

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

**DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DESCARGA DE ÁGUA DE
DERRETIMENTO NOS ÚLTIMOS 34 ANOS
NA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

JULIANA COSTI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

COORIENTADOR – Prof. Dr. Jorge Arigony Neto

Volume I

Porto Alegre – 2015

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

**DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DESCARGA DE ÁGUA DE
DERRETIMENTO NOS ÚLTIMOS 34 ANOS
NA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

JULIANA COSTI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

COORIENTADOR – Prof. Dr. Jorge Arigony Neto

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Rosemary Vieira – Instituto de Geociências, Universidade Federal
Fluminense

Prof. Dr. Cláudio Wilson Mendes Jr. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como requisito
parcial para a obtenção do Título de Doutora
em Ciências.

Porto Alegre – 2015

CIP - Catalogação na Publicação

Costi, Juliana

Derretimento superficial e descarga de água de derretimento nos últimos 34 anos na Península Antártica / Juliana Costi. -- 2015.

110 f.

Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Coorientador: Jorge Arigony-Neto.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2015.

1. Derretimento superficial. 2. Aporte de água doce. 3. Temperatura do ar. 4. Geleiras. 5. Península Antártica. I. Simões, Jefferson Cardia, orient. II. Arigony-Neto, Jorge, coorient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera) e à rede de pesquisa *Interdisciplinary Modelling of Climate Change in Costal Western Antarctica* (IMCONet), pela disponibilização dos recursos financeiros que possibilitaram a execução desta tese de doutorado.

Ao Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões, ao Prof. Dr. Jorge Arigony-Neto e ao Prof. Dr. Matthias Braun, por orientarem e contribuírem neste trabalho, por todos os ensinamentos e por terem me proporcionado inúmeras oportunidades de crescimento profissional e pessoal.

Aos pesquisadores Dr. Bulat Mavlyudov (Academia de Ciências de Moscou), Prof. Dr. Matthias Braun (Universidade de Erlangen-Nuremberg), Dr. Sebastián Marinsek (Instituto Antártico Argentino) e Prof. Dr. Francisco Navarro (Universidade Politécnica de Madri), além de seus colaboradores, pela disponibilização dos dados glaciológicos de campo. Ao *World Glacier Monitoring System* (WGMS) pela manutenção de um banco de dados glaciológicos e pela distribuição dos dados.

Ao *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e à *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) pela produção, manutenção e livre disponibilização dos dados atmosféricos utilizados neste estudo. Às instituições e aos profissionais responsáveis pela manutenção das estações meteorológicas da Península Antártica.

Aos professores e aos colegas do Centro Polar e Climático (UFRGS), do Laboratório de Monitoramento da Criosfera (FURG) e do Instituto de Geografia (FAU) pelo companheirismo, conversas, compartilhamentos, ensinamentos e pela amizade desenvolvida ao longo desse tempo.

Aos meus pais Ana Maria Giordani Costi e Cezar Costi, por sempre compreenderem e apoiarem as minhas escolhas, incondicionalmente e de todas as maneiras que puderam.

A todas as pessoas que de alguma forma fizeram parte da minha vida pessoal durante esse tempo. Agradeço por compreenderem a minha ausência nos tempos mais difíceis e principalmente por terem contribuído na construção da que foi, até o presente, a melhor época da minha vida!

RESUMO

Esta tese investiga o comportamento espaço-temporal do derretimento superficial e o aporte efetivo de água de derretimento ao oceano na Península Antártica durante o período 1980 – 2014, em resolução anual. Foi utilizado um modelo empírico baseado nos dias de temperatura positiva, calibrado com dados de ablação medidos em 29 estacas glaciológicas posicionadas no domo Bellingshausen (ilha Rei George), durante os verões de 2007 a 2012. O modelo foi validado na mesma área por medidas independentes de ablação, realizadas em estacas e por um sensor ultrassônico, durante os verões de 1998 e 2000. Nas ilhas Livingston e Vega, o modelo foi validado por medidas de balanço de massa superficial de verão, inverno e anual, integradas espacialmente, durante o período de 2001 – 2011 e 1999 – 2014, respectivamente para cada ilha. Dados de reanálise ERA-Interim foram regionalizados e utilizados para a alimentação do modelo. O método de regionalização foi validado utilizando dados atmosféricos medidos em 28 estações meteorológicas. Durante o período estudado, o derretimento superficial médio foi 75 Gt, com desvio padrão de 54 Gt. A descarga de derretimento média foi de 9 Gt, com desvio padrão de 8 Gt. O máximo derretimento superficial ocorreu em 1985 (129 Gt) e de descarga efetiva em 1993 (40 Gt). Ambos apresentaram valores mínimos em 2014 (26 Gt e 0,37 Gt, respectivamente). Não foram identificadas tendências temporais estatisticamente significativas para a área total investigada. Os resultados mostram que a área flutuante produziu 68% do derretimento superficial médio e 61% da descarga efetiva média, enfatizando sua importância para a hidrografia costeira. Durante os 7 anos que precederam o colapso da plataforma de gelo Larsen B, a retenção do derretimento superficial foi maior que 95% nas áreas flutuantes, acompanhada de persistentes anomalias negativas de descarga de derretimento. Excluindo as ilhas, as adjacências da plataforma de gelo Larsen B exibiram os maiores derretimento superficial e descarga de derretimento específicos, enfatizando a importância do fluxo de água de derretimento para a desestabilização e colapso de plataformas de gelo. Não foi possível estabelecer uma relação quantitativa entre os índices de Oscilação Sul e Oscilação Antártica e os padrões de derretimento superficial. Entretanto, foi observado que anomalias concomitantemente negativas nos dois índices ocorreram em 1993 e 2006, coincidindo com anomalias positivas de derretimento superficial e descarga de derretimento abrangendo a totalidade da área de estudo. Na região leste da Península Antártica foram encontradas tendências estatisticamente significativas de decréscimo do derretimento superficial, as quais podem estar associadas ao aumento da extensão do gelo marinho no mar de Weddell. A fragmentação da área de estudo resultou em tendências temporais diferentes entre si e com significâncias estatísticas mais fortes, demonstrando que a Península Antártica não se comporta como uma unidade climática e glaciológica.

ABSTRACT

This work investigates the spatio-temporal behavior of the surface melt and runoff on the Antarctic Peninsula from 1980 to 2014 in annual resolution. An empirical model based on the Positive Degree Days approach was used to estimate the surface melt and runoff. The model was calibrated using ablation data measured in 29 glaciological stakes at Bellingshausen Dome (King George Island), from 2007 to 2012. The model was validated at the same area using independent measurements carried out in 1998 and 2000, using ablation stakes and an ultrasonic ranger. In the Livingston and Vega islands, the model was validated by winter, summer and annual surface mass balance measurements, spatially integrated, from 2001 – 2011 and 1999 – 2014, respectively for each island. The model was fed by ERA-Interim downscaled reanalysis data. This downscaling method was validated using atmospheric measurements from 28 weather stations. During the studied period, the average surface melt was 75 Gt with standard deviation of 54 Gt. The average runoff was 9 Gt with 8 Gt of standard deviation. Surface melt maximum values occurred in 1985 (129 Gt), while in 1993 occurred the maximum runoff (40 Gt). Both showed minimum values in 2014 (surface melt 26 Gt, runoff 0.37 Gt). No statistical significant trends exist for the total area. The results reveal that the floating ice areas produce 68% of the mean runoff and 61% of the mean surface melt, emphasizing their importance to coastal hydrography. During the seven years preceding the Larsen B collapse, surface melt retention was higher than 95% on the floating ice areas, together with persistent negative runoff anomalies. Excluding the islands, the vicinity of this former ice shelf exhibits the highest specific surface melt and runoff. This emphasizes the importance of meltwater flow and retention for ice shelf breakup. It was not possible to establish a quantitative relation between climatic modes, such as the Southern Oscillation and the Southern Annular Mode, and the meltwater production. Nevertheless, two widespread surface melt positive anomalies occurred in 1993 and 2006, concomitantly to negative anomalies in both indexes. The east area of the Antarctic Peninsula shows statistically significant trends for surface melt and runoff decrease. These trends may be related to an increase in sea ice extent in the Weddell Sea during the same period. The fragmentation of the study area led to different temporal trends with increased statistical significance. It demonstrates that the Antarctic Peninsula does not behave as a climatological and glaciological unity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: Efeito das mudanças climáticas na Península Antártica.....	2
Figura 1-2: Mapa mostrando as isolinhas de altitude da área de estudo.	5
Figura 1-3: Isolinhas de temperatura média anual do ar próximo à superfície na PA.	6
Figura 1-4: Delimitação das bacias de drenagem da PA e velocidade do fluxo das geleiras.....	6
Figura 2-1: Componentes do balanço de massa de uma geleira.....	8
Figura 2-2: Representação 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.....	10
Figura 2-3: Derretimento diário medido versus temperatura média diária. $R=0,78$, $n=512$	15
Figura 2-4: Origem da radiação atmosférica de onda longa em latitudes médias sem nuvens, mostrando a elevada porcentagem do fluxo proveniente dos primeiros 1000 m a partir da superfície.....	16
Figura 2-5: Mapa do balanço de massa superficial da PA estimado a partir de dados <i>in situ</i>	21
Figura 2-6: Mapa da distribuição do balanço de massa superficial da Antártica.	22
Figura 2-7: Diferença entre o balanço de massa modelado por van de Berg <i>et al.</i> (2005) em relação ao mapa de Turner <i>et al.</i> (2002).....	23
Figura 2-8: DTPs estimados para os anos a) 1950, b) 2000 e c) 2050.	24
Figura 3-1: Modelo Digital de Elevação <i>Radarsat Mapping Project</i> (MDE RAMP).	26
Figura 3-2: Mapa localizando os dados de campo utilizados.....	28
Figura 3-3: Representações dos campos de temperatura média do ar na superfície.	31
Figura 4-1: Comparação das estimativas dos DTPs utilizando dados de temperatura provenientes de estações meteorológicas e do modelo ERAI regionalizado.....	36
Figura 4-2: Diagramas de dispersão entre DTPs e $T_{\text{média}}$ do ano hidrológico e de novembro a março e variabilidade temporal dos DTPs e da $T_{\text{média}}$ do ano hidrológico completo e dos meses de novembro a março.....	38
Figura 4-3: FD resultante da regressão linear entre os DTPs calculados a partir da regionalização das temperaturas do ERAI para a posição de cada estaca e cada período de medição da LE1 e as medições de ablação na LE1.....	39

Figura 4-4: Correlação entre o DS modelado e a ablação medida em cada estaca da LE2.....	40
Figura 4-5: Comparação da ablação diária medida pelo SR50 e o DS modelado utilizando os DTPs e o FD estimados.	40
Figura 4-6: Comparação das medidas de BMS realizadas por Navarro et al. (2013) na Península Hurd.	41
Figura 4-7: Comparação do BMS anual da geleira Baía del Diablo medida por Skvarca <i>et al.</i> (2004) e Marinsek & Ermolin (2015).....	42
Figura 4-8: Séries temporais anuais para as áreas total, continental e flutuante.	43
Figura 4-9: Anomalias padronizadas das séries temporais de derretimento superficial (DS), descarga de derretimento (Dd), retenção (Ret) e retenção potencial (Do).	45
Figura 4-10: Área de derretimento total e mediana de cada ano estudado.....	46
Figura 4-11: Área de derretimento ao longo dos meses.	47
Figura 4-12: Mapas mostrando a) DS médio e seu desvio padrão (a') entre 1981 e 2014 e b) Dd médio e seu desvio padrão (b') durante o mesmo período.	48
Figura 4-13: DS e Dd nas diferentes regiões da PA: a - l) séries temporais de DS e Dd de cada região; m) máxima elevação de ocorrência de Dd em cada região e n mapa delimitando cada região.	50
Figura 4-14: Fração do DS/A (A) e da Dd/A (B) por faixas de 100 m de elevação, em cada uma das 11 regiões consideradas no presente estudo.	52
Figura 4-15: Porcentagem da camada de cada ano que apresenta recongelamento no testemunho da ilha James Ross.....	54
Figura 4-16: Média das anomalias padronizadas dos índices SOI e SAM durante o período 1981 – 2014.	57
Figura 4-17: Correlação da CP2 (SAM) com a temperatura média anual do ar (ERA1).	57
Figura 4-18: Figura esquematizada da influência do SOI positivo nos fluxos de calor para as altas latitudes e consequências sobre o gelo marinho a leste e o oeste da PA.	58
Figura 4-19: Média móvel de 5 anos das anomalias padronizadas do Ds e da Dd em cada sub região e dos índices SOI e SAM.....	59

LISTA DE TABELAS

Tabela 2-1: Estimativas de PDD, derretimento superficial e descarga de derretimento realizadas por Vaughan (2006)	23
Tabela 3-1: Relação e características gerais dos dados utilizados para alimentação, calibração e validação do modelo de DS e Dd.	29
Tabela 4-1: Estações meteorológicas utilizadas nesse estudo para validação dos DTPs estimados a partir das temperaturas ERAI regionalizadas.	35
Tabela 4-2: Coeficiente de correlação entre os DTPs e a temperatura média do ano hidrológico e a temperatura média dos meses de novembro a março nas EMs selecionadas, distribuídas na PA.	37
Tabela 4-3: Tendências da área de derretimento considerando o período total e sub-períodos da série temporal.	46
Tabela 4-4: Correlações entre as séries temporais das 11 regiões consideradas.	51
Tabela 4-5: Tendências das séries temporais estimadas para as áreas total, flutuante e continental da PA.	54
Tabela 4-6: Tendências das séries temporais de DS, Do, Dd e Ret médias de cada região considerada no presente estudo.	55

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADD	<i>Antarctic Digital Database</i>
BMSa	Balanço de massa superficial anual
BMSi	Balanço de massa superficial de inverno
BMSv	Balanço de massa superficial de verão
CESM	<i>Community Earth System Model</i>
DEBaM	<i>Distributed Energy Balance Model</i>
DS	Derretimento superficial
DS/A	Derretimento superficial específico
DTP	Soma das temperaturas positivas num período determinado
Dd	Descarga de derretimento
Dd/A	Descarga de derretimento específica
FD	Fator de derretimento
E-N	Sub-região Leste – Norte
E-LB	Sub-região Leste – Larsen B
E-LC	Sub-região Leste – Larsen C
E-S	Sub-região Leste – Sul
ECMWF	<i>European Centre for Medium-range Weather Forecast</i>
EM	Estação meteorológica
ERA-Interim	ERA-Interim
FTP	File Transfer Protocol
GH	Geleira Hurd
GJ	Geleira Johnson
GBD	Geleira Baía del Diablo
IPCC	<i>Intergovernmental Pannel for Climate Change</i>
ISS	Ilhas Shetland do Sul
Joi	Sub-região Joinville
KNMI	Instituto de Meteorologia Real Holandês
LE1	Linha de estacas 1

LE2	Linha de estacas 2
LIV	Ilha Livingston
MAR	<i>Modèle Atmosphérique Régional</i>
MDE RAMP	Modelo Digital de Elevação Radarstat Mapping Project
NNRP-1	<i>NCEP/NCAR Reanalysis Products-1</i>
NCDC	<i>National Climatic Data Center</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OCDD	<i>Online Climate Data Directory (OCDD).</i>
PA	Península Antártica
PGLB	Plataforma de gelo Larsen B
PGLC	Plataforma de gelo Larsen C
PGW	Plataforma de gelo Wilkins
Polar MM5	<i>Polar Pennsylvania State University – National Center for Atmospheric Fifth-Generation Mesoscale Model</i>
QSCAT	QuickSCAT
RACMO	<i>Regional Atmospheric Climate Model</i>
RMSE	Raiz da soma do erro médio quadrático
SR50	Sensor ultrasônico de ablação
VEG	Ilha Vega
WGMS	<i>World Glacier Monitoring System</i>
W-N1	Sub-região Oeste-Norte1
W-N2	Sub-região Oeste-Norte2
W-BM	Sub-região Oeste-Baía Marguerite
W-WI	Sub-região Oeste-Wilkins
W-S	Sub-região Oeste-Sul
SOI	Índice de Oscilação Sul
SAM	Modo Anular Sul
ENSO	Modo El Niño – Oscilação Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Ablação em um ponto
B	Balanço de massa glacial
\dot{b}	Taxa de variação do balanço de massa em um ponto
\dot{b}_s	Componente superficial da taxa de variação do balanço de massa em um ponto
\dot{b}_i	Componente interno da taxa de variação do balanço de massa em um ponto
\dot{b}_b	Componente basal da taxa de variação do balanço de massa em um ponto
c	Acumulação de neve em um ponto
c_t	Capacidade térmica
DS	Derretimento superficial
DS/A	Derretimento superficial específico
DTP	Soma das temperaturas positivas num período determinado
Dd	Descarga de derretimento
Dd/A	Descarga de derretimento específica
FD	Fator de derretimento
G	Radiação global de onda curta (0,5-4 μm)
GR	Radiação global refletida
h	Altura
\dot{h}	Taxa de variação de altura
k	Constante de proporcionalidade entre o volume do reservatório e a descarga produzida
L	Calor latente de fusão para o gelo
$L \downarrow$	Radiação de onda longa incidente (4-120 μm)
$L \uparrow$	Emissão de onda longa pela superfície
lr	Taxa de decréscimo altitudinal da temperatura
M	Massa de um corpo glacial
\dot{m}	Taxa de variação de massa em um ponto
DTP	Soma das temperaturas positivas em um período
\vec{q}	Fluxo de gelo
Q_D	Energia disponível para gerar derretimento

Q_{Rl}	Radiação líquida
Q_s	Fluxo de calor sensível
Q_l	Fluxo de calor latente
Q_b	Fluxo de calor basal
Q_c	Fluxo de calor sensível proveniente da chuva
R	Taxa de infiltração
T	Temperatura
t	Tempo
\vec{v}	Velocidade
V	Volume
α	Derretimento quando $T = 0^\circ\text{C}$
β	Taxa de aumento do derretimento com o aumento da temperatura
ε	Erro randômico
ρ	Densidade
ρ_c	Densidade inicial do firn
ρ_{pc}	Densidade de fechamento dos poros

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	II
ABSTRACT	III
LISTA DE FIGURAS	IV
LISTA DE TABELAS	VI
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	VII
LISTA DE SÍMBOLOS	IX
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 HIPÓTESE.....	3
1.2 OBJETIVOS	3
1.3 ÁREA DE ESTUDO	4
2 TEORIA E ESTADO DA ARTE.....	7
2.1 BALANÇO DE MASSA.....	7
2.2 MODELAGEM DO DERRETIMENTO SUPERFICIAL	10
2.3 MODELOS FÍSICOS	11
2.4 MODELOS EMPÍRICOS.....	13
2.5 DESCARGA DE ÁGUA DE DERRETIMENTO.....	17
2.6 ESTUDOS RELACIONADOS AO DERRETIMENTO SUPERFICIAL E AO BALANÇO DE MASSA NA PENÍNSULA ANTÁRTICA	19
3 FONTES DE DADOS E MÉTODOS.....	25
3.1 DADOS UTILIZADOS PARA ALIMENTAÇÃO DO MODELO DE DS E Dd	25
3.2 DADOS UTILIZADOS PARA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO DE DS E Dd	27

3.3	REGIONALIZAÇÃO DOS DADOS DE TEMPERATURA ERAI.....	30
3.4	MODELAGEM DO DS E DA Dd	31
3.5	VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS.....	33
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
4.1	PERFORMANCE DA REGIONALIZAÇÃO DA TEMPERATURA E DO MODELO DE DS E Dd.....	34
4.2	SÉRIES TEMPORAIS DE DS e Dd	42
4.3	REGIONALIZAÇÃO DOS RESULTADOS	49
4.4	TENDÊNCIAS NOS ÚLTIMOS 34 ANOS, MUDANÇAS E VARIABILIDADE CLIMÁTICAS	53
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS.....	61
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
	ANEXO A: MAPAS ANUAIS DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL	73
	ANEXO B: MAPAS ANUAIS DE DESCARGA DE DERRETIMENTO	82
	ANEXO C: MAPAS ANUAIS DE ACUMULAÇÃO	91
	ANEXO D: EXEMPLO DE SCRIPT EM MATLAB PARA O CÁLCULO DO DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DA DESCARGA DE DERRETIMENTO.....	95

1 INTRODUÇÃO

A Península Antártica (PA) é uma das regiões onde, ao longo dos últimos 50 anos, a temperatura média anual do ar superficial mudou mais rapidamente do que a média global (Turner *et al.* 2005, Trenberth *et al.* 2007, Steig *et al.* 2009). O quarto relatório do IPCC (Trenberth *et al.* 2007) apontou um aumento na temperatura superficial média global de 0,75°C durante o século XX, entretanto na PA o aumento médio foi de 3,6°C - quase 5 vezes acima do aquecimento global (Vaughan *et al.* 2003). Esse padrão caracteriza a PA como a única região no Hemisfério Sul que apresenta um aquecimento atmosférico **recente** e **rápido**, juntamente com o noroeste da América do Norte e o Platô Siberiano no Hemisfério Norte (Vaughan *et al.* 2003).

Não apenas a temperatura média subiu. Nos últimos 50 anos, há também tendência de aumento do número de dias com temperaturas médias positivas por ano e da duração dos períodos com temperaturas positivas (Torinesi *et al.* 2003, Vaughan *et al.* 2003). Essas condições caracterizam a PA como uma região com estação de derretimento intensa e persistente (Liu *et al.* 2006a)

Esse cenário é favorável ao aumento na produção de água de derretimento glacial, que de fato acelerou na PA durante o século XX (Abram *et al.* 2013). Outras consequências destas mudanças são evidentes, tais como retração de frentes de geleiras, desintegração de plataformas de gelo, redução da área coberta por gelo marinho sazonal e alterações no padrão de precipitação local (Arigony-Neto 2006), como mostra a Figura 1-1.

Apesar deste contexto, poucos estudos dedicaram-se à investigação do derretimento superficial (DS) e de sua descarga efetiva (Dd). O maior esforço concentrou-se nos anos que sucedem 1978, após o início das missões espaciais que colocaram os primeiros satélites de observação da Terra em órbita. Essa nova fonte de dados possibilitou uma cobertura espaço-temporal de regiões de difícil acesso. Os dados de sensoriamento remoto possibilitam tanto a observação quase diária do continente Antártico, como também fornecem dados para alimentação de modelos de circulação atmosférica que simulam as variáveis climatológicas do globo inteiro.

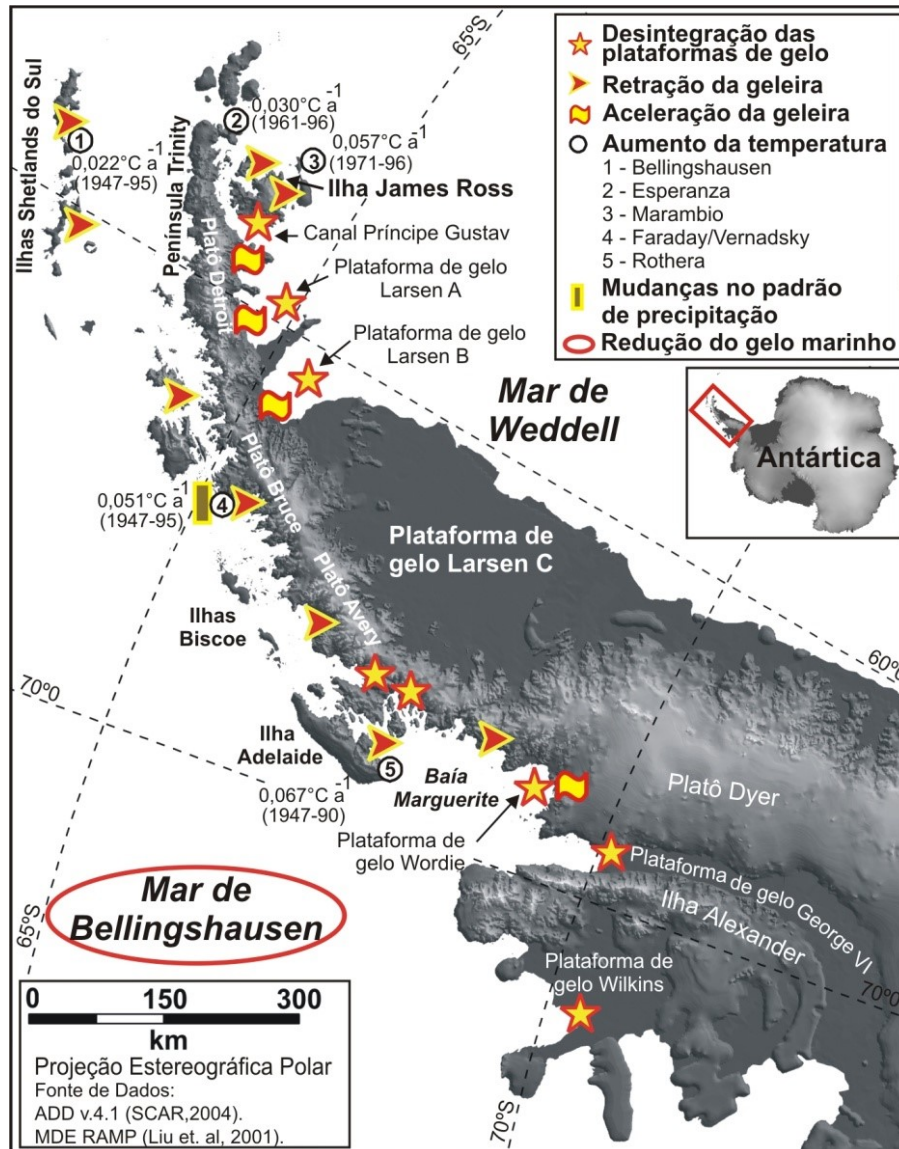


Figura 1-1: Efeito das mudanças climáticas na Península Antártica. Fontes: Rau (2003), Ahlert (2005) e Arigony-Neto (2006).

O presente estudo é dedicado a estimar o DS e a Dd para a PA e ilhas adjacentes, usando dados disponibilizados pelo Centro Europeu de Previsão do Tempo de Média Escala (ECMWF, sigla em inglês), gerando a mais longa série temporal distribuída de resolução anual para a PA até o presente.

1.1 HIPÓTESE

Esta tese testa a possibilidade de analisar o comportamento espaço temporal do derretimento superficial e da descarga de água de massas de gelo para o oceano a partir de modelos matemáticos e dados de reanálise climática, combinados com medidas meteorológicas e de derretimento realizadas *in situ*.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo central deste estudo é, partindo das abordagens de Pfeffer *et al.* (1991) e de Vaughan (2006), reconstituir as séries temporais anuais de derretimento superficial das geleiras da Península Antártica e do aporte de água de derretimento ao oceano para o período 1980 – 2014. Como objetivos específicos:

- ❖ Refinar as grades de temperatura superficial disponibilizadas pelo projeto de reanálise ERA-Interim (ERA-I);
- ❖ Utilizar um modelo matemático baseado exclusivamente na temperatura do ar próximo à superfície e calibrado com medidas de campo para quantificar o derretimento superficial em resolução temporal anual;
- ❖ Quantificar a retenção do derretimento superficial e a descarga efetiva no mesmo período por um modelo que considera os processos de recongelamento, capilaridade e preenchimento dos poros;
- ❖ Verificar a existência de tendência temporal estatisticamente significativa nas séries temporais estimadas;
- ❖ Analisar o comportamento espaço-temporal das variáveis modeladas.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A Península Antártica, incluindo as pequenas e numerosas ilhas adjacentes, situa-se geograficamente entre aproximadamente 62°S e 76°S e 55°W e 85°W, na Antártica ocidental (Figura 1-2). A leste é banhada pelo mar de Weddell e a oeste pelo mar de Bellingshausen. A norte situam-se as ilhas Shetland do Sul (ISS), onde há uma grande densidade de estações meteorológicas e de pesquisa, especialmente na ilha Rei George. Entre a PA e as ISS encontra-se o estreito de Bransfield, e a norte das ISS a passagem de Drake, que conecta os oceanos Atlântico e Pacífico.

Fisicamente, a PA caracteriza-se por uma cadeia de montanhas central que atinge elevações acima de 2500 m, apresentando platôs centrais de topografia relativamente plana no topo e elevada declividade em direção às plataformas de gelo que a circundam. Tais plataformas representam 24% da área total e apresentam extensões variáveis, sendo as maiores Larsen C (PGLC), Larsen D, Wilkins (PGW) e George VI. Ao longo dos últimos 50 anos, intensas retrações e mesmo colapsos parciais (Larsen B - PGLB) e totais (Prince Gustav, Larsen A) resultaram em uma perda de 18% da área flutuante considerando o período entre 1950 e 2008 (Cook & Vaughan 2010).

Os parâmetros climáticos na PA apresentam intensos gradientes latitudinais e longitudinais, como evidenciado por Morris & Vaughan (2003) em seus mapas de temperatura média do ar (Figura 1-3). Isso se deve em parte ao padrão geral de circulação atmosférica da região, sujeita ao aporte de massas de ar quente e úmido provenientes de noroeste (ventos de oeste) contrastando com os sistemas de baixa pressão que se deslocam a partir do interior do continente antártico (ciclones extratropicais).

Não obstante, a barreira física criada pela cadeia de montanhas central constitui um grande obstáculo para a circulação dos ventos de oeste no hemisfério sul. Dessa forma, na costa ocidental o clima é tipicamente marítimo frio enquanto que na costa oriental aproxima-se muito mais a um clima continental. A ocorrência de ventos do tipo *foehn* de oeste para leste gera, na PGLC, um cinturão de temperatura mais elevada na borda da cadeia de montanhas em relação àquelas encontradas no limite com o mar de Weddell.

