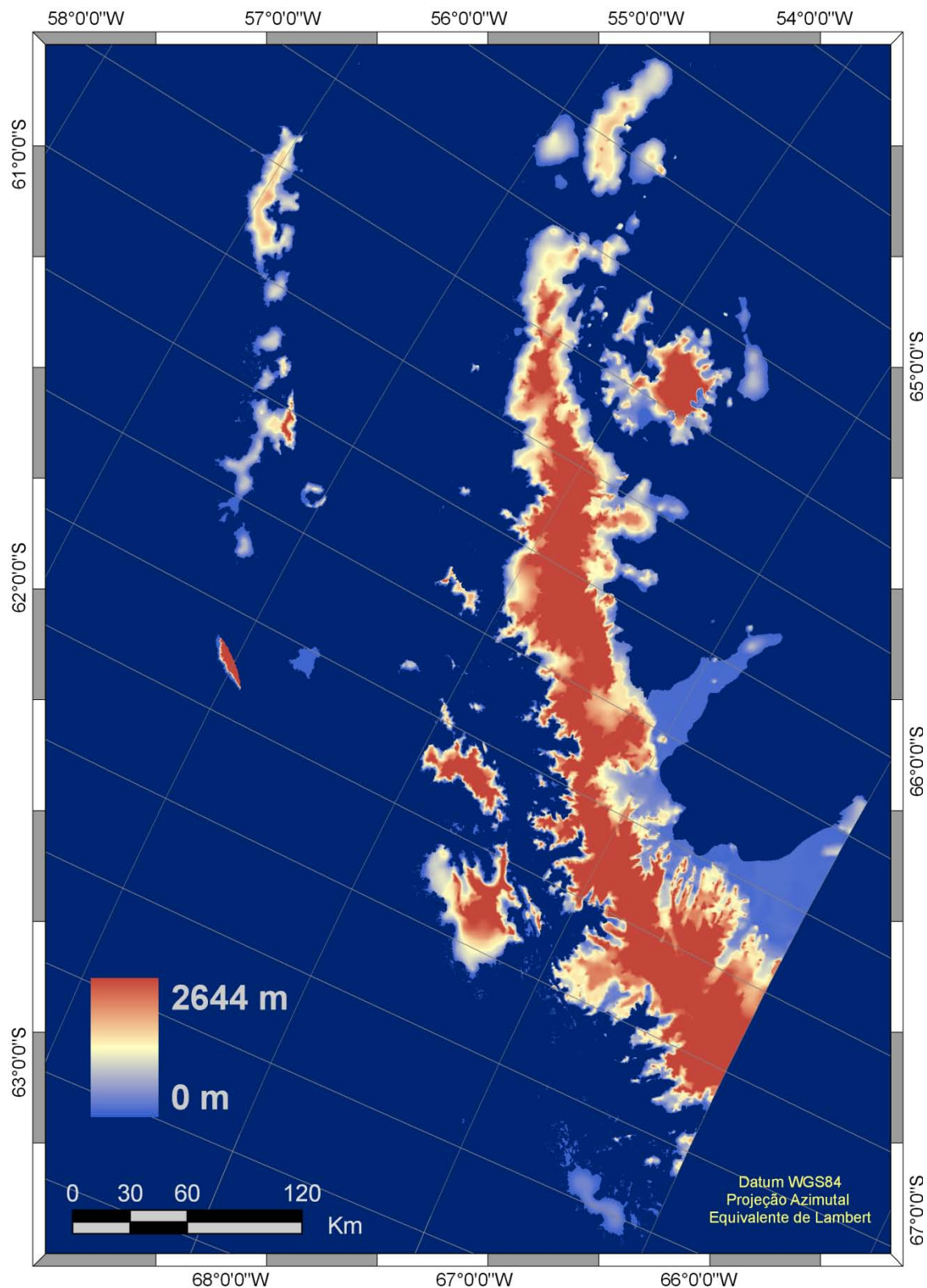
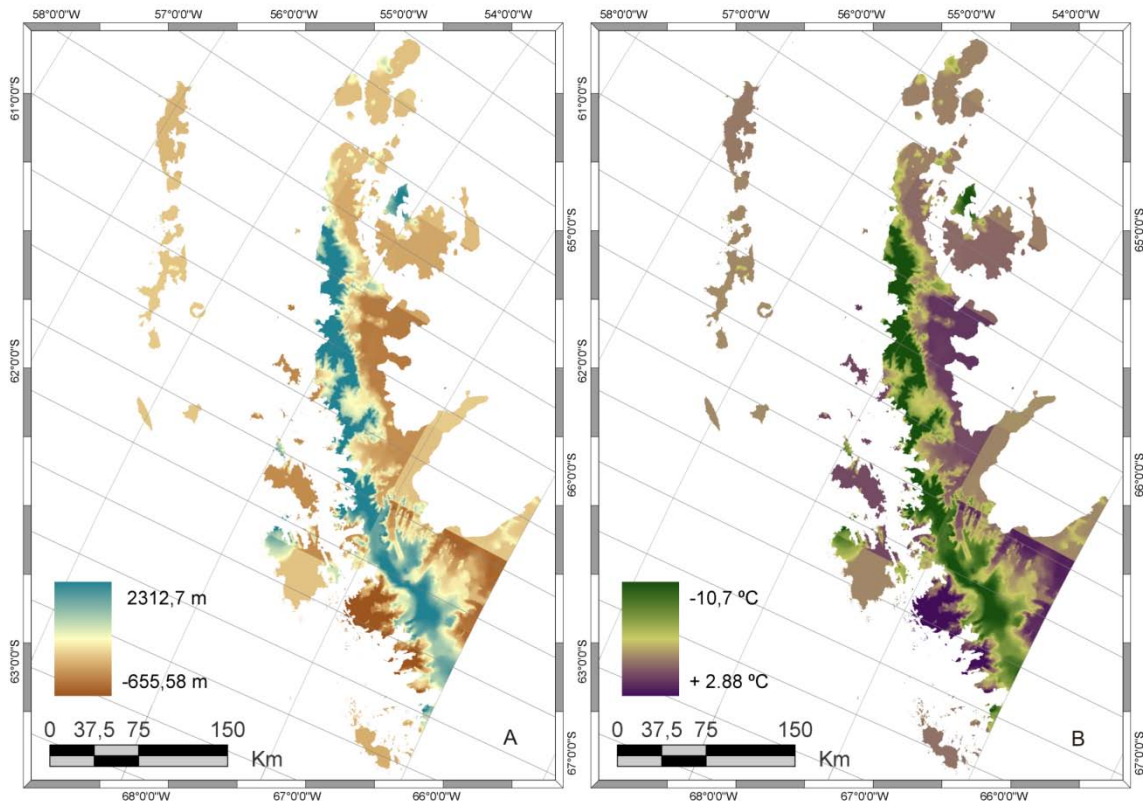


Figura 3.2: Modelo digital de elevação do terreno utilizado para o cálculo da correção do gradiente térmico vertical e ortorretificação das imagens Envisat ASAR. Fonte: RAMP-DEM (Liu *et al.*, 2001).



Projeção Azimutal Equivalente de Lambert Datum Geodésico WGS84

Figura 3.3: (A) Diferença entre a altitude média em cada célula de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ e a altitude de acordo com o RAMP-DEM. (B) Taxa de correção de temperatura de $-0,0044^\circ\text{C m}^{-1}$ (Morris & Vaughan, 2003) aplicada sobre os campos de temperatura interpolados.

A determinação do total de derretimento para um dado período foi realizada através da multiplicação do fator de sensibilidade de $2,176 \text{ kg m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ (Smith *et al.*, 1998) pelo resultado da equação 2.1.

Devido à desintegração das plataformas de gelo Prince Gustav e Larsen A, em 1995, e Larsen B, em 2002, foram utilizadas três linhas de costa diferentes ao longo do período modelado (Fig. 3.4). As linhas foram geradas a partir de vetores disponíveis no arquivo *Coastal Change* do Antarctic Digital Database (ADD).

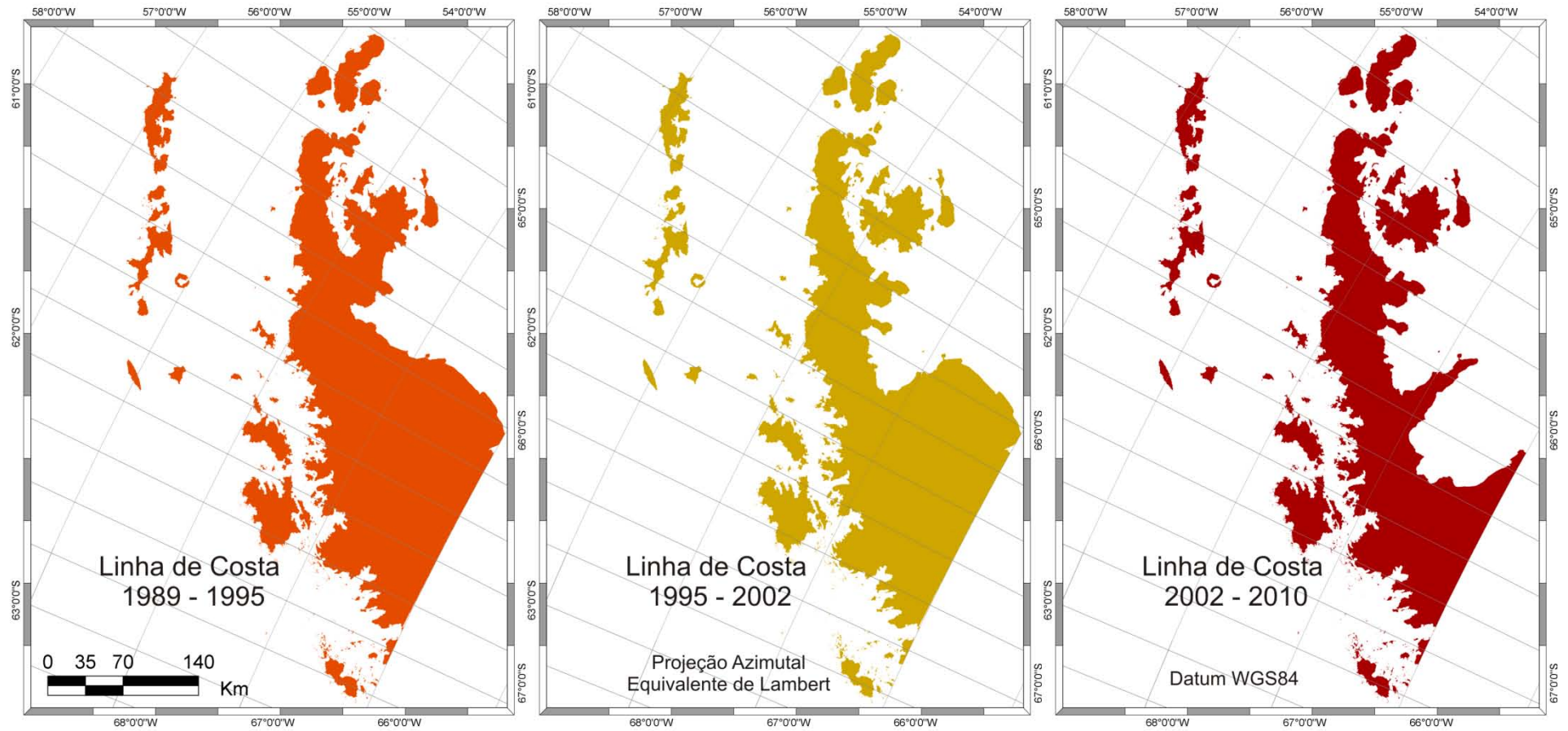


Figura 3.4: Máscaras da linha de costa utilizadas ao longo do período de estudo, considerando as variações devido à perda das plataformas de gelo Prince Gustav e Larsen A, no verão de 1995, e Larsen B no verão de 2002.

3.2 Modelagem da descarga de água

O modelo utilizado segue a metodologia de **Vaughan (2006)**, o qual já incorpora as contribuições de **Pfeffer et al. (1991)** na estimativa da descarga de água. De acordo com a equação 2.3, os dados requeridos para a estimativa da descarga de água são o derretimento, a temperatura inicial do firn e a taxa de acumulação da neve. O derretimento foi estimado através do método apresentado anteriormente e a temperatura inicial do firn foi considerada a média anual de temperatura.

Medidas de acumulação da neve são de difícil obtenção, existindo apenas em pequeno número e esparsamente distribuídas ao longo da PA. Assim, foram utilizadas estimativas deste dado através das equações 3.1, propostas por **Turner et al. (2002)**, que considera apenas a altitude do ponto e sua localização a leste ou oeste do platô central.

$$\text{Oeste: } B = 1.4 H + 584 \quad (3.1)$$

$$\text{Leste: } B = 0.43 H + 173$$

onde,

H = altitude acima do nível do mar (m)

B = acumulação anual (mm)

A área foi, então, dividida entre leste e oeste e o RAMP DEM foi utilizado como fonte de dados de altitude (**Liu et al., 2001**). Para todo período analisado, essa variável foi mantida constante em cada elemento, e está representada na figura 3.5.

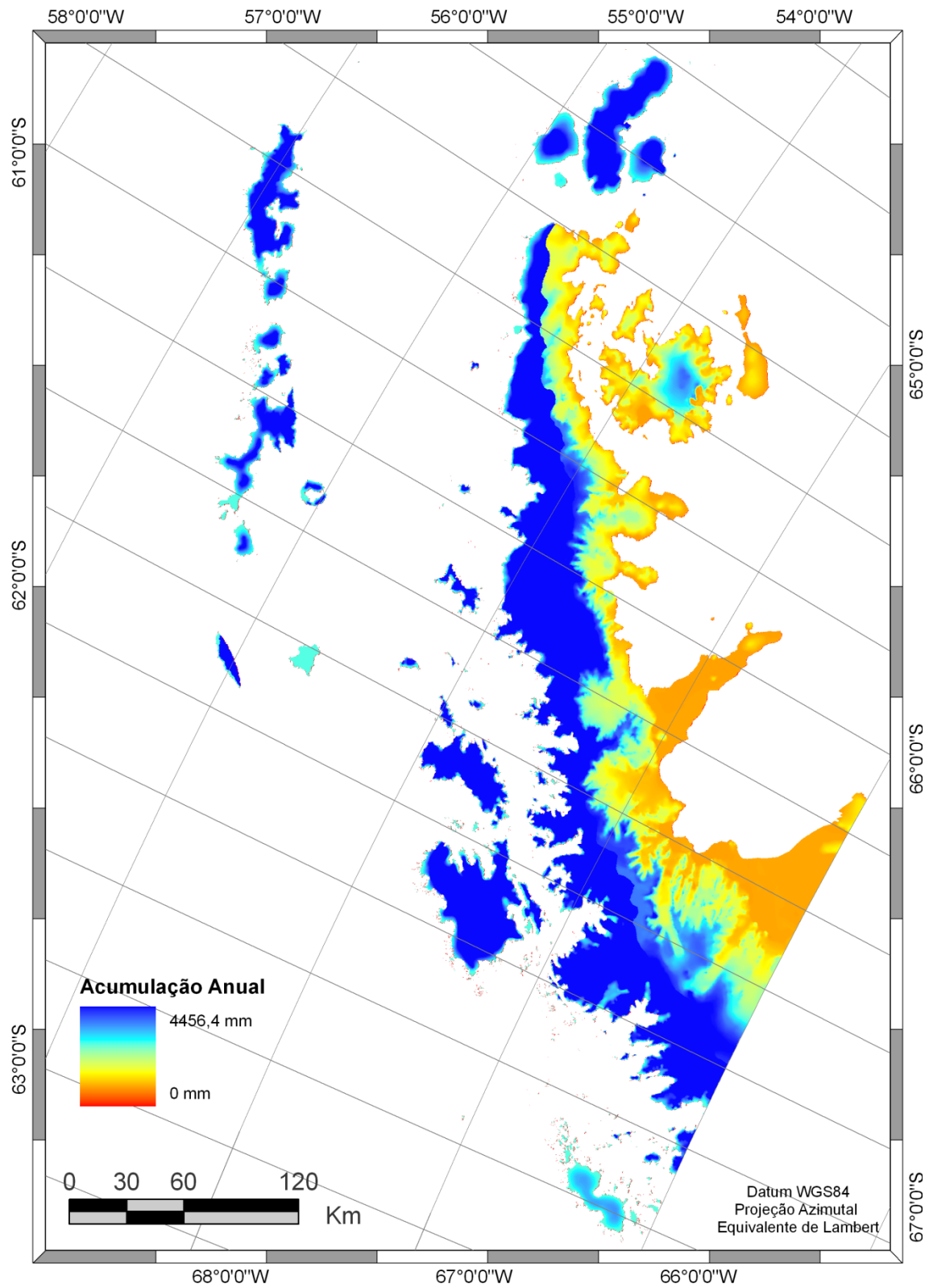


Figura 3.5: Acumulação anual na área de estudo, estimada pelas equações de Turner *et al.* (2002).