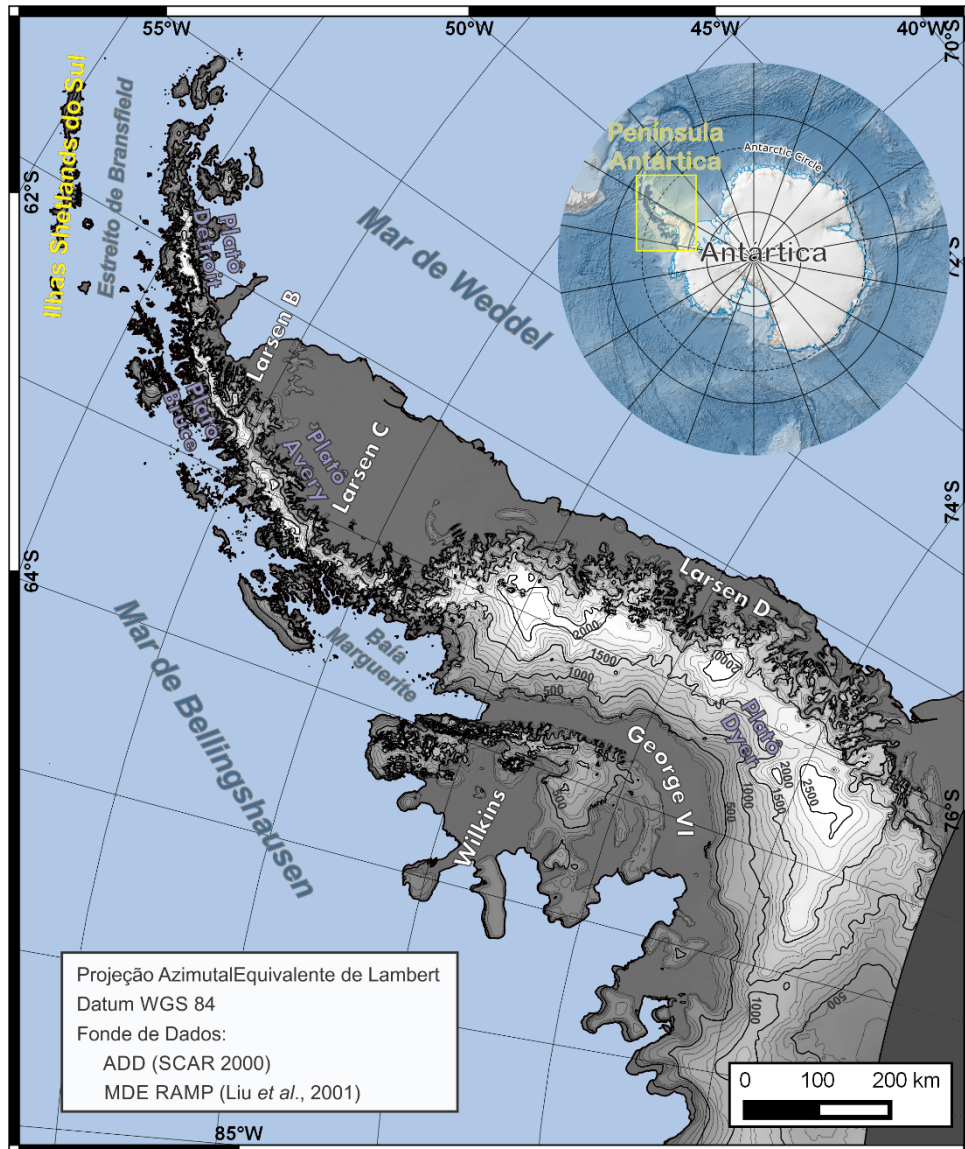


Figura 1-2: Mapa mostrando as isolinhas de altitude da área de estudo. Os nomes em letras brancas localizam as principais plataformas de gelo. Nomes em letras lilás situam os platôs no topo da cadeia de montanhas central.

Glaciologicamente, a PA é formada por grandes geleiras do tipo alpino ou de vale, temperadas (SCAR 2009) as quais drenam a partir do platô central em direção aos dois lados da península (Figura 1-4). As ilhas adjacentes são dominadas por campos e calotas de gelo. O derretimento superficial ocorre regularmente no verão, iniciando predominantemente em outubro e com duração média de 49 dias (Barrand *et al.* 2013). O platô central é predominantemente caracterizado por uma zona de neve seca, que indica temperaturas abaixo de -11°C (Rau & Braun 2002).

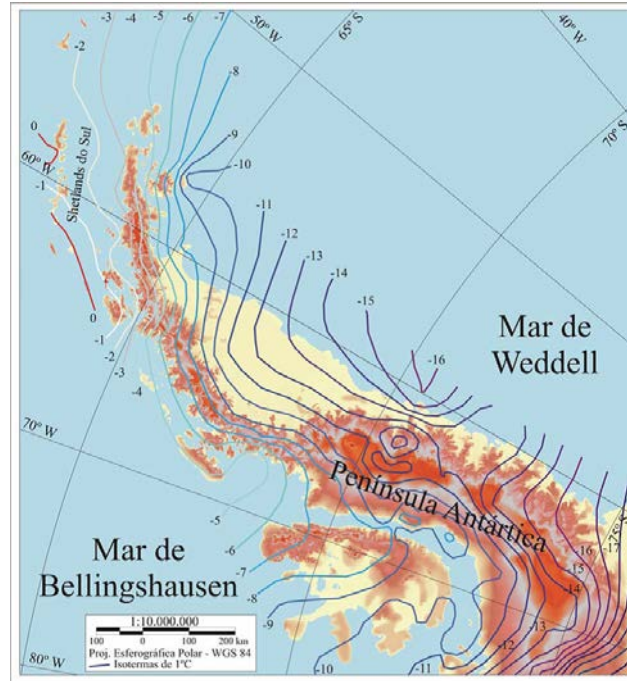


Figura 1-3: Isolinhas de temperatura média anual do ar próximo à superfície na PA compiladas por Morris e Vaughan (2003). Adaptado de Ahlert (2005).

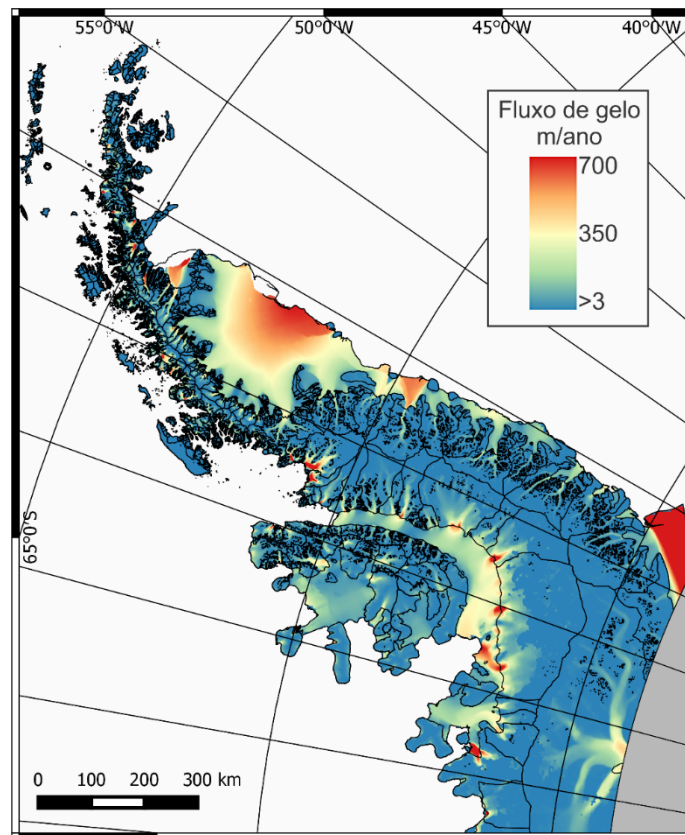


Figura 1-4: Delimitação das bacias de drenagem da PA (ADD 6.0) e velocidade do fluxo das geleiras (Rignot *et al.* 2011).

2 TEORIA E ESTADO DA ARTE

Este capítulo 1) sintetiza os conceitos básicos relacionados ao balanço de massa glacial, 2) introduz as abordagens mais amplamente utilizadas para a modelagem do derretimento superficial e sua descarga efetiva e, finalmente, 3) apresenta uma revisão do conhecimento atual unificado desses temas na Península Antártica e associações com outras áreas de conhecimento

2.1 BALANÇO DE MASSA

O derretimento superficial é um dos termos que compõem o balanço de massa glacial (B). A fim de esclarecer seu papel e importância nesse balanço, torna-se necessária a definição dos demais termos que o compõem. Os primeiros estudos que se tem registro do balanço de massa glacial datam de 1874 na geleira Rhone, localizada nos Alpes Suíços. Cogley *et al.* (2011) são os autores do mais recente glossário de sistematização da terminologia, sendo, portanto, a referência adotada no presente trabalho para a definição dos termos que seguem. De acordo com os autores, os primeiros glossários relacionados a aspectos glaciológicos e balanço de massa glacial são um trabalho anônimo de 1969 e UNESCO/IASH (1970).

Por definição, o balanço de massa glacial B é a variação de massa M de um corpo glacial num determinado período t (usualmente uma estação ou ano).

$$B = \Delta M = \int_{t_i}^{t_f} M dt \quad (1)$$

Quaisquer processos que adicionem massa ao corpo glacial são tratados como Acumulação (c); os processos responsáveis pela perda de massa são tratados como Ablação (a). A mensuração destes processos normalmente não é realizada de forma espacialmente contínua, mas sim em pontos de um determinado corpo. Para denotar o balanço de massa em um ponto, utilizamos o símbolo b , e considerando que a variação de massa é a soma dos processos de acumulação e ablação, a equação 1 pode ser reescrita, para o ponto, como

$$b = c + a = \int_{t_i}^{t_f} (c + a) dt \quad (2)$$

Os processos de acumulação são responsáveis pelo ganho de massa do corpo glacial, portanto têm sinal positivo. Seus componentes são a precipitação em forma de neve, a deposição de geada, precipitação sólida e congelamento da chuva, o congelamento basal e acumulação interna. Os processos de ablação, por sua vez, são responsáveis pela perda de massa, tendo sinal negativo. O derretimento superficial e basal, o desprendimento de icebergs e a sublimação são componentes deste processo. A ação do vento como agente que transporta neve precipitada pode ser considerada tanto um processo de acumulação como de ablação, dependendo se o transporte ocorre no sentido de adicionar ou remover neve do ponto estudado. Da mesma forma, as avalanches também podem entrar em ambos os termos. A Figura 2-1 esquematiza os processos acima referidos.

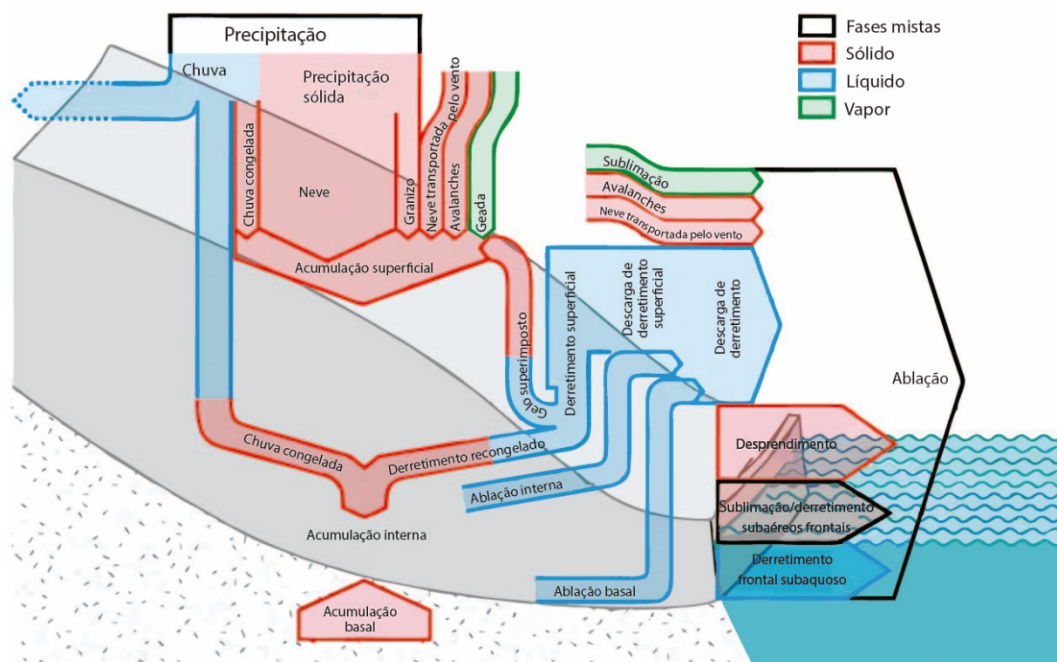


Figura 2-1: Componentes do balanço de massa de uma geleira. (Adaptado de Cogley *et al.*, 2011).

Entretanto, as geleiras movimentam-se, implicando que em uma coluna de gelo de área dS o balanço de massa será influenciado pela velocidade, ou seja, o movimento transporta massa ao longo do corpo. Como a velocidade trata-se de uma taxa de variação no tempo, é conveniente para a formulação tratarmos b como \dot{b} , a taxa do balanço de massa (ou simplesmente, o balanço de massa dividido pelo intervalo de tempo). Ainda, b , ou \dot{b} , pode ser separado em seus componentes superficial, interno e basal, e o fluxo \vec{q} em uma coluna de gelo

de área dS é dado por $\bar{\rho}h\vec{v}$ (onde por $\bar{\rho}$ = densidade média, h = altura da coluna e \vec{v} = velocidade). A equação será, portanto:

$$\dot{m} = \dot{b}_s + \dot{b}_i + \dot{b}_b + (q_{entra} + q_{sai})/dS \quad (3)$$

Assim, podemos considerar que em um determinado intervalo de tempo em que a densidade média da coluna de gelo permaneça constante, sua variação de altura se dará apenas pela adição ou subtração de massa, e a equação da continuidade representa esta variação.

$$\dot{h} = \dot{b} - \nabla \cdot \vec{q} \quad (4)$$

Há, portanto, uma ambiguidade terminológica amplamente difundida na literatura que trata da dinâmica dos corpos glaciais. Comumente, o termo “balanço de massa” é utilizado referindo-se apenas ao balanço entre a acumulação e a ablação, o que não é necessariamente correto. Esta tendência vem dos termos superficiais e internos que ocorrem próximo à superfície serem os que respondem diretamente à variabilidade e às mudanças climáticas, sendo mais amplamente estudados. Para aumentar a clareza da definição, convencionou-se chamar de “balanço de massa superficial” o balanço dos processos superficiais e “balanço de massa climático” o balanço dos processos superficiais e internos juntos (Cogley *et al.* 2011).

Os termos que compõem a acumulação e a ablação têm importância relativa, dada pelas particularidades climáticas locais e pela escala espaço-temporal que se pretende estudar. Avalanchas, por exemplo, podem ser responsáveis pela extensão de uma geleira além daquela esperada dadas as condições climáticas locais, logo podem ser fatores de elevada importância no estudo de geleiras de montanha. Entretanto, se o objetivo do estudo é analisar o balanço de massa em um manto de gelo, negligenciar a ação das avalanchas pode não incorrer num erro significativo.

Esses conceitos, embora à primeira vista simples, requerem uma análise mais profunda de seus componentes se buscamos analisar sua variação em resposta à variabilidade e mudanças climáticas, bem como seus amplos efeitos na dinâmica do sistema glacial ou dos sistemas naturais adjacentes, sejam eles os ambientes sedimentares, a dinâmica costeira, as flutuações do nível médio dos oceanos ou os ecossistemas marinhos, costeiros e terrestres.

Na PA as perdas de massa por desprendimento de icebergs supera as perdas por descarga de água de derretimento. Tal característica não diminui a relevância de seu estudo, dada a sua

importância para diferentes temas, como a resposta de geleiras às mudanças climáticas, dinâmica glacial, hidrologia e hidroquímica (Hock 2005). Além disso, sua influência no balanço de massa não se resume apenas à geração de fluxo de água de derretimento, pois ao percolar por fendas e *moulins*, essa água pode lubrificar o contato do gelo com o embasamento e promover a aceleração do fluxo geleira, bem como transferir energia para as camadas mais internas (Zwally *et al.* 2002), como mostra a Figura 2-2.

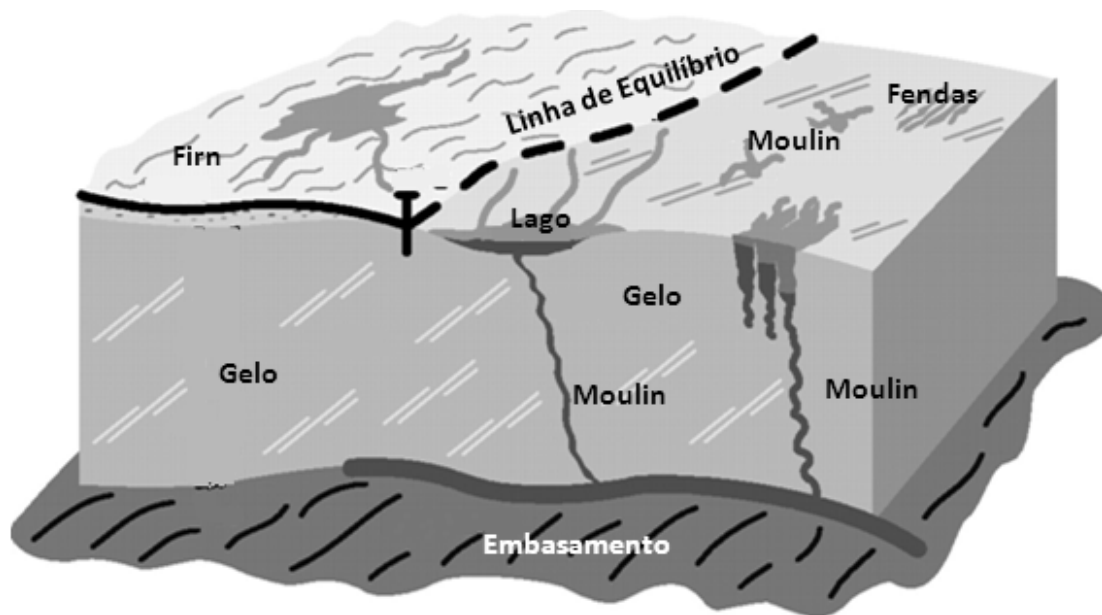


Figura 2-2: Representação de feições na linha de equilíbrio e zona de ablação de uma geleira, incluindo a drenagem subsuperficial, fendas, *moulins* (drenos de geleiras) e lagos superficiais. Adaptado de Zwally *et al.* (2002).

2.2 MODELAGEM DO DERRETIMENTO SUPERFICIAL

O interesse pelo entendimento das variações nos termos que compõem o balanço de massa glacial, dentre eles o derretimento superficial, é impulsionado pelas evidentes alterações nas geleiras ao redor do mundo e a publicação de cada vez mais estudos que comprovam as mudanças climáticas recentes. Busca-se a compreensão dos processos para realizar previsões sobre o comportamento futuro e reconstrução das condições pretéritas dos sistemas glaciais, devido à sua fundamental influência no clima do planeta, no nível médio dos mares, na circulação termohalina dos oceanos e na formação de massas d'água, fatores de elevado impacto nas condições de vida na Terra.

Os modelos matemáticos empregados no estudo do derretimento superficial são forçados por dados atmosféricos. A relativa facilidade com que dados atmosféricos são medidos em relação à dificuldade de mensuração direta do derretimento torna o uso de modelos o principal método de investigação do derretimento superficial de geleiras ou mantos de gelo, especialmente daqueles polares, devido às amplas áreas que ocupam e às dificuldades logísticas intrínsecas ao ambiente. Um dos primeiros autores a relacionar a mudança no comportamento das geleiras com o clima foi Walcher (1773), porém as bases das formulações dos modelos atuais foram lançadas pelo U.S. Army Corps of Engineers (1956). Autores como Anderson (1972) e Martinec (1975) utilizaram essas formulações adaptadas para realizarem as primeiras simulações do derretimento superficial de geleiras.

De uma forma geral, os modelos atuais podem ser divididos em físicos e empíricos. Modelos físicos são aqueles que estimam o derretimento superficial considerando o balanço de energia na superfície, dado pela incidência e reflexão de radiação solar. Os modelos empíricos valem-se da alta correlação dos termos aditivos do balanço de energia com a temperatura do ar próximo à superfície para estabelecer uma relação empírica direta entre derretimento e temperatura do ar (Ohmura, 2001).

2.3 MODELOS FÍSICOS

A elevação da temperatura da neve ou do gelo a 0°C resulta em seu derretimento, entretanto nem sempre isso ocorrerá quando a temperatura do ar for positiva, mas sim quando houver uma energia residual superior a 0 na superfície, dada pela equação 5 (Hock 2005). Os modelos físicos resolvem a equação do balanço superficial de energia para determinar a quantidade de energia disponível para gerar derretimento (Cogley *et al.* 2011)

$$Q_D = Q_{RI} + Q_s + Q_l + Q_b + Q_c \quad (5)$$

onde,

Q_D = Energia disponível para gerar derretimento

Q_{RI} = Radiação líquida

Q_s = Fluxo de calor sensível

Q_l = Fluxo de calor latente

Q_b = Fluxo de calor basal

Q_c = Fluxo de calor sensível proveniente da chuva

Cada termo exerce uma influência variável no balanço, dependendo da localização, condições da atmosfera e características da massa de gelo. Em geleiras de montanha, geralmente Q_{RI} é o fator dominante. Esse termo representa o balanço entre a incidência e a reflexão da radiação de ondas longas e curtas na superfície, podendo ser separado, portanto em 4 fluxos radiativos.

$$Q_{RI} = G + GR + L \downarrow + L \uparrow \quad (6)$$

G é a radiação global de onda curta (0,5 – 4 μm), a radiação direta do sol na superfície da Terra. É uma função da constante solar, do ângulo zenital, da influência topográfica (sombra, inclinação), da presença de nuvens e da composição atmosférica, podendo variar de 0 a 1000 Wm^{-2} . GR é a radiação global refletida e depende do albedo da superfície. $L \downarrow$ é a radiação de onda longa incidente (4 – 120 μm), emitida pelos gases constituintes da atmosfera, principalmente o vapor de água, gás carbônico e ozônio, variando de 250 a 350 Wm^{-2} . $L \uparrow$ é a emissão de onda longa pela superfície e é uma função da sua temperatura, seguindo a Lei de Stefan-Boltzman. Em condições de derretimento, atinge o valor máximo de 316 Wm^{-2} , uma vez que a neve e o gelo não podem ter temperatura superior a 0°C.

O fluxo de calor sensível (Q_s) é a energia em forma de temperatura do ar transferida para a superfície. Quanto maior o gradiente de temperatura entre a superfície e a atmosfera e a velocidade do vento, maior também Q_s . O fluxo de calor latente (Q_l) depende do gradiente entre a pressão de vapor do ar e da superfície. Quando ela é maior no ar, possibilita a condensação e a resublimação, liberando energia. Do contrário, ocorre evaporação e sublimação, processos que requerem energia. O fluxo de calor basal (Q_b) é a mudança na distribuição vertical de calor de uma coluna. O fluxo de calor sensível proveniente da chuva (Q_c) é a energia proveniente pelo calor da chuva, e depende da sua intensidade e temperatura. Os dois últimos fluxos são, em geral, relativamente pouco influentes no balanço energético.

Sabendo a energia disponível para gerar derretimento, a massa de derretimento gerada é

$$D = \frac{Q_D}{\rho_{\text{água}} L_f} \quad (7)$$

onde,

$\rho_{\text{água}}$ = densidade da água

L_f = calor latente de fusão da água

Os modelos que estimam o balanço de massa e o derretimento são diferentes adaptações e parametrizações das equações acima descritas, normalmente acoplados a modelos atmosféricos regionais. Atualmente, um dos mais utilizados é o *Regional Atmospheric Climate Model – RACMO* (van Meijgaard *et al.*, 2008), desenvolvido pelo Instituto Real de Meteorologia da Holanda (KNMI). Os contornos do modelo podem ser forçados por modelos de circulação atmosférica global, a partir dos quais o clima regional é simulado e força o modelo de balanço de massa superficial acoplado. Para melhor representar as condições particulares sobre a Groenlândia e a Antártica, foram desenvolvidas duas versões específicas, respectivamente RACMO2GR (Ettema *et al.* 2010) e RACMO2ANT (van de Berg *et al.* 2005). Uma recente abordagem é dada pelo *Community Earth System Model* (CESM, Hurrell *et al.*, 2013), utilizado para simular o balanço de massa superficial da Groenlândia de 1850 a 2005 e também realizar uma projeção para o período de 2005 a 2100 (Vizcaíno *et al.* 2014). Polar MM5 (Box *et al.* 2004, Box *et al.* 2006) e MAR (Gallee & Schayes 1994) são outros exemplos de modelos acoplados. O DEBaM (*Distributed Energy Balance Model*) resolve o balanço de massa especialmente para locais de topografia complexa, forçado por dados de temperatura do ar, precipitação, velocidade do vento, umidade do ar e radiação global, sendo as fontes desses dados determinadas pelo usuário (Hock & Holmgren 2005). Como pode-se inferir das equações apresentadas, existe uma grande quantidade de variáveis.

2.4 MODELOS EMPÍRICOS

Os modelos empíricos, ou de índice de temperatura, parametrizam o derretimento na superfície de geleiras como uma função da temperatura do ar. As razões para utilizar essa abordagem são: (1) sua boa performance em acurácia, apesar da simplicidade, (2) a ampla disponibilidade de dados de temperatura do ar em contraste com as limitadas medições de

fluxos radiativos e turbulentos e (3) a facilidade de interpolação espacial da temperatura (Ohmura 2001).

Braithwaite (1995) propôs que o derretimento produzido na superfície é dado por uma equação com parte dependente da temperatura do ar e parte independente:

$$\begin{aligned} D_t &= \alpha + \beta T_t + \varepsilon ; \\ T_t &\geq 0^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (8)$$

onde

D_t = derretimento no tempo t

α = derretimento quando $T = 0^\circ\text{C}$

β = aumento do derretimento com o aumento da temperatura

ε = erro randômico

T_t = temperatura no tempo t

O derretimento em um intervalo de tempo é dado por:

$$\begin{aligned} D &= \sum_{t=1}^{t=n} H_t d_t; \\ \begin{cases} H_t = 1, \text{ se } T_t \geq 0^\circ\text{C} \\ H_t = 0, \text{ se } T_t < 0^\circ\text{C} \end{cases} \end{aligned} \quad (9)$$

onde T_t é temperatura no tempo t. Combinando as equações 8 e 9, temos

$$D = \alpha \sum_{t=1}^{t=n} H_t + \beta \sum_{t=1}^{t=n} H_t T_t \quad (10)$$

O primeiro somatório é igual ao número de dias com temperatura acima ou sobre o ponto de derretimento, ou n^* , enquanto o segundo é a soma das temperaturas positivas durante o período n, ou PDD (sigla em inglês para *positive degree-day*, por tradicionalmente a estimativa ser realizada para o período mínimo de 1 dia). A soma dos erros randômicos é considerada 0. Por definição, o fator de derretimento diário (FD) é

$$FD = \frac{D}{PDD} \quad (11)$$

Combinando 10 e 11, temos

$$FD = \alpha \left(\frac{n^*}{PDD} \right) + \beta \quad (12)$$

Quando as temperaturas positivas são altas, o termo n^*/PDD torna-se muito pequeno, portanto FD aproxima-se de β e pode ser estimado pela declividade da reta ajustada por mínimos quadrados à dispersão de dados de derretimento medidos e temperatura (Braithwaite, 1995). Da mesma forma, α pode ser interpretado como o intercepto desta reta. A Figura 2-3 mostra a relação do derretimento diário com a temperatura média diária na geleira Qamanarssup, na Groenlândia. A correlação dos dados é dada por $r = 0,78$, sendo a dispersão considerável dos dados atribuída pelo autor a erros de medição e influência de outros fatores que não a temperatura do ar no derretimento.

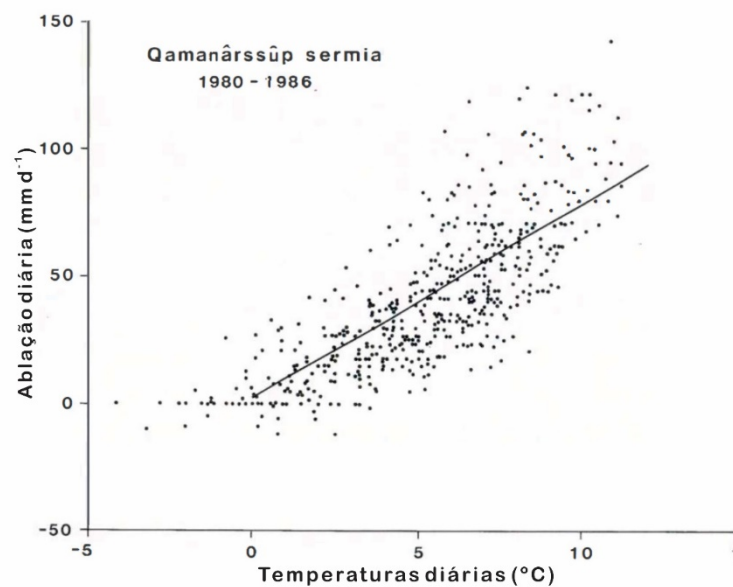


Figura 2-3: Derretimento diário medido versus temperatura média diária. $R=0,78$, $n=512$. Adaptado de Braithwaite (1995).

Assim, FD é estimado experimentalmente e torna-se possível calcular o derretimento a partir, unicamente, da temperatura do ar. O erro médio quadrático da maior parte das estimativas é, para termos práticos, aceitável e diminui quanto maior o intervalo de tempo considerado para a média da temperatura, ou ainda utilizando o PDD de um período ao invés da temperatura média (Ohmura 2001).

Ohmura (2001) investigou a explicação física para o bom desempenho do modelo empírico. Segundo o autor, a radiação atmosférica de onda longa é a mais importante fonte de calor, e a maior parte da radiação recebida na superfície vem da camada da atmosfera próxima da superfície (*e.g.*, 90% vem do primeiro quilômetro da atmosfera em condições de céu claro, diminuindo para 70% sob um céu nublado). A temperatura do ar medida na superfície é a variável mais influente para determinar a emissão desta fina camada atmosférica (Figura 2-4). Adicionalmente, a radiação de onda curta e os fluxos de calor sensível são também correlacionados com a temperatura.

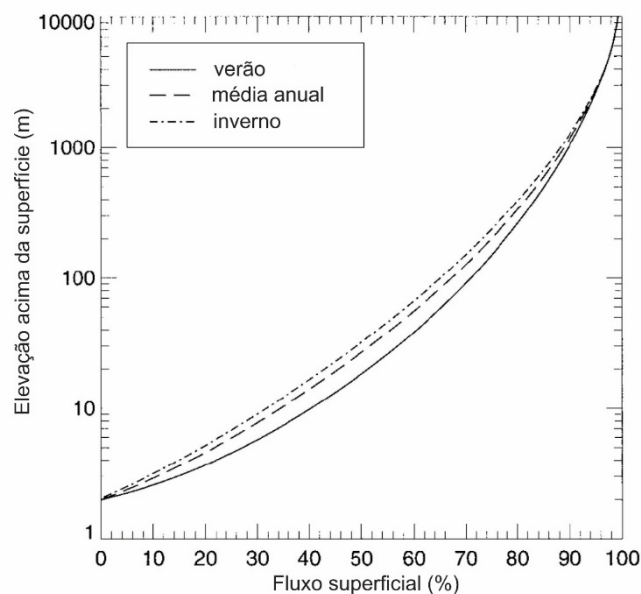


Figura 2-4: Origem da radiação atmosférica de onda longa em latitudes médias sem nuvens, mostrando a elevada porcentagem do fluxo proveniente dos primeiros 1000 m a partir da superfície. Adaptado de Ohmura (2001)

Alguns autores sugerem a incorporação de alguns termos nos modelos empíricos, os quais trazem melhoras na exatidão das medidas diárias ou horárias. Anderson (1973) propôs uma abordagem combinada, utilizando em períodos secos o modelo empírico e em períodos chuvosos uma versão simplificada do modelo físico. Quick & Pipes (1977) adicionaram a variação de temperatura diária. Lang (1978) considerou radiação global e a pressão de vapor da água, porém incluindo a velocidade do vento não obteve melhores resultados. Martinec (1989), Kustas & Rango (1994) e Kane & Gieck (1997) incorporaram termos de radiação líquida e de onda curta. Hock (1999) incorporou a radiação potencial solar direta sob céu claro à formulação clássica.

2.5 DESCARGA DE ÁGUA DE DERRETIMENTO

A distinção entre descarga de água, descarga de água de derretimento e derretimento deve ser clara. Quando a descarga de água de um corpo glacial é medida, temos a soma da precipitação em forma de chuva e do derretimento que não sofreram retenção devido à porosidade, às forças capilares ou ao recongelamento (Cogley *et al.* 2011). Assim, nem todo derretimento gera descarga e nem toda descarga de água de uma geleira é descarga de derretimento. Os processos de retenção são responsáveis por diferenças consideráveis em estimativas de descarga de água realizadas por abordagens diferentes. Trabalhos mais antigos como o de Martinec (1975) já abordavam esses processos e novas metodologias vem surgindo, entretanto atualmente eles ainda não são completamente compreendidos e, conseqüentemente, modelados. Alguns dos principais esquemas para tratar os processos de retenção são descritos a seguir.

A abordagem de Baker *et al.* (1982) é amplamente utilizada para estimar a descarga total de uma geleira (Hock 1999, Klok *et al.* 2001, Yong *et al.* 2007). Os autores propuseram um modelo de reservatório linear, que divide a geleira em três reservatórios (*i.e.*, *firm*, neve e gelo) e considera suas diferenças entre propriedades hidráulicas. A constante k expressa a proporcionalidade linear entre o volume V do reservatório e a quantidade de descarga D_d produzida, sendo

$$k = V / D_d \quad (13)$$

A variação do volume no tempo é a diferença entre a taxa de infiltração e a descarga, assim

$$\frac{dV}{dt} = R(t) - D_d(t) \quad (14)$$

Combinando 13 e 14, temos

$$k \frac{dD_d}{dt} = R(t) - D_d(t) \quad (15)$$

No intervalo de tempo de t_i a t_f a descarga é dada por

$$D_d(t_f) = D_d(t_i)e^{\frac{-1}{k}} + R(t_f) - R(t_2)e^{\frac{-1}{k}} \quad (16)$$

Autores como Hanna *et al.* (2005), Luckman *et al.* (2006) e Vaughan (2006) utilizaram a abordagem de Pfeffer *et al.* (1991), que também é utilizada no modelo de balanço de massa Polar MM5 (Box *et al.*, 2004; Box *et al.*, 2006). A retenção D_0 é a quantidade de derretimento necessária para preencher a porosidade, sobrepor as forças capilares e exceder o recongelamento interno, de acordo com a equação

$$D_0 = \frac{c_t}{L} cT_f + (c - D) \left(\frac{\rho_{pc} - \rho_c}{\rho_c} \right) \quad (17)$$

onde

c_t = capacidade térmica

L = calor latente de fusão para o gelo

c = acumulação durante o período

T_f = temperatura inicial do firn

D = derretimento total durante o período

ρ_c = densidade inicial do firn

ρ_{pc} = densidade de fechamento dos poros

Greuell & Konzelmann (1994) abordaram os processos de retenção da água de derretimento, considerando a infiltração livre da água na superfície até uma profundidade de 25 m na geleira. Os processos de penetração e recongelamento iniciam no elemento mais superficial da grade e progridem para os elementos inferiores. O recongelamento é limitado por: (a) a temperatura não pode superar o ponto de derretimento, (b) a quantidade de água disponível e (c) o espaço disponível nos poros. A retenção por capilaridade ocorre quando nem toda água recongelou, e é dada pela quantidade irredutível de água (*i.e.*, razão entre a quantidade de água disponível e a gravidade e volume dos poros). Quando após considerados esses processos de retenção ainda há excesso de água, ela percola para o elemento inferior. Esse método, utilizado no modelo RACMO, permite considerar uma retenção maior da água e gera portanto descargas menores, como Ettema *et al.* (2009) observaram ao comparar suas simulações para a Groenlândia com estudos prévios.

2.6 ESTUDOS RELACIONADOS AO DERRETIMENTO SUPERFICIAL E AO BALANÇO DE MASSA NA PENÍNSULA ANTÁRTICA

O comportamento dos corpos glaciais tem influência muito mais direta nas populações que vivem em seus entornos, uma vez que a descarga de água de geleiras é um componente hidrológico importante na alimentação de rios e lagos desses locais. O estudo da dinâmica glacial tem importância para questões extremamente práticas e cruciais como a disponibilidade de água para consumo, geração de energia e previsão de inundações. Além disso, o contato direto com esses sistemas permite que suas mudanças sejam visivelmente perceptíveis, e seu estudo logisticamente mais fácil.

Dado o isolamento da Antártica, estudos glaciológicos tendem a serem menos abundantes e detalhados em relação ao manto de gelo da Groenlândia e algumas geleiras de montanha. Embora as implicações não sejam tão diretamente perceptíveis pela sociedade em geral, as mudanças climáticas recentes e a compreensão do sistema atmosfera-oceano-criosfera como um sistema acoplado, com complexos mecanismos de retroalimentação, e o papel crucial da Antártica nesse sistema, vem motivando esforços internacionais cada vez maiores para sua compreensão.

Algumas particularidades tornam a Península Antártica uma porção bastante distinta do restante do continente antártico. No âmbito climático, atinge latitudes menores e sofre maior influência do oceano. As intensas mudanças climáticas observadas na região a tornam um terreno fértil para a investigação da resposta das massas de gelo frente a tais mudanças.

O desenvolvimento do sensoriamento remoto permitiu que o acompanhamento das respostas glaciológicas às mudanças climáticas fosse realizado de uma maneira previamente impossível. O trabalho de Cook *et al.* (2005) mostrou que, de 244 geleiras analisadas na PA, apenas 32 não sofreram retração desde 1945, e que a taxa média vem aumentando durante esse período. Scambos *et al.* (2003) mostraram o processo de desintegração rápido da PGLB e a formação prévia de inúmeros lagos de água de derretimento sobre a plataforma, e Rignot *et al.* (2004) mostraram a aceleração do fluxo das geleiras após esse colapso.

Mudanças na extensão da área de derretimento e na duração da estação de derretimento na PA, de 1978 ao presente, são investigadas a partir de imagens de sensores de micro-ondas passivos, ativos e escaterômetros (Torinesi *et al.* 2003, Liu *et al.* 2006a, Liu *et al.* 2006b, Mendes Jr. 2011, Barrand *et al.* 2013). Apesar das evidentes mudanças climáticas, os autores

não encontraram tendências temporais significativas no que diz respeito às variáveis estudadas. Além disso, tais estudos indicam tendências negativas, embora não significativas estatisticamente, para a extensão e índice de derretimento.

A única tendência positiva foi encontrada para duração da estação de derretimento, considerando o período de 1980 a 2000 (Torinesi *et al.* 2003). Segundo os autores, a estação de derretimento dura em média 50 dias na PA, alcançando um máximo de 100 dias, com uma tendência de acréscimo de $0,5 \pm 0,3$ dia ano⁻¹ (1980 – 1999).

Liu *et al.* (2006a) determinaram uma duração mediana de 59 dias com variação absoluta de 5,39 dias e extensão da área de derretimento variando de $2,5 \times 10^5$ km² a $3,5 \times 10^5$ km². Mendes Jr. (2011) estimou que o derretimento superficial em outubro é muito limitado, considerando em seu estudo que a estação de derretimento inicia em novembro. Barrand *et al.* (2013) identificaram que, ao norte de 69°S, toda a área sofre derretimento no verão, incluindo os platôs centrais. A estação de derretimento tem seu início fortemente ligado à latitude e elevação, podendo ocorrer logo no começo de outubro na região noroeste da PA e progressivamente mais tarde (até o começo de janeiro) em direção ao sul. Nas regiões elevadas do interior da PA, o início se dá no começo de fevereiro. Nas principais plataformas de gelo a progressão inicia-se em Wilkins (PGW), no começo de outubro, seguida da parte remanescente da Larsen B (PGLB), Larsen C (PGLC) e por último Larsen D (PGLD).

Estimativas quantitativas de taxas de derretimento, fluxo de água de derretimento ao oceano ou balanço de massa superficial que considerem a totalidade da área de PA são ainda mais escassas. Desses, grande parte é direcionado para o continente antártico como um todo, adotando uma resolução espacial compatível com essa escala.

Turner *et al.* (1999) utilizaram mais de 1800 dados coletados *in situ* para gerar um mapa de balanço de massa superficial para todo o continente, onde a interpolação desses dados foi controlada por um mapa derivado de imagens de radar de micro-ondas passivo. Turner *et al.* (2002) construíram um novo mapa, também baseado em observações, com maior detalhe sobre a PA, e observaram uma grande variabilidade espacial dos dados, a qual foi atribuída à complexa topografia dessa região (Figura 2-5).

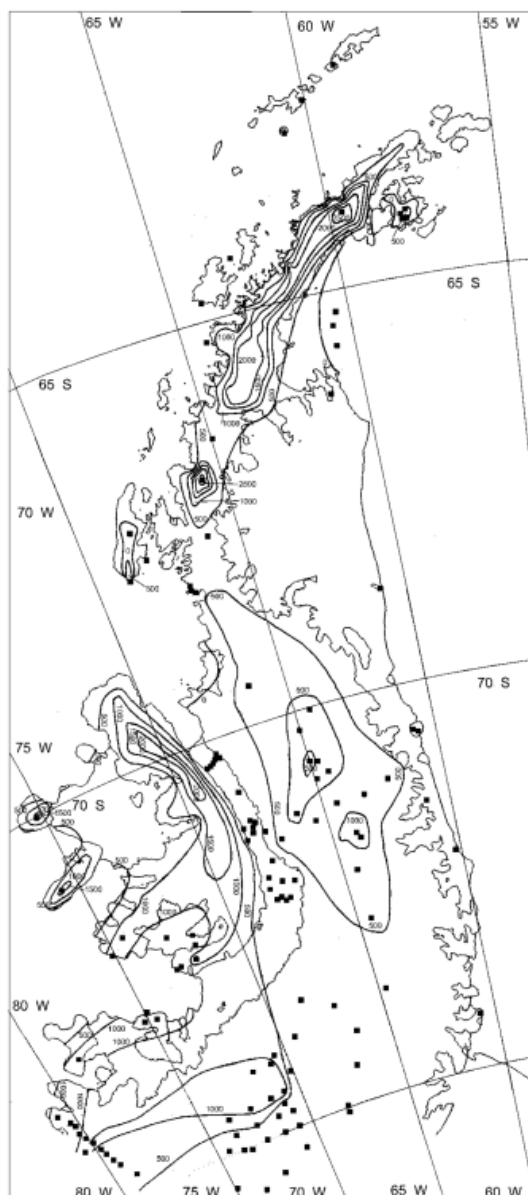


Figura 2-5: Mapa do balanço de massa superficial da PA estimado a partir de dados *in situ* (adaptado de Turner *et al.*, 2002). Os pontos representam os locais de medições utilizados para a geração das isolinhas.

Van Lipzig *et al.* (2002) simularam o balanço de massa da Antártica com o modelo RACMO e uma resolução espacial de 55 km e compararam com a estimativa de Turner *et al.* (2002). O estudo revelou que as maiores discrepâncias entre as duas estimativas ocorrem nas bordas do continente, atribuindo ao fato de que nesses locais processos de ablação são mais ativos (Figura 2-6). Assim, evidenciou a elevada relevância dos processos de derretimento superficial e descarga de água de derretimento para o balanço de massa superficial da PA.

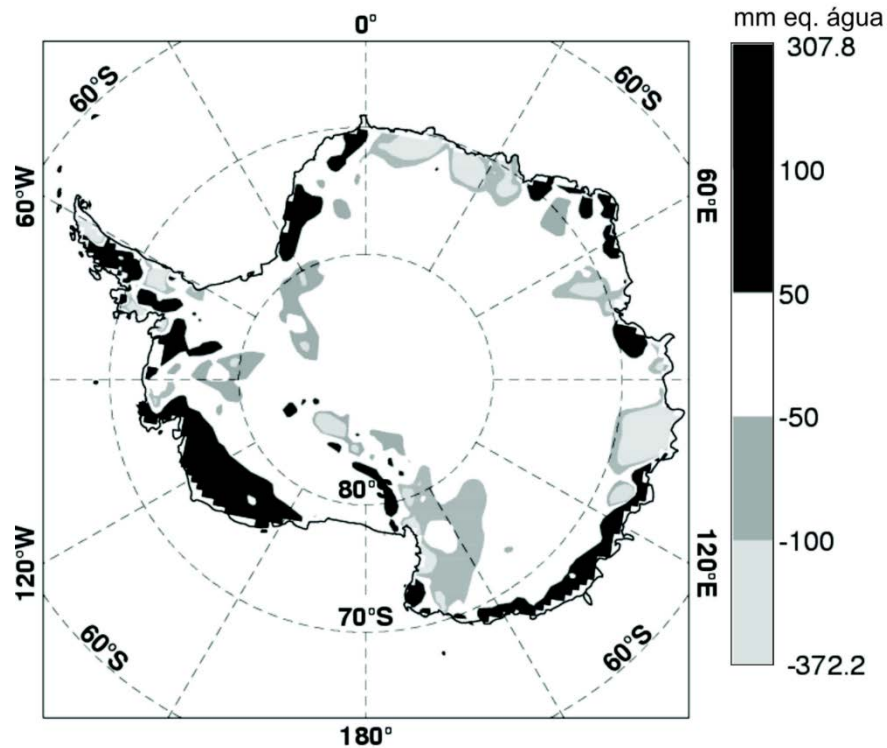


Figura 2-6: Mapa da distribuição do balanço de massa superficial da Antártica (adaptado de van Lipzig *et al.*, 2002).

Van de Berg *et al.* (2005) fizeram um estudo semelhante, abrangendo um intervalo de tempo maior (1958-2002) utilizando versão posterior do mesmo modelo (RACMO2/ANT), adaptada para a Antártica. Os autores também compararam seus resultados de balanço de massa com os de Turner *et al.* (2002) e novamente encontraram discrepâncias em relação a esse trabalho maiores nas bordas. Na PA, houveram diferenças positivas na porção oeste e negativas na porção leste, mostrando que o modelo superestimou (subestimou) o balanço de massa no lado oeste (leste) em relação à cadeia de montanhas central da PA (Figura 2-7). Os autores representaram o fluxo de derretimento como uma fração da precipitação sólida, concluindo que, nesta escala de análise, a PGLB é a única região que perde mais massa por derretimento do que acumula por precipitação de neve. Ainda, mostraram que a maior taxa de derretimento da Antártica encontra-se nesta região (0,5 m equivalente água ano⁻¹). Em concordância com Van Lipzig *et al.* (2002), mostra que o derretimento superficial é um componente controlador do balanço de massa superficial.

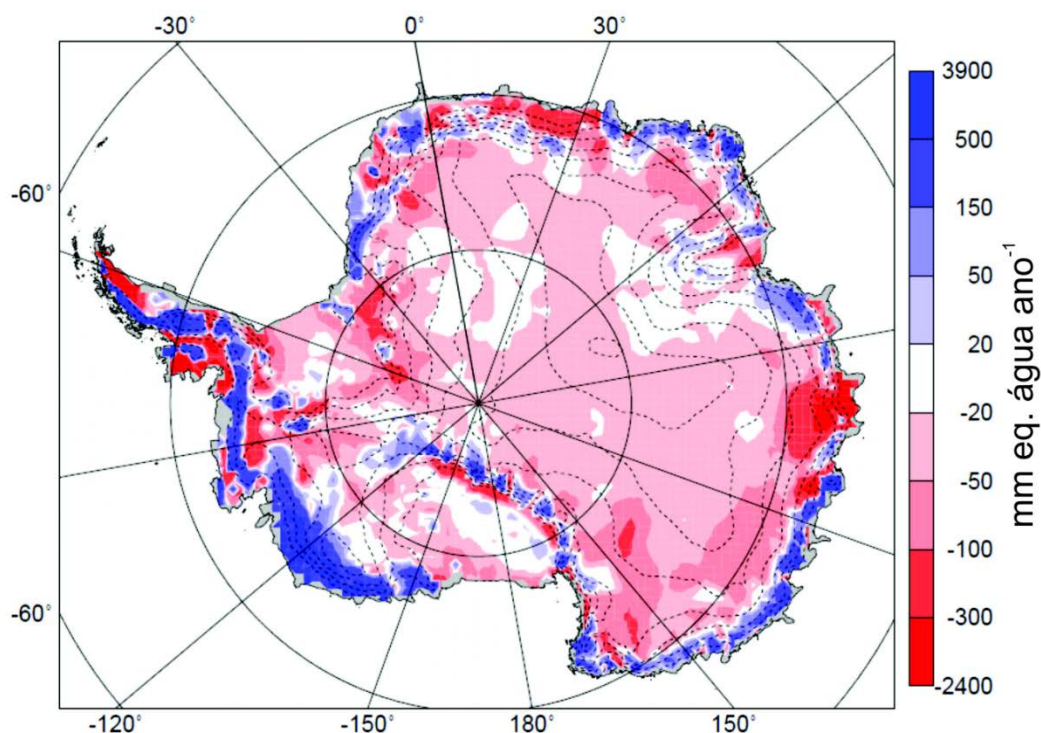


Figura 2-7: Diferença entre o balanço de massa modelado por van de Berg et al. (2005) em relação ao mapa de Turner *et al.* (2002). Adaptado de van de Berg *et al.* (2005).

Vaughan (2006) aplicou o modelo empírico de derretimento e a abordagem de Pfeffer *et al.* (1991) para os anos de 1950, 2000 e 2050, que resultou numa estimativa de tendência de aumento do derretimento e descarga na PA, a qual o autor considerou relevante para entender as variações em balanço de massa na PA e a contribuição dessa região para o aumento do nível médio dos mares. A Figura 2-8 mostra os DTPs estimados pelo autor para cada ano e a Tabela 2-1, os dados de derretimento e descarga de derretimento estimados baseando-se nos DTPs apresentados.

Tabela 2-1: Estimativas de DTPs, derretimento superficial e descarga de derretimento realizadas por Vaughan (2006)

	DTP médio por ano	Derretimento superficial total (Gt a ⁻¹)	Descarga de derretimento total (Gt a ⁻¹)
1950	14,2	28 ± 12	0,54 – 5,8
2000	27,1	54 ± 26	2,9 – 20,0
2050	54,8	100 ± 46	3,0 – 56,0

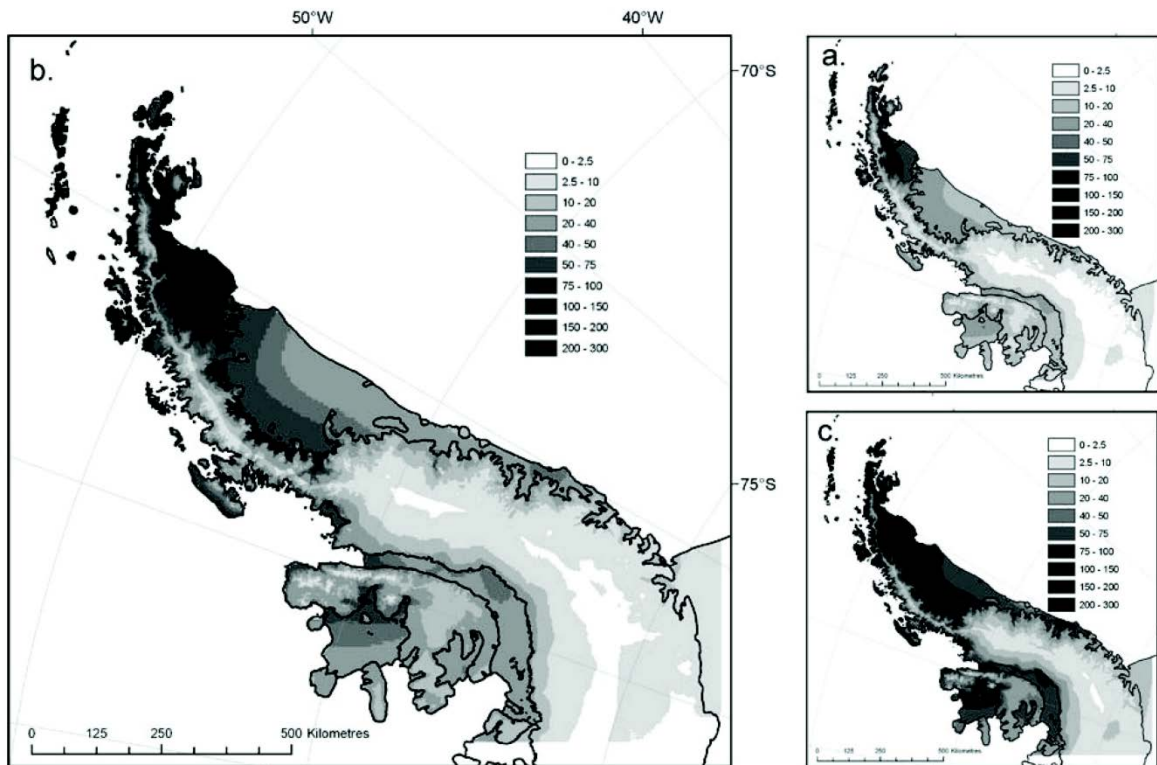


Figura 2-8: DTPs estimados para os anos a) 1950, b) 2000 e c) 2050. Fonte: Vaughan (2006).

Mais recentemente, Kuipers Munneke *et al.* (2012) encontraram valores de derretimento superficial na PA variando entre 20 a 130 Gt/ano, de 1979 a 2009. Os autores mostraram a existência de tendência temporal de diminuição do derretimento superficial, embora não significativa estatisticamente. A análise foi realizada para todo o continente antártico, combinando dados do escaterômetro QuickScat e do modelo regional RACMO, com resoluções espaciais de 5 km e 22 km, sem investigar a retenção do derretimento e fluxo de água de degelo para o oceano.

3 FONTES DE DADOS E MÉTODOS

3.1 DADOS UTILIZADOS PARA ALIMENTAÇÃO DO MODELO DE DS E Dd

Apesar das mudanças climáticas na PA serem das mais intensas do planeta, a área não conta com uma rede de estações meteorológicas (EMs) bem desenvolvida. A distribuição dessas estações meteorológicas é esparsa e concentrada em locais de baixa elevação, predominantemente na ilha Rei George.

Para estudos que requerem dados climáticos distribuídos, uma alternativa à interpolação dos dados medidos é o uso de conjuntos de dados fornecidos por projetos de reanálise. Tais conjuntos de dados incorporam observações realizadas em estações meteorológicas para minimizar os erros de predições realizadas por um modelo de circulação atmosférica global.

O ERA-Interim (ERA-I) é a reanálise global mais recente disponibilizada pelo *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF). Cobre o período de 1979 ao presente, com resolução temporal sub-diária e espacial máxima de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$. O ERA-I utiliza a análise variacional 4D para assimilação de dados observacionais. O método consiste em uma interpolação estatística espaço-temporal entre a distribuição das observações meteorológicas e uma estimativa *a priori* obtida pelo modelo global de circulação do ECMWF (Simmons *et al.*, 2006). O ERA-I difere de seu antecessor ERA-40 pelo aprimoramento do método de assimilação, inclusão de novos dados observacionais e parâmetros de nuvens e aumento dos níveis de pressão de 23 para 37. Em comparação com o ERA-40 e o com o NCEP/NCAR *Reanalysis Products-1* (NNRP-1), o ERA-I reproduz melhor as estatísticas climáticas. Além disso, apresenta uma superestimação da temperatura no inverno menor e melhor correlação com dados observacionais (Mooney *et al.* 2011).

No presente estudo, foram utilizados dados de precipitação de neve e de temperatura do ar nas alturas geopotenciais dos níveis de pressão de 1000 hPa e 750 hPa, e a 2 m acima da superfície, provenientes do ERA-I. As temperaturas nos níveis de pressão foram utilizadas para estabelecer uma taxa de decréscimo da temperatura com o aumento da altitude (*lapse rate*), que posteriormente foi aplicada aos campos superficiais de temperatura para regionalizar os dados. A precipitação de neve foi utilizada para o cálculo da acumulação na superfície durante o inverno. O *download* dos dados foi realizado utilizando uma biblioteca disponibilizada pelo

ECMWF em linguagem Python, que permite acesso automatizado a todas as variáveis do ERAI. Um tutorial para acesso aos dados públicos do ECMWF está disponível em <https://software.ecmwf.int/wiki/display/WEBAPI/Access+ECMWF+Public+Datasets>. O acesso aos dados também pode ser feito de maneira manual a partir do site www.ecmwf.int.

A orografia considerada pelo ERAI é uma média de modelos digitais de elevação de melhor resolução espaciais, como o GTOPO30 (Gesh *et al.* 1999). Esse processo gera um efeito de alisamento do terreno, que é extremamente acidentado na PA. O Modelo Digital de Elevação *Radarsat Mapping Project* (MDE RAMP) (Liu *et al.*, 2001) (Figura 3-1), que possui uma resolução espacial de 200 m x 200 m, foi utilizado nesse estudo para a aplicação de um método empírico de regionalização de temperatura, com o objetivo de melhorar a representação das variações altitudinais da temperatura dentro das células do ERAI.

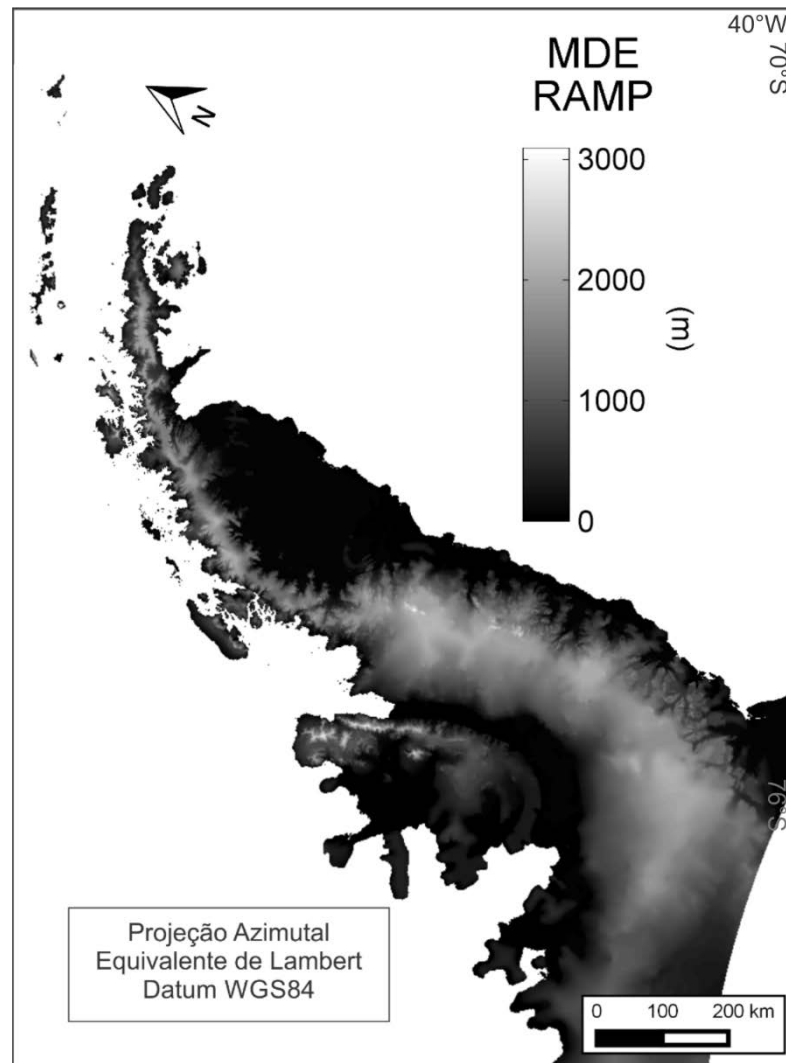


Figura 3-1: Modelo Digital de Elevação *Radarsat Mapping Project* (MDE RAMP) (Liu *et al.*, 2001).

Em comparação com os modelos ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) versão 1, ASTER GDEM versão 2 e um MDE gerado pelo módulo ASTER DTM do software ENVI, o MDE RAMP (Liu *et al.*, 2001) produz melhores resultados morfométricos na PA, gerando uma representação mais condizente com o relevo real (Andrada *et al.* 2013). Além disso, os autores identificaram que o MDE RAMP não apresenta valores espúrios, em contraste com os demais.

3.2 DADOS UTILIZADOS PARA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO DE DS E Dd

Para avaliação do método de regionalização da temperatura, foram utilizados dados de temperatura do ar provenientes de 28 estações meteorológicas (EMs). Os dados foram obtidos a partir do banco de dados mantido pelo *National Climatic Data Center* (NCDC) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O NCDC oferece uma interface gráfica para solicitação desses dados, que pode ser acessada pelo *Online Climate Data Directory* (OCDD). Dado o grande volume de dados utilizados nesse estudo, o software R foi utilizado para automatização do *download* dos dados por FTP.