3.3 Processamento das Imagens Envisat/ASAR

O conjunto de imagens de satélite utilizadas é constituído por 32 cenas WS obtidas, em órbita descendente, em 16 diferentes datas pelo sensor Envisat ASAR. O sensor opera na banda C, com diferentes polarizações, tendo sido utilizada a VV para o presente estudo.

As imagens foram adquiridas no nível de processamento 1P. Este nível oferece apenas a correção radiométrica relativa a elevação da antena, sendo necessária a calibração radiométrica, a filtragem do ruído speckle, e a ortorretificação. Para tanto, foi utilizado o software NEST, desenvolvido pela ESA especialmente para a importação/exportação, processamento, análise e visualização dos dados provenientes das missões ESA SAR, incluindo ERS-1 e 2, ENVISAT e no futuro Sentinel-1. A cadeia de processamento dos dados foi realizada na seguinte sequência:

Calibração radiométrica: Para usos quantitativos do dado e comparação de cenas obtidas em tempos diferentes e de sensores diferentes é um passo indispensável, pois forma uma imagem cujo valor de cada pixel é proporcional ao valor de retroespalhamento de RADAR da cena. Nessa etapa, aplica-se também a correção do ângulo de incidência e constante de calibração absoluta. Os metadados das imagens fornecem os valores para essa etapa;

Filtragem do ruído speckle: O ruído speckle, responsável pela textura "sal e pimenta" característica das imagens SAR, é resultado de interferências inerentes ao sinal. A filtragem suaviza a imagem, entretanto destrói em parte o contraste de feições. Dentre os vários filtros existentes foi utilizado o mediana com janela móvel de 3x3 pixels, pois apresenta a melhor relação entre esses

dois aspectos e, ainda, o tempo de processamento para o presente conjunto de imagens (**Arigony-Neto, 2006**); e

Ortorretificação: Foi realizada utilizando o modelo digital de elevação do terreno do projeto Radarsat Antarctic Mapping Project (RAMP) (**Liu *et al.*, 2001**) e através dos parâmetros de órbita disponíveis nos metadados da imagem .

A figura 3.6 mostra os mosaicos das imagens utilizadas, já processadas no NEST, e aplicadas as mascaras da linha de costa, referente ao período posterior a 2002, e da área de interesse.

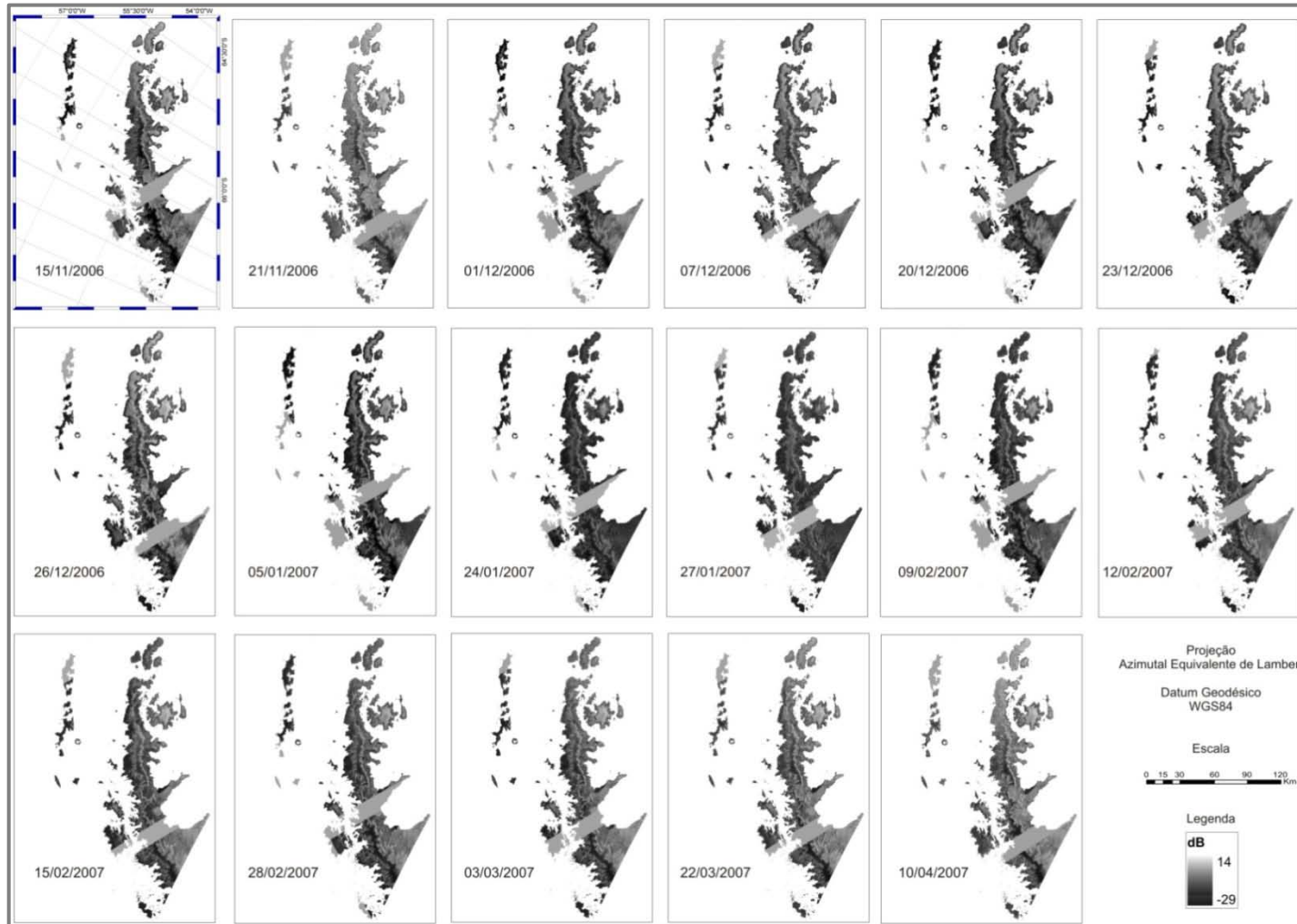


Figura 3.6: Imagens Envisat/ASAR pré-processadas e com as máscaras de linha de costa e dos limites da área de estudo. As faixas em tom de cinza uniforme são os limites entre duas cenas, onde não há dados.

A detecção da área de ablação nas imagens foi realizada utilizando-se o algoritmo descrito por **Arigony-Neto et al. (2007)**, baseado nas faixas de valores de retroespalhamento das fácies clássicas determinadas por **Rau et al. (2000)** a partir da modelagem do sinal de radar sob diferentes características de neve e gelo na PA, como mostra a figura 3.7. No algoritmo, também são utilizados limites em altitude para diferenciar a classe neve úmida da neve seca e uma imagem razão inverno/verão para diferenciar zonas de sombra causadas pelo relevo (Fig 3.8).

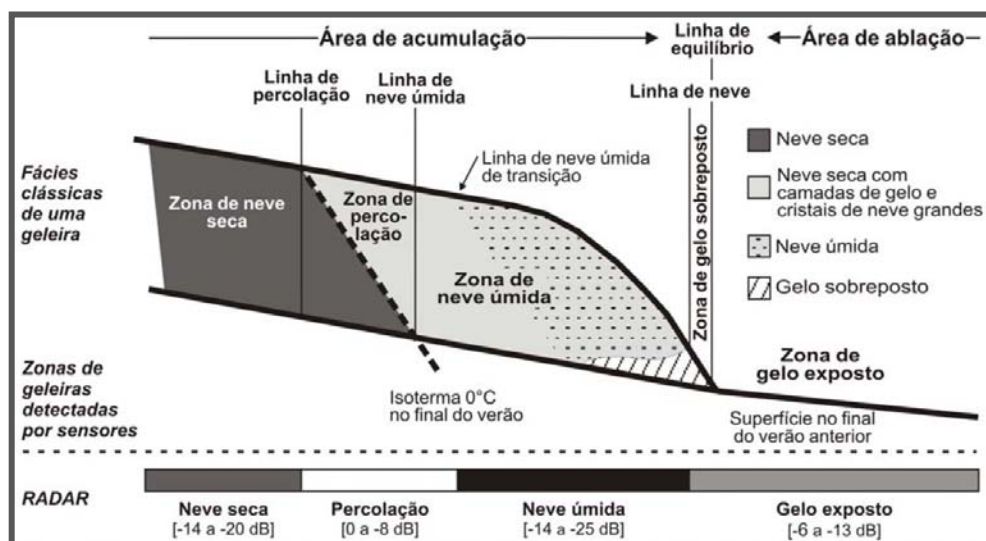


Figura 3.7: Fácies clássicas de geleiras e o sinal de RADAR típico de cada uma. Adaptado de **Rau et al. (2000)**.

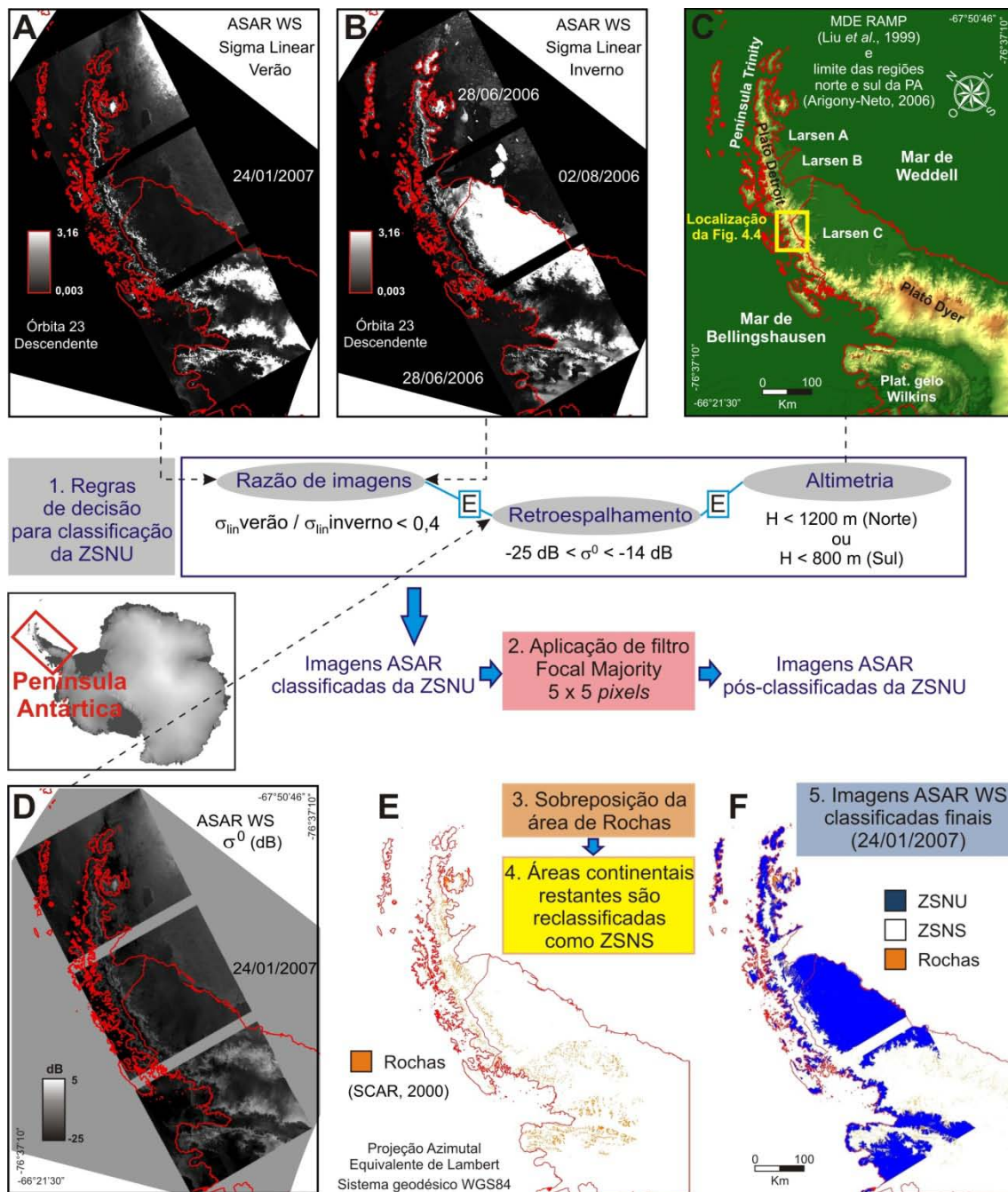


Figura 3.8: Esquematização do algoritmo de classificação das imagens Envisat ASAR, utilizando dados de altitude e imagem-razão de verão e inverno para identificar a zona de neve úmida na superfície das geleiras da Península Antártica. Fonte: **Mendes Jr.** (2011).

As imagens foram classificadas em neve úmida (NU), incluindo a neve úmida e o gelo exposto, e neve seca (NS), incluindo a neve seca e zona de percolação congelada. A figura 3.9 mostra as imagens classificadas, recortadas para a área de interesse.

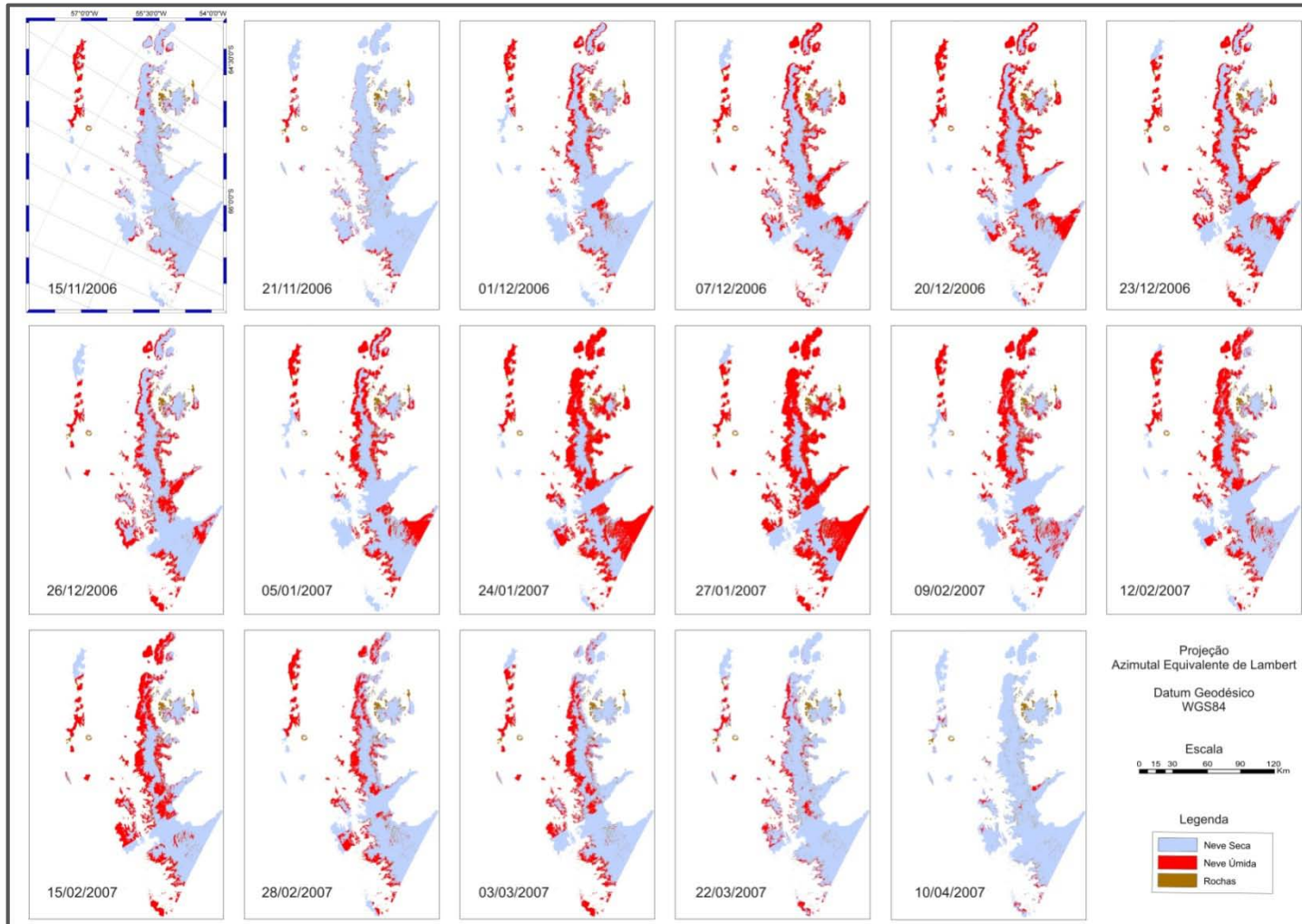


Figura 3.9: Área de derretimento derivada em cada imagens Envisat/ASAR a partir do algoritmo de **Arigony-Neto et al. (2007)**.

3.4 Correção do modelo através das imagens Envisat ASAR

O modelo proposto para a estimativa do derretimento falha no quesito de identificar o derretimento superficial existente quando a temperatura do ar é negativa. Este fenômeno decorre do fornecimento de energia a partir de fontes que não sejam o calor atmosférico, como liberação de calor latente dentro do pacote de neve quando há mudança do estado físico da água ou mesmo a radiação solar. Assim, a correção desta limitação foi realizada através do uso de imagens do sensor Envisat ASAR, as quais indicam as áreas onde está ocorrendo derretimento na superfície das geleiras.

Utilizando as imagens classificadas, foi determinada a área total de derretimento através da contagem do número de pixels classificados como NU multiplicado pela área dos mesmos. Um procedimento semelhante foi realizado com as saídas do modelo. Inicialmente, calculou-se o derretimento correspondente ao dia de aquisição da imagem de acordo com a equação 3.2.

$$M_{dia\ i} = M_{dia\ i} - M_{dia\ i-1} \quad (3.2)$$

Em seguida, calculou-se a área total em que foi detectada a presença de derretimento em cada dia e o derretimento total do dia. Foram calculados, ainda, a área e o derretimento médios de 2, 3 e 5 dias antes da data de aquisição das imagens (Fig. 3.10).

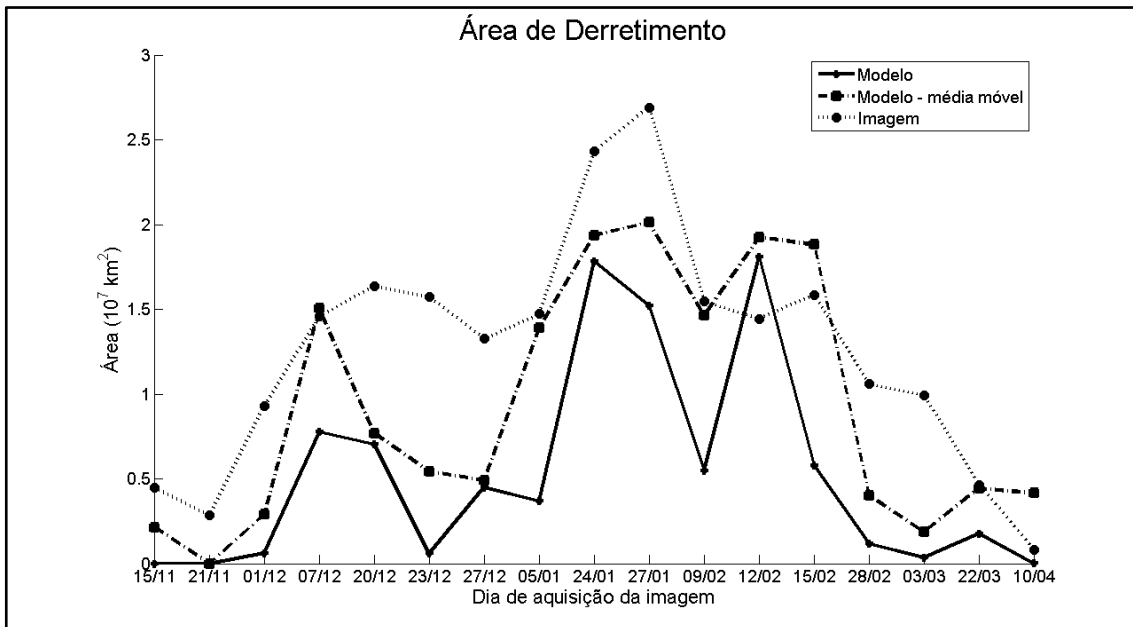


Figura 3.10: Série temporal da área de derretimento na Península Antártica, durante a estação de ablação 2006/2007, obtida a partir das imagens, baseado na média de temperatura diária do modelo e média de três dias anteriores à aquisição da imagem.

Foram geradas, a partir do modelo, imagens semelhantes às imagens Envisat ASAR classificadas. Cada célula que apresentasse derretimento tinha seu valor convertido para 1, e as demais, para 0. Para acessar a distribuição espacial da diferença de área de derretimento entre o modelo e a imagem, foram então geradas imagens-diferença entre as duas (Fig. 3.11).

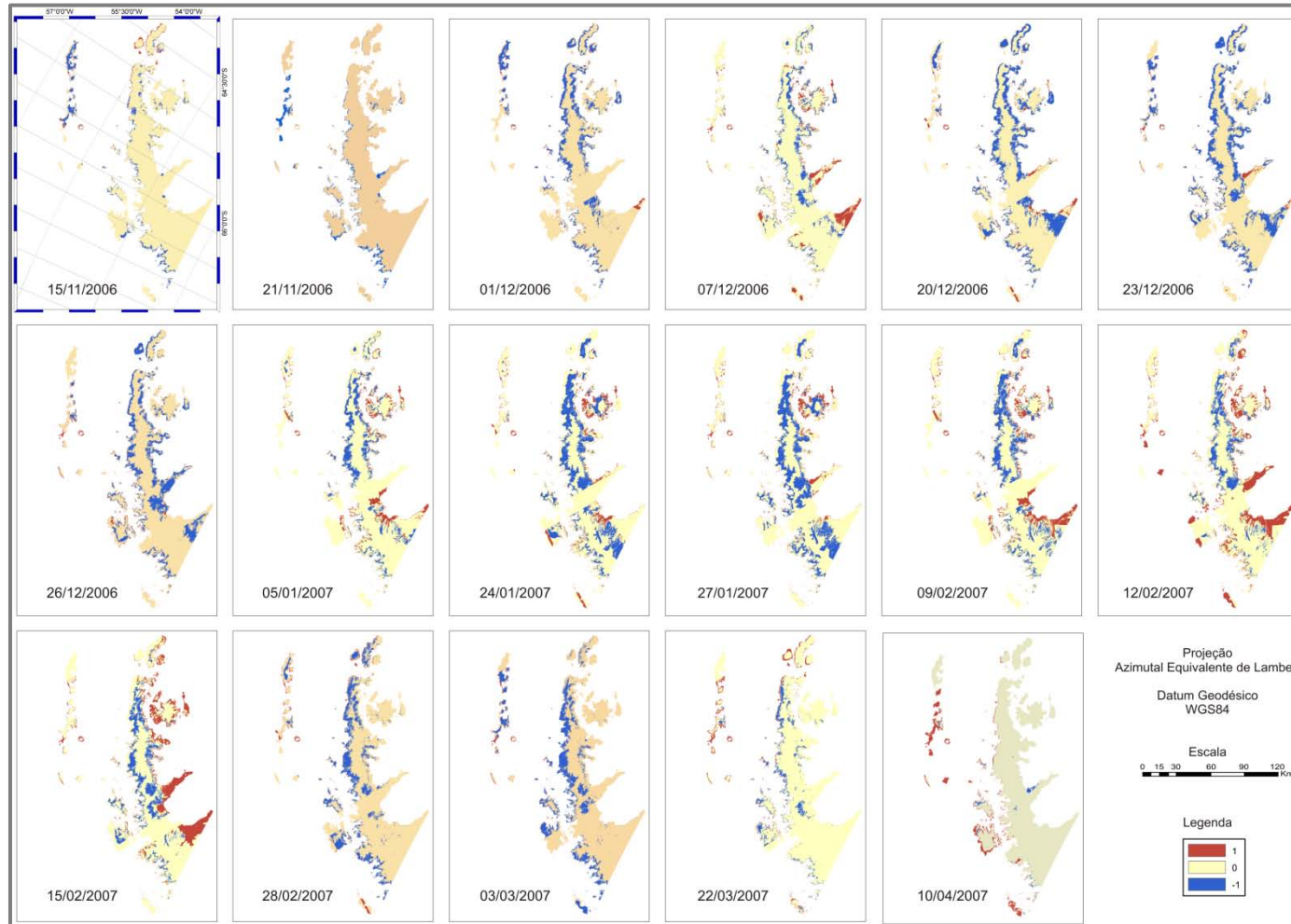


Figura 3.11: Representação espacial da diferença entre a área de derretimento estimada pelo modelo e observada nas imagens. Foram atribuídos os valores -1 (azul) aos pixels onde se observa derretimento na imagem, porém não no modelo. Em vermelho (1) são representados os pixels em que ocorre o contrário, o modelo estima derretimento e este não é observado nas imagens.

A fim de corrigir a área de derretimento estimada pelo modelo, foi ajustada uma reta de regressão entre esta e a área observada na imagem (Fig. 3.12). O derretimento de cada dia é bem correlacionado com a área de derretimento observada na imagem do dia ($r=0,82$), e como este não é quantificável nas imagens, sua correção foi feita a partir da correção da área de derretimento detectada no modelo. A correção da descarga de água, por sua vez, foi de acordo com o derretimento corrigido. O derretimento foi considerado diretamente proporcional à área, bem como a descarga de água em relação ao derretimento.

Quando utilizada a média de derretimento dos 3 dias anteriores à aquisição da imagem, a correlação com a área de derretimento observada na imagem sobe de 0,82 para 0,95. Isso ocorre devido à presença de água líquida na neve mesmo em dias com temperatura negativa, ocasiões em que o modelo estima que não ocorre derretimento. Na realidade, o derretimento que está sendo observado na imagem pode ter ocorrido em dias anteriores, entretanto se a água permanece no estado líquido significa que há energia no sistema para mantê-la em uma temperatura acima da temperatura do ar, possibilitando que o derretimento continue ocorrendo sob temperaturas abaixo de zero. Assim, espera-se que os resultados corrigidos estejam mais próximos do real do que o calculado inicialmente pelo modelo.

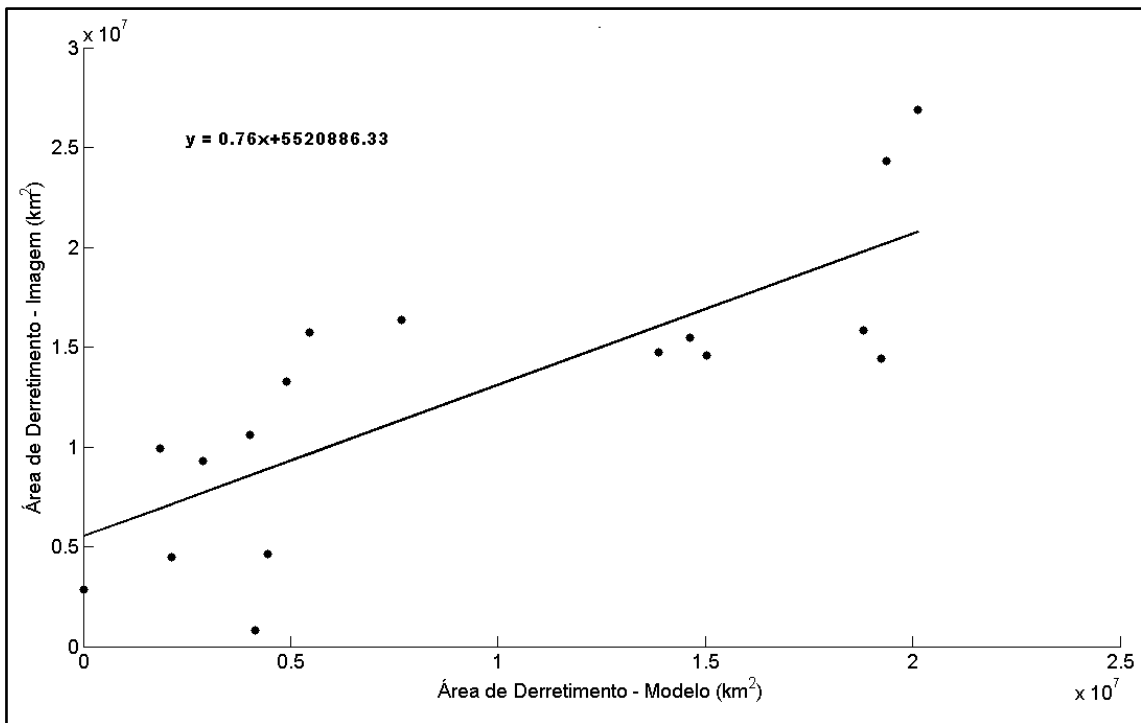


Figura 3.12: Retas e equações de regressão entre a área de derretimento observada na imagem e no modelo. A equação foi utilizada para a correção dos dados modelados.

Capítulo 4 – Resultados e Discussão

4.1 Comportamento interanual

Utilizando os dados de temperatura do ar a 2 m da superfície do projeto de reanálise ERA-Interim e acumulação da neve baseada nas equações propostas por **Turner *et al.* (2002)**, foram calculados os PDDs, o derretimento na superfície das geleiras e a descarga de água das geleiras para o oceano para cada ano do período entre junho de 1989 até junho de 2010. Baseado na área de derretimento observada em imagens Envisat ASAR, foi aplicado uma correção à área de derretimento modelada e, subseqüentemente, ao derretimento superficial e à descarga de água.

A figura 4.1 mostra a soma anual dos PDDs em todas as células do modelo, o que pode ser entendido como a energia total disponível na superfície das geleiras, integrada em toda a área de estudo. Os anos iniciam no dia 1º de junho e terminam no dia 31 de maio, a fim de que a análise possa ser realizada ao longo de toda a estação de derretimento. Não foram observadas tendências significativas na variação desse parâmetro, porém a grande variabilidade interanual observada na figura 4.1 também está presente nos PDDs calculados

por **Vaughan (2006)** para as estações meteorológicas de Faraday/Vernadsky, Rothera, Bellingshausen, Esperanza e Marambio, as quais localizam-se distribuídas nos lados leste e oeste da área de estudo (Fig. 1.2) ou próxima a ela, como o caso de Rothera. As três primeiras apresentam as maiores séries temporais disponíveis, respectivamente 55, 27 e 34 anos, e as mesmas apresentaram tendências estatisticamente significativas de aumento nos PDDs. A significância calculada pelo autor foi de 5% em Rothera, contra 0,1% nas outras duas.