Medidas diretas de DS foram disponibilizadas a partir de três fontes: (i) medições em estacas de balanço de massa pelo método glaciológico, realizadas durante trabalhos de campo realizados no verão (LE1). Essas medições ocorreram durante dois verões no domo Bellingshausen, ilha Rei George, ilhas Shetland do Sul (Braun *et al.* 2001, Braun & Hock 2004). (ii) Medidas contínuas de DS realizadas com um sensor ultrasônico (SR50) operado durante 42 dias do verão de 1997/1998 em intervalos diários. (iii) medições em estacas de balanço de massa pelo método glaciológico, em intervalos de 10-14 dias durante o verão, de 2007 a 2012, também no domo Bellingshausen (LE2) (Mavyulov, 2014).

Além das medições diretas de DS, foram utilizados dados de balanço de massa de verão (BMSv) e de inverno (BMSi) integrados especialmente nas geleiras Hurd e John (Navarro *et al.* 2013). As geleiras localizam-se na península Hurd, situada na ilha Livingston (LIV), a qual também faz parte das ilhas Shetland do Sul. Os autores disponibilizam os dados, que cobrem um período de 10 anos, através do World Glacier Monitoring System (WGMS).

Registos de 14 anos de balanço de massa anual (BMSa) da geleira Bahía del Diablo, na ilha Vega (VEG), foram utilizados como referência quantitativa para a região nordeste da PA

(Skvarca *et al.* 2004, Marinsek & Ermolin 2015). O conjunto de dados também é disponibilizado pelo WGMS. A Figura 3-2 mostra a distribuição dos dados utilizados para calibração e validação do modelo.

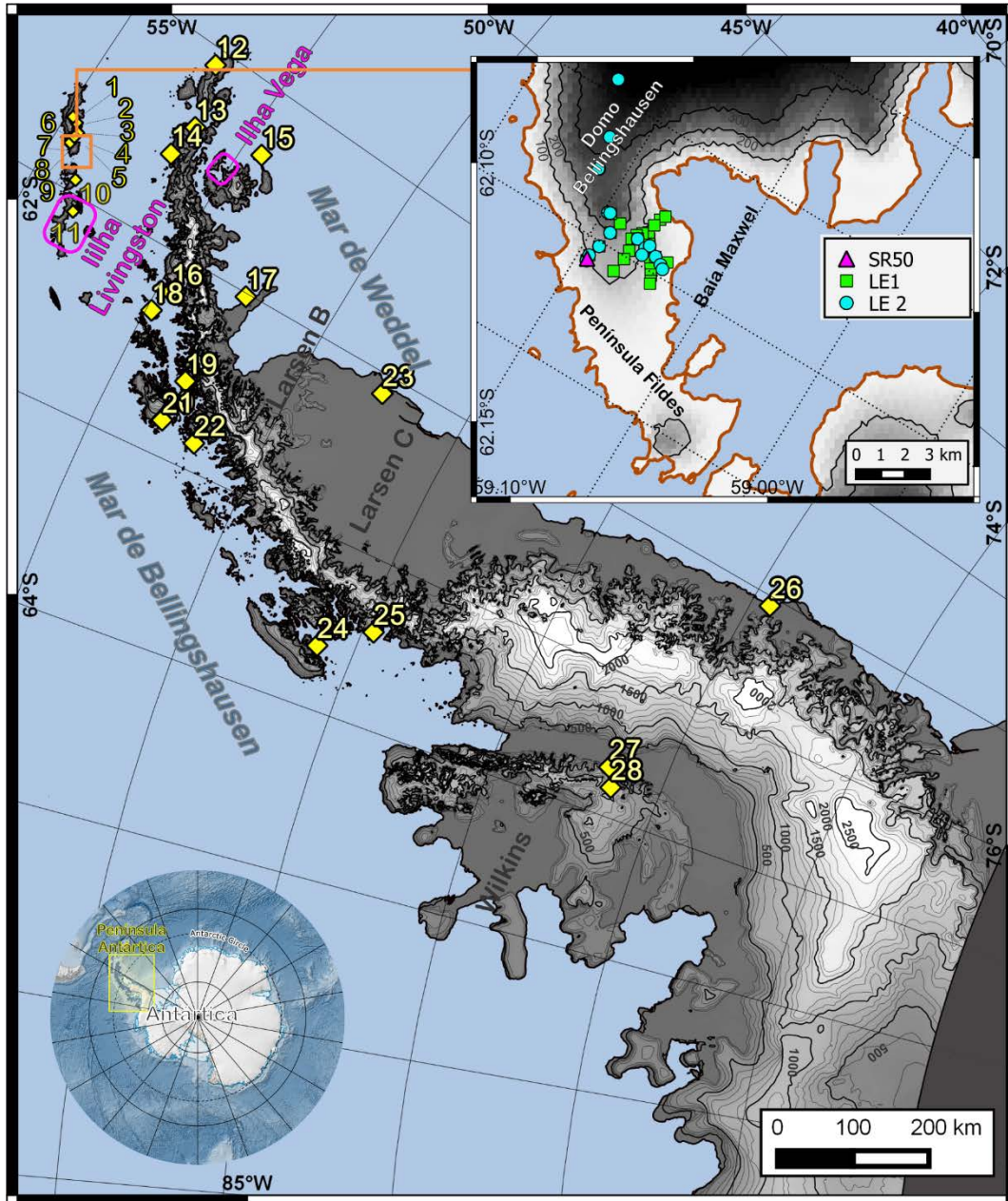


Figura 3-2: Mapa localizando os dados de campo utilizados. Os losangos amarelos localizam as EMs, numeradas de acordo com a tabela 4-1. Os retângulos em magenta localizam as ilhas Livingston e Vega, locais de aquisição dos dados de BMS integrados. O detalhe no canto superior à direita mostra a LE1, a LE2 e a posição do sensor ultrassônico SR50, no domo Bellingshausen, ilha Rei George. Contornos do relevo e sombreamento gerados a partir do MDE RAMP (Liu *et al.*, 2001).

As medidas de DS pelo método glaciológico comumente são expressas na unidade de *mm equivalente água* (mm equiv. água, ou *mm we*, em inglês). Com a utilização de uma estaca fixada na geleira de maneira que não sofre deslocamento vertical ou horizontal, são realizadas medidas sequenciais da variação da altitude da superfície e da densidade da neve ou gelo. A taxa de diminuição da elevação da superfície é então multiplicada pela densidade da neve ou do gelo, excluindo o ar contido na camada derretida e resultando num valor de massa de água. A unidade significa, portanto, que a diminuição de 100 mm na elevação de uma superfície coberta por uma camada de neve com densidade de $0,5 \text{ kg/m}^3$, equivale a 50 mm equiv. água, ou 50 g/m^2 de água no estado líquido ($\rho=1 \text{ kg/m}^3$). A Tabela 3-1 mostra um resumo de todos os dados utilizados no presente estudo, com localização, período, tipo de dado e autores.

Tabela 3-1: Relação e características gerais dos dados utilizados para alimentação, calibração e validação do modelo de DS e Dd. LE1 e LE2 referem-se a duas linhas de estacas glaciológicas. SR50 refere-se a um sensor ultrasônico de medição de DS. BMSv, BMSi e BMSa referem-se, respectivamente, a balanço de massa superficial de verão, inverno e anual. ALI, CAL e VAL denotam alimentação, calibração e validação.

Conjunto de dados	Tipo	Período	Localização	Elevação (m)	Uso	Referência
ERAI	Reanálise climática	1979 - 2014	PA	0 – 1700	ALI	ECMWF
MDE RAMP	Modelo digital de elevação do terreno	-	PA	0 – 3100	ALI	Liu <i>et al.</i> , 2001
LE1	29 estacas glaciológicas	2007 – 2012	IRG	54 - 261	CAL	Mavyulov, 2014.
EM	Registros meteorológicos	Variável (ver tab. X)	Variável (ver tab. X)	Variável (ver tab. X)	VAL	NOAA
LE2	22 estacas glaciológicas	1997/1998 1999/2000	IRG	85 – 300 85 – 205	VAL	Braun <i>et al.</i> (2001, 2004)
SR50	Sensor ultrasônico	02/12/1997 – 02/01/1998	IRG	85	VAL	Braun <i>et al.</i> (2001, 2004)
BMSv	BMS de verão, integrado	2001 – 2011	LIV	0 – 370	VAL	Navarro <i>et al.</i> , 2013
BMSi	BMS de inverno, integrado	2001 – 2011	LIV	0 – 370	VAL	Navarro <i>et al.</i> , 2013
BMSa	BMS anual, integrado	1999-2014	VEG	75 – 630	VAL	(Skvarca <i>et al.</i> 2004, Marinsek & Ermolin2001)

3.3 REGIONALIZAÇÃO DOS DADOS DE TEMPERATURA ERAI

A fim de estimar a taxa de variação altitudinal da temperatura do ar (lr) ao longo da área de estudo, foram computadas as razões entre as diferenças de temperatura do ar e de altura geopotencial entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Assim, foi calculada uma lr específica para cada elemento da grade do ERAI e dia do período analisado (eq. 18). A elevação do terreno considerada pelo ERAI foi interpolada pelo método do vizinho mais próximo para uma grade coincidente com o MDE RAMP. A taxa lr foi multiplicada pela diferença de elevação entre o MDE RAMP (eq. 19) e a elevação da superfície dada pelo ERAI interpolada e diminuída da temperatura do ar a 2 m da superfície dada pelo ERAI (eq. 20).

$$lr(\phi, \lambda, d) = \frac{T_{1000}(\phi, \lambda, d) - T_{750}(\phi, \lambda, d)}{h_{1000}(\phi, \lambda, d) - h_{750}(\phi, \lambda, d)} \quad (18)$$

$$dh(\phi, \lambda) = h_{ERAI}(\phi, \lambda) - h_{MDERAMP}(\phi, \lambda) \quad (19)$$

$$T_{DS}(\phi, \lambda, d) = T_{2m}(\phi, \lambda, d) + [dh(\phi, \lambda) \dots * lr(\phi, \lambda, d)] \quad (20)$$

Onde lr é a taxa de variação altitudinal de temperatura, T_{1000} , T_{750} , h_{1000} e h_{750} são a temperatura e a altura geopotencial em 1000 hPa e 750 hPa (dados ERAI), respectivamente, h_{ERAI} é a elevação da superfície de cada elemento da grade do ERAI, $h_{MDERAMP}$ é a elevação da superfície dada pelo MDE RAMP (Liu *et al.*, 2001), T_{DS} é a temperatura após a correção de altitude, T_{2m} é a temperatura do ar a 2 m acima da superfície (dada pelo ERAI), ϕ e λ são a latitude e a longitude e d é o tempo. A Figura 3-3 mostra um exemplo do campo de temperatura superficial disponibilizado pelo ERAI e o campo resultante após o procedimento de regionalização descrito. Todos os dados ERAI, disponibilizados em coordenada geográficas, bem como o MDE RAMP, foram reprojitados para a projeção Azimutal Equivalente de Lambert, a fim de obter uma grade equivalente.

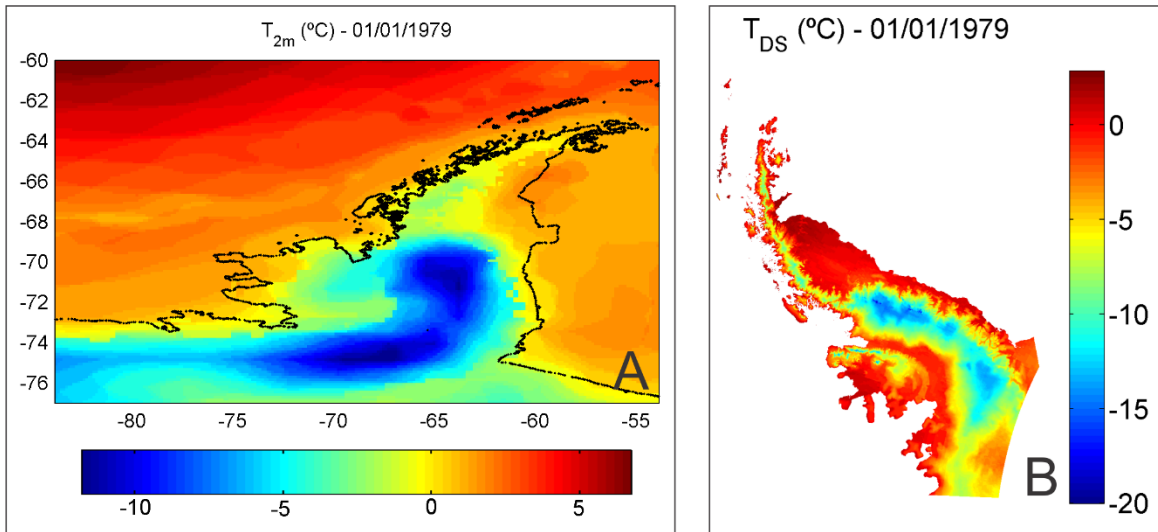


Figura 3-3: Representações dos campos de temperatura média do ar na superfície a) fornecido pelo ERAI e b) após o procedimento de regionalização.

3.4 MODELAGEM DO DS E DA Dd

O presente estudo utilizou o método empírico para estimativa de DS, através da soma das temperaturas positivas. Utilizando os campos diários de temperatura do ar obtidos pela equação 20, foram calculados os DTPs de cada ano entre 1979 e 2014 (equação 21). De acordo com Barrand *et al.* (2013), a estação de derretimento tem início em outubro na região norte da PA e PGW. Assim, foi definido que o ano hidrológico inicia em outubro de um ano e termina em setembro do ano seguinte. Para simplificação e padronização, no presente estudo quando for mencionado o ano de, por exemplo, 1990, se faz referência ao ano hidrológico com início em outubro de 1989 e fim em setembro de 1990.

$$DTP(\phi, \lambda, n) = \sum_{d=01 \text{ outubro } n-1}^{d=30 \text{ setembro } n} T_{DS}(\phi, \lambda, d) * \alpha(T_{DS}(\phi, \lambda, d)) \quad (21)$$

onde

$$\begin{cases} \alpha(T_i(\phi, \lambda, d)) = 1, & \text{se } T_i(\phi, \lambda, d) > 0^\circ\text{C} \\ \alpha(T_i(\phi, \lambda, d)) = 0, & \text{se } T_i(\phi, \lambda, d) < 0^\circ\text{C} \end{cases}$$

O método de regionalização da temperatura foi aplicado utilizando as coordenadas geográficas e medidas de elevação de cada estaca pertencente à LE1. Para cada intervalo de medição em cada estaca, foram calculados os DTPs. Pelo método dos mínimos quadrados, foi estimada uma relação linear entre os DTPs e as medições de DS. Assim, de acordo com a equação 22, foi estimado o derretimento superficial (DS) por

$$DS(\phi, \lambda, n) = DTP(\phi, \lambda, n) * FD \quad (22)$$

A descarga efetiva de derretimento (Dd) foi estimada para cada ano seguindo a abordagem de Pfeffer *et al.* (1991). Os parâmetros de densidade do firn utilizados foram os mesmo de Vaughan (2006), $\rho_c = 400 \text{ kg m}^{-3}$ e $\rho_{pc} = 830 \text{ kg m}^{-3}$. Para uma análise em escala regional, esses parâmetros podem ser considerados uniformes e constante. A retenção potencial é dada pela eq. 23 (Pfeffer *et al.* 1991, Vaughan 2010). A soma da precipitação anual de neve, em cada elemento do ERAI, foi utilizada como estimativa da acumulação anual (C). Para estimativa da temperatura inicial do *firn* (T_f), foi calculada a temperatura média do ar a 2m da superfície dada pelo ERAI no ano hidrológico prévio. Esse campo médio de temperatura foi regionalizado utilizando o lr médio do período correspondente e a diferença de elevação do MDE RAMP e da elevação superficial do ERAI. Assim, Dd pode ser calculada pela equação 24.

$$Mo(\phi, \lambda, n) = (0.003T_f(\phi, \lambda, n) + 0.52) * C(\phi, \lambda, n) \quad (23)$$

$$Dd(\phi, \lambda, n) = DS(\phi, \lambda, n) - Mo(\phi, \lambda, n) \quad (24)$$

Cabe ressaltar que a estimativa de DS pode ser realizada através desse método para qualquer intervalo de tempo, embora sua performance seja significativamente superior quanto maior for o intervalo de tempo considerado (Braithwaite 1995). No entanto, a formulação da Dd pressupõe que a acumulação do ano anterior possui densidade, densidade de fechamento dos poros e conteúdo de calor homogêneos em profundidade. Além disso, pressupõe que existe uma superfície impermeável sob a acumulação resultante da superfície de recongelamento da estação de derretimento anterior (Pfeffer *et al.* 1991). Para intervalos de tempo menores que uma estação de derretimento completa, essa aproximação torna-se muito vulnerável a fatores locais tais como a variação de temperatura da superfície, presença de lentes de recongelamento, precipitação e recongelamento durante a estação de derretimento. Dados o tamanho da área e a

resolução espacial considerados no presente estudo, não são analisados períodos inferiores a um ano para a Dd.

3.5 VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS

A avaliação das estimativas de DTPs computadas a partir dos dados ERAI (processados a partir do método de regionalização) foi realizada por comparação com DTPs computados a partir de registros de temperatura nas estações meteorológicas da PA com séries maiores de 10 anos. A análise foi restrita aos meses de outubro a março a fim de focar nos períodos que há DS na PA. A correlação e a soma dos erros dos DTPs estimados e medidos foram utilizadas como indicadores de qualidade.

A performance do modelo de DS foi avaliada utilizando diferentes conjuntos de dados, cada um deles cobrindo locais e períodos diferentes. Na IRG, foram comparados o DS na LE2 e do registro contínuo durante 6 semanas obtido pelo SR50. Na LIV, os registros integrados de balanço de massa superficial de verão e inverno foram utilizados para estimar o erro das estimativas de DS acumulado durante os verões de 10 anos (entre 2001 e 2011) e o erro das estimativas da taxa de acumulação. Na VEG, o balanço de massa superficial anual foi usando como indicador da qualidade das estimativas para a costa leste da PA.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 PERFORMANCE DA REGIONALIZAÇÃO DA TEMPERATURA E DO MODELO DE DS E Dd

A avaliação da performance do método de regionalização da temperatura foi realizada a partir da comparação da soma das temperaturas positivas (DTPs) mensais estimada pelas temperaturas regionalizadas (ERAID) com os DTPs mensais calculados utilizando os dados de temperatura das estações meteorológicas (EMs).

Os DTPs calculados com as duas fontes de dados apresentaram uma concordância muito boa, com coeficientes de correlação (r^2) variado entre 0,58 e 1, sendo a maioria acima de 0,9 (Tabela 4-1). O alto grau de correlação dos DTPs estimados e medidos mostraram que os DTPs podem ter sua variabilidade temporal bem representada pelo método utilizado no presente estudo.

Na Figura 4-1 estão representadas as séries temporais de DTPs das estações meteorológicas localizadas em diferentes regiões da PA, com os registros mais longos e contínuos com início a partir de janeiro de 1979. Os valores absolutos de DTPs foram superestimados pelas temperaturas ERAID, o que já foi reconhecido por outros autores para o ERA-40 (van de Berg *et al.*, 2005). Entretanto, comparando a superestimação gerada pelos dois conjuntos de dados do ERA, o ERAI demonstra uma melhor performance.

O efeito da superestimação dos DTPs pode ser compensado pelo ajuste do FD às medidas de DS realizadas in situ na KGI. O FD estabelece uma relação de proporcionalidade entre os DTPs e o DS, sendo assim, uma superestimação dos DTPs incorre em um fator de proporcionalidade menor. Os maiores RMSEs dos DTPs foram 225, na EM Palmer, e 245, na EM Juan Carlos. Esse erro significa uma superestimação ou subestimação de aproximadamente 1,2 kg/m² e 1,3 kg/m² nos meses de verão, considerando o FD encontrado nesse estudo.

Tabela 4-1: Estações meteorológicas utilizadas para validação dos DTPs estimados a partir das temperaturas ERAI regionalizadas. A correlação e a raiz do erro médio quadrático (RMSE) foram calculadas entre os DTPs derivados das temperaturas medidas nas ES e do ERAI_D, excluindo os meses de abril a setembro.

	Nome	Lat	Long	Elev (m)	Período	N meses	r²	RMSE
1	Ferraz	-62.08	-58.38	18	2008-2011	18	0.96	146.19
2	King George	-62.08	-58.40	267	2001-2002	6	1.00	21.48
3	Arctowski	-62.16	-58.46	3	1979-1990	67	0.97	147.08
4	Jubany	-62.23	-58.65	20	1980-2014	178	0.98	129.79
5	King Seijong	-62.21	-58.75	11	1991-2013	137	0.96	130.42
6	Dinamet (Uruguay)	-62.17	-58.83	10	1985-2014	171	0.98	95.62
7	Bellingshausen	-62.20	-58.93	16	1979-2014	209	0.98	90.30
8	Frei (Base)	-62.25	-58.93	10	1979-1985	39	0.99	88.43
8	Frei (Station)	-62.25	-58.93	10	1985-2014	174	0.99	67.95
9	Great Wall	-62.21	-58.96	10	1985-2014	173	0.98	87.81
10	Arturo Prat	-62.50	-59.68	5	1979-2014	186	0.99	80.11
11	Juan Carlos	-62.66	-60.38	10	1989-2014	48	0.90	246.56
12	Joinville Island	-63.18	-55.40	75	2007-2013	30	0.97	22.65
13	Esperanza	-63.40	-56.98	8	1979-2014	209	0.92	195.08
14	O'Higgins	-63.31	-57.90	10	1979-2014	213	0.94	60.52
15	Marambio	-64.23	-56.71	198	1979-2014	213	0.93	90.32
16	Primavera	-64.17	-60.95	50	1979-1982	19	0.64	110.21
17	Matienzo	-64.97	-60.05	32	1979-1987	33	0.96	35.12
18	Racer Rock	-64.16	-61.53	17	1991-2006	73	0.92	18.79
19	Gonzalez	-64.80	-62.85	10	1981-1982	4	0.98	6.07
20	Palmer	-64.76	-64.08	8	1979-2004	97	0.90	225.83
21	Bonaparte Point	-64.78	-63.06	8	1997-2014	44	0.97	12.55
22	Faraday/Vernadsky	-65.25	-64.26	9	1979-2014	139	0.90	40.52
23	Larsen Ice Shelf	-66.96	-60.55	17	1995-2014	115	0.99	6.43
24	Rothera	-67.56	-68.13	15	1979-2013	167	0.96	26.96
25	San Martin	-68.13	-67.13	4	1979-2014	213	0.84	6.29
26	Butler Island	-72.21	-60.33	91	1990-2014	140	0.90	3.16
27	Fossil Bluff	-71.33	-68.35	55	1986-2013	74	0.58	0.89
28	Uranus	-71.43	-68.93	780	1990-2005	73	0.98	13.44

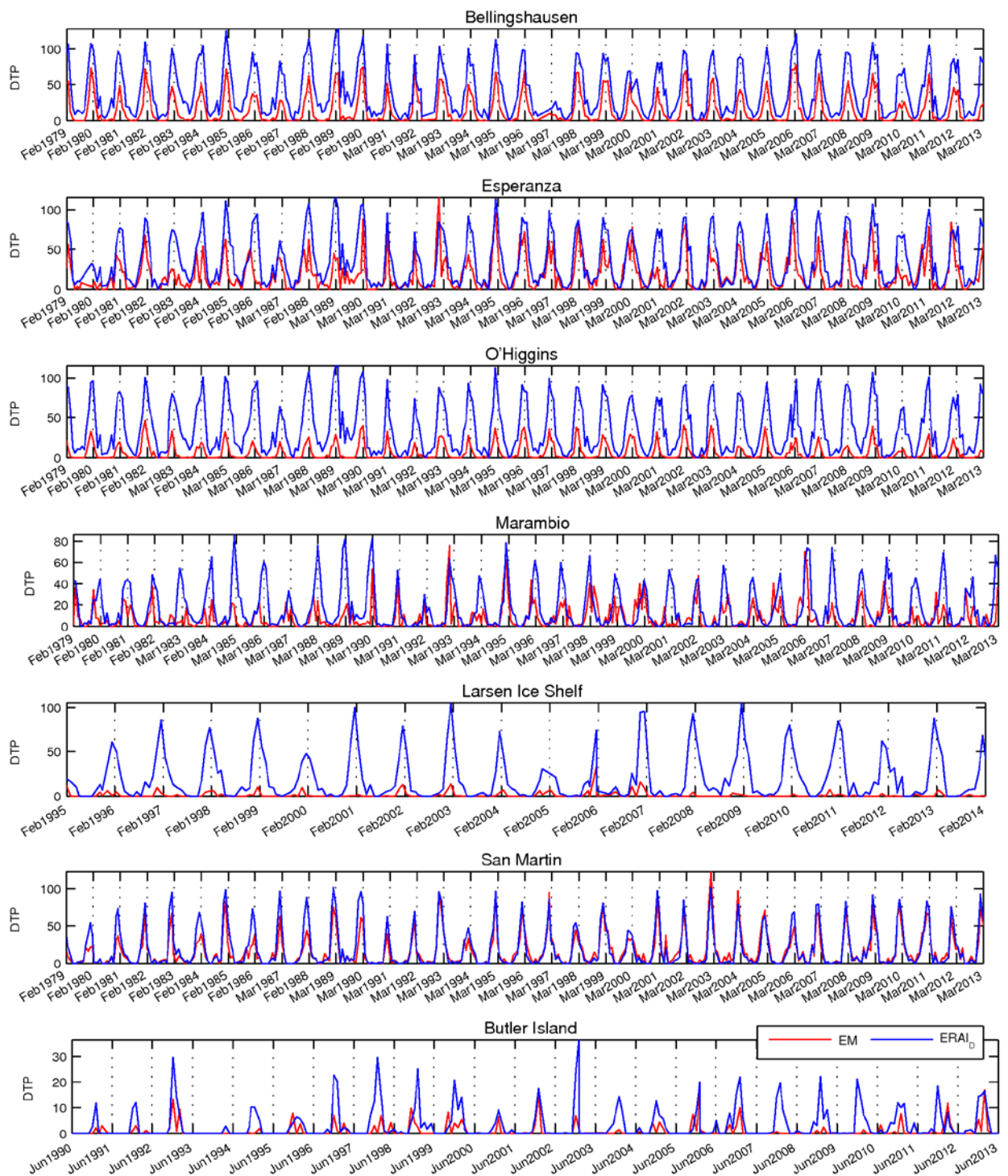


Figura 4-1: Comparação das estimativas dos DTPs utilizando dados de temperatura provenientes de estações meteorológicas (em vermelho) e do modelo ERAI regionalizado (em azul).

Em estudos anteriores, alguns autores (*e.g* Vaughan 2010, Barrand *et al.* 2013) utilizaram uma relação entre a temperatura média anual e os DTPs a fim de estimar os DTPs através de mapas de temperatura média anual. Entretanto, o presente estudo verificou que a variabilidade interanual dos DTPs não pode ser bem representada pela temperatura média anual.

Uma melhor relação pode ser obtida a partir da temperatura média dos meses de novembro a março do ano hidrológico. A Tabela 4-2 mostra os coeficientes de correlação entre os DTPs e ambas as temperaturas médias (anual e novembro a março).

Tabela 4-2: Coeficiente de correlação entre os DTPs e a temperatura média do ano hidrológico e a temperatura média dos meses de novembro a março nas EMs selecionadas, distribuídas na PA.

r^2	Bellingshausen	Esperanza	O'Higgins	Marambio	Larsen I.S.	San Martin	Butler Isl.
DTP x T_{anual}	0,12	0,34	0,22	0,29	0,01	0,36	0,02
DTP x $T_{\text{Nov-Mar}}$	0,48	0,88	0,74	0,72	0,65	0,8	0,38

Para as mesmas estações meteorológicas selecionadas, apresentadas na Figura 4-1, a Figura 4-2 mostra a variabilidade temporal dos DTPs, da temperatura média ($T_{\text{média}}$) do ano hidrológico completo e da $T_{\text{média}}$ dos meses de novembro a março do ano hidrológico.

A estação Juan Carlos localiza-se na LIV, próximo às geleiras Hurd e Johnson, onde estão disponíveis dados de balanço de massa superficial de verão e inverno. Esses dados foram comparados dos resultados do presente estudo (ver Fig. 3-2) e mostraram que, considerando a escala espacial de análise, os resultados foram satisfatórios. A variabilidade do RMSE das EMs localizadas na IRG sugere que fatores climáticos locais, que não podem ser considerados pela presente abordagem, sejam importantes na geração desses erros.

Um possível erro gerado pela superestimação dos DTPs que não pode ser compensado pelo ajuste do FD é a estimativa de uma área de derretimento maior. Porém, a distribuição espacial dos DTPs está de acordo com os trabalhos mais recentes relacionados à ocorrência de DS na PA. Esses trabalhos investigaram a variabilidade espaço-temporal do DS a partir de dados coletados pelo escaterômetro QuickSCAT (QSCAT) e do modelo climático regional RACMO2 (Kuipers Munneke *et al.* 2012, Barrand *et al.* 2013, Trusel *et al.* 2013). O presente estudo indica uma área de derretimento menor no platô central, o que pode ser atribuído à melhor resolução espacial do método aqui empregado. Os dados QSCAT apresentam uma resolução espacial de aproximadamente 5 km x 5 km e o RAMCO2 de 27 km x 27 km, enquanto a grade utilizada no presente estudo tem uma resolução de 200 m x 200 m.

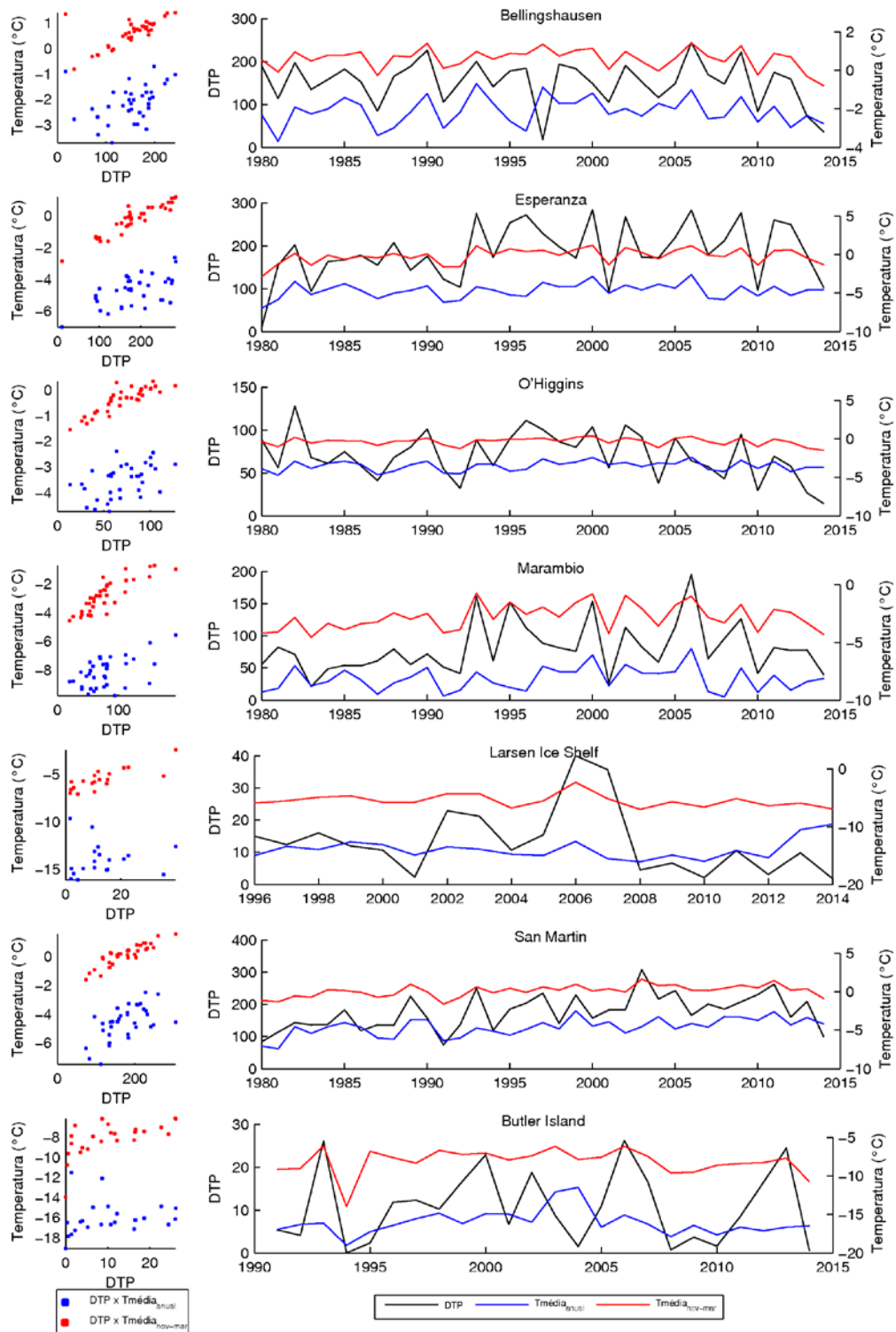


Figura 4-2: Diagramas de dispersão entre DTPs e $T_{\text{média}}$ do ano hidrológico (azul) e de novembro a março (vermelho) e variabilidade temporal dos DTPs (preto) e da $T_{\text{média}}$ do ano hidrológico completo (azul) e dos meses de novembro a março (vermelho).

O FD resultante da regressão linear dos DTPs calculados a partir da regionalização das temperaturas do ERAI para a posição de cada estaca e cada período de medição da LE1 foi estimado em 5,4 mm equiv. água °C d⁻¹ (5,4 g/m²), com $r^2 = 0.65$ (Figura 4-3). Esse resultado foi encontrado utilizando todos as medidas realizadas na LE1 conjuntamente. Analisando cada estaca separadamente, o FD assumiu valores entre 2,2 mm equiv. água °C d⁻¹ e 12,6 mm equiv. água °C d⁻¹. O valor encontrado a partir de todos os registros juntos está dentro das variações de FD encontradas por outros autores para regiões árticas, antárticas e montanhas (Huybrechts & Oerlemans 1990, Braithwaite & Zhang 2000, Hock 2003).

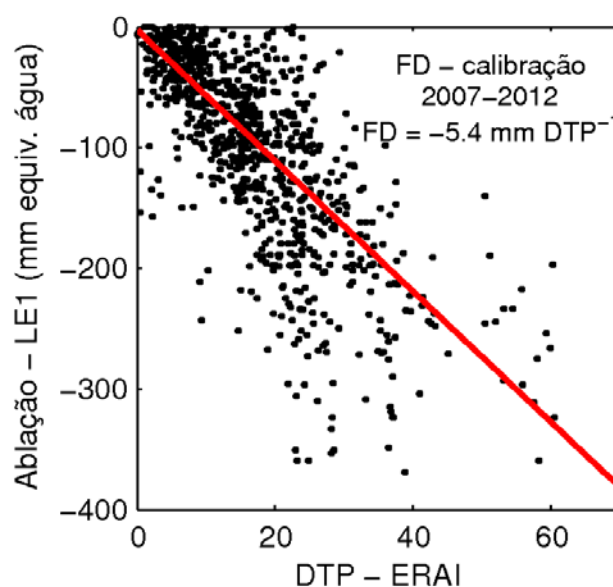


Figura 4-3: FD resultante da regressão linear entre os DTPs calculados a partir da regionalização das temperaturas do ERAI para a posição de cada estaca e cada período de medição da LE1 e as medições de ablação na LE1.

O FD foi validado utilizando dois outros conjuntos de dados de medidas pontuais de DS no domo Bellingshausen (LE2 e SR50). A Figura 4-5 mostra a correlação ($r^2 = 0,86$) do DS modelado em cada estaca e período de medição da LE2 com as medições na LE2. A correlação apresentada é muito forte, entretanto observa-se uma subestimação dos resultados modelados, principalmente nos valores mais altos.

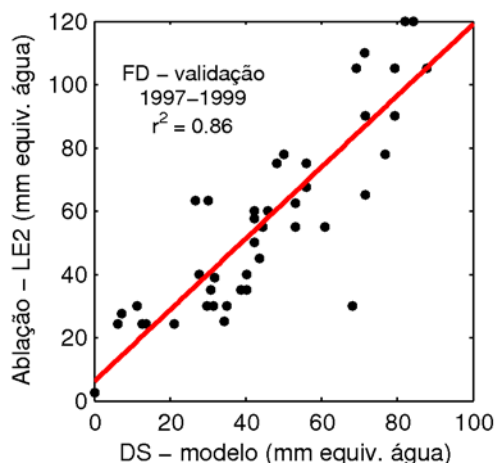


Figura 4-4: Correlação entre o DS modelado (calculado pelo modelo, utilizando o FD estimado e os DTPs na posição de cada estaca da LE2) e a ablação medida em cada estaca da LE2.

Comparado às medições de ablação pelo SR50 (Figura 4-5), o modelo também produziu uma leve subestimação do DS. Após 41 dias de monitoramento contínuo com o SR50, foi encontrada uma diferença de 80 mm equiv. água (80 g/m^2) entre o DS modelado e a ablação medida. Considerando que o presente trabalho é baseado numa metodologia simples, aplicada a dados de reanálise global, e que o erro do método glaciológico é tipicamente 40 mm equiv. água (Navarro *et al.* 2013), a comparação dos resultados às medidas locais pontuais foi considerada satisfatória.

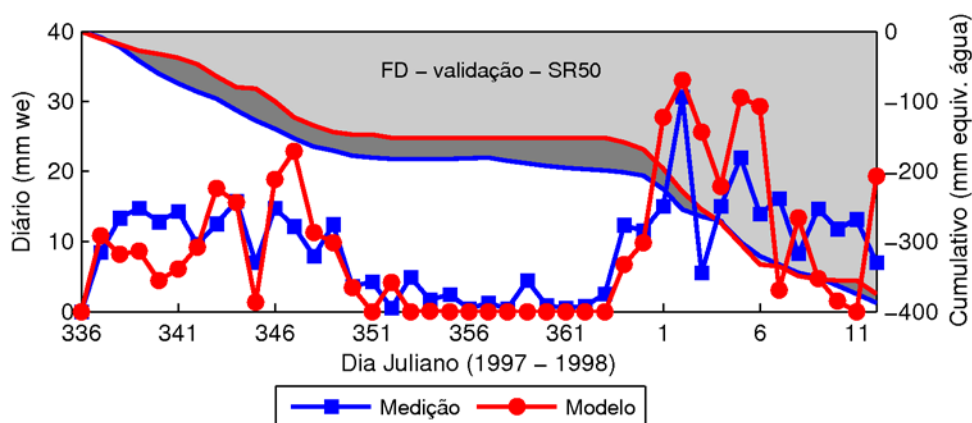


Figura 4-5: Comparação da ablação diária medida pelo SR50 (azul) e o DS modelado utilizando os DTPs e o FD estimados. As linhas contínuas sem marcador representam os dados cumulativos e as linhas com marcador representam o total de cada dia.

A Figura 4-6 mostra a comparação com as medidas de balanço de massa superficial (BMS) realizadas por Navarro *et al.* (2013) nas geleiras Hurd (GH) e Johnson (GJ) de 2002 a

2011. Os mesmos autores também mediram a acumulação durante o inverno, a qual foi utilizada para avaliar as estimativas de acumulação realizadas no presente estudo. A correlação (r^2) da estimativa de DS com as medidas na GH foi 0,61, enquanto na GJ foi de 0,68. A acumulação no inverno teve correlação de 0,8 na GH e 0,49 na GJ. Os valores variaram sempre na mesma escala e não apresentaram um sinal fixo de superestimação ou subestimação.

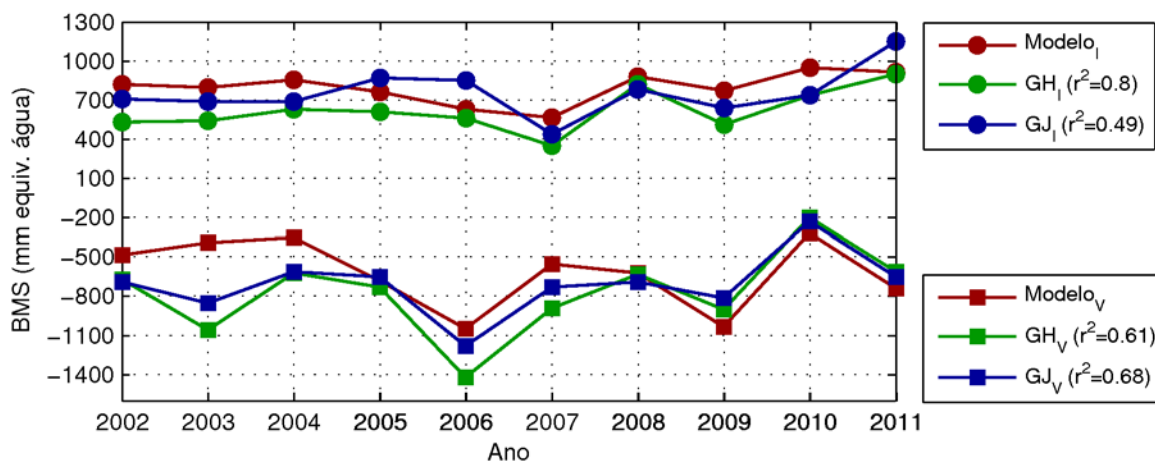


Figura 4-6: Comparação das medidas de BMS realizadas por Navarro *et al.* (2013) na Península Hurd. Os valores negativos referem-se à perda de massa no verão, enquanto os positivos à acumulação nos meses de inverno.

Adicionalmente, foi calculada uma estimativa de balanço de massa superficial anual para a geleira Baía del Diablo (GBD), na ilha Vega, para o período de 1999 a 2013. Essa estimativa foi comparada com as medidas realizadas por Skvarca *et al.* (2004) e Marinsek & Ermolin (2015) no mesmo local e período. O erro foi menor que 200 mm w.e. (200 g/m²) em 9 dos 13 anos analisados, e a correlação dos dados foi de 0,67 (Figura 4-7).

Considerando as limitações inerentes ao método utilizado, as comparações com dados de campo locais foram consideradas satisfatórias. Ainda assim, cabe salientar que valores em mm equiv. água são específicas, ou seja, consideram uma área unitária. Essa unidade corresponde, em massa, a g/m². Assim, um erro de por exemplo 250 mm equiv. água corresponde a 250.000 kg em 1 km². Ou seja, os erros aparentemente devem ser interpretados com cautela.

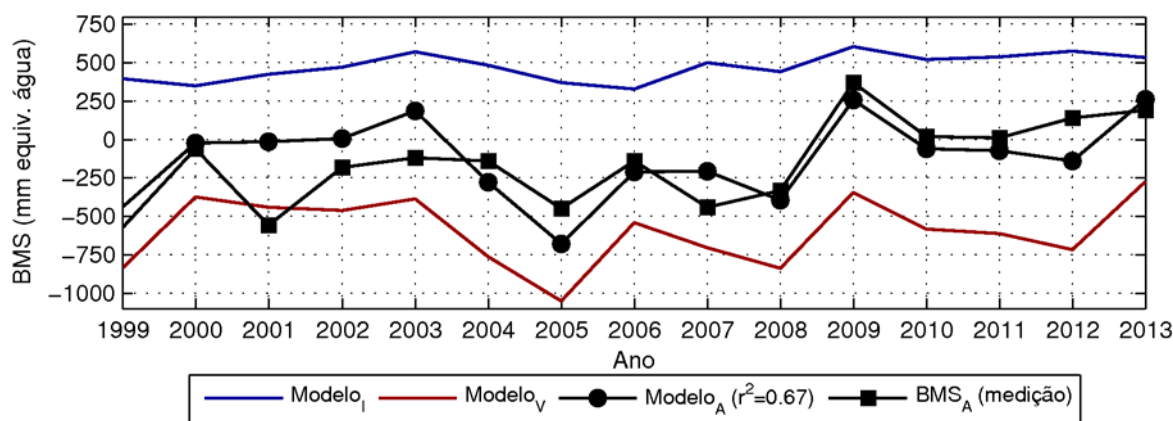


Figura 4-7: Comparação do BMS anual da geleira Baía del Diablo medida por Skvarca *et al.* (2004) e Marinsek & Ermolin (2015). A linha azul representa a acumulação total anual e a linha vermelha, o DS total anual modelados.

4.2 SÉRIES TEMPORAIS DE DS e Dd

As séries temporais anuais de temperatura média do ar na PA, DTPs médios, DS e Do e Dd estão representadas na Figura 4-8. Cada série temporal foi calculada para a área total, continental e flutuante, utilizando a máscara disponibilizada pela base de dados *Antarctic Digital Database do Scientific Committee for Antarctic Research (ADD)*. Os anos na figura correspondem ao ano hidrológico que termina em abril.

A variabilidade interanual da temperatura média do ar na PA não representa bem a variabilidade anual dos DTPs. As duas séries temporais apresentam $r^2 = 0,11$. Tal constatação não é inesperada, uma vez que durante a maior parte dos meses que compõem a temperatura média do ar os DTPs são nulos. A mesma falta de correlação é observada quando esta análise é feita em EMs. Os dados das EMs sugerem que a temperatura média do verão é um indicador melhor para o comportamento interanual dos DTPs. A temperatura média anual do ar já foi utilizada como *proxy* para os DTPs numa relação exponencial (Vaughan 2006, Barrand *et al* 2013). A metodologia pode ser válida para estimar um comportamento médio dos DTPs no período pré instrumental ou nas regiões onde não há medições meteorológicas, já que a temperatura média anual do ar pode ser inferida a partir de análise isotópica em testemunhos de gelo, tendo claro que as tendências aumento de temperatura do ar no inverno são diferentes das do verão. Assim, temperaturas médias do ar maiores nem sempre levam a aumento nos DTPs em intervalos de tempo curtos.

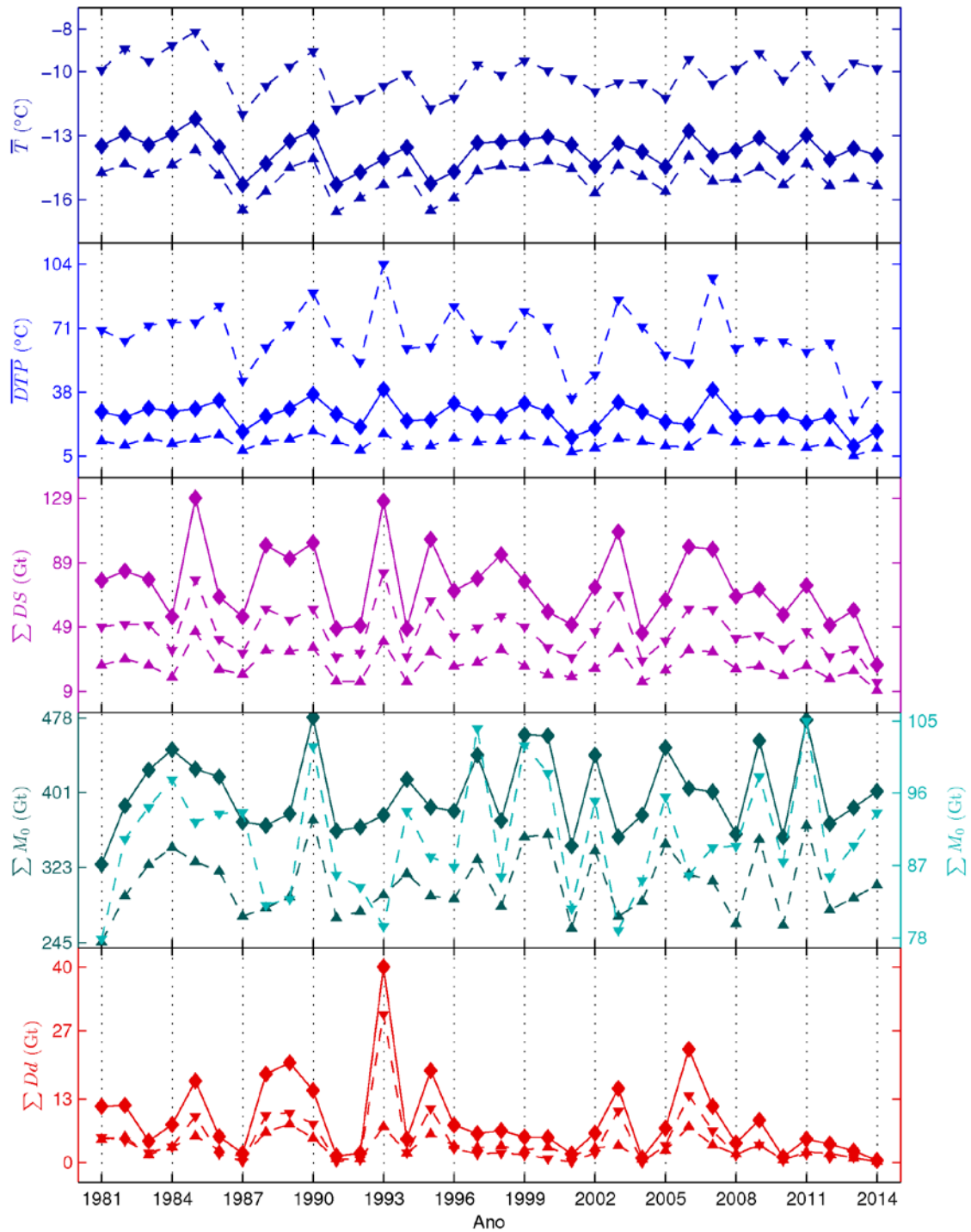


Figura 4-8: Séries temporais anuais para as áreas total (linha contínua, losangos), continental (linha tracejada, triângulos apontando para cima) e flutuante (linha tracejada, triângulos para baixo), sendo a) Temperatura média; b) DTPs médios; c) DS total; d) Do e e) Dd total.

O DS teve valores máximos em 1985 (129 Gt) e 1993 (127 Gt), e mínimos em 2014 (26 Gt). O valor médio para o período e a área total é 75 Gt, com desvio padrão de 54 Gt. A área flutuante teve valor máximo de 83 Gt em 1993, mínimo de 14 Gt em 2014, média 46 Gt e

desvio padrão 15 Gt. A área continental teve valor máximo de 46 Gt em 1985, mínimo de 9 Gt em 2014, médio de 25 Gt e desvio padrão de 8 Gt. A máxima Dd ocorreu em 1993 (40 Gt), enquanto a mínima foi em 2014 (0,37 Gt). A média para a PA durante o período analisado foi 9 Gt, e o desvio padrão foi 8 Gt. A área flutuante apresentou máximo (mínimo) de 30 Gt (0,3 Gt) em 1993 (2014), média de 5 Gt e desvio padrão de 6 Gt. A área continental apresentou máximo (mínimo) 8 Gt (0,22 Gt) em 1989 (2014), média de 3 Gt e desvio padrão de 2 Gt. A partir dos valores apresentados, fica claro o importante papel das áreas flutuantes como fontes diretas de água doce para o oceano adjacente. Compreendendo 24% da área total, a área flutuante produz 68% da Dd média e 61% do DS médio. Além disso, uma vez que os valores máximos de DS nem sempre ocorrem no mesmo ano que os máximos de Dd, fica claro o importante papel da retenção na exportação de água doce para o oceano, a qual é majoritariamente influenciada pela acumulação anual (de acordo com a abordagem utilizada no presente estudo).

Desde 2008, ambos DS e Dd vem apresentando persistentes anomalias negativas (Figura 4-9). O mesmo ocorreu entre 1996 e 2002, porém apenas para a Dd. O período também é caracterizado por menor variabilidade interanual da temperatura do ar, dos DTPs e do DS, enquanto que Do não apresentou o mesmo comportamento. Assim, o desacoplamento entre o DS e a Dd pode ser associado à taxa de acumulação nesses anos. Esse período precede o colapso da PGLB, que ocorreu em fevereiro de 2002, sugerindo que a retenção do DS pode ter sido um fator importante na desestabilização dessa plataforma. Isso é corroborado também pela taxa de retenção do DS durante o mesmo período (1996 a 2002) nas áreas flutuantes, que ficou sempre acima de 95%. Valores altos de retenção não são incomuns, porém eles são normalmente intercalados com valores mais baixos. Especialmente na estação de derretimento que terminou em 2002, 99% do DS produzido nas áreas flutuantes foi retido. Embora não haja relação entre o colapso de plataformas de gelo na PA com picos anômalos de DS, durante os seis anos que precederam o colapso da PGLB houve constantemente valores anormalmente baixos de Dd e em apenas dois deles anomalias negativas de DS. Nos mesmos seis anos, houveram anomalias de retenção real (Ret, linhas verdes) mais positivas que de DS.

As áreas de derretimento total e mediana (Figura 4-10) mostrou-se de acordo com os estudos de Liu *et al.* (2006b) e Mendes Jr (2011). Assim como nos estudos prévios, a tendência temporal (linhas tracejadas) não é clara; depende do período analisado e não apresenta qualquer significância estatística. As tendências na Figura 4-10 representam intervalos semelhantes aos dados dos autores citados (Tabela 4-3).

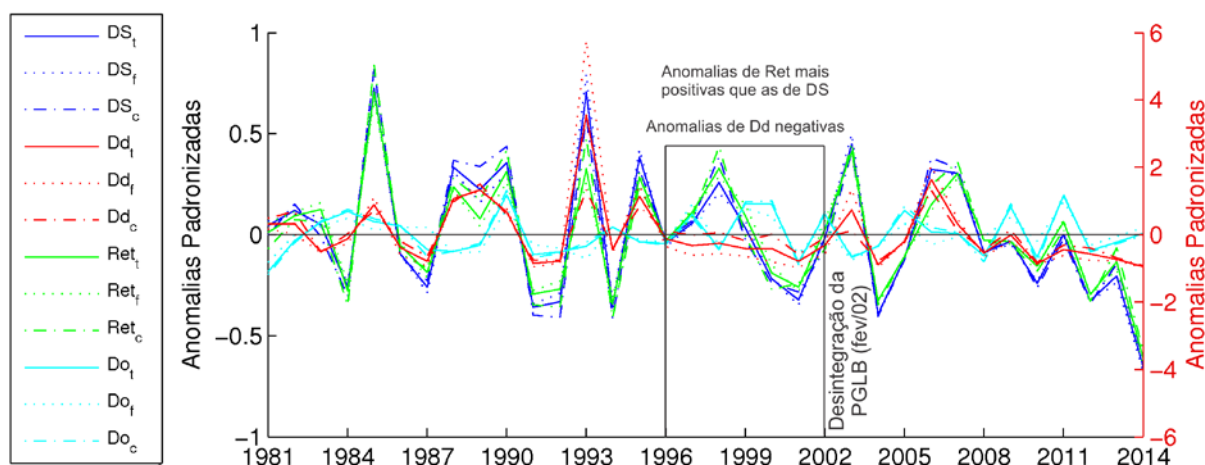


Figura 4-9: Anomalias padronizadas das séries temporais de derretimento superficial (DS), descarga de derretimento (Dd), retenção (Ret) e retenção potencial (Do). As letras subscritas indicam a área considerada, sendo t para área total, f para área flutuante e c para área continental. O eixo à esquerda refere-se à Dd e o da direita às demais variáveis.

As diversas inclinações das retas, junto com o teste de significância (valor p) e o intervalo de confiança (Tabela 4-3) mostram que esse período não apresenta tendência temporal linear. No estudo de Mendes Jr (2010) a área total da PA é variável ao longo do tempo, uma vez que o autor considera as mudanças da linha de costa decorridas das desintegrações e retrações das plataformas de gelo, as quais foram pronunciadas no período estudado (Cook & Vaughan 2010).

Os intervalos de confiança das estimativas de tendência mostram que nem mesmo o sinal das mesmas (aumento/diminuição) são confiáveis. Visualmente há um declínio na área de derretimento considerando o período 1981 – 2014, o qual não reflete a tendência centenária de temperatura superficial do ar e de intensidade do derretimento (Abram *et al.* 2013).

Os mesmos estudos (Liu *et al.* 2006 e Mendes Jr. 2011), investigaram a distribuição ao longo dos meses da área de derretimento. Em concordância com Liu *et al.* (2006b), foi observado que a estação de derretimento tem início em outubro (Figura 4-11a). Já Mendes-Jr (2011) observa em outubro valores muito próximos de zero, considerando que a estação de derretimento tem início entre novembro e dezembro. Corrobora as observações de que o início ocorre em outubro o estudo de Barrand *et al.* (2013). De acordo com o autor, o derretimento tem início em outubro na região norte da PA, nas Shetlands do Sul e na plataforma de gelo Wilkins, embora possa ocorrer até em meados de fevereiro em elevações acima de 1000 m. A Figura 4-11b mostra que mesmo na PGLC ocorrem temperaturas positivas em outubro, acompanhadas de um acentuado declínio no sinal de retroespalhamento capturado pelo

QSCAT, o que mostra que outubro é uma estimativa mais realista do que novembro. Com base nas estações meteorológicas analisadas pelo autor, ainda, é comum que a estação de derretimento tenha início a partir de setembro/outubro, e mesmo em agosto/setembro, como é o caso de Marambio e Jubany.

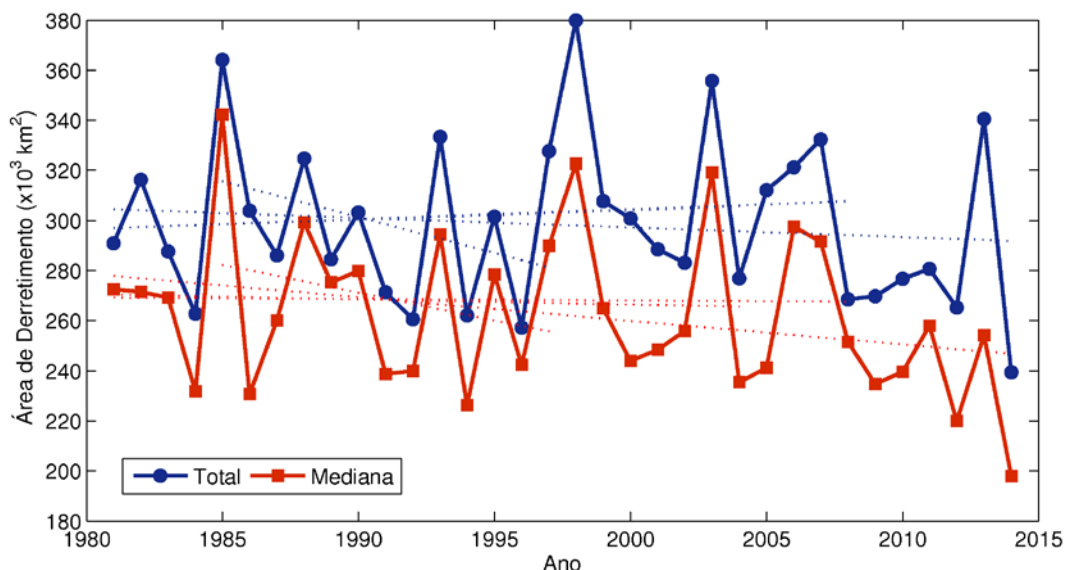


Figura 4-10: Área de derretimento total (azul) e mediana (vermelho) de cada ano estudado. As linhas tracejadas representam a tendência dos dados considerando o período total, períodos similares aos estudos de Liu *et al* (2006) e Mendes Jr. (2011), e o período de 1985 a 1997, que ilustra a sensibilidade da tendência ao período estudado.