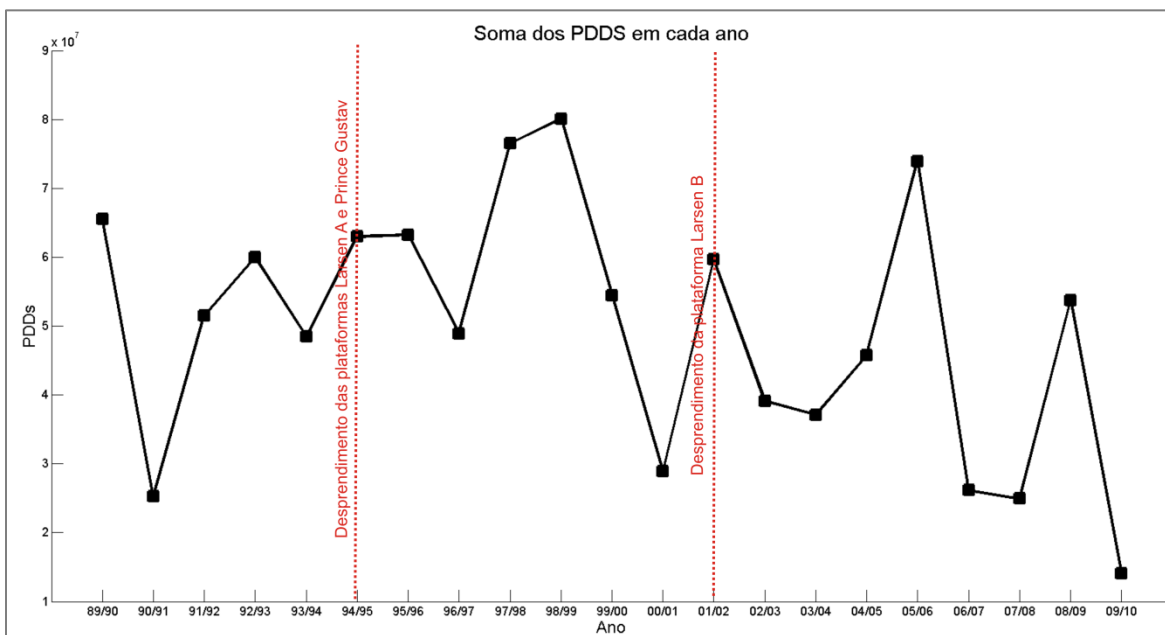


Figura 4.1: Soma dos dias com temperatura positiva multiplicados pela temperatura (PDDs) em toda área de estudo a cada ano, com a linha de tendência calculada (não significativa estatisticamente). A fim de analisar cada estação de derretimento completa, conta-se os anos de junho a junho.

Vaughan et al. (2003) calcularam a tendência de variação, na estação Faraday/Vernadsky, da temperatura média anual para diferentes sub-períodos entre 1951 e 2000 e observaram que em períodos mais curtos a

significância é reduzida sem acarretar mudança na tendência. Para o período completo, os autores estimam uma tendência de $0,056 \pm 0,021 \text{ } ^\circ\text{C ano}^{-1}$.

Assim, possivelmente uma série temporal mais longa da soma anual dos PDDs poderia apresentar uma tendência significativa. Deve-se considerar, ainda, que os dados apresentados na figura 4.1 têm uma influência da diminuição da área total de estudo, nos anos de 1994/1995 e 2001/2002, a qual foi causada respectivamente pela desintegração das plataformas de gelo Prince Gustaf e Larsen A e colapso quase total da plataforma de gelo Larsen B, e não está presente em dados pontuais como os medidos nas estações meteorológicas. Logo, a tendência de aumento da temperatura não é refletida na série temporal dos PDDs, observando-se uma tendência não significativa de redução desse parâmetro.

A figura 4.2 representa a soma da área de derretimento diária em cada ano do período em estudo. Observa-se um declínio muito mais acentuado na área de derretimento em relação ao observado nos PDDs. Isso novamente pode estar associado à desintegração das plataformas de gelo Larsen A e B e Prince Gustav, pois os valores máximos de cada período sempre são inferiores aos máximos do período anterior aos eventos de desintegração. Observa-se, ainda, que o padrão observado na série de PDDs é diferente do padrão observado na soma das áreas, mesmo analisando-se separadamente os três períodos. Isso pode indicar que anos com temperaturas mais altas não têm necessariamente mais dias com temperaturas positivas.

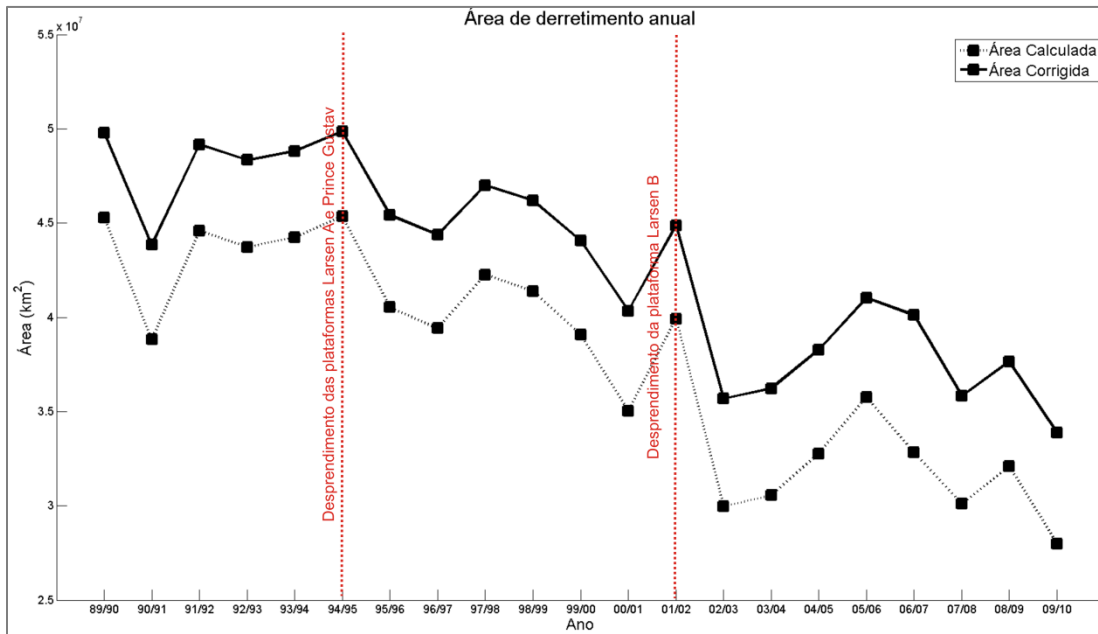


Figura 4.2: Soma da área de derretimento em cada dia do ano. Na linha cheia estão representados os dados sem correção enquanto na tracejada estão os dados corrigidos pela equação de regressão entre a área de derretimento observada em imagens Envisar ASAR e calculada pelo modelo em 17 dias do ano de 2006/2007. A correção é proposta porque o modelo não estima o derretimento que ocorre nos dias em que a temperatura é negativa, em decorrência da energia presente dentro do pacote de neve pela mudança de estado físico da água. Observa-se a importância dos processos de desintegração das plataformas de gelo na variação deste parâmetro.

Os picos positivos da soma da área de derretimento e PDDs observados nos anos 89/90, 94/95 e 97/98 e negativos detectados em 90/91, 95/96 e 03/04 coincidem com picos na extensão de derretimento e no índice de derretimento encontrados na Península Antártica por **Liu et al. (2006)**. O pico positivo observado nos PDDs em 92/93, ausente na soma das áreas, também foi encontrado por **Liu et al. (2006)**. No ano 00/01, com exceção do índice de derretimento calculado pelos autores acima, houve um pico negativo em todas as medidas discutidas acima. O índice de derretimento é calculado multiplicando-se a extensão do derretimento pela duração em cada ano. Essas coincidências podem indicar que os anos de picos positivos correspondem a anos em que ocorreram

eventos em escala regional, com temperaturas elevadas atingindo extensas áreas por mais tempo. Já nos anos com picos negativos, provavelmente ocorreu a associação de temperaturas mais baixas em áreas menores durante uma estação de derretimento mais curta. O fato do índice de derretimento não corresponder aos demais picos em 00/01 mostra que a estação de derretimento foi atípica, possivelmente mais curta. Já a inexistência do pico na soma das áreas em 92/93 é resultado da pequena variação desta medida entre 91/92 e 94/95.

A fim de reduzir em parte o efeito da desintegração das plataformas de gelo na tendência da área de derretimento, estas foram previamente normalizadas pela área total (Fig. 4.3). Uma tendência linear negativa, significativa a 95%, foi encontrada.

Embora essa tendência negativa da variação da área de derretimento normalizada possa parecer inconsistente dado o claro aumento nas temperaturas superficiais, especialmente no verão, deve ser observado que mesmo eliminando o efeito da variação total de área, as plataformas de gelo são locais de baixa elevação, portanto os mais suscetíveis ao derretimento e onde ocorre menor acumulação de neve. Quando estas áreas são perdidas, diminui não somente a área total, mas também parte da área de estudo suscetível ao derretimento (*i.e.*, áreas localizadas em altitudes inferiores a 1200 m, de acordo com **Arigony-Neto et al.(2007)**).

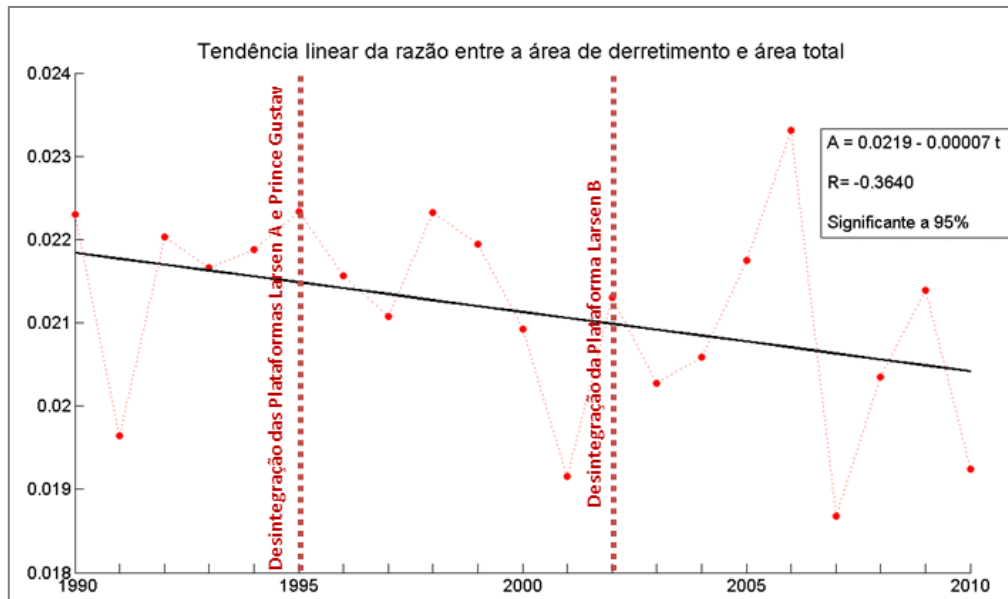


Figura 4.3: Tendência linear da razão entre a área de derretimento e a área total de estudo, considerando as variações da área total devidas a desintegração das plataformas Larsen A e Prince Gustav e Larsen B em 1995 e 2002, respectivamente.

As estimativas anuais de derretimento na superfície das geleiras e a descarga de água para o período analisado podem ser observados nas figuras 4.4 e 4.5. Ambos são dependentes dos PDDs, portanto o padrão de variações observado é o mesmo. Em anos de picos negativos de derretimento, a parcela que fica retida no pacote de neve por preenchimento dos poros e recongelamento é maior em relação ao derretimento total pois, ao longo da série temporal, a retenção do derretimento sofre pequenas variações, tornando mais perceptível a diferença entre a descarga de água e o derretimento em anos de menor derretimento.

Os mecanismos de retenção da água de derretimento são extremamente sensíveis a mudanças climáticas, porém, foram assunto de poucos estudos até o presente. Sabe-se que o fluxo da água através da neve se dá tanto no sentido

vertical como horizontal, e ocorre alternadamente. No primeiro caso o recongelamento ocorre nos poros da neve, enquanto no segundo há a formação de gelo superimposto. Estações de derretimento mais longas podem reduzir o resfriamento do pacote de neve e a formação do gelo superimposto, que previne a percolação do derretimento as camadas mais inferiores do pacote de neve, diminuindo a transferência de calor e a produção de derretimento adicional. Entretanto, a quantificação desses processos ainda não é possível (**Bøggild et al.,2005**).

A tabela 4.1 mostra as diferenças nas duas medidas em cada ano. A descarga de água total de cada ano é compatível com o cálculo realizado por **Vaughan (2006)** para o ano de 2000, considerando que a área do presente estudo é a sub-área do primeiro com maior incidência de dias com temperatura positiva. Segundo o autor, a descarga de água das geleiras da península deve estar no intervalo entre 2,9 e 20 Gt a⁻¹, não considerando as perdas das plataformas de gelo.

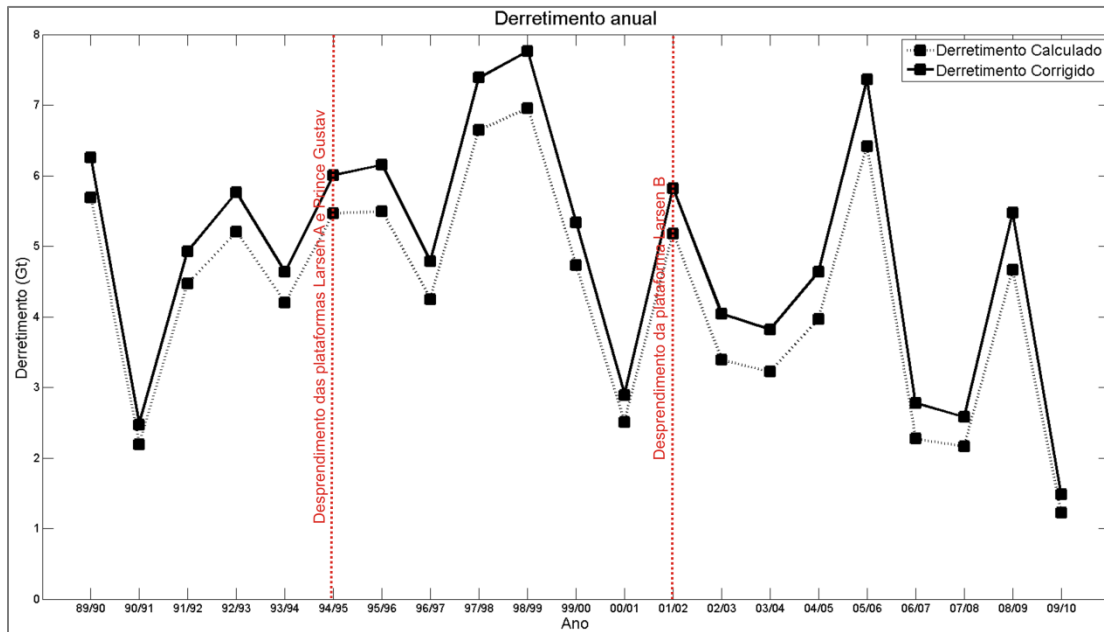


Figura 4.4: Derretimento total produzido na superfície das geleiras da área de estudo. A linha tracejada é o derretimento calculado pelo modelo, enquanto a cheia representa o dado corrigido (*i.e.*, proporcional à área de derretimento corrigida). Observa-se claramente uma redução do efeito dos desprendimentos das plataformas de gelo em relação à área atingida pelo derretimento, indicando um possível aumento na taxa de produção de derretimento por unidade de área.

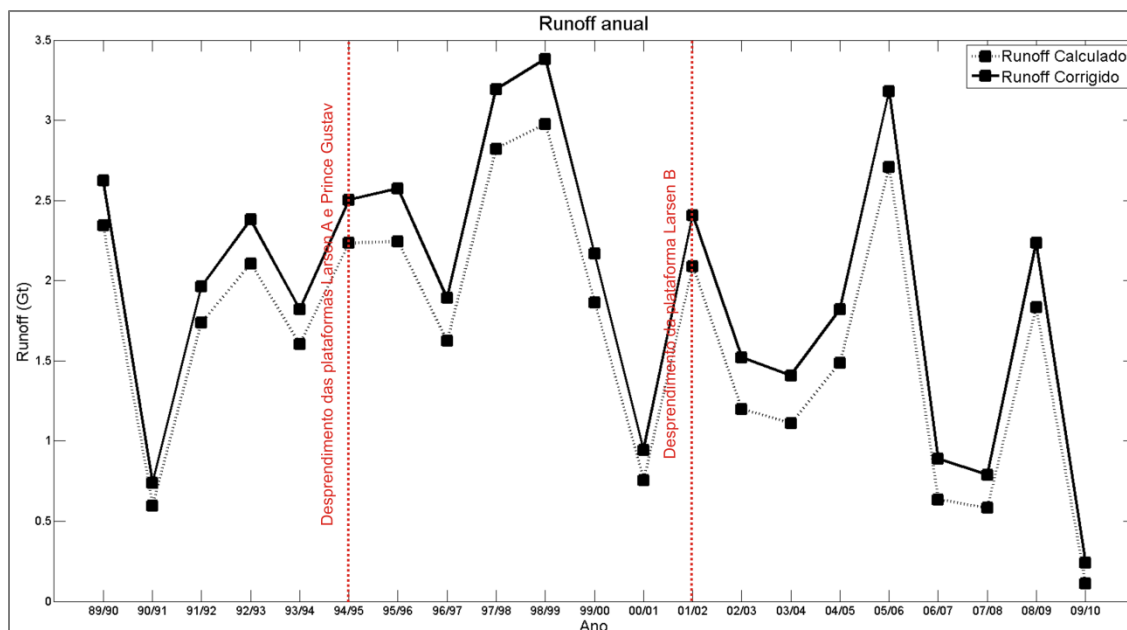


Figura 4.5: Descarga de água produzida em cada ano. A linha tracejada é a descarga de água calculada pelo modelo, enquanto a cheia representa o dado corrigido (*i.e.*, proporcional ao derretimento corrigido). As diferenças nos dois dados são maiores em anos de menor produção de derretimento, pois a quantidade retida no pacote de neve por infiltração, recongelamento e capilaridade assumem uma importância relativa maior nesses períodos.