Tabela 4-3: Tendências da área de derretimento considerando o período total e sub-períodos da série temporal, mostrando que a mesma varia muito dependendo do sub-período analisado e que nenhuma é significativa. Os dados em *itálico* referem-se aos estudos de ⁱLiu *et al.* (2006) e ⁱⁱMendes Jr. (2011)

Variável	Período	Tendência Linear	IC (95%)	Valor p	R ²
Área de derretimento total	1981-2014	-0,38/ano	-1,57 - 0,80	0,52	0,01
	1981-2008	0,39/ano	-1,16 - 1,95	0,61	0,01
	1981-2004	0,37/ano	-1,68 - 2,43	0,71	0,01
	<i>1978-2004ⁱ</i>	<i>-1,14/ano</i>	<i>-2,65 - 0,37</i>		<i>0,30</i>
	1985-1997	-2,87/ano	-8,07 - 2,33	0,25	0,12
Área de derretimento mediana	1981-2014	-0,94/ano	-2,04 - 0,16	0,09	0,09
	1981- 2008	-0,06/ano	-1,55 - 1,43	0,93	0,00
	<i>1978-2008ⁱⁱ</i>	<i>-0,34/ano</i>	<i>n.i.</i>	<i>n.i.</i>	<i>0,00</i>
	1981-2004	-0,2/ano	-2,16 - 1,75	0,83	0,00
	<i>1978-2004ⁱⁱ</i>	<i>-0,16/ano</i>	<i>n.i.</i>	<i>n.i.</i>	<i>0,00</i>
	1985-1997	-2,22/ano	-7,73 - 3,29	0,39	0,07

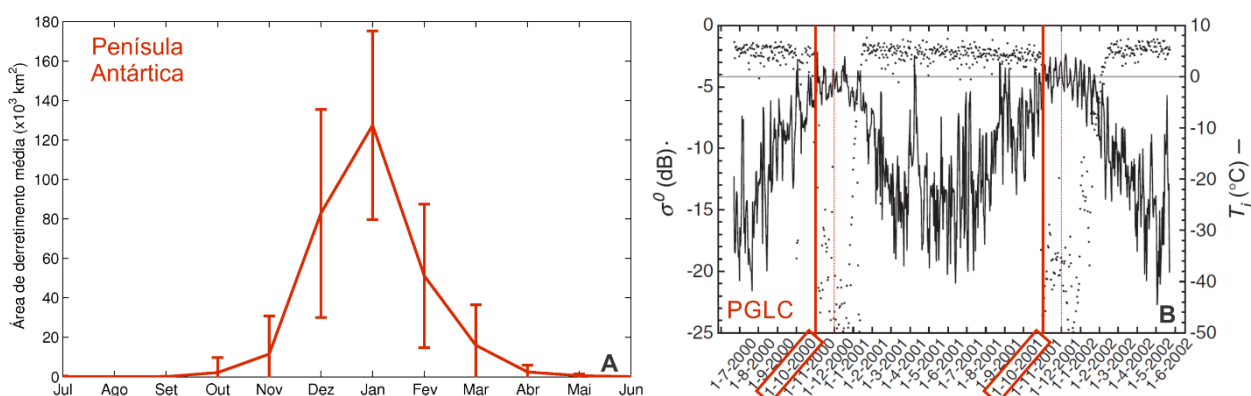


Figura 4-11: Área de derretimento ao longo dos meses. a) Área de derretimento média da PA e desvio padrão de cada mês durante o período analisado e b) temperatura do ar (linha contínua) e sinal de retroespalhamento do QSCAT (pontos) na PGLC, mostrando a ocorrência de temperaturas positivas em outubro acompanhadas de queda abrupta do sinal de retroespalhamento, caracterizando o início da estação de derretimento (adaptado de Barrand *et al.* 2013).

A distribuição espacial da média e do desvio padrão do DS e da Dd estão representadas na Figura 4-12. Tanto as distribuições espaciais quanto as séries temporais têm boa correspondência com os estudos mais recentes relacionados aos padrões superficiais de derretimento superficial na PA (Tedesco & Monaghan 2009, Kuipers Munneke *et al.* 2012, Barrand *et al.* 2013, Trusel *et al.* 2013, Välisuo *et al.* 2014), embora os valores absolutos encontrados no presente estudo sejam mais altos. O efeito de ventos do tipo *foehn* na borda oeste da PGLC fica claramente representado no DS médio (Figura 4-12a), mostrando que esse tipo de evento tem tamanho e persistência suficientes para ser representado nos modelos globais de circulação atmosférica. Desta forma, o modelo regional RACMO2 provavelmente não representou bem o efeito dos ventos *foehn* (Kuipers Munneke *et al.* 2012) devido à sua resolução espacial de 27 km. Apesar das incertezas associadas à abordagem utilizada no presente estudo, a comparação dos resultados com as medidas de campo permitem que eles sejam considerados confiáveis.

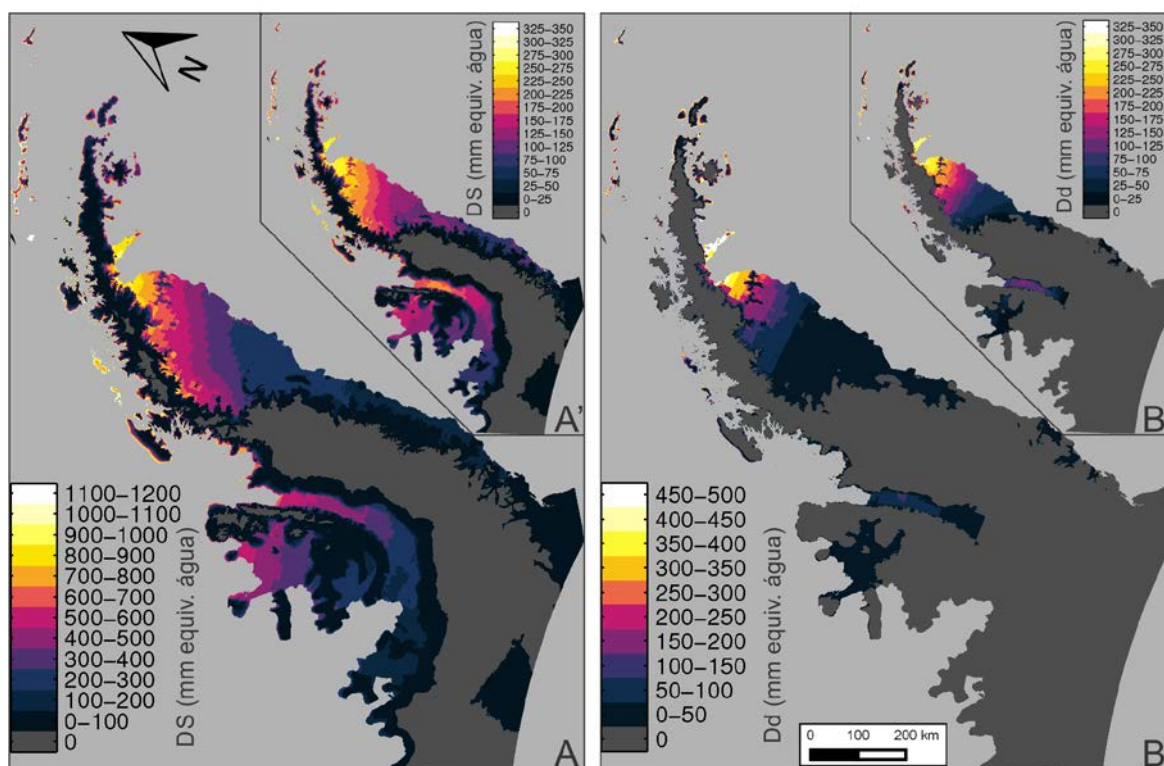


Figura 4-12: Mapas mostrando a) DS médio e seu desvio padrão (a') entre 1981 e 2014 e b) Dd médio e seu desvio padrão (b') durante o mesmo período.

Wouters *et al.* (2015) estimaram que de 2000 a 2014 houve uma perda de massa total de 300 Gt no setor sul da PA. O estudo compreendeu apenas a parte sobre o continente. Durante o mesmo período e considerando as áreas sobre o continente e flutuantes da PA inteira, a perda total por Dd foi de 95 Gt. Isso evidencia que as perdas por Dd tem importância relativamente pequena para um possível aumento do nível do mar quando comparadas com as perdas por aceleração do fluxo de gelo e aumento no desprendimento de *icebergs*. Entretanto, o destino da água líquida é diferente do destino do gelo quando ambos passam a integrar o oceano. O impacto da Dd nas propriedades físico-químicas da água do mar é direto e instantâneo na região costeira, formando uma pluma de água doce e uma camada superficial estável com propriedades completamente diferentes da água do mar. Os *icebergs*, por outro lado, derivam por longas distâncias com as correntes superficiais oceânicas (Collares *et al.* 2015), vão continuamente derretendo ao longo de seus caminhos, adicionando água doce mais lentamente e sem formar uma pluma. Ambos os processos impactam as propriedades da água oceânica, porém a maneira que impactam pode ser favorável para alguns organismos e adversa para outros, principalmente para grupos fitoplânctônicos e consequentemente, para toda a cadeia trófica.

A área flutuante da PA teve sua extensão reduzida em 18% desde 1950 (Cook & Vaughan 2010). Essa redução iniciou a partir das menores latitudes e está progressivamente

avançando em direção ao sul. O aumento do nível do mar ao redor da PA, predominantemente por expansão estérica (Rye *et al.* 2014), sugere que a forçante oceânica continuará levando a desintegrações de plataformas de gelo, as quais deverão ser ainda mais dramáticas que as passadas. No futuro, portanto, a PA provavelmente terá sua área de derretimento diminuída. A PGLC e a plataforma de gelo Wilkins (PGW), áreas de maior produção de DS e Dd na PA atualmente, são parcialmente instáveis. O recente desenvolvimento e propagação de uma zona de fraqueza na PGLC levou a uma previsão de que a mesma sofrerá em pouco tempo um grande evento de desintegração com potencial de remover entre 9% e 12% de sua área total (Jansen *et al.* 2015). Após um evento de desintegração em fevereiro de 2008, a PGW perdeu 3100 km² e sua porção norte foi colocada em risco de colapso total (Braun *et al.* 2008). Um estreita ponte de gelo que restou colapsou em abril de 2009 (Humbert *et al.* 2010). Assim, num curto período de tempo o colapso de plataformas de gelo poderá resultar em um aporte menor de Dd na PA, uma vez que tais eventos se dão de forma abrupta e drástica.

A taxa de acumulação na PA dobrou desde 1850 (Thomas *et al.* 2008). De acordo com a abordagem de Pfeffer *et al.* (1991), o aumento da acumulação gera aumento na retenção de DS. Porém, Abram *et al.* (2013) mostraram que a taxa de intensificação do DS foi muito mais rápida. A intensidade de derretimento registrada em um testemunho de gelo coletado na ilha James Ross aumentou de 0,5% para 4,9% durante o século XX. No presente estudo, a retenção média do DS foi de aproximadamente 91%, o que possivelmente reduzirá se o DS continuar aumentando na mesma proporção. Isso pode levar a um aumento na altura máxima da ocorrência de Dd e intensificação da Dd em áreas com elevações menores.

4.3 REGIONALIZAÇÃO DOS RESULTADOS

Seguindo a delimitação das maiores bacias de drenagem, plataformas de gelo, topografia e embaiamentos da PA, os resultados foram divididos em 11 sub-regiões a fim de melhor detalhar o comportamento espaço-temporal dos dados produzidos. Como as regiões criadas não apresentam a mesma área, foram computados o DS e a Dd específicos para cada área (DS/A e Dd/A, respectivamente) (Figura 4-13).

As ilhas Shetland do Sul (ISS) produziram os maiores DS/A e Dd/A. Excluindo as ilhas, DS/A e Dd/A são maiores na região E-LB. Embora a região W-N2 esteja na mesma faixa de latitude da região E-LB e as isolinhas de temperatura média anual do ar sejam pronunciadamente deslocadas para o sul no lado oeste da PA, a primeira apresenta DS/A e Dd/A aproximadamente 50% menor que a segunda.

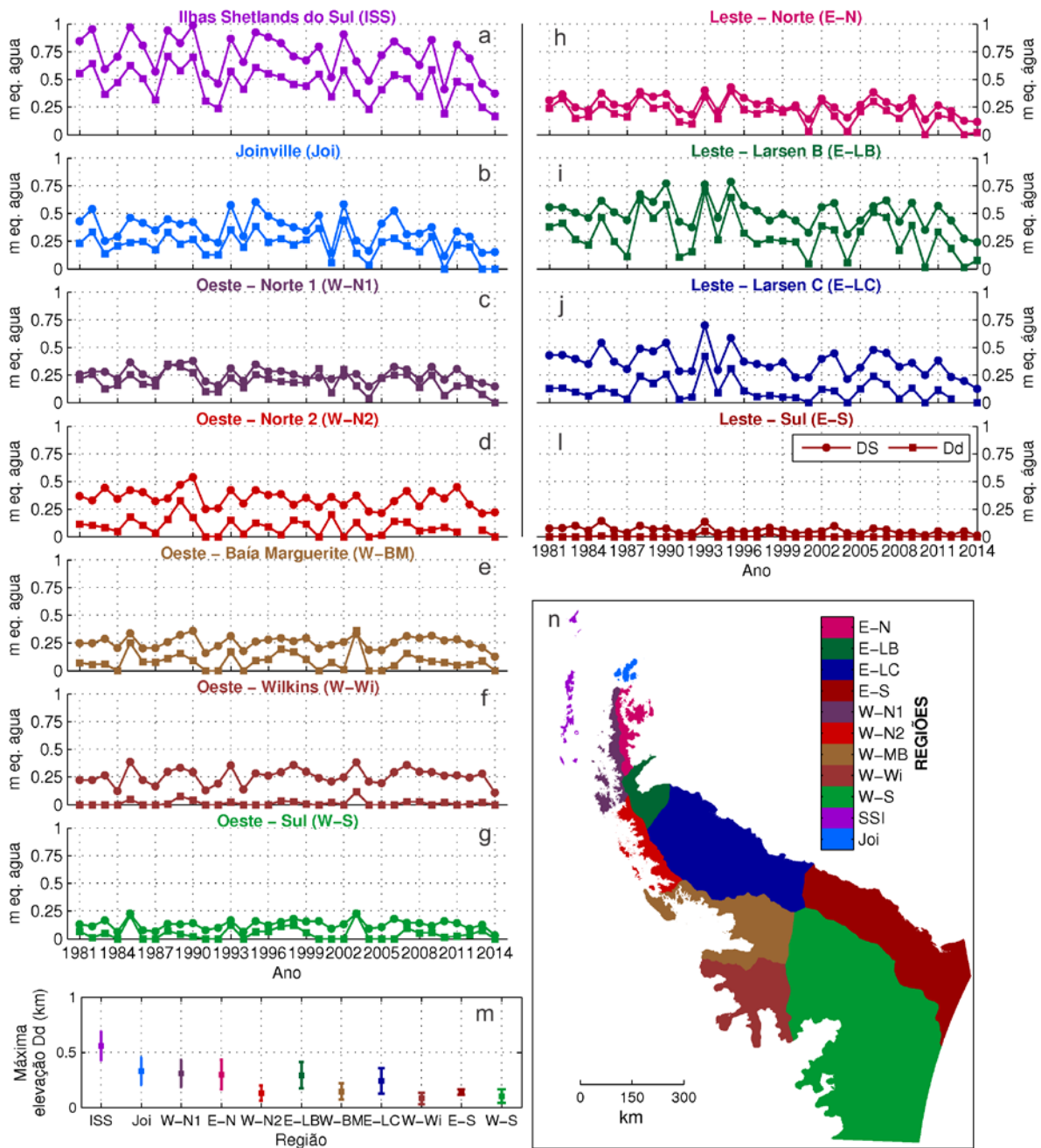


Figura 4-13: DS e Dd nas diferentes regiões da PA: **a - l**) séries temporais de DS (linha contínua, círculos) e Dd (linha contínua, quadrados) de cada região; **m**) máxima elevação de ocorrência de Dd em cada região e **n**) mapa delimitando cada região.

Essa diferença pode ser explicada pelo controle topográfico na distribuição de temperatura. A região E-LB apresenta elevação média 330 m menor que a da E-LB, além de que, no lado leste da PA a taxa de decréscimo da temperatura com o aumento da elevação é menor (Morris & Vaughan, 2003; este estudo). Ainda, as maiores taxas de acumulação no oeste da PA (e o acréscimo da retenção causado por isso) restringem a ocorrência de Dd a menores elevações no oeste. Em direção ao sul, onde a produção de derretimento é sucessivamente

menor, este efeito tona-se mais acentuado (Figura 4-13-L). A máxima elevação da Dd é notadamente maior nas regiões E-LB e E-LC em comparação às suas vizinhas W-N2 e W-BM, em decorrência a influência dos ventos *foehn*, do perfil menos íngreme e da menor taxa de decréscimo da temperatura com a altitude.

As séries temporais de DS/A apresentam, de uma forma geral, maior correlação entre regiões do que as de Dd/A (Tabela 4-4). A maior parte das regiões apresentam melhor correlação com a região vizinha a leste/oeste. As regiões localizadas na porção norte da PA (W-N1, W-N2, E-N e E-LB) e as ilhas (ISS e Joi) apresentam comportamento temporal muito similar. As diferenças entre elas são reflexos principalmente dos diferentes perfis de elevação encontrados em cada região. A região E-N apresenta maiores correlações com as regiões ISS (0.91) e Joi (0.91) do que com a região W-N1 (0.86 e 0.74, respectivamente para DS/A e Dd/A). As series temporais da região E-LC correlacionam-se melhor com as da E-LB, embora a primeira apresente valores absolutos menores. Por outro lado, as correlações da região E-S com a W-S são mais fortes do que com qualquer outra, mostrando que há diferenças climáticas mais pronunciadas, em termos de variabilidade interanual, entre as regiões na faixa de latitude da E - LC.

Tabela 4-4: Correlações (r^2) entre as séries temporais das 11 regiões consideradas. Valores acima da diagonal principal (em azul) correspondem às séries temporais de DS. Valores abaixo da diagonal principal (em vermelho) correspondem às séries de Dd.

	E-N	E-LB	E-LC	E-S	W-N1	W-N2	W-BM	W-Wi	W-S	ISS	Joi
E-N		0,90	0,88	0,62	0,87	0,56	0,55	0,51	0,47	0,92	0,91
E-LB	0,91		0,94	0,63	0,89	0,76	0,69	0,55	0,49	0,86	0,76
E-LC	0,80	0,95		0,79	0,83	0,70	0,68	0,60	0,57	0,77	0,72
E-S	0,26	0,32	0,46		0,65	0,54	0,60	0,66	0,66	0,56	0,45
W-N1	0,89	0,81	0,65	0,07		0,82	0,75	0,66	0,58	0,85	0,66
W-N2	0,37	0,52	0,49	0,23	0,45		0,77	0,50	0,41	0,58	0,33
W-BM	0,25	0,35	0,27	0,29	0,24	0,56		0,85	0,75	0,54	0,33
W-Wi	0,02	0,18	0,13	0,10	0,14	0,55	0,84		0,88	0,46	0,33
W-S	0,26	0,35	0,26	0,36	0,20	0,39	0,92	0,69		0,41	0,34
ISS	0,91	0,85	0,71	0,13	0,91	0,47	0,27	0,09	0,25		0,88
Joi	0,93	0,77	0,66	0,20	0,87	0,15	0,09	-0,11	0,10	0,87	

A distribuição do DS e da Dd ao longo de faixas de elevação (Figura 4-14) revela que mais de 90% do DS/A (Dd/A) é produzido em elevações entre 0 m e 500 m (400 m). Essa proporção decresce com a elevação em todas as regiões, exceto a E-LC. Nesta area, DS/A é maior na faixa de elevação entre 100-200 m do que em 0-100 m. A ocorrência de ventos *foehn*

ocasiona um cinturão de temperaturas mais elevadas na borda da grounding line, elevando o derretimento e causando o comportamento atípico das distribuições altitudinaL do DS e da Dd.

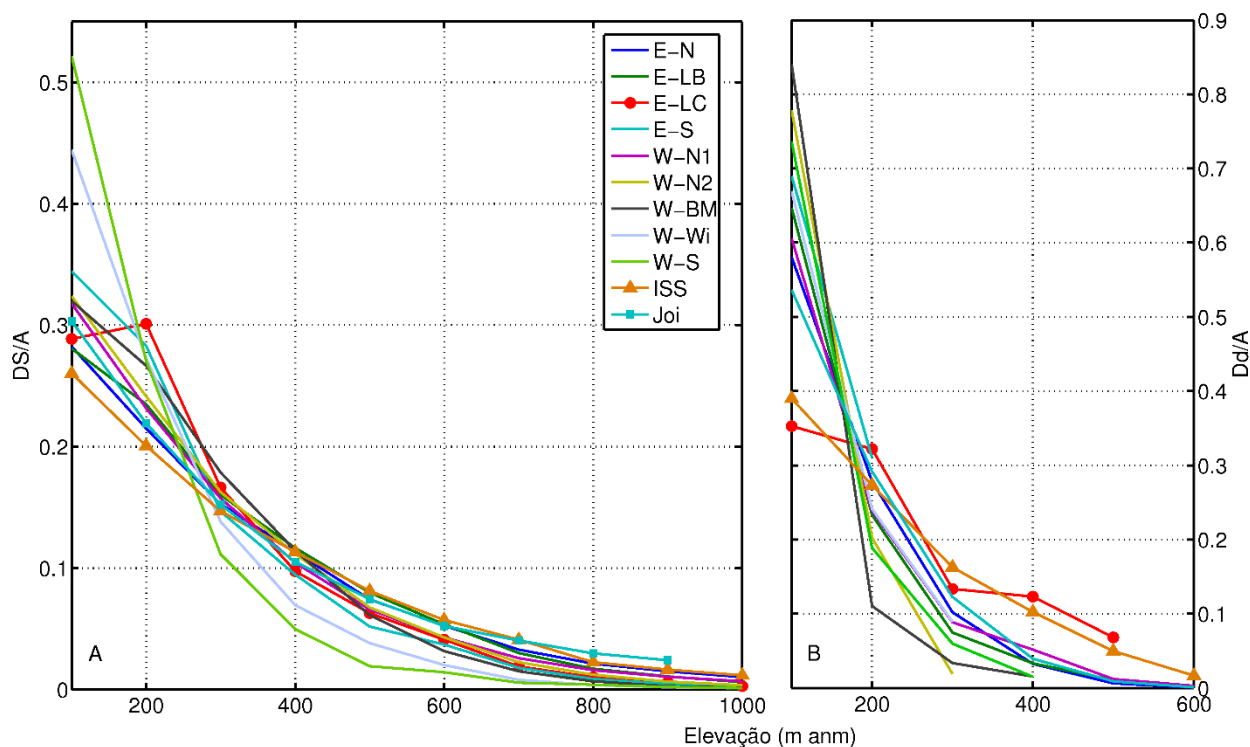


Figura 4-14: Fração do DS/A (A) e da Dd/A (B) por faixas de 100 m de elevação, em cada uma das 11 regiões consideradas no presente estudo.

Dd/A tem distribuições mais homogêneas entre as regiões. 90% ocorre abaixo dos 400 m de altitude em todas regiões. As regiões ISS e Joi mostram comportamentos muito semelhantes. Nas regiões W-Wi e W-S, respectivamente 45% 50% do DS/A é restrito à faixa de 0-100 m. Já na região W-BM, 90% da Dd/A é restrito a faixa de 0-200 m. As maiores diferenças são encontradas entre as regiões do norte (E-N, E-LB, W-N1, W-N2, ISS e Joi) e sudoeste (W-S, W-BM and W-Wi). E-S apresenta uma distribuição com características intermediárias às duas. E-LC é um caso especial, onde mais derretimento é produzido entre 100-200 m do que entre 0 – 100 m, resultado da ocorrência de ventos *foehn*. Essa análise revela que a combinação da latitude e das diferenças climáticas entre leste e oeste determina a distribuição do derretimento superficial e da descarga de derretimento ao longo das faixas de altitude.

Duas anomalias positivas de DS e Dd ocorreram em todas as regiões nos anos de 1993 e 2006. Nos mesmo anos, Tedesco & Monaghan (2009) observaram que ocorreram os maiores índices de derretimento e extensão total de derretimento no continente antártico inteiro. Esses

eventos são associados a anomalias negativas da Oscilação Sul e do Índice de Oscilação Sul concomitantes. Embora os padrões de derretimento em escala local na PA sejam pouco conhecidos, fica evidente a importante conexão entre o derretimento superficial e os padrões e oscilações climáticos globais.

4.4 TENDÊNCIAS NOS ÚLTIMOS 34 ANOS, MUDANÇAS E VARIABILIDADE CLIMÁTICAS

O clima da Península Antártica apresenta variabilidade interanual maior do que o clima de regiões de menores latitudes, o que torna a identificação de tendências e padrões estatisticamente significativos mais difíceis (King & Turner 1997; Turner 2004). Uma vez que o derretimento superficial é uma consequência do excesso de energia na superfície da neve ou do gelo proveniente da atmosfera, seu comportamento reflete essa alta variabilidade, tornando a identificação de padrões igualmente complicada. A análise a seguir explora as possíveis causas do comportamento espaço-temporal das séries estimadas. Cabe ressaltar que, por se tratar de uma série de 34 anos, não há a possibilidade de investigar padrões de longo termo, ou seja, a análise diz respeito ao que ocorreu durante esses 34 anos, sem poder realizar extrapolações para o futuro.

Poucos dados da PA possibilitam a inferência de padrões temporais mais robustos e persistentes. A análise de lentes de recongelamento em um testemunho de gelo coletado na ilha James Ross (Abram *et al.* 2013a) é, possivelmente, o dado que melhor descreve o comportamento de longo termo do DS na PA. Na Figura 4-15 está representada a série temporal de porcentagem de derretimento estimada pelos autores, cobrindo o período de 1800 a 2010. A linha mais grossa mostra a média móvel de 5 anos da série. Nesses dados, observa-se que existem ciclos de aumento e diminuição do derretimento que se repetem a cada, aproximadamente, 25 anos. A condição atual, de diminuição do DS e da Dd, parece estar relacionada ao fim do ciclo que teve início em torno de 1990.

A alta variabilidade temporal presente nos dados de Abram *et al.* (2013), que torna-se ainda maior a partir de 1975, é similar à encontrada no presente estudo. Dentre as séries temporais estimadas para as áreas total, continental e flutuante, foi identificado uma apenas uma tendência significativa (a 0,03), de decréscimo da Dd na região sobre o continente. Do apresentou uma tendência de aumento, enquanto DS, Dd e Ret, de diminuição. A Tabela 4-5 mostra as tendências temporais estimadas.

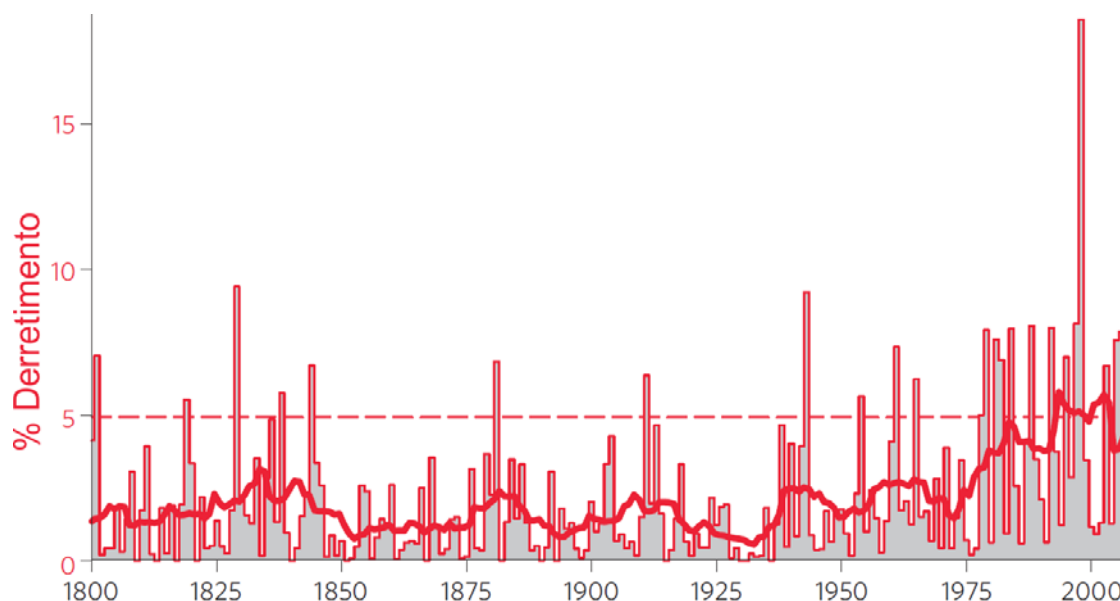


Figura 4-15: Porcentagem da camada de cada ano que apresenta recongelamento no testemunho da ilha James Ross (adaptado de Abram *et al.* 2013).

Tabela 4-5: Tendências das séries temporais estimadas para as áreas total, flutuante e continental da PA.

Variável	Área	Tendência (Gt/ano)	Estatística ρ
DS	Total	-0,72 (-1,55, 0,11)	0,09
	Flutuante	-0,45 (-0,97, 0,06)	0,08
	Continental	-0,23 (-0,53, 0,06)	0,11
Do	Total	0,28 (-1,19, 1,75)	0,70
	Flutuante	0,07 (-0,18, 0,34)	0,56
	Continental	0,20 (-1,03, 1,43)	0,74
Dd	Total	-0,22 (-0,51, 0,06)	0,12
	Flutuante	-0,12 (-0,33, 0,09)	0,25
	Continental	-0,08 (-0,15, -0,01)	0,03
Ret	Total	-0,4939 (-1,11, 0,12)	0,11
	Flutuante	-0,33 (-0,71, 0,04)	0,08
	Continental	-0,16 (-0,40, 0,09)	0,20

A redução significativa da Dd sobre o continente está relacionada à diminuição do DS e concomitante aumento da acumulação (e Do) ao longo do período estudado. Ou seja, embora as tendências de DS e Do não sejam significativas, elas se somam e acarretam um comportamento mais definido para a Dd.

A Tabela 4-6 mostra a mesma análise considerando as médias de cada uma das quatro variáveis, em cada região separadamente. Nota-se uma melhora da significância estatística das tendências quando analisando as regiões em separado. Isso demonstra a importância de não tratar a PA como uma unidade climática e glaciológica, uma vez que variabilidade climática interna é significativa ao ponto de poder ser identificada usando dados de reanálise global. Essa

constatação é corroborada por evidências como a de Ding & Steig (2013), que mostraram que no verão, a temperatura no lado oeste da PA é largamente independente da variabilidade de temperatura no lado leste. Isso significa que as diferenças entre o lado oeste e leste não se limitam ao oeste apresentar temperaturas médias anuais mais elevadas e taxa de acumulação maior. As duas regiões apresentam variabilidades diferentes.

Tabela 4-6: Tendências das séries temporais de DS, Do, Dd e Ret médias de cada região considerada no presente estudo com os respectivos intervalos de confiança e valor ρ .