Ano	Derretimento (Gt)	Descarga de Água (Gt)	Diferença (Gt)
1989/1990	6,25	1,98	4,27
1990/1991	2,47	0,40	2,07
1991/1992	4,93	1,32	3,616
1992/1993	5,76	1,9	3,86
1993/1994	4,64	1,4	3,24
1994/1995	6,01	1,89	4,12
1995/1996	6,15	1,94	4,21
1996/1997	4,78	1,24	3,54
1997/1998	7,39	2,49	4,89
1998/1999	7,76	2,88	4,88
1999/2000	5,33	1,58	3,76
2000/2001	2,89	0,61	2,28
2001/2002	5,82	1,83	3,99
2002/2003	4,04	1,06	2,98
2003/2004	3,82	0,98	2,938
2004/2005	4,64	1,22	3,428
2005/2006	7,36	2,4	4,958
2006/2007	2,27	0,50	1,778
2007/2008	2,58	0,49	2,088
2008/2009	5,47	1,69	3,79
2009/2010	1,48	0,15	1,33

Tabela 4.1: Derretimento, descarga de água e diferença entre ambos, em toneladas. Dados já corrigidos.

A diminuição dos efeitos dos desprendimentos das plataformas de gelo no derretimento e descarga de água, comparado em relação à influência na variação da área de derretimento, pode ser explicada pelos primeiros serem dependentes do valor da temperatura, enquanto que a área de derretimento depende apenas da maior ocorrência de temperaturas positivas.

Vaughan (2006) observou que em todas as estações do ano há maior variabilidade interanual nos PDDs a partir do ano de 1989, com picos positivos e negativos mais pronunciados e alternados. O comportamento da série, portanto, indica que existem padrões superimpostos que, dependendo do período analisado, tornam-se mais evidentes.

As figuras 4.6 a 4.9 mostram o derretimento e a descarga de água, respectivamente, juntamente com a média das temperaturas médias dos meses de verão (*i.e.*, dezembro, janeiro e fevereiro) registradas nas estações meteorológicas disponíveis na área de estudo (Arturo Prat, Bellingshausen, Deception, Esperanza, Faraday/Vernadsky, Ferraz, Great Wall, Jubany e Marambio) além das correlações entre as temperaturas médias e o derretimento e descarga de água. Com algumas exceções, observa-se que o comportamento do runoff e derretimento acompanham o da temperatura. As exceções podem ser devido a períodos com temperaturas altas em outros meses, médias de temperaturas mais baixas porém estações de derretimento mais longas, ou erro nos dados de reanálise. **Turner et al. (2004)** mostraram que nas estações meteorológicas presentes na área de estudo, não somente a temperatura média anual e do verão como as do inverno e outono estão aumentado, e no caso de

algumas estações, da primavera também. Isso mostra que as estações mais frias têm uma importância cada vez maior no comportamento anual do derretimento e runoff, especialmente na área abordada no presente estudo, onde ocorrem temperaturas positivas ao longo do ano, embora os picos ocorram no verão. Isso pode explicar os coeficientes de correlação baixos, mas significativos a 95%.

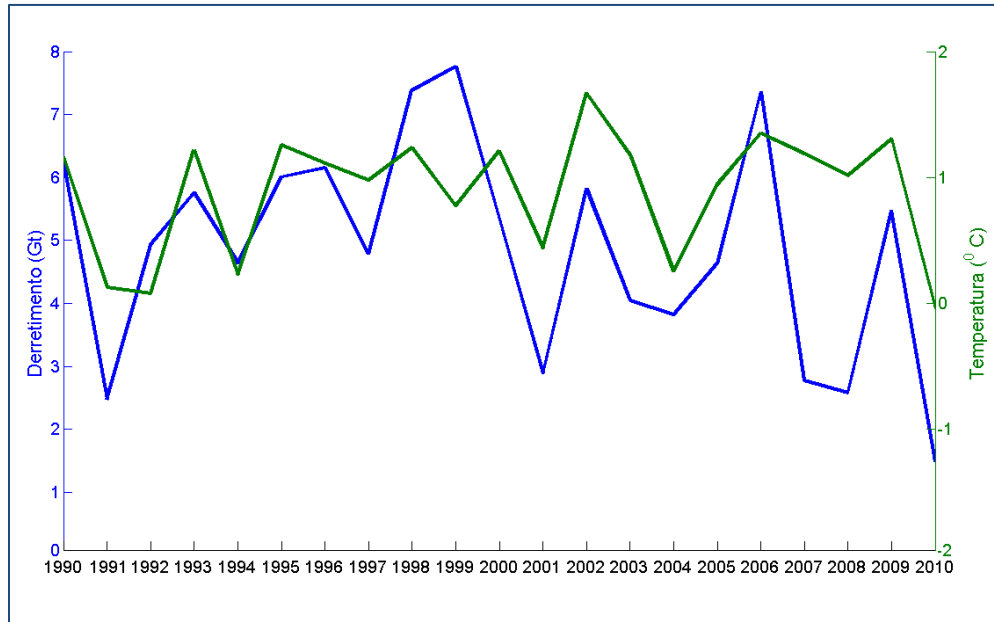


Figura 4.6: Comparação da série temporal de derretimento na superfície das geleiras (corrigido) e médias das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro), registradas nas estações meteorológicas da área de estudo.

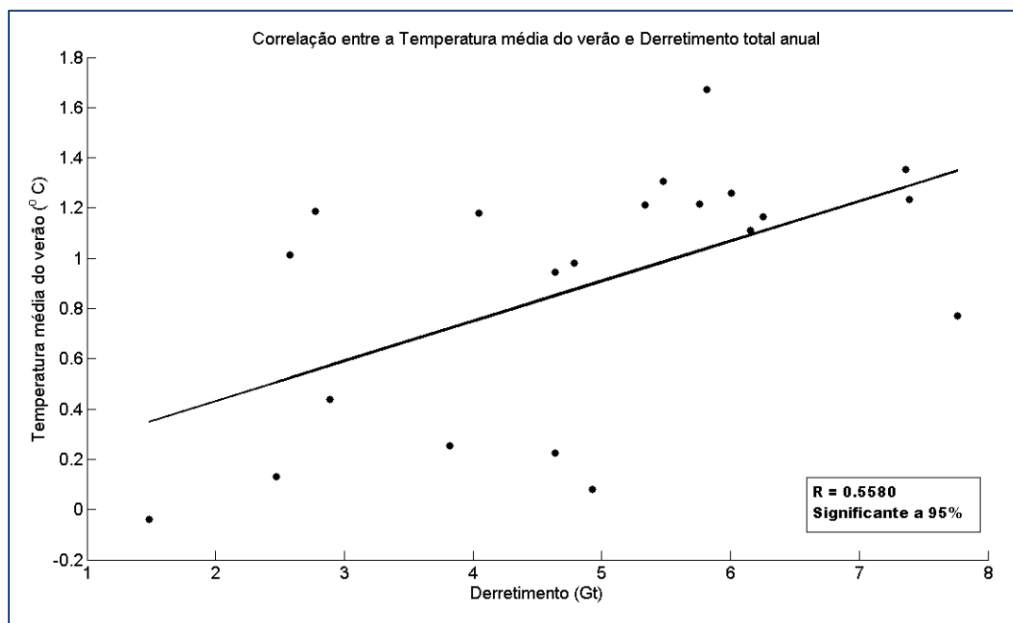


Figura 4.7: Correlação entre a média das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro) e o derretimento anual (corrigido). Coeficiente de correlação $R=0,558$, significante a 95%.

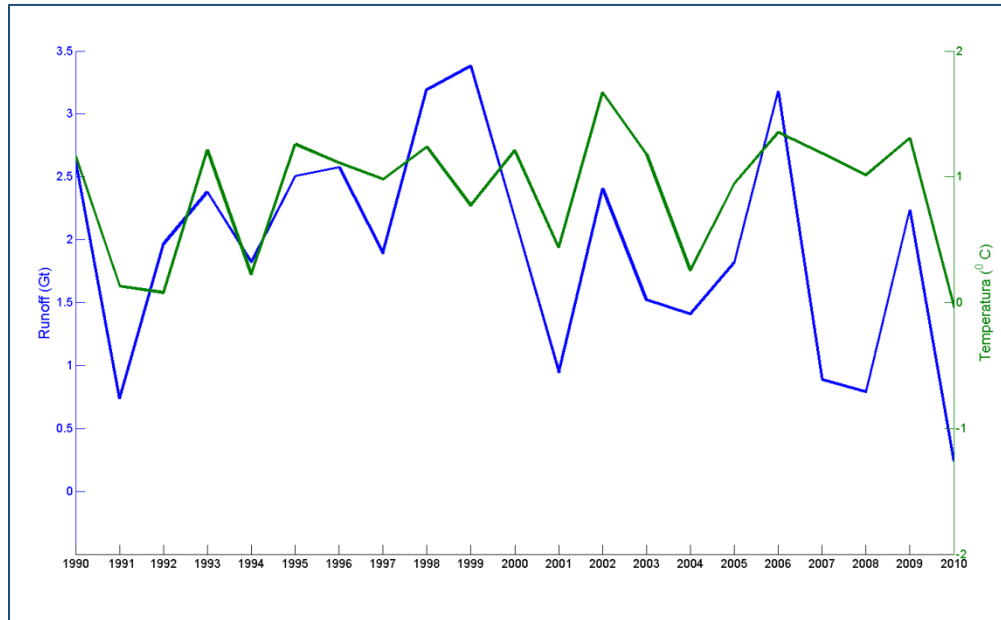


Figura 4.8: Comparação da série temporal de descarga de água (corrigida) e a média das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro), registradas nas estações meteorológicas da área de estudo.

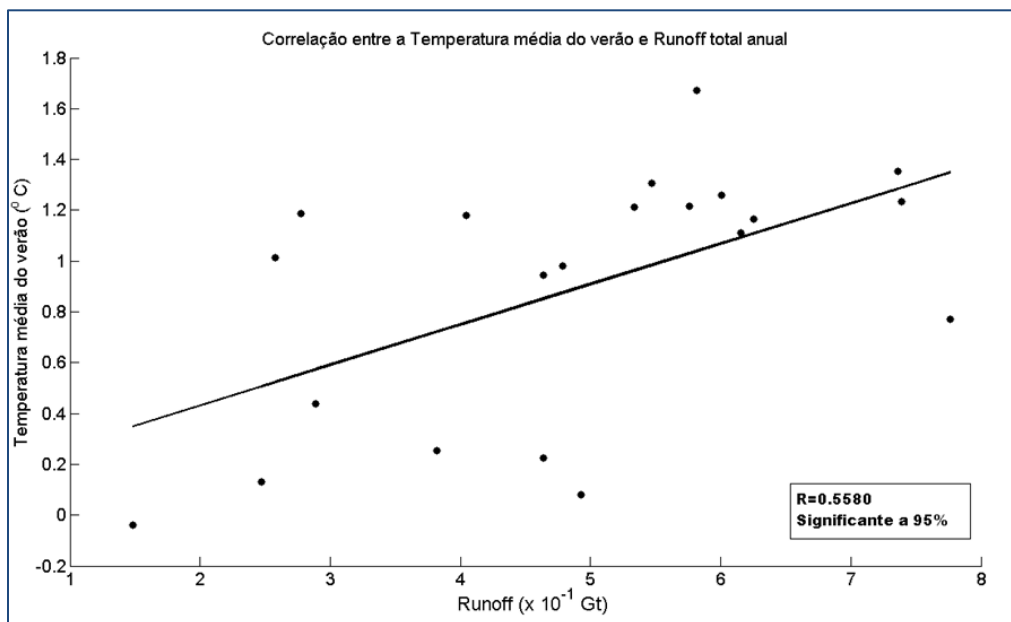


Figura 4.9: Relação entre a descarga de água anual (corrigida) e a média das temperaturas médias dos meses de verão (dezembro a fevereiro). Coeficiente de correlação de 0.559, significativo a 95%.

A distribuição espacial dos PDDs, derretimento e descarga de água estão representadas nas figuras 4.8, 4.9 e 4.10. O método de correção proposto é aplicável somente aos totais da área, portanto os mapas a seguir mostram o resultado do modelo sem correção. Cabe ressaltar que as descontinuidades encontradas nos locais em que a elevação da superfície é pouco variável é uma limitação do método de correção da temperatura superficial, que diminui do valor do MDE em cada célula, o valor médio de elevação da célula de $1,5^{\circ} \times 1,5^{\circ}$. Nas células vizinhas àquela que cobre a plataforma Larsen B em quase sua totalidade, observa-se valores de PDDs, derretimento e descarga de água maiores que os da porção principal da plataforma. Como isso ocorre em células diferentes, é provável que as variáveis estejam subestimadas sobre a plataforma.

Fica bastante clara a alta produção de derretimento e descarga de água e, ainda, soma de PDDs, nos entornos das plataformas desintegradas. Nos anos de 91/92 a 94/95 (Figs. 4.8 a 4.10, de C a F), que antecedem a desintegração das plataformas Larsen A e Prince Gustav, observa-se que essas medidas apresentaram valores maiores que nos anos anteriores sobre as áreas desintegradas. O ano de 02/03, por sua vez, não parece ser sido tão imediatamente precedido por anos de maior energia sobre a plataforma Larsen B, mas pode ter sofrido uma maior fragilização nos verões de 97/98 e 98/99 (Figs. 4.8 a 4.10, I e J), que culminou em sua desintegração no verão mais quente registrado no período de estudo. As descrições dessas desintegrações referem-se à primeira como um evento rápido e à segunda como um evento duradouro, uma propagação do ocorrido inicialmente (**Rott et al., 1996; Skvarca & de Angelis 2003**). As

diferenças podem estar relacionadas ao menor derretimento ocorrido após o primeiro evento, e à menor fragilização do pacote de neve e gelo no segundo evento em relação ao anterior.

A redução da área com potencial para derretimento é também bem ilustrada nos mapas. As condições de aquecimento atmosférico favorecem, além do aumento do derretimento, perdas de massa por *calving* nas porções terminais das geleiras com menores elevações e pequenas plataformas nas suas frentes. Desta forma, as áreas de maior ocorrência de derretimento têm sido perdidas, e dificilmente são compensadas pela elevação da linha de neve, mesmo com o aumento da temperatura atmosférica.

A costa oeste apresenta áreas com valores de descarga de água em geral altos, mas tem sua extensão restringida pela topografia, que exerce um papel determinante no clima local. O formato da linha de costa, a ausência de plataformas e as temperaturas mais amenas favorecem o desenvolvimento de comunidades biológicas marinhas, que são diretamente influenciadas pelo descarga de água. A depleção de nutrientes e a adaptação às baixas condições de luminosidade dos organismos fazem com que blooms fitoplantônicos, por exemplo, sejam observados em anos de derretimento intenso (**Dierssen *et al.*, 2002**).