Região	DS (kg/ano)			Do (kg/ano)		
	Tendência	IC	ρ	Tendência	IC	ρ
E-N	-148,4	(-264,9, -31,82)	0,01	110,20	(10,66, 209,6)	0,03
E-LB	-197,1	(-368,6, -25,59)	0,02	96,73	(-30,7, 224,1)	0,13
E-LC	-174	(-311,2, -36,84)	0,01	5,28	(-120,5, 131,1)	0,93
E-S	-26,05	(-48,9, -3,19)	0,03	-9,53	(-89,91, 70,84)	0,81
W-N1	-88,52	(-182,5, 5,44)	0,06	186,60	(12,22, 360,9)	0,03
W-N2	-90,48	(-178,3, -2,64)	0,04	100,10	(-161,6, 361,7)	0,44
W-BM	-16,35	(-76,66, 43,96)	0,58	-33,86	(-209,6, 141,9)	0,70
W-Wi	26,46	(-79,15, 132,1)	0,61	-47,06	(-197,9, 103,8)	0,53
W-S	-5,49	(-38,98, 28)	0,74	42,23	(-115,4, 199,8)	0,59
ISS	-277,3	(-508,8, -45,72)	0,02	103,00	(20,37, 185,7)	0,02
Joi	-202,5	(-379,4, -25,51)	0,03	68,62	(-16,36, 153,6)	0,11
	Dd (kg/ano)			Ret (kg/ano)		
	Tendência	IC	ρ	Tendência	IC	ρ
E-N	-68,68	(-132,80, -4,57)	0,04	-48,24	(-94,13, -2,35)	0,04
E-LB	-140	(-278,7, -1,15)	0,05	13,92	(-72,79, 100,6)	0,74
E-LC	-33,16	(-109,8, 43,53)	0,38	-137,3	(-217,8, -56,82)	0,001
E-S	-0,21	(-1,16, 0,74)	0,65	-25,2	(-47,89, -2,51)	0,03
W-N1	-25,15	(-48,21, -2,08)	0,03	-56,43	(-126,2, 13,31)	0,11
W-N2	-8,81	(-21,46, 3,83)	0,16	-77,8	(-159,2, 3,57)	0,06
W-BM	1,21	(-14,54, 16,96)	0,88	-17,13	(-68,46, 34,2)	0,50
W-Wi	-2135	(-3359, 29320)	0,78	37,94	(-68,46, 144,3)	0,47
W-S	1,42	(-9,02, 11,86)	0,87	-2,85	(-34,62, 28,93)	0,86
ISS	-0,18	(-2,48, 2,12)	0,01	157,9	(30,53, 285,3)	0,01
Joi	-289,8	(-510,1, -69,59)	0,09	-28,94	(-98,28, 40,4)	0,40

O DS apresentou tendência de diminuição significativa em todas as regiões do lado leste da PA, nas ilhas do norte (ISS e Joinville) e na região W-N2. A tendência de aumento do Do foi significativa nas regiões continentais mais ao norte, tanto do lado leste quanto oeste (W-N1 e E-N), e nas ISS. A região W-N1 apresentou tendência maior do que nas outras duas, e na região E-N a tendência foi maior do que nas ISS. A Dd diminui significativamente nas regiões

E-N, E-LB, W-N1 e ISS. A retenção real diminuiu nas regiões E-N, E-LC e E-S, enquanto que aumentou na ISS.

Esses resultados apontam que, ao longo dos últimos 34 anos, houve uma diminuição do DS no leste e noroeste da PA e um aumento do Do no norte da PA. Ambos levando a uma redução na Dd. A taxa de acumulação anual domina fortemente as variações no Do, portanto a tendência de aumento no Do é esperada, uma vez que diversos estudos mostraram que a acumulação está aumentando na PA (Thomas *et al.* 2008, Dalla Rosa 2013, Navarro *et al.* 2013). A diminuição do DS, por sua vez, é resultado da diminuição dos DTPs.

Essa tendência não contradiz o padrão de aquecimento atmosférico de longo termo observado na PA. Em primeiro lugar, deve ser observado que em séries mais longas, é normal que a tendência de sub períodos seja diferente da série total (Figura 4-15), visto os ciclos que compõem a variabilidade da série. Em segundo lugar, a tendência de aumento da temperatura média anual durante determinados períodos não necessariamente acarreta num aumento dos DTPs (embora em períodos mais longos seja uma consequência comum). Dalla Rosa (2013) mostrou que, em Faraday/Vernadsky, durante o período de 1981 a 2007, houve aumento na temperatura média anual, do inverno e da primavera, sem que fosse possível observar uma tendência significativa na temperatura média do verão. Em terceiro lugar, a advecção de massas de ar resultantes do transporte de ciclones extratropicais e dos ventos de oeste interferem na temperatura do ar. Essas variações de temperatura decorrentes do transporte de massas de ar não ocorre de maneira homogênea na PA, pois depende das condições sinóticas.

Modos de variabilidade climática são padrões de variabilidade natural do clima, que se repetem com frequência sazonal ou inferior (Wang & Schimel 2003). Existem evidências da influência de principalmente dois modos de variabilidade no clima e nas condições sinóticas da PA: o El Niño-Oscilação Sul (ENOS, dado pelo índice SOI) e o Modo Anular Sul (SAM), também chamado de Oscilação Antártica. A maneira de propagação do sinal do ENOS a partir do Pacífico tropical para as altas latitudes do HS não é bem compreendida (Turner 2004). Já o SAM atua deslocando o cinturão de baixa pressão atmosférica e dos ventos de oeste para o sul (em sua fase positiva) ou para o norte (em sua fase negativa) (Gong & Wang 1998). A Figura 4-16 mostra as anomalias dos dois índices durante o período 1981 – 2014.

O SAM é o principal modo de variabilidade atmosférica das altas latitudes no hemisfério sul, e ele encontra-se deslocado para uma fase positiva desde a década de 1960 (Marshall 2003). Abram *et al.* (2013) realizaram uma análise de componentes principais sobre dados da temperatura superficial do ar na PA e identificaram que a primeira componente principal (CP) corresponde ao clima da Antártica Ocidental, caracterizado por aquecimento significativo na

primavera e no inverno. A CP2 corresponde ao SAM, como revela sua correlação com o campo de pressão na superfície. Os autores correlacionaram a CP2 com a temperatura média anual do ar na superfície (dados ERAI) como mostra a Figura 4-17, revelando que o SAM tem forte influência sobre a temperatura superficial do ar no extremo norte e no sudoeste da PA. O deslocamento do SAM para a fase positiva propiciou uma intensificação dos ventos de oeste e consequente aumento da temperatura no norte e oeste da PA.

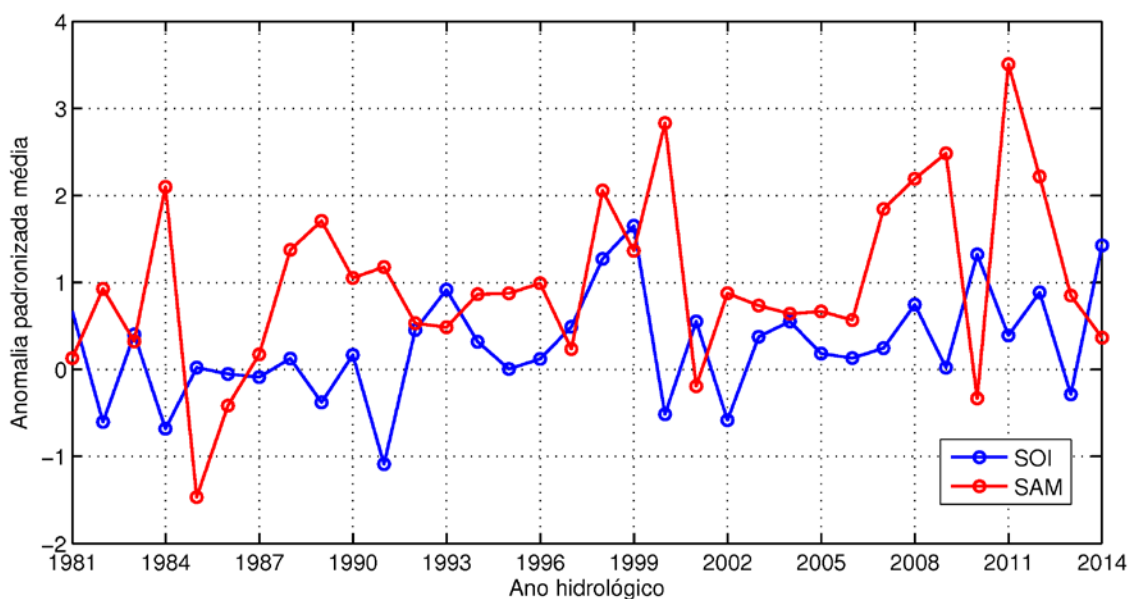


Figura 4-16: Média das anomalias padronizadas dos índices SOI e SAM durante o período 1981 – 2014.

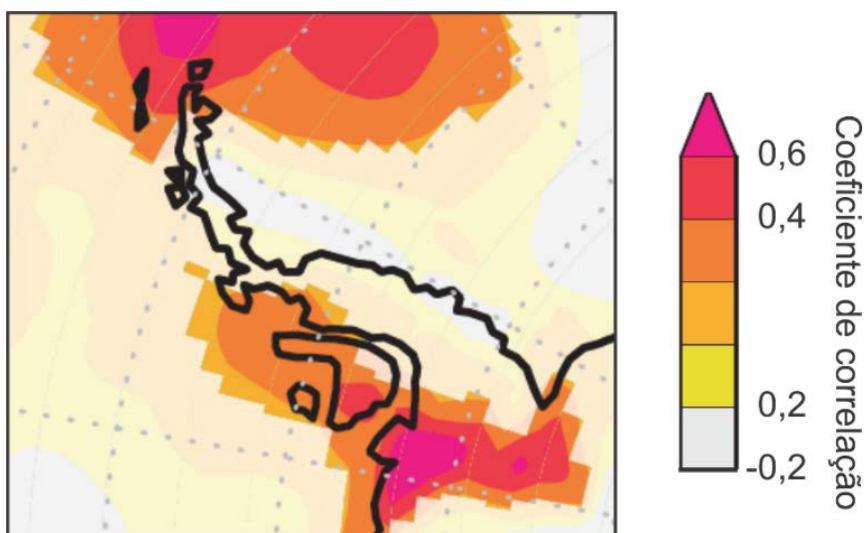


Figura 4-17: Correlação da CP2 (SAM) com a temperatura média anual do ar (ERAI). Adaptado de Abram *et al.* 2013.

Os padrões de extensão do gelo marinho nos mares de Bellingshausen e Weddell são fortemente associados ao ENOS. Em situações de SOI positivo (evento de El Niño) ocorre um resfriamento da superfície do oceano no setor a leste da PA, favorecendo a formação e manutenção do gelo marinho (Yuan 2004) (Figura 4-18). A permanência do gelo marinho pode favorecer temperaturas mais amenas durante o verão mesmo sobre o continente. Já eventos de La Niña são associados a um aquecimento no oeste da PA, levando a uma formação tardia de gelo marinho e menor duração da cobertura no mar de Bellingshausen (Stammerjohn *et al.* 2008).

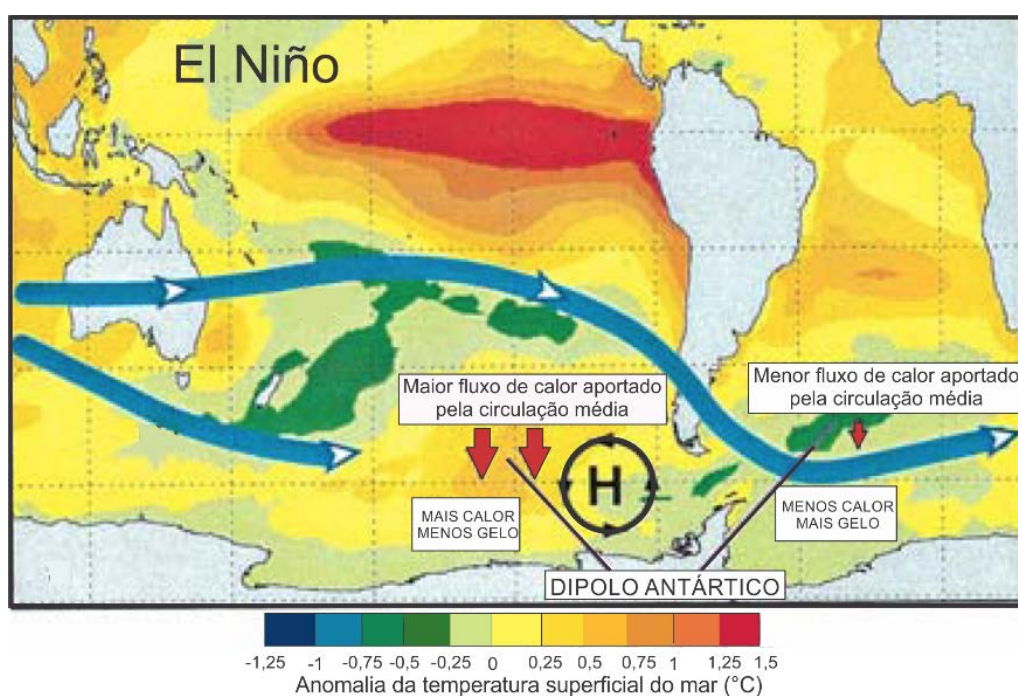


Figura 4-18: Figura esquematizada da influência do SOI positivo nos fluxos de calor para as altas latitudes e consequências sobre o gelo marinho a leste e oeste da PA. Adaptado de Yuan (2001).

A Figura 4-19 mostra as médias móveis de 5 anos das anomalias dos índices SOI e SAM, do DS e da Dd em cada uma das 11 regiões da PA. A figura evidencia que relação entre os índices SAM e SOI e as séries temporais não é direta. No período de 1983 a 1991 a tendência do SAM se manter negativo e o SOI positivo coincide com as anomalias positivas no DS. A tendência geral de aumento de ambos os índices é acompanhada pelo decréscimo do DS. As anomalias de DS e Dd não são concomitantes em todas as regiões, ilustrando a que há uma grande variabilidade dentro da PA.

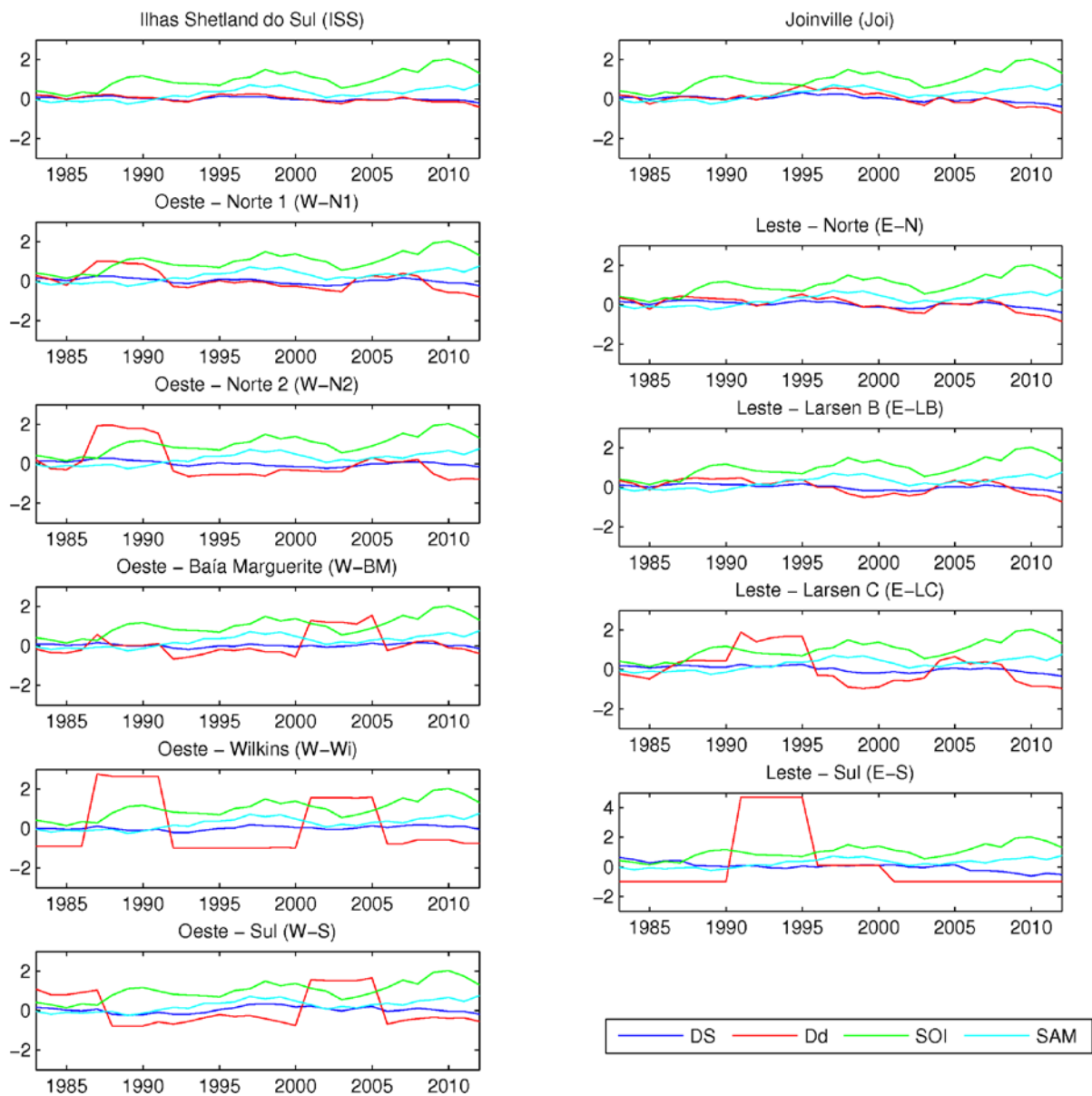


Figura 4-19: Média móvel de 5 anos das anomalias padronizadas do Ds e da Dd em cada sub região e dos índices SOI e SAM.

Como não é possível extrair uma relação direta entre os índices e o comportamento das séries temporais de DS e Dd na PA, a interpretação desse comportamento fica restrita a conjecturas baseadas em estudos anteriores relacionados à temperatura do ar. Outros estudos relacionados a padrões de derretimento superficial na PA que tentaram encontrar relações semelhantes também mostraram-se inconclusivos (Tedesco & Monaghan 2009, Barrand *et al.* 2013). Sugere-se que padrões de diminuição do DS e da Dd estejam associados aos processos que causaram o aumento da extensão do gelo marinhos no mar de Weddell e a diminuição no mar de Bellingshausen durante o período de 1978 a 2010, os quais também encontram-se sob discussão (Parkinson & Cavalieri 2012). A predominância do sinal SOI positivo,

principalmente no período pós 2003, indica que esse pode ser um fator de resfriamento do leste da PA, justificando as tendências negativas no DS mais significativas nesse setor. Dada a alta correlação da temperatura do ar e o sinal SAM no sudoeste da PA (Abram *et al.* 2013a) e a tendência positiva desse índice, seria esperado um aumento no DS nessa região. Isso não foi observado, porém nas regiões W-BM, W-Wi e W-S as tendências têm significância muito inferior comparadas às demais regiões (Tabela 4-6: Tendências das séries temporais de DS, Do, Dd e Ret médias de cada região considerada no presente estudo. Além disso, a região W-Wi é a única que apresenta tendência de acréscimo do DS.

Fatores como intensificação do vórtice polar e dos ventos de oeste e aumento da frequência e intensidade de ciclones extratropicais permanecem no centro das discussões. A variabilidade entre as regiões da PA consideradas neste estudo possivelmente está relacionada a esses processos, ressaltando a importância de investigações regionalizadas na PA, que considerem as particularidades climáticas de cada região.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

Usando o conjunto de dados de reanálise global ERA-Interim, foi utilizado um modelo empírico baseado nos dias de temperatura positiva (DTPs) para estimativa do derretimento superficial (DS) e da descarga de derretimento (Dd) na Península Antártica (PA), calibrado e validado com medidas de campo locais. Os resultados apresentaram boa concordância com estudos prévios locais, regionais e continentais (*e.g.* Tedesco & Monaghan 2009, Barrand *et al.* 2013, Navarro *et al.* 2013, Marinsek & Ermolin 2015) podendo ser utilizados para investigar a influência combinada da latitude, longitude e elevação no comportamento espaço-temporal do DS e da Dd.

A regionalização dos dados de temperatura do ar fornecidos pelo ERA-Interim resultou em DTPs fortemente correlacionados com DTPs derivados de medições de temperatura em estações meteorológicas (EMs). As correlações (r^2) variaram de 0,58 a 1, sendo maior que 0,9 em 25 das 28 EMs analisadas. É importante salientar que os dados das EMs são assimilados no ERA-Interim, sendo assim os conjuntos de dados não são independentes. Os valores absolutos de DTPs mostraram-se superestimados em geral, o que foi contornado ajustando um fator de derretimento (FD) a medidas pontuais de ablação.

Embora outros estudos tenham encontrado uma relação exponencial entre os DTPs e a média anual da temperatura do ar, a variabilidade interanual dos DTPs (e, assim, do DS), não é bem representada pelas temperaturas médias anuais do ar. Isso pode ser atribuído à influência das temperaturas negativas na temperatura média anual, já que as correlações dos DTPs com as temperaturas médias dos meses de novembro a março são mais fortes do que com as médias anuais.

A aplicação de um FD de 5,4 mm equiv. água DTP^{-1} resultou em estimativas de ablação satisfatórias quando comparadas às medidas de campo. A correlação dos dados modelados foi de 0,86 com as medidas de ablação pontuais coletados na linha de estacas 2 (LE2, domo Bellingshausen), 0,61 e 0,68 com os balanços de massa de verão das geleiras Hurd e Johnson (ilha Livingston) e 0,67 com o balanço de massa anual da geleira Baía del Diablo (ilha Vega).

A superestimação dos DTPs poderia resultar em uma área de derretimento maior, o que não poderia ser compensado pelo ajuste do FD aos DTPs. No entanto, a área de derretimento está em concordância com estudos anteriores (*e.g.* Liu *et al.* 2006 e Barrand *et al.* 2013). O início e o final da estação de derretimento também encontram-se em concordância com os

estudos citados, que demonstram que o início ocorre em outubro com duração até abril do ano seguinte.

As médias para o período 1981 – 2014 foram 75 Gt (DS) e 9 Gt (Dd), com elevada variabilidade interanual representada por desvios padrões de 54 Gt (DS) e 8 Gt (Dd). Os valores máximos ocorreram em 1985 para o DS (129 Gt) e em 1993 para a Dd (40 Gt). Desde 2008, o DS e a Dd veem apresentando anomalias negativas, com valores absolutos mínimos ocorrendo em 2014 (DS = 26 Gt, Dd = 0,37 Gt).

As séries temporais de DS e Dd, estimadas considerando a área de estudo total, não apresentaram tendências temporais significativas. Sobre a área continental (excluindo as áreas flutuantes) há uma tendência significativa de diminuição da descarga de água de $-0,08$ Gt/ano. Isso resulta das tendências de aumento da retenção potencial e de diminuição do derretimento superficial, embora ambas não sejam significativas.

A análise dos resultados das áreas continental e flutuante separadamente evidenciou a importância da última para a hidrografia costeira, como fonte de água doce. Ocupando 24% da área total, a área flutuante produz em média 68% da Dd da Península Antártica. A retração das frentes de geleiras de maré e as desintegrações das plataformas de gelo poderão gerar um cenário temporário de diminuição do aporte de água doce a partir do continente para o oceano no futuro. Esse efeito deverá ser temporário porque a tendência de longo termo de aceleração do derretimento deverá aumentar a área e a intensidade da produção de Dd sobre o continente.

Para efeitos no nível do mar, a aceleração do fluxo das geleiras predomina sobre o aumento do aporte de água de derretimento. Comparativamente às 95 Gt de Dd aportadas ao oceano pela área total da PA de 2000 a 2014, Wouters *et al.* (2015) estimaram que somente na área continental no sul da PA houve um aporte de 300 Gt de gelo. No entanto, os efeitos hidrográficos do aporte de água líquida e gelo são diferentes e o estudo do derretimento superficial não tem sua relevância diminuída, principalmente considerando os possíveis impactos no ecossistema costeiro.

Entre 1996 e 2002 ocorreram anomalias negativas persistes apenas para a Dd. Durante esse período, a retenção de DS foi sempre acima de 95% nas áreas flutuantes. A alta retenção pode estar relacionada aos processos de desintegração da plataforma de gelo Larsen B que ocorreram em fevereiro de 2002.

A divisão da PA em 11 regiões revelou que os maiores valores de derretimento superficial específico (DS/A) e descarga de derretimento específica (Dd/A) ocorrem nas Shetlands do Sul, seguida dos entornos da plataforma de gelo Larsen B. Essa análise evidencia as diferenças climáticas e topográficas entre o oeste e o leste da PA. A área situada a leste do

platô central apresenta, de uma forma geral, um perfil de elevação menos íngreme, taxa de decréscimo da temperatura com a altitude menor e também menor taxa de acumulação, em comparação com a área situada a oeste. Isso resulta em maiores DS/A e Dd/A no lado leste, em faixas de mesma latitude, apesar das taxas de aquecimento atmosférico serem maiores (e mais estudadas) no lado oeste.

O efeito dos ventos *foehn* pode ser observado no mapa de DS médio da PA (Figura 4-12, página 48), caracterizado por uma borda de DS mais elevado no limite entre a plataforma de gelo Larsen C e o continente. Analisando a produção de DS nas diferentes regiões esse efeito também fica claro, pois na região Leste – Larsen C há uma maior produção de derretimento na faixa de 100 a 200 m acima do nível do mar, enquanto em todas as outras regiões a faixa que mais produz DS é de 0 a 100 m. Em relação à distribuição da produção de DS e Dd ao longo da elevação, mais de 90% do DS (Dd) é produzindo em elevações abaixo de 500 m (400 m).

As correlações entre as séries temporais de DS/A e Dd/A regionais mostram que estão melhores correlacionadas com sua vizinha a norte ou sul do que com sua vizinha a leste ou oeste. Isso evidencia as diferenças climáticas entre o leste e o oeste da PA. Geralmente, as séries de DS/A apresentam melhor correlação do que as de Dd/A devido ao DS depender apenas dos DTPs e do FD, enquanto a Dd depende também da temperatura média do ano anterior e da acumulação anual.

Analisando as tendências das séries temporais estimadas para cada região separadamente, observa-se que elas nem sempre apresentam o mesmo sinal e que a significância estatística é mais forte do que a das séries temporais estimadas para a área total. Todas as regiões a leste do platô central apresentaram tendências significativas a 0,05 de diminuição do DS, além das Shetlands do Sul, ilha Joinville e região Oeste – Norte 2. A retenção potencial (Do) aumentou significativamente (95%) no norte da PA (regiões Leste – Norte, Oeste – Norte 1 e Shetlands do Sul), enquanto a Dd diminuiu nas mesmas regiões e também na região Leste – Larsen B.

Não foi possível identificar relações diretas entre os principais modos de variabilidade climática atuantes na PA (SOI e SAM) e as séries temporais estimadas. No entanto, as taxas de mudança do DS são mais significativas no lado leste da PA. Esse padrão pode estar relacionado aos mecanismos que causaram uma tendência positiva de concentração e extensão do gelo marinho no mar de Weddell. Durante o período investigado, predominou a fase positiva do índice SOI. Essa condição (SOI positivo) intensifica o dipolo Antártico, o que favorece a formação e duração do gelo marinho no mar de Weddell. O gelo marinho, por sua vez, impede a troca de calor e umidade entre a atmosfera e o oceano, ocasionando temperaturas atmosféricas

mais baixas. Maiores explicações para essas relações dependem da compreensão da transmissão do sinal SOI para as altas latitudes do Hemisfério Sul, a qual é limitada até o presente.

As regiões do sudoeste da PA (Oeste – baía Marguerite, Oeste – Wilkins e Oeste – Sul) são as que apresentam melhor correlação da temperatura do ar com o índice SAM. A tendência positiva do índice SAM pode ser responsável por essas regiões apresentarem tendências de DS estatisticamente menos significativas, menos negativas e, no caso da região Oeste – Wilkins, positiva.

A regionalização da área de estudo mostrou que sua variabilidade interna é significativa ao ponto de poder ser representada por um modelo forçado por dados de reanálise global. Assim, fica evidente que tratar a PA como uma unidade climática e glaciológica limita a sua compreensão. A PA localiza-se numa região muito dinâmica tanto atmosférica quando oceanograficamente, o que se reflete na dinâmica glaciológica. A sua função de barreira para a circulação da atmosfera e do oceano e posicionamento em relação à frente polar cria gradientes norte – sul e leste – oeste muito acentuados, o que, aliado à topografia, gera complexas interações entre as dinâmicas local, regional e global.