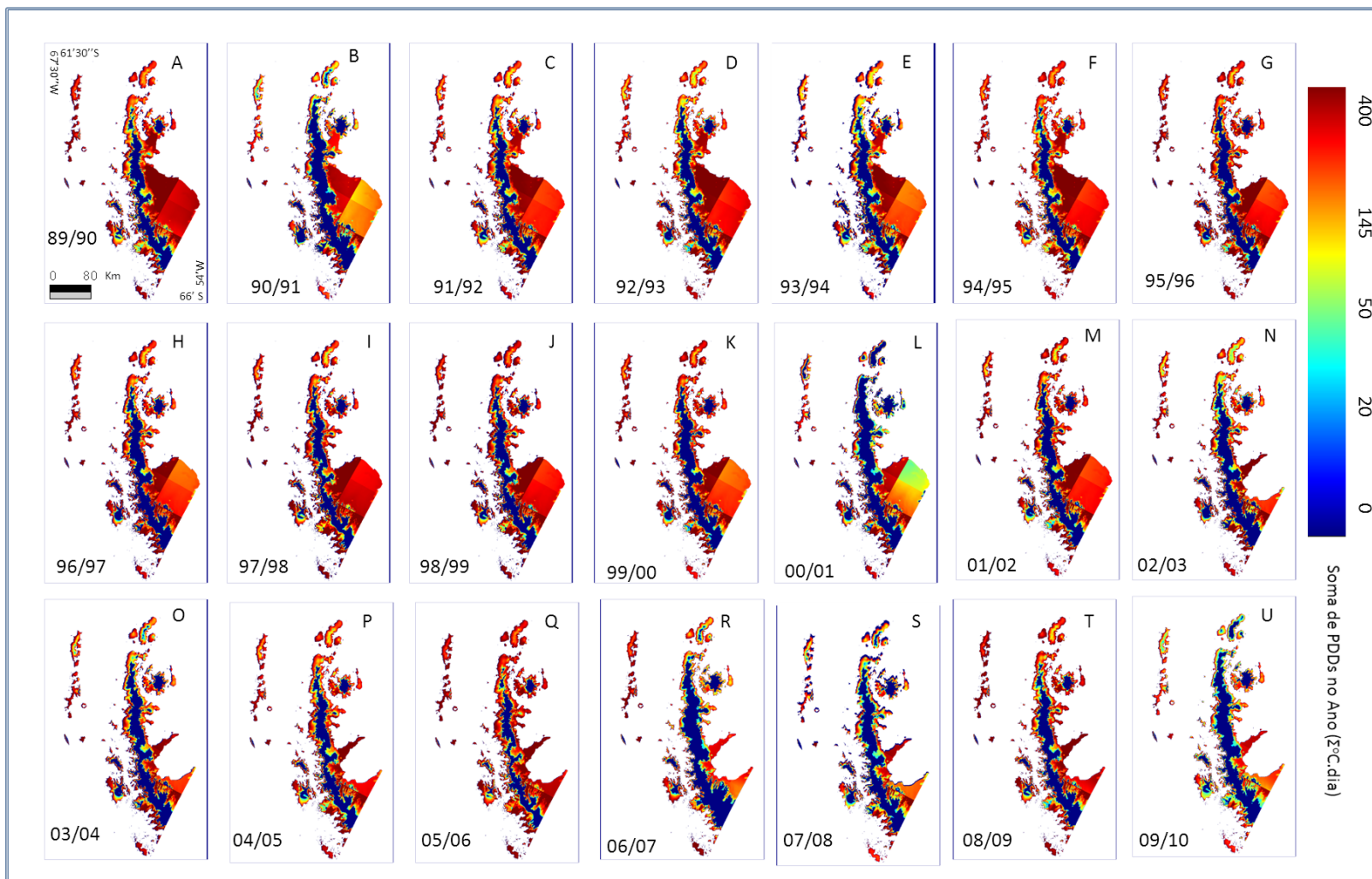


Figura 4.10: Distribuição espacial dos dias com temperatura positiva na porção norte da Península Antártica, durante o período entre 1989 e 2010. Mapas na projeção azimutal de Lambert, datum WGS84.

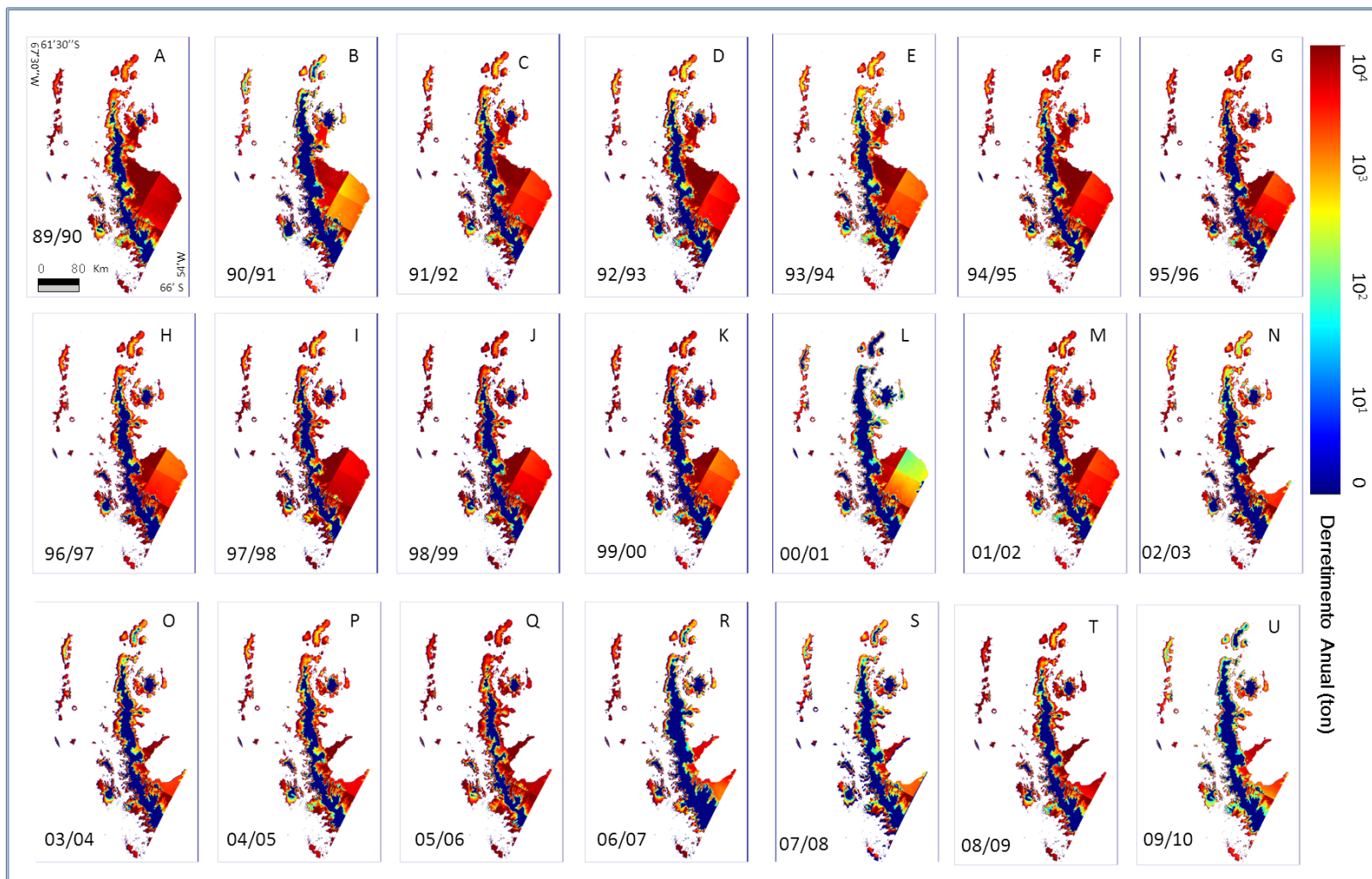


Figura 4.11: Distribuição espacial derretimento na porção norte da Península Antártica, durante o período entre 1989 e 2010. Mapas na projeção azimutal de Lambert, datum WGS84.

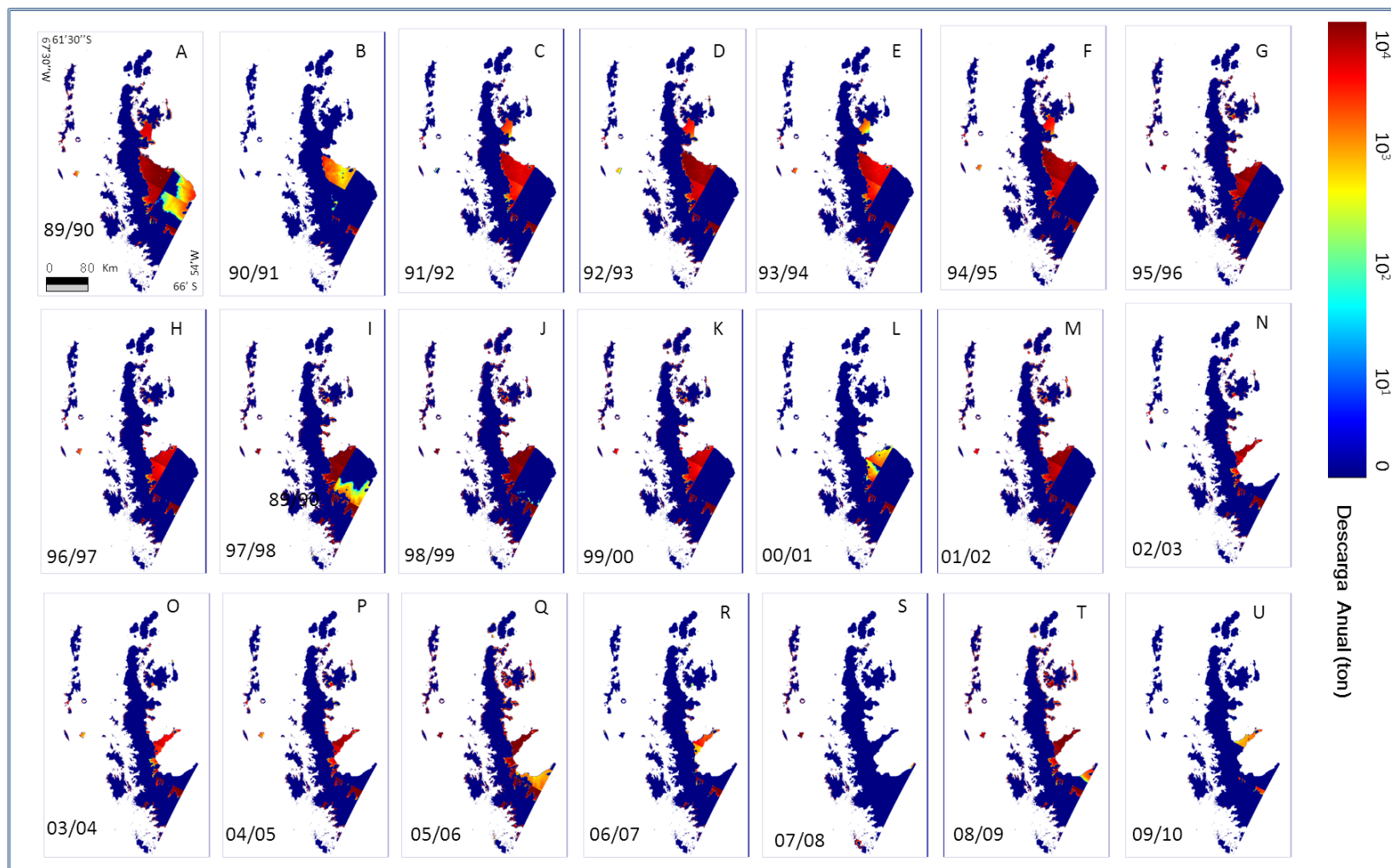


Figura 4.12: Distribuição espacial da descarga de água na porção norte da Península Antártica, durante o período entre 1989 e 2010. Mapas na projeção azimutal de Lambert, datum WGS84.

4.2 Comportamento mensal

Foram realizadas, também, análises do comportamento mensal dos PDDs, derretimento superficial e descarga de água. Estas análises são possíveis diminuindo-se do derretimento e descarga de água calculados até o dia 30 do mês n o derretimento e descarga de água calculados até o dia 30 do mês $n-1$, respectivamente. Utilizando-se os dados dos 21 anos, foram calculadas as médias e respectivos desvios-padrão de cada mês. Os resultados podem ser observados nas figuras 4.13, 4.14 e 4.15.

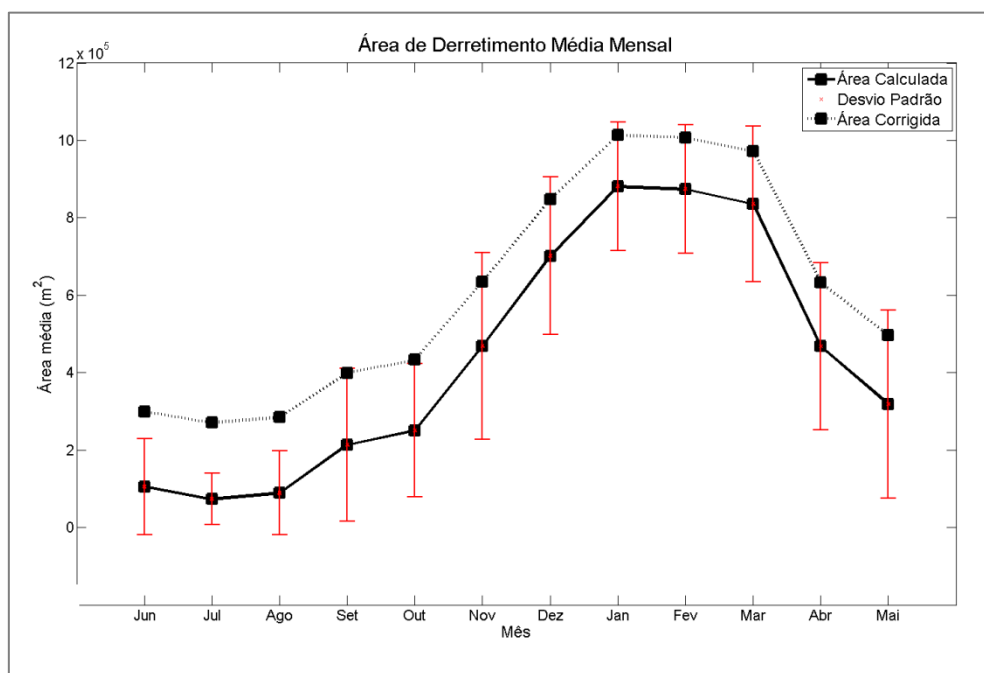


Figura 4.13: Média da área de derretimento em cada mês do período estudado com os respectivos desvios-padrão. Observa-se que as maiores variações ocorrem nos meses de primavera e outono por estes meses apresentarem maior alternância entre dias de temperatura positiva e negativa.

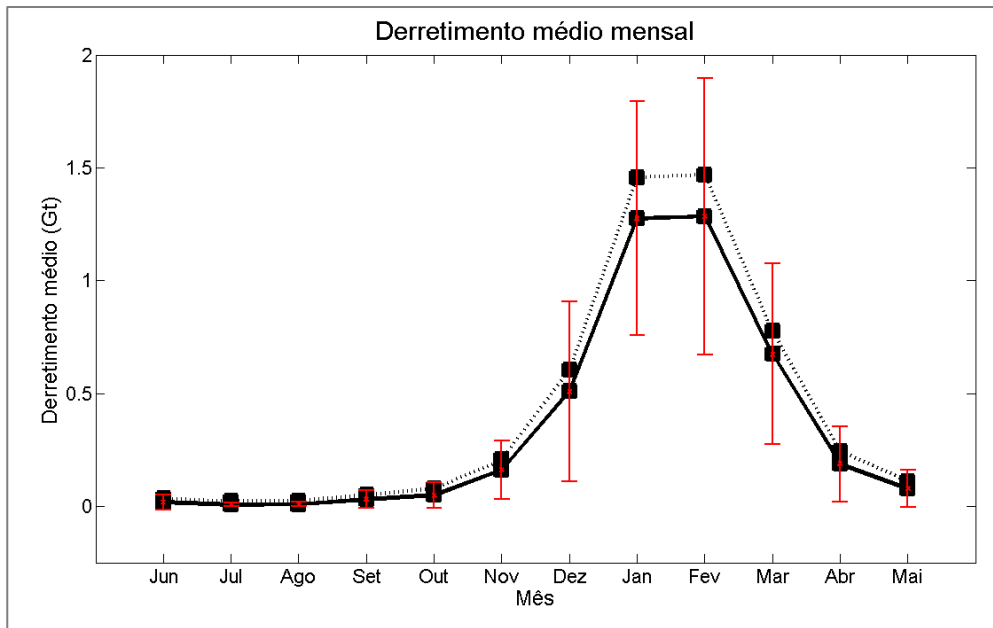


Figura 4.14: Derretimento superficial médio em cada mês do período de estudo. A variação maior se dá nos meses de verão, uma vez que a magnitude da temperatura (caso seja positiva) passa a ter maior influência do que o fato de ser positiva ou negativa.

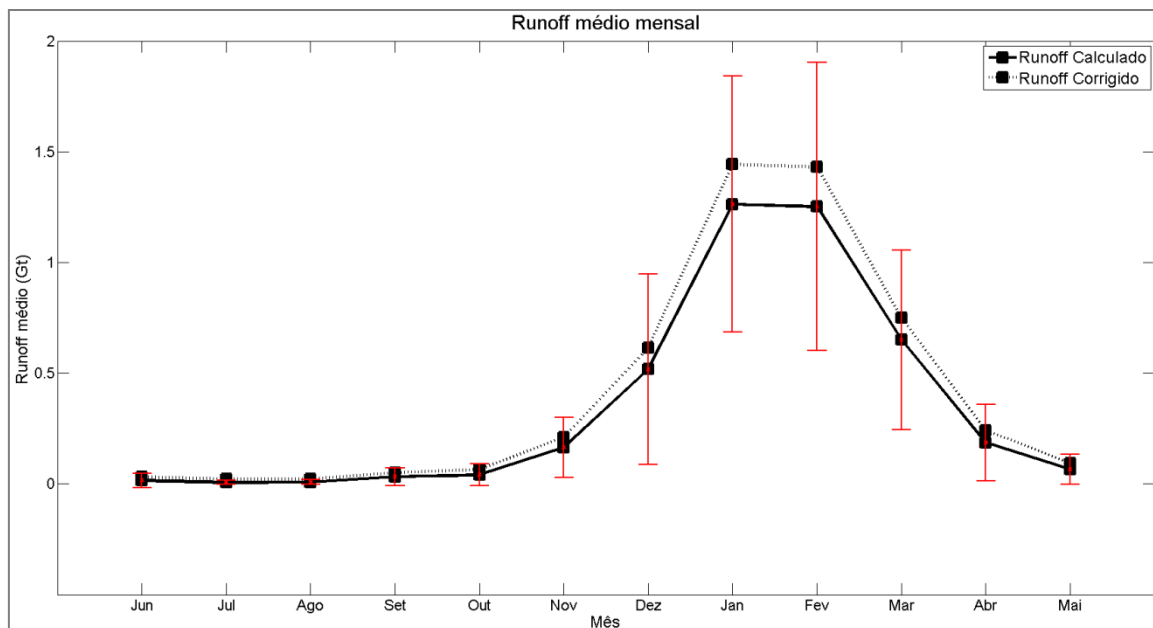


Figura 4.15: Descarga de água média em cada mês do período de estudo, mostrando padrão similar ao do derretimento.

Novamente, fica bastante clara a distinção entre o comportamento da área de derretimento e o derretimento e descarga de água. A área apresenta

grande variabilidade em todos os meses, especialmente na primavera e outono. Isso se dá em função do número de dias com temperatura positiva ser mais variável nesses meses.

O derretimento e a descarga de água médios, por sua vez, apresentam valores máximos nos meses de dezembro, janeiro fevereiro e março. Esse comportamento, analisado conjuntamente com o comportamento da área de derretimento (Fig. 4.16), evidencia a importância relativamente maior da magnitude dos valores de temperatura nos totais de derretimento e descarga de água produzidos.

A curva da área de derretimento é bastante semelhante à calculada por **Liu et al. (2006)** para a Península Antártica, porém os autores observaram que o início do derretimento ocorre em setembro e o final em maio. Essa diferença pode ser devido aos autores terem utilizado imagens SMM/R e SSMI, as quais apresentam resolução espacial de 25 km. Analisando a figura de derretimento médio mensal, nota-se que nos meses que os autores consideraram não haver derretimento este é de fato muito pequeno, e provavelmente não gera uma variação na temperatura de brilho detectável pelos sensores utilizados.

As figuras 4.16, 4.17 e 4.18 mostram a área de derretimento, o derretimento e a descarga de água médios de cada mês em cada ano (apenas os valores corrigidos), juntamente com a médias das temperaturas médias das estações meteorológicas disponíveis na área de estudo. A maior variação do derretimento e da descarga de água no verão se opõe ao padrão da temperatura, quando pequenos picos de temperatura, tanto negativos quanto

positivos, são acompanhados de grandes efeitos no derretimento e descarga de água.

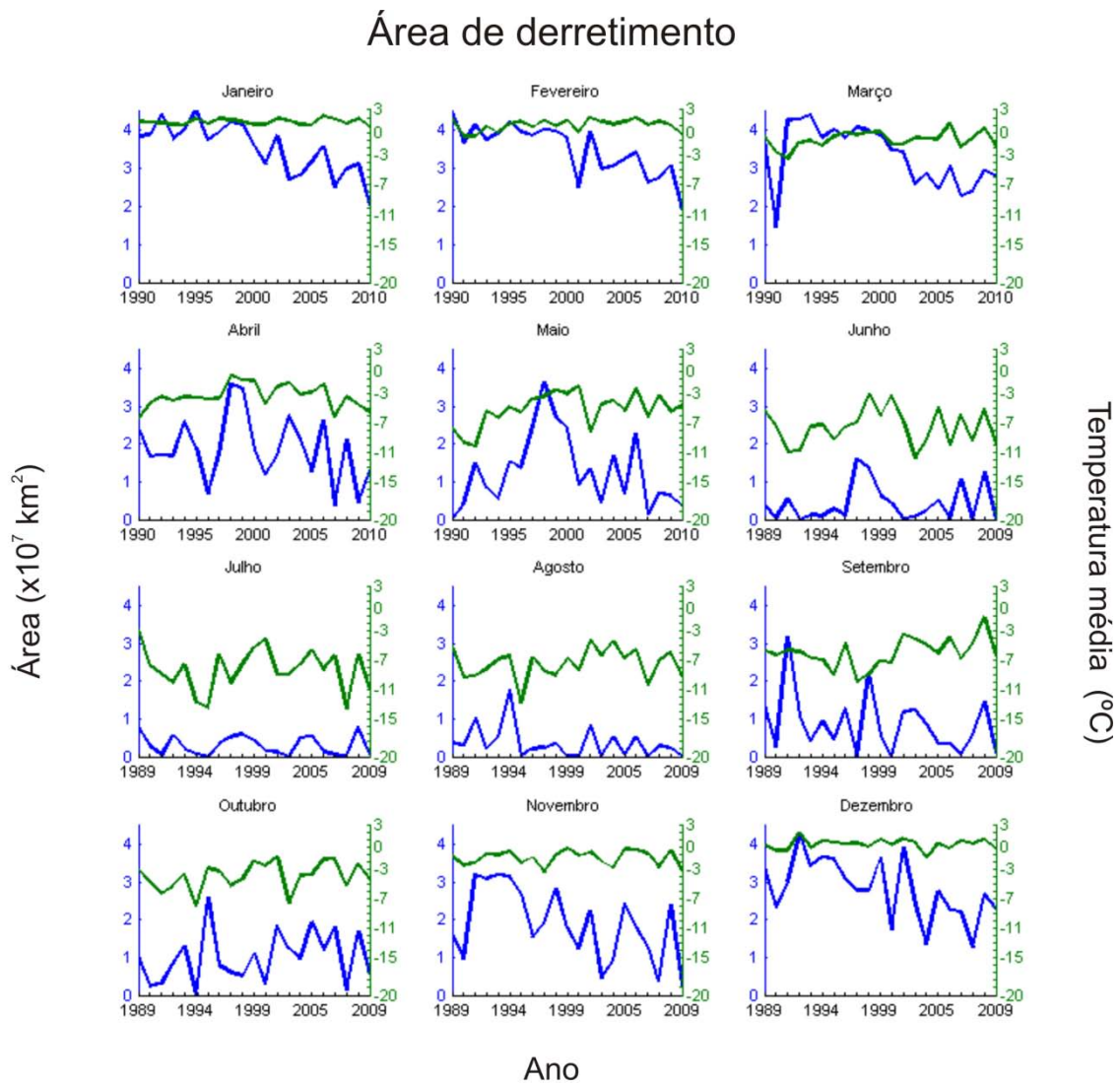


Figura 4.16: Área de derretimento média e média das temperaturas médias registradas nas estações meteorológicas em cada mês do período de estudo. Nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, fica clara a influência das perdas das plataformas Larsen A e B e Prince Gustav. Nos demais meses a soma da área de derretimento não responde tão fortemente a estes eventos. Quando a temperatura média é próxima de zero ou positiva, ocorre uma saturação da área de derretimento, quando a média é negativa, a área passa a ser mais variável. Os picos de área em janeiro e março de 1995 coincidem com os eventos de desintegração da Larsen A e Prince Gustav. Picos pronunciados também foram detectados nos meses de novembro e dezembro de 2001 e janeiro e fevereiro de 2002, estação de derretimento em que ocorreu o colapso quase total da plataforma Larsen B.

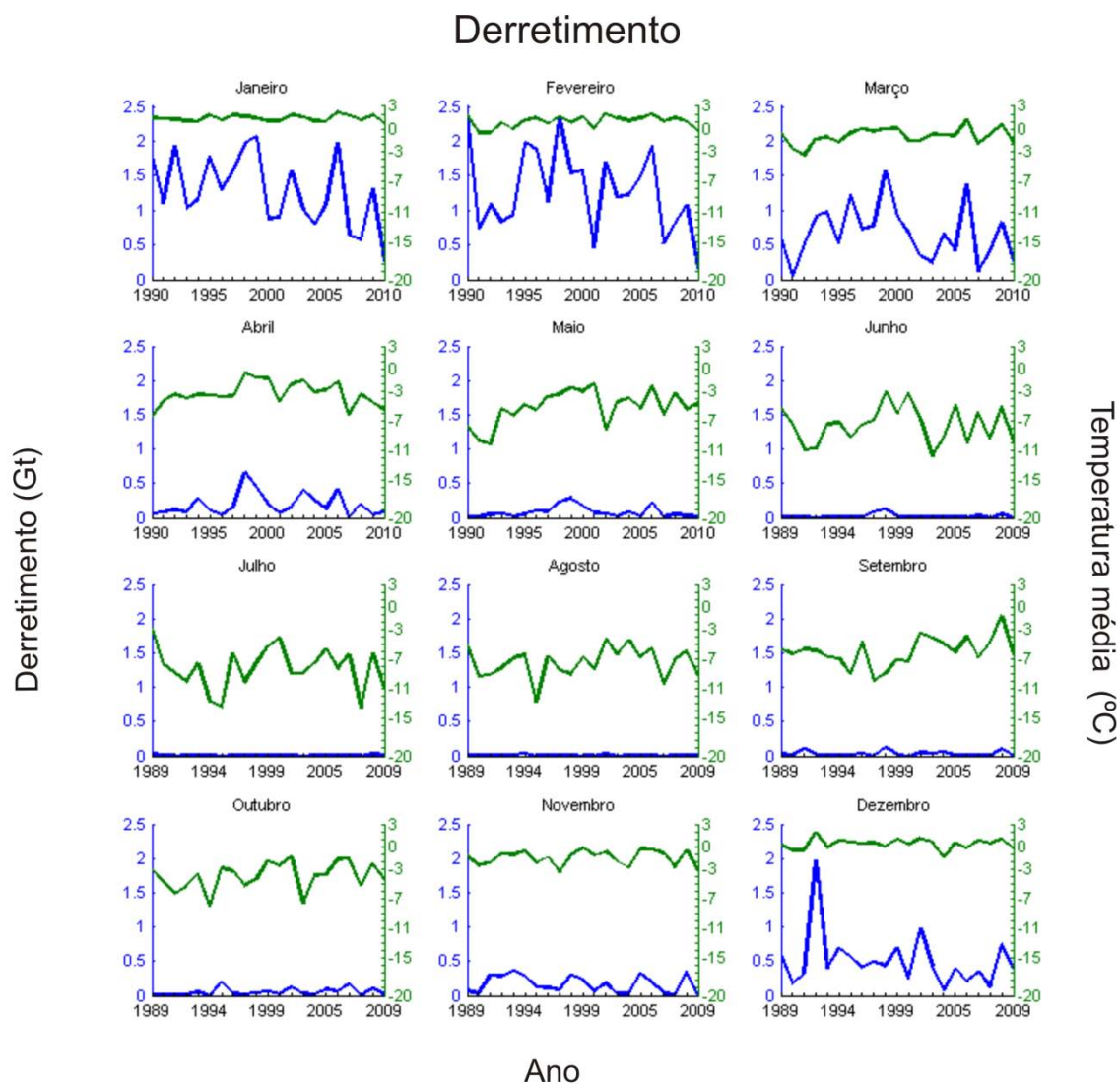


Figura 4.17: Comportamento do derretimento total e temperatura média (dados das estações meteorológicas) em cada mês do período de estudo. As variações de temperatura no verão são muito menores em relação ao inverno, e a variação do derretimento segue o padrão contrário. Os picos de derretimento acompanham relativamente bem os picos de temperatura média quando esta é próxima de 0. Nos meses em que a temperatura média é muito abaixo de 0, mesmo ocorrendo anos em que esta é maior, o derretimento não segue necessariamente os picos de temperatura. Nestes casos, a maior ocorrência de dias com temperatura positiva pode não estar refletida na temperatura média. Em relação à medida de área de derretimento, o desprendimento das plataformas não fica tão claro.

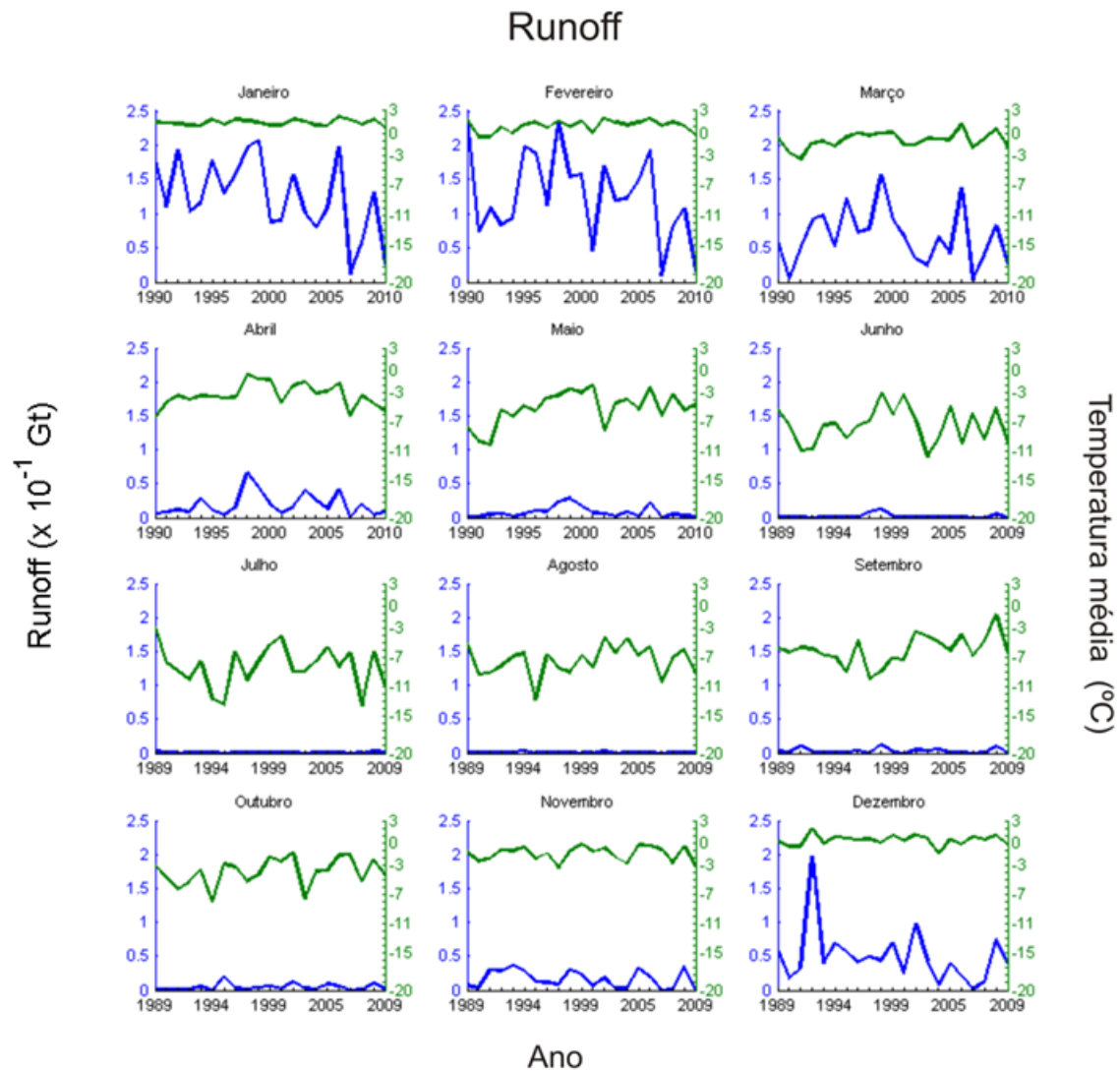


Figura 4.18: Descarga de água média e média das temperaturas médias registradas das estações meteorológicas em cada mês do período de estudo. Maiores variabilidades são encontradas nos meses de verão, opondo-se à variabilidade de temperatura. Verifica-se a ocorrência de runoff mesmo nos meses de inverno. Embora seja em pequena quantidade, o efeito local destas descargas pode ter elevada importância em ecossistemas costeiros.

O efeito da desintegração das plataformas Larsen A e Prince Gustav e Larsen B são bastante evidentes na área de derretimento nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. A influência da temperatura média na variabilidade destes dados fica bastante clara: quando esta é próxima de zero ou positiva, ocorre uma saturação da área de derretimento, quando a média é negativa, a área passa a ser mais variável. Observa-se, ainda, que no conjunto

de dados analisado, nos meses de janeiro e março de 1995 ocorreram as maiores extensões de derretimento, coincidindo com o ano de desintegração das plataformas Larsen A e Prince Gustav. Picos pronunciados também foram detectados nos meses de novembro e dezembro de 2001 e janeiro e fevereiro de 2002, estação de derretimento em que ocorreu o colapso quase total da plataforma Larsen B.

Embora as variações de temperatura no verão sejam muito menores em relação ao inverno, a variação do derretimento segue o padrão contrário. Os picos de derretimento superficial e descarga de água acompanham relativamente bem os picos de temperatura média quando esta é próxima de 0°C. Nos meses em que a temperatura média é muito abaixo de 0°C, o derretimento não segue necessariamente os picos de temperatura. Nestes casos, a maior ocorrência de dias com temperatura positiva pode não estar refletida na temperatura média. Em relação à medida de área de derretimento, o desprendimento das plataformas não fica tão claro. O padrão da descarga de água é extremamente similar ao do derretimento total. Maiores variabilidades na descarga de água são encontradas nos meses de verão, opondo-se à variabilidade de temperatura.

Verifica-se a ocorrência de descarga de água mesmo nos meses de inverno, mas este dado deve ser interpretado com cautela. Como discutido anteriormente, os dados de reanálise tendem a superestimar a temperatura no inverno na região da PA, portanto deve-se considerar a possibilidade do derretimento estar superestimado no inverno. Por outro lado, a tendência de aumento da temperatura mais pronunciado no inverno pode elevar a influência dos meses de inverno nos totais produzidos a cada ano.

Capítulo 5 – Conclusões

No presente trabalho foram geradas séries temporais abrangendo o período de 1989 a 2010 das seguintes variáveis: soma de dias com temperatura positiva (PDDs), área de derretimento, derretimento e descarga de água. Os PDDs foram utilizados na modelagem do derretimento e a área de derretimento foi comparada com imagens Envisat ASAR classificadas em neve úmida e neve seca para a correção dos dados gerados pelo modelo (pois este não estima o derretimento que ocorre em dias de temperatura negativa).

O método de correção foi baseado na diferença entre a área de derretimento modelada e aquela observada nas imagens Envisat ASAR em 18 dias no verão de 2006/2007. Essas diferenças são maiores nos dias em que há pouca ocorrência de derretimento. Sua aplicação resultou em valores anuais de área de derretimento, derretimento e descarga de água entre 9% e 22% maiores que aqueles calculados pelo modelo. As maiores porcentagens ocorrem nos anos em que as variáveis apresentam picos negativos.

Três grandes perdas de massa ocorreram neste período devido às desintegrações das plataformas Larsen A e Prince Gustav no verão de 1994/1995 e da plataforma Larsen B no verão de 2001/2002. Assim, existem três períodos com áreas constantes: 1) 1989/1990 – 1993/1994, 2) 1994/1995 – 2000/2001 e 3) 2001/2002 – 2009/2010.

Para cada período, foram observados os seguintes valores máximos de área de derretimento: $5 \times 10^7 \text{ km}^2$ (1989/1990), $5 \times 10^7 \text{ km}^2$ (1994/1995) e $4,6 \times 10^7 \text{ km}^2$ (2001/2002). Os valores mínimos encontrados nos três períodos foram $4,5 \times 10^7 \text{ km}^2$ (1990/1991), $4,25 \times 10^7 \text{ km}^2$ (2000/2001) e $3,8 \times 10^7 \text{ km}^2$ (2002/2003).

As variáveis quantificadas PDDs, derretimento (D) e descarga de água (DA) apresentaram um comportamento semelhante ao longo do tempo. Os valores **máximos** para cada período foram observados nos anos de 1989/1990 (PDD= $6,5 \times 10^7$, D=6,25 Gt, DA=2 Gt), 1998/1999 (PDD= $8,25 \times 10^7$, D=7,75 Gt, DA=3 Gt) e 2005/2006 (PDD= $7,5 \times 10^7$, D=7,4 Gt, DA=2,5 Gt). Os valores mínimos ocorreram nos anos 1990/1991 (PDD= $2,5 \times 10^7$, D=2,5 Gt, DA=0,4 Gt), 2000/2001 (PDD= $2,5 \times 10^7$, D=2,88 Gt, DA=0,6 Gt) e 2009/2010 (PDD= $1,3 \times 10^7$, D=1,5 Gt, DA=0,15 Gt).

As variáveis PDDs, derretimento e descarga de água dependem, além do número de dias com temperatura positiva, do valor da temperatura em cada dia. Isso explica os diferentes anos de valores mínimos e máximos destas variáveis em relação à área de derretimento. Esta última depende apenas do número de dias com temperatura positiva.

Os meses de janeiro e fevereiro apresentaram valores de área de derretimento, derretimento e descarga de água máximos (Área = 10^6 e $9,5 \times 10^5 \text{ km}^2$, D = 1,4 e 1,5 Gt e DA = 1,4 e 1,3 Gt). Os desvios padrão para cada mês são relativamente constantes para a variável área de derretimento, entretanto para o derretimento e descarga de água o mesmo torna-se muito mais elevado nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março. Nestes

meses, assume valores entre 0,3 e 0,6 Gt, enquanto fica entre 0,008 e 0,16 Gt nos demais.

Dados de temperatura do ar medidos nas estações meteorológicas presentes na área de estudo mostraram picos positivos e negativos em geral condizentes (nos mesmos anos) com os picos observados nas variáveis calculadas no presente trabalho. O padrão de variabilidade da temperatura, entretanto, é inverso ao do derretimento e descarga de água, sendo maior nos meses de outono, inverno e primavera.

As desintegrações das plataformas de gelo ocorreram em anos de pico de área de derretimento, derretimento e descarga de água. Contudo, nestes anos foram observados valores máximos apenas na área de derretimento. Uma vez que a área de derretimento aqui referida é a soma das áreas diárias de derretimento, evidencia uma relação das desintegrações com a persistência do derretimento mais forte do que com as massas derretidas e perdidas na forma de água líquida.

Referências Bibliográficas

- AHLERT, S.;2005. Variações morfológicas do campo de gelo na Península Brabant, Antártica. Dissertação (mestrado em Sensoriamento Remoto) – Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- ANDERSSON, E; THÉPAUT, J. N.; 2008. ECMWF's 4D-Var data assimilation system – The genesis and ten years in operations. ECMWF Newsletter No. 115 – Spring.
- ARIGONY-NETO, J. Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula – a centerline approach combining satellite and GIS data. 2006. 136 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs), Freiburg, 2006.
- ARIGONY-NETO, J.; VOGT, S.; SIMÕES, J.C. Snowmelt dynamics of the Antarctic Peninsula as detected by SAR imagery during the austral summer 2006/2007. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PESQUISA ANTÁRTICA, 15, 2007, São Paulo. Anais... São Paulo: SPA, 2007, v.1, p. 64.
- BØGGILD, C. E.; FORSBERG, R.; REEH, N., 2005. Meltwater retention in a transect across the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 40(1):169-173.
- DIERSSEN, H. M., SMITH, R. C., VERNET, M.; 2002. Glacial meltwater dynamics in coastal waters west of the Antarctic peninsula. *Proceedings of*

the National Academy of Sciences of the United States of America, 99(4):1790-1795.

GONÇALVES, G. A.; 1996. O processamento de imagens SAR na caracterização de feições oceanográficas. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D.; 1996. The NCEP/NCAR 40-year re-analysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77: 437–471.

KING, J. C.; COMISO, J. C. ; 2003: The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1040, doi:10.1029/2002GL015580.

LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; KIRBY, M. (Ed.), 2003. Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives. Washington: American Geophysical Union, p.69-78. (Antarctic Research Series, v.79).

LIU, H., JEZEK, K. C., LI, B., ZHAO, Z.; 2001. Radarsat Antarctic mapping project digital elevation model version 2. *National Snow and Ice Data Center, Boulder (Digital media) Meadows P, Laur H, Schättler B*, 35-42.

LIU, H., WANG, L., JEZEK, K. C.; 2006. Automated Delineation of Dry and Melt Snow Zones in Antarctica Using Active and Passive Microwave Observations From Space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(8):2152-2163.

- LOUET, J. 2001. The Envisat mission and system. ESA, (Boletim ESA, 106). Disponível em: <http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet106/bul106_1.pdf> Acesso em: 12 dez. 2007.
- MARSHALL, G. J., ORR, A., VAN LIPZIG, N.P.M. and KING, J.C.; 2006. The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures, *Journal of Climate*, 19 (20):5388-5404.
- MARTIN P. J. & PEEL D. A., 1978. The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 20(83).
- MARTINEC, J.; 1975. Snowmelt - runoff model for stream flow forecasts. *Nordic Hydrology*, 6:145-154.
- McGRATH, D.; STEFFEN, K.; OVEREEM, I; MERNILD, S. H.; HASHOLT, B.; VAN DEN BROEKE, M.; 2010. Sediment plumes as a proxy for local ice-sheet runoff in Kangerlussuaq Fjord, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 56: 813:821.
- MENDES JR., C., 2011. Monitoramento da zona superficial de neve úmida de geleiras da Península Antártica (1978-2008) através da aplicação do modelo linear de mistura espectral em imagens dos sensores SMMR e SSM/I. Tese (doutorado em Geociências) – Departamento de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- MONAGHAN, A. J.; BROMWICH D. H.; SCHNEIDER, D. P.; 2008. Twentieth century Antarctic air temperature and snowfall simulations by IPCC climate models. *Geophysical Research Letters*, 35 (L07502).
- MOONEY, P. A.; MULLIGAN, F. J.; FEALY, R.; 2010. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air

temperatures over Ireland. *International Journal of Climatology*, 31(4): 545–557.

MORRIS, E.M.; VAUGHAN, D.G.; 2003. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. In: DOMACK, E. LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHALLER, R.; CONVEY, P.; KIRBY, M. (Ed.). *Antarctic Peninsula climate variability historical and paleoenvironmental perspectives*. Washington: American Geophysical Research, 2003. p.61-68.

PFEFFER, W. T., MEIER, M. A., ILLANGASEKARE, T.H.; 1991. Retention of Greenland Runoff by Refreezing' Implications for Projected Future Sea Level Change. *Journal of Geophysical Research*, 96(C12):117-124.

RAU, F., BRAUN, M., FRIEDRICH, M., WEBER, F., GOßMANN, H.; 2000. Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. In: *Proceedings of EARSeL-SIG*:317-327.

REYNOLDS, J.M., 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*,

ROTT, H.; SKVARCA, P.; NAGLER, T.,1996. Rapid collapse of northern Larsen ice shelf, Antarctica. *Science*, London, n.271, p.788-792.

SCAMBOS T.A.; HULBE, C.; FAHNESTOCK, M.; BOHLANDERT J.; 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, Cambridge, v.154, n.46, p.516-530,.

SETZER, A.; KAYANO, M.; 2009. Limitações das reanálises para altas latitudes do hemisfério sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(3) 254-261.

- SIMMONS A, UPPALA S, DEE D, KOBAYASHI S. 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter* 110: 26–35.
- SKVARCA, P.; DE ANGELIS, H.; 2003. Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. In: Domack E.; Leventer, A.; Burnett, A.; Bindschadler, R.; Convey, P. & Kirby, M. (Eds.): Antarctic Peninsula climate variability: historical and paleoenvironmental perspectives. Antarctic Research Series, 79. Columbia, American Geophysical Union, p. 69-78.
- SMITH, A. M., VAUGHAN, D. G., DOAKE, C. S. M., AND JOHNSON, A. C., 1998: Surface lowering of the ice ramp at Rothera Point, Antarctic Peninsula, in response to regional climate change. *Annals of Glaciology*, 27: 113–118.
- SMITH, R.C., FRASER, W. R., STAMMERJOHN, S. E.; 2003. Climate Variability and Ecological Response of Marine Ecosystem in the West Antarctic Peninsula (WAP). In: Greenland, D., Goodin, D. G., Smith, C. R. Climate Variability and Ecosystem Response at Long-Term Ecological Research (LTER) Sites. Oxford University Press, 158–173.
- TORINESI, O., FIFY, M., GENTHON, C.; 2003. Interannual variability and trend of the Antarctic Ice Sheet summer melting period from 20 years of spaceborne microwave data. *Journal of Climate*, 16: 1047-1060.
- TRENBERTH, K.E., JONES P.D., AMBENJE P., BOJARIU R., EASTERLING D., KLEIN TANK A., PARKER D., RAHIMZADEH F., RENWICK J.A., RUSTICUCCI M., SODEN B., ZHAI P., 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L.

Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

TURNER, J.; CONNOLLEY, W. M.; LEONARD, S; MARSHALL, G. J.; VAUGHAN, D. G.; 1999. Spatial and temporal variability of net snow accumulation over the Antarctic from ECMWF re-analysis project data. *International Journal of Climatology*, 19: 697–724.

TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHAL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A. & IAGOVKINA, S.; 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25: 279:294.

TURNER, J., LACHLAN-COPE, T. A., MARSHALL, G. J., MORRIS, E. M., MULVANEY, R.; WINTER, W.; 2002. Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. *Journal of Geophysical Research* 107(4173).

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; DI PRISCO G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D.; MAYEWSKI, P.; SUMMERHAYES, C. Antarctic climate change and the environment. Cambridge: SCAR, 2009. 526 p..

VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; KING, J. C.; MULVANEY, R.; 2001. Climate change - devil in the detail. *Science*, 293:1777-1779.

VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; PARKINSON, C.; MULVANEY, R.; HODGSON, D. A.; KING, J. C.; PUDSEY, C. J.; TURNER, J.; 2003. Recent Rapid Regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 60: 243-374.

VAUGHAN, D.G.; 2006. Recent Trends in Melting Conditions on the Antarctic Peninsula and Their Implications for Ice-sheet Mass Balance and Sea Level. *Environment*, 38(1):147-152.

VOGT, S.; BRAUN, M. Influence of glaciers and snow cover on terrestrial and marine ecosystems as revealed by remotely-sensed data. *Pesquisa Antártica Brasileira*, Rio de Janeiro, n.4, p.105-118, 2004.

ZWALLY H. J., W. ABDALATI, T. HERRING, K. LARSON, J. SABA ; K. STEFFEN; 2002. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science* 297 (5579), 218-222.