As discrepâncias entre o presente estudo e os anteriores, considerando área e período semelhantes, indicam a necessidade de adquirir dados glaciológicos de campo com melhor distribuição espacial para a investigação do balanço de massa superficial da PA. A mesma recomendação pode ser feita em relação às estações meteorológicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAM, N.J., MULVANEY, R., WOLFF, E.W., TRIEST, J., KIPFSTUHL, S., TRUSEL, L.D., VIMEUX, F., FLEET, L. & ARROWSMITH, C. 2013. Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. *Nature Geoscience*, **6**, 404–411.
- ANÔNIMO, 1969. Mass-balance terms, *Journal of Glaciology*, **8**(52): 32).
- ANDERSON, E. 1972. Techniques for predicting snow cover runoff. In *Proceeding of the Banff Symposium*. Wallingford: IAHS Publication 107, 840:63.
- ANDERSON, E.A. 1973. *National Weather Service River Forecast System - Snow Accumulation and Ablation Model*. NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17. Washington, D.C.: US Department of Commerce, 1 - 87 pp.
- ANDRADA, R.R., OLIVEIRA, J.A., BICCA, C.E., MENDES JÚNIOR, C.W. & ARIGONY-NETO, J. 2013. Análise de parâmetros morfométricos de geleiras derivados de diferentes modelos digitais de elevação da Península Antártica. In *XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, INPE*. 8782–8789.
- ARIGONY-NETO, J. 2006. *Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula - a centerline approach combining satellite and GIS data*. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs-Universität), 136 pp.
- BAKER, D., ESCHER-VETTER, H., MOSER, H., OERTER, H. & REINWARTH, O. 1982. A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. In *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982)*. IAHS Publ. no. 138, 103–113.
- BARRAND, N.E., VAUGHAN, D.G., STEINER, N., TEDESCO, M., KUIPERS MUNNEKE, P., VAN DEN BROEKE, M.R. & HOSKING, J.S. 2013. Trends in Antarctic Peninsula surface melting conditions from observations and regional climate modeling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **118**, 315–330.
- BOX, J. E., BROMWICH, D. H., BAI, L. S., 2004. Greenland ice sheet surface mass balance 1991–2000: Application of Polar MM5 mesoscale model and in situ data. *Journal of Geophysical Research*, **109**: D16105.
- BOX, J. E., BROMWICH, D. H., VEENHUIS, B. A., BAI, L. S., STROEVE, J. C., ROGERS, J. C., STEFFEN, K., HARAN, T., WANG, S. H., 2006. Greenland ice sheet surface mass balance variability (1988–2004) from calibrated Polar MM5 output. *Journal of Climate*, **19**: 2783–2800.
- BRAITHWAITE, R.J. 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet

- studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology*, **41**, 153–160.
- BRAITHWAITE, R.J. & ZHANG, Y. 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, **46**, 7–14.
- BRAUN, M. & HOCK, R. 2004. Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). *Global and Planetary Change*, **42**, 45–58.
- BRAUN, M., HUMBERT, A. & MOLL, A. 2008. Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. *The Cryosphere Discussions*, **2**, 341–382.
- BRAUN, M., SAURER, H., VOGT, S., SIMOES, J.C. & GOSSMANN, H. 2001. The influence of large-scale atmospheric circulation on the surface energy balance of the King George Island ice cap. *International Journal of Climatology*, **21**, 21–36.
- COGLEY, J.G., HOCK, R., RASMUSSEN, L.A., ARENDT, A.A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R.J., JANSSON, P., et al. 2011. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86 | IACS Contribution No. 2 UNESCO Working Series SC-2011/WS/4, 124 pp.
- COLLARES, L.L., MATA, M.M., ARIGONY-NETO, J. & KERR, R. 2015. Identificação e monitoramento de icebergs em imagens Advanced Synthetic Aperture RADAR no noroeste do Mar de Weddell, Antártica. *Revista Brasileira de Cartografia*, **67**, 569–589.
- COOK, A., FOX, A.J., VAUGHAN, D. & J. G. FERRIGNO. 2005. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, **308**, 541–544.
- COOK, A.J. & VAUGHAN, D.G. 2010. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, **4**, 77–98, 10.5194/tc-4-77-2010.
- DING, Q. & STEIG, E.J. 2013. Temperature change on the Antarctic Peninsula linked to the tropical Pacific. *Journal of Climate*, **26**, 7570–7585.
- ETTEMA, J., VAN DEN BROEKE, M.R., VAN MEIJGAARD, E., VAN DE BERG, W.J., BAMBER, J.L., BOX, J.E. & BALES, R.C. 2009. Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling. *Geophysical Research Letters*, **36**, L12501.
- ETTEMA, J., VAN DEN BROEKE, M.R., VAN MEIJGAARD, E., VAN DE BERG, W.J., BOX, J.E. & STEFFEN, K. 2010. Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model – Part 2: Near-surface climate and energy balance. *The Cryosphere*, **4**, 529–544.
- GALLEÈ, H. & SCHAYES, G. 1994. Development of a Three Dimensional Meso- γ Primitive Equation Model: Katabatic Winds Simulation in the Area of Terra Nova Bay,

Antarctica. *Monthly weather review*, **122**, 671–685.

- GESCH, D.B., VERDIN, K.L., GREENLEE, S.K., OBSERVATORY, A.V. & TEAM, R. 1999. New Land Surface Digital Elevation Model Covers the Earth. *Eos, Transactions of American Geophysical Union*, **80**, 69–70.
- GONG, D. & WANG, S. 1998. Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters*, **26**, 459–462.
- GREUILL, W. & KONZELMANN, T. 1994. Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice Sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). *Global and Planetary Change*, **9**, 91–114.
- HANNA, E. 2005. Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003. *Journal of Geophysical Research*, **110**, D13108.
- HOCK, R. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, **45**, 101–111.
- HOCK, R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, **29**, 362–391.
- HOCK, R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, **282**, 104–115.
- HOCK, R. & HOLMGREN, B. 2005. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden Regine. *Journal of Glaciology*, **51**, 25–36.
- HUMBERT, A., GROSS, D., MÜLLER, R., BRAUN, M., VAN DE WAL, R.S.W., VAN DEN BROEKE, M.R., VAUGHAN, D.G. & VAN DE BERG, W.J. 2010. Deformation and failure of the ice bridge on the Wilkins Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, **51**, 49–55.
- HURRELL, J., *et al.* 2013. The Community Earth System Model: A framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94**, 1339–1360.
- HUYBRECHTS, P. & OERLEMANS, J. 1990. Response of the Antarctic ice sheet to future greenhouse warming. *Climate Dynamics*, **5**, 93–102.
- JANSEN, D., LUCKMAN, A. J., COOK, A., BEVAN, S., KULESSA, B., HUBBARD, B. & HOLLAND, P.R. 2015. Brief Communication: Newly developing rift in Larsen C Ice Shelf presents significant risk to stability. *The Cryosphere*, **9**.
- KANE, D. L., GIECK, R. E. 1997. Snowmelt modeling at small Alaskan arctic watershed. *Journal of Hydrological Engineering*, **2**: 204–10.
- KLOK, E.J., JASPER, K., ROELOFSMA, K.P., GURTZ, J. & BADOUX, A. 2001. Distributed

- hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin. *Hydrological Sciences Journal*, **46**, 553–570.
- KUIPERS MUNNEKE, P., PICARD, G., VAN DEN BROEKE, M.R., LENAERTS, J.T.M. & VAN MEIJGAARD, E. 2012. Insignificant change in Antarctic snowmelt volume since 1979. *Geophysical Research Letters*, **39**.
- KUSTAS, W.P., RANGO, A. 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, **30**: 1515–1527.
- LANG, H., 1978. Ueber die Bedeutung der Lufttemperatur als hydrometeorologischer Informationsträger (On the significance of air temperature as hydrometeorological information carrier). *Arbeiten aus Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*, **31**(23): 1–18.
- LIU, H., JEZEK, K., LI, B. & ZHAO, Z. 2001. *Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2*. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- LIU, H., WANG, L. & JEZEK, K.C. 2006a. Spatiotemporal variations of snowmelt in Antarctica derived from satellite scanning multichannel microwave radiometer and Special Sensor Microwave Imager data (1978–2004). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **111**.
- LIU, H., WANG, L., JEZEK, K.C. & MEMBER, A. 2006b. 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**, 2152–2163.
- LUCKMAN, A., MURRAY, T., DE LANGE, R. & HANNA, E. 2006. Rapid and synchronous ice-dynamic changes in East Greenland. *Geophysical Research Letters*, **33**: L03503.
- MARINSEK, S. & ERMOLIN, E. 2015. 10 year mass balance by glaciological and geodetic methods of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, **56**.
- MARSHALL, G.J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, **16**, 4134–4143.
- MARTINEC, J. 1975. Snowmelt - runoff model for stream flow forecasts. *Nordic Hydrology*, **6**, 145–154.
- MARTINEC, J. 1989. *Hour-to hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period*. In Colbeck, S.C.: Glacier and snow cover variations, Proceedings of the Baltimore Symposium, Maryland 1989, Wallingford: IAHS Publication, **183**: 19–28

- MAVLYULOV, B.R. 2014. Balans massy l'da lednikovogo kupola Bellingshausen v 2007-2012 (o. King-Dzordz, Udznye Shetlandskie ostrova, Antarctica) [Ice mass balance of Bellingshausen Dome in 2007-2012 (King George Island, South Shetlands Islands, Antarctica)]. *Led I Sneg (Ice and Snow)*, **1**, 27–34.
- MENDES-JR, C.W., 2011. *Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I*. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 150 pp.
- MENDES-JR, C.W., ARIGONY-NETO, J., ROCHA, R.R. & SIMÕES, J.C. 2009. Uso de imagens ERS SAR no monitoramento de zonas superficiais de neve e gelo da região nordeste da Península Antártica. *Pesquisas em Geociências*, **36**, 203–222.
- MOONEY, P. A., MULLIGAN, F.J. & FEALY, R. 2011. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *International Journal of Climatology*, **31**, 545–557.
- NAVARRO, F.J., JONSELL, U.Y., CORCUERA, M.I. & MARTÍN-ESPAÑOL, A. 2013. Decelerated mass loss of Hurd and Johnsons Glaciers, Livingston Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, **59**, 115–128.
- OHMURA, A. 2001. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 753–761.
- PARKINSON, C.L. & CAVALIERI, D.J. 2012. Antarctic sea ice variability and trends , 1979 – 2010. *The Cryosphere*, **6**, 871–880.
- PFEFFER, W.T., MEIER, M.F. & ILLANGASEKARE, T.H. 1991. Retention of Greenland runoff by refreezing: Implications for projected future sea level change. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 22117.
- QUICK, M.C. & PIPES, A. 1977. U.B.C. WATERSHED MODEL. *Hydrological Sciences Bulletin*, **23**, 153–162.
- RAU, F. & BRAUN, M. 2002. The regional distribution of the dry-snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° S. *Annals of Glaciology*, **34**, 95–100.
- RIGNOT, E., CASASSA, G., GOGINENI, P., KRABILL, W., RIVERA, A. & THOMAS, R. 2004. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters*, **31**, L18401.
- RIGNOT, E., VELICOGNA, I., VAN DEN BROEKE, M.R., MONAGHAN, A. & LENAERTS, J. 2011. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, **38**, 1–5.

- RYE, C.D., NAVEIRA GARABATO, A.C., HOLLAND, P.R., MEREDITH, M.P., GEORGE NURSER, A. J., HUGHES, C.W., COWARD, A.C. & WEBB, D.J. 2014. Rapid sea-level rise along the Antarctic margins in response to increased glacial discharge. *Nature Geoscience*, **7**, 732–735.
- SCAMBOS, T., HULBE, C. & FAHNESTOCK, M. 2003. Climate-Induced Ice Shelf Disintegration in the Antarctic Peninsula. *In Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. 79–92.
- 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. & ERMOLIN, E. 2004. Mass balance of “Glaciar Bahía del Diablo”, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, **39**, 209–213.
- STAMMERJOHN, S.E., MARTINSON, D.G., SMITH, R.C., YUAN, X. & RIND, D. 2008. Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research*, **113**, 1–20.
- STEIG, E.J., SCHNEIDER, D.P., RUTHERFORD, S.D., MANN, M.E., COMISO, J.C. & SHINDELL, D.T. 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, **457**, 459–462.
- TEDESCO, M. & MONAGHAN, A.J. 2009. An updated Antarctic melt record through 2009 and its linkages to high-latitude and tropical climate variability. *Geophysical Research Letters*, **36**, 1–5.
- THOMAS, E.R., MARSHALL, G.J. & MCCONNELL, J.R. 2008. A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical Research Letters*, **35**, 1–5.
- TORINESI, O., FILY, M. & GENTHON, C. 2003. Variability and trends of the summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors. *Journal of Climate*, **16**, 1047–1060.
- TRENBERTH, K.E., JONES, P.D., AMBENJE, P., BOJARIU, R., EASTERLING, D., KLEIN TANK, A., PARKER, D., et al. 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. *In* Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L., eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- TRUSEL, L.D., FREY, K.E., DAS, S.B., MUNNEKE, P.K. & VAN DEN BROEKE, M.R. 2013. Satellite-based estimates of Antarctic surface meltwater fluxes. *Geophysical Research Letters*,

- 40**, 6148–6153.
- TURNER, J. 2004. The El-Niño-Southern Oscillation and Antarctica. *International Journal of Climatology*, **31**, 1–31.
- TURNER, J., COLWELL, S.R., MARSHALL, 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., 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., LACHLAN-COPE, T., 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**, AAC4.
- UNESCO/IASH, 1970. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins: a guide for compilation and assemblage of data for glacier mass balance measurements. *Technical Papers in Hydrology*, **5**. UNESCO/IASH, Paris, 20p.
- U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS. 1956. *Snow hidrology - Summary report of the snow investigations, North Pacific Division*. Portland, OR, 257:265 pp.
- VÄLISUO, I., VIHMA, T. & KING, J.C. 2014. Surface energy budget on Larsen and Wilkins ice shelves in the Antarctic Peninsula: results based on reanalyses in 1989–2010. *The Cryosphere*, **8**, 1519–1538.
- VAN DE BERG, W.J., VAN DEN BROEKE, M.R., REIJMER, C.H. & VAN MEIJGAARD, E. 2005. Characteristics of the Antarctic surface mass balance (1958-2002) using a Regional Atmospheric Climate Model. *Annals of Glaciology*, **41**, 97–104.
- VAN LIPZIG, N.P.M., MEIJGAARD, E. VAN & OERLEMANS, J. 2002. The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: results from a regional atmospheric climate model. *International Journal of Climatology*, **22**, 1197–1217.
- VAN MEIJGAARD, E., VAN ULFT, L. H., VAN DE BERG, W. J., BOSVELD, F. C., VAN DEN HURK, B. J. J. M., LENDERINK, G. & SIEBESMA, A. P. 2008. *The KNMI regional atmospheric climate model RACMO version 2.1*. Technical Report 302, KNMI, De Bilt, the Netherlands.
- VAUGHAN, D.D.G., MARSHALL, G.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**, 243–274.
- VAUGHAN, D.G. 2010. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. *Arctic, Antarctic and Alpine*

Research, **38**, 147–152.

- VIZCAÍNO, M., LIPSCOMB, W.H., SACKS, W.J. & VAN DEN BROEKE, M. 2014. Greenland surface mass balance as simulated by the Community Earth System Model. Part II: twenty-first-century changes. *Journal of Climate*, **27**, 215–226.
- WALCHER, J. 1773. *Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol*. 99f, Wien.
- WANG, G. & SCHIMMEL, D. 2003. Climate change, climate modes, and climate impacts. *Annual Reviews of Environmental Resources*, **28**, 1–28.
- WOUTERS, B., HELM, V., FLAMENT, T., WESSEM, J.M. VAN, LIGTENBERG, S.R.M., BAMBER, J.L., MARTIN-ESPANOL, A., et al. 2015. Dynamic thinning of glaciers on the Southern Antarctic Peninsula. *Science*, **348**, 899–903.
- YONG, Z., SHIYIN, L. & YONGJIAN, D. 2007. Glacier meltwater and runoff modelling, Keqicar Baqi glacier, southwestern Tien Shan, China. *Journal of Glaciology*, **53**, 91–98.
- YUAN, X. 2004. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, **16**, 415–425.
- ZWALLY, H.J., ABDALATI, W., HERRING, T., LARSON, K., SABA, J. & STEFFEN, K. 2002. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science (New York, N.Y.)*, **297**, 218–222.

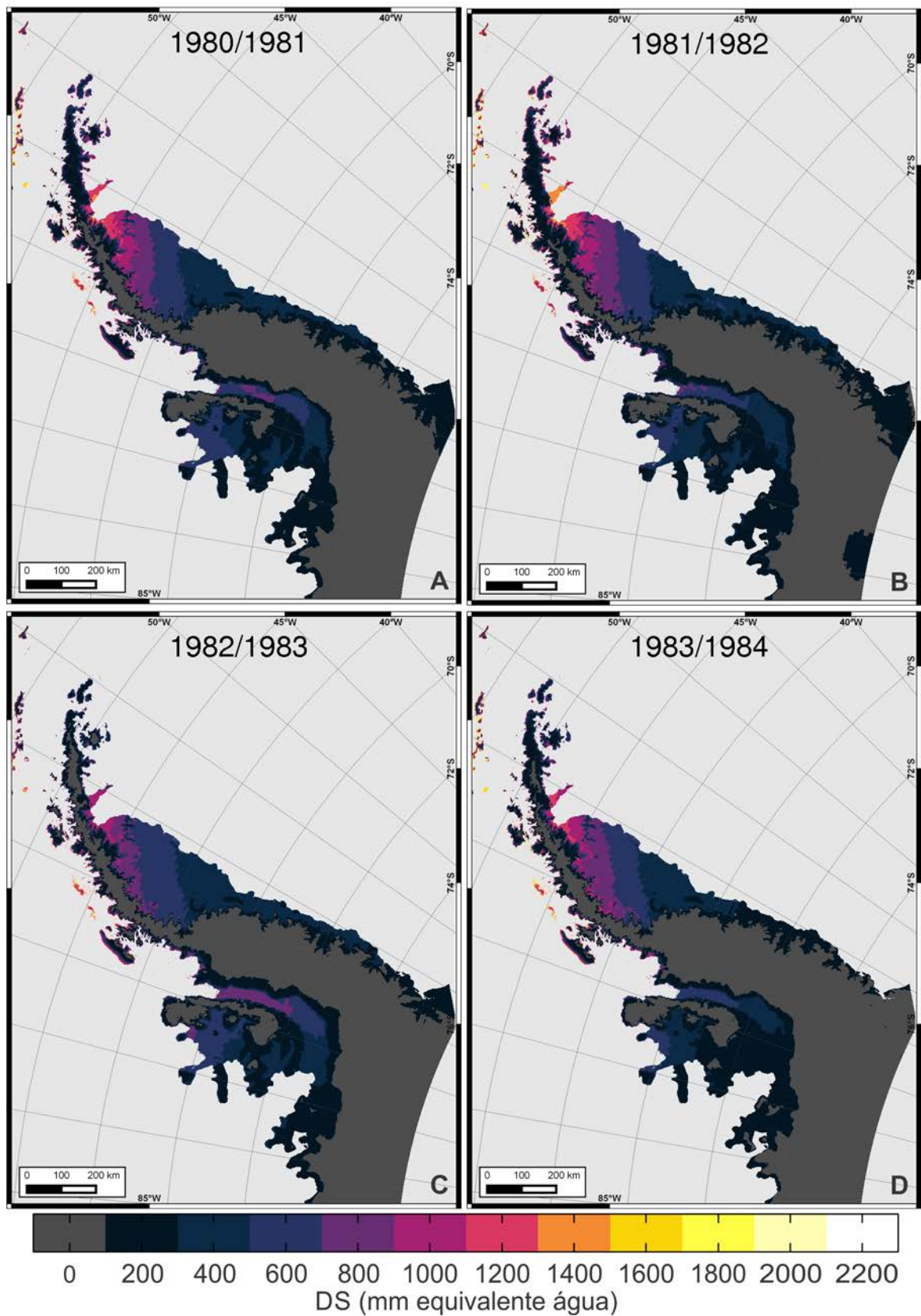
ANEXO A: MAPAS ANUAIS DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL

Figura A-1: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 1980/1981, b) 1981/1982, c) 1982/1983 e d) 1983/1984

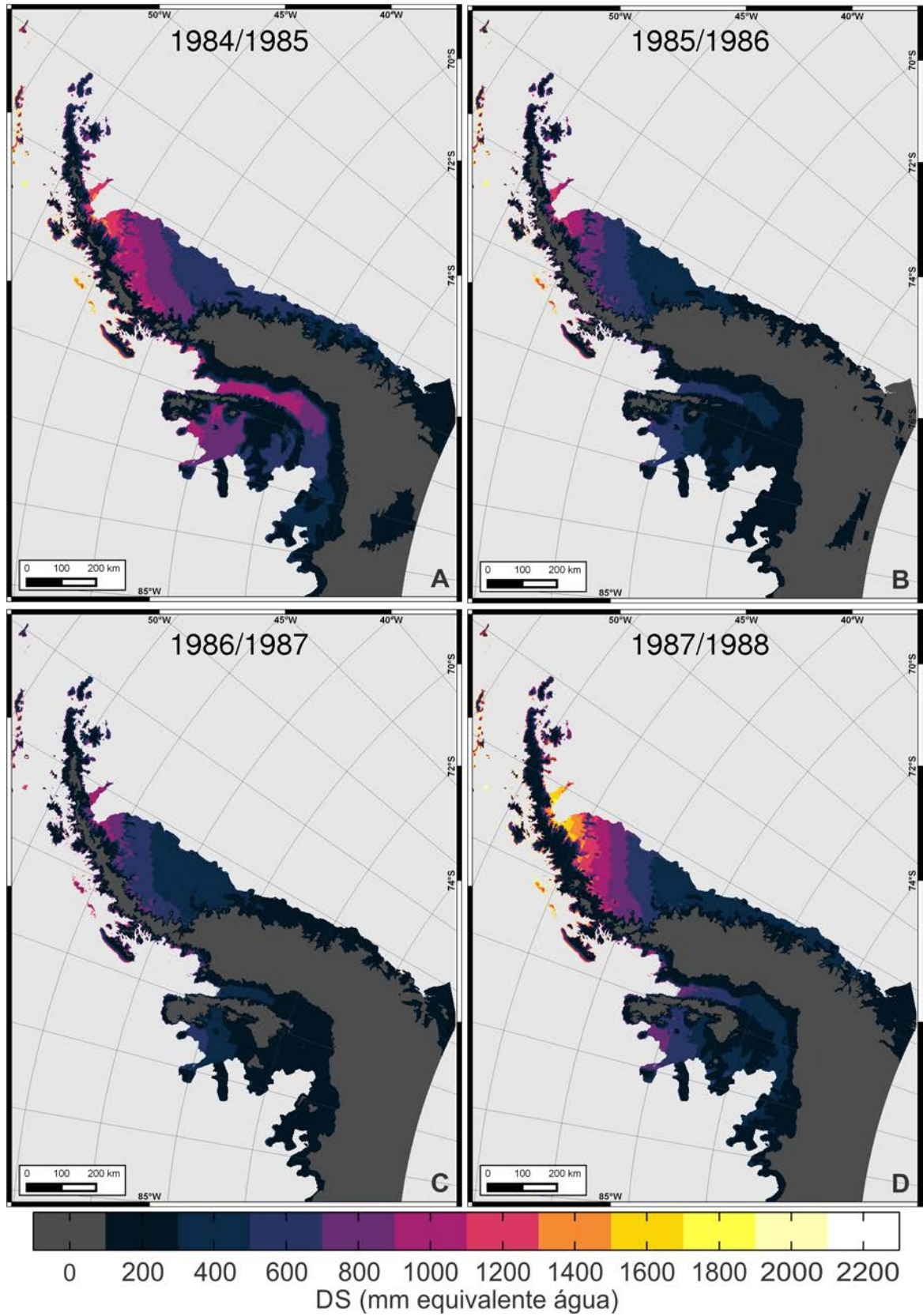


Figura A-2: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 1984/1985, b) 1985/1986, c) 1986/1987 e d) 1987/1988.

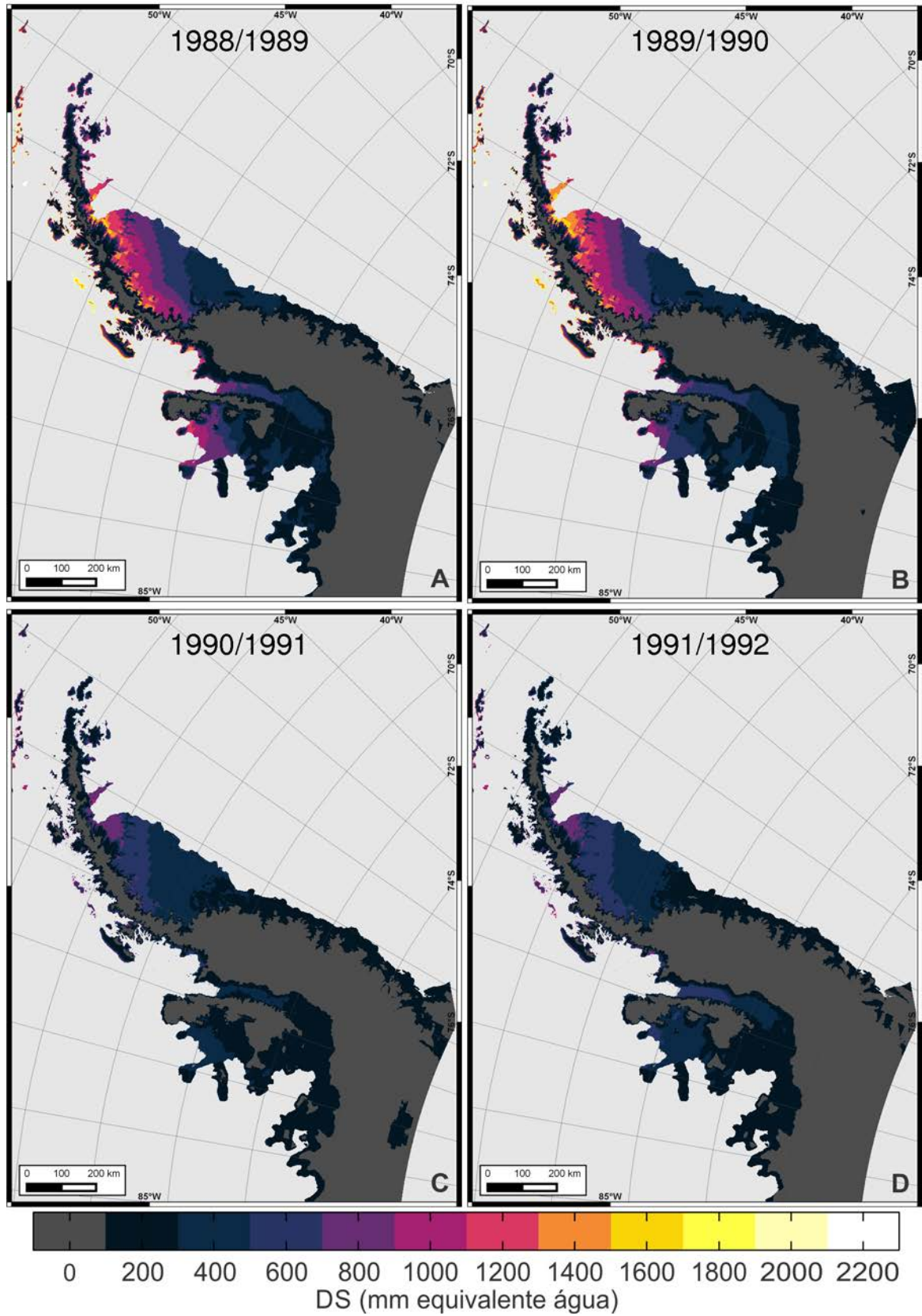


Figura A-3: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 1988/1989, b) 1989/1990, c) 1990/1991 e d) 1991/1992.

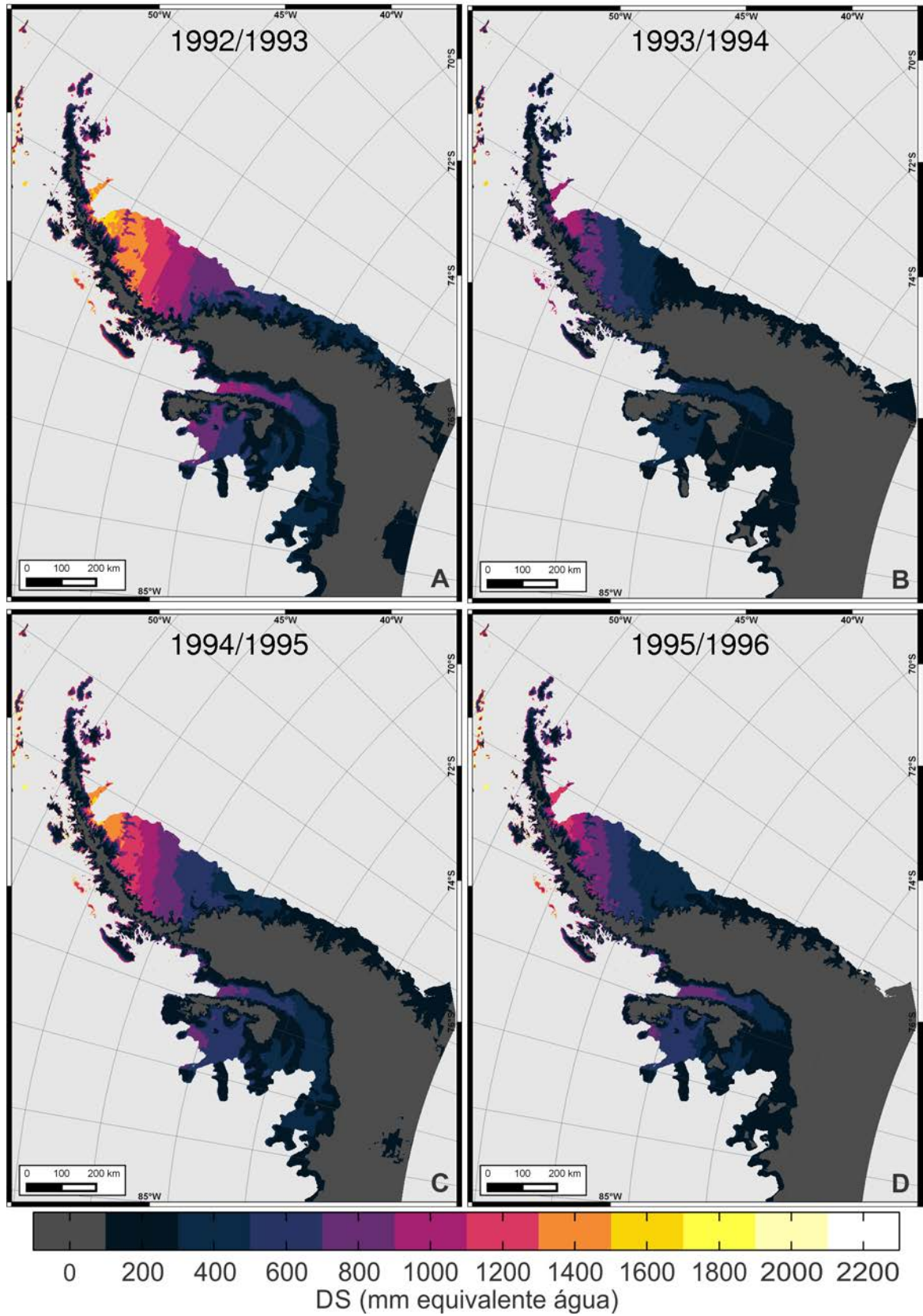


Figura A-4: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 1992/1993, b) 1993/1994, c) 1994/1995 e d) 1995/1996.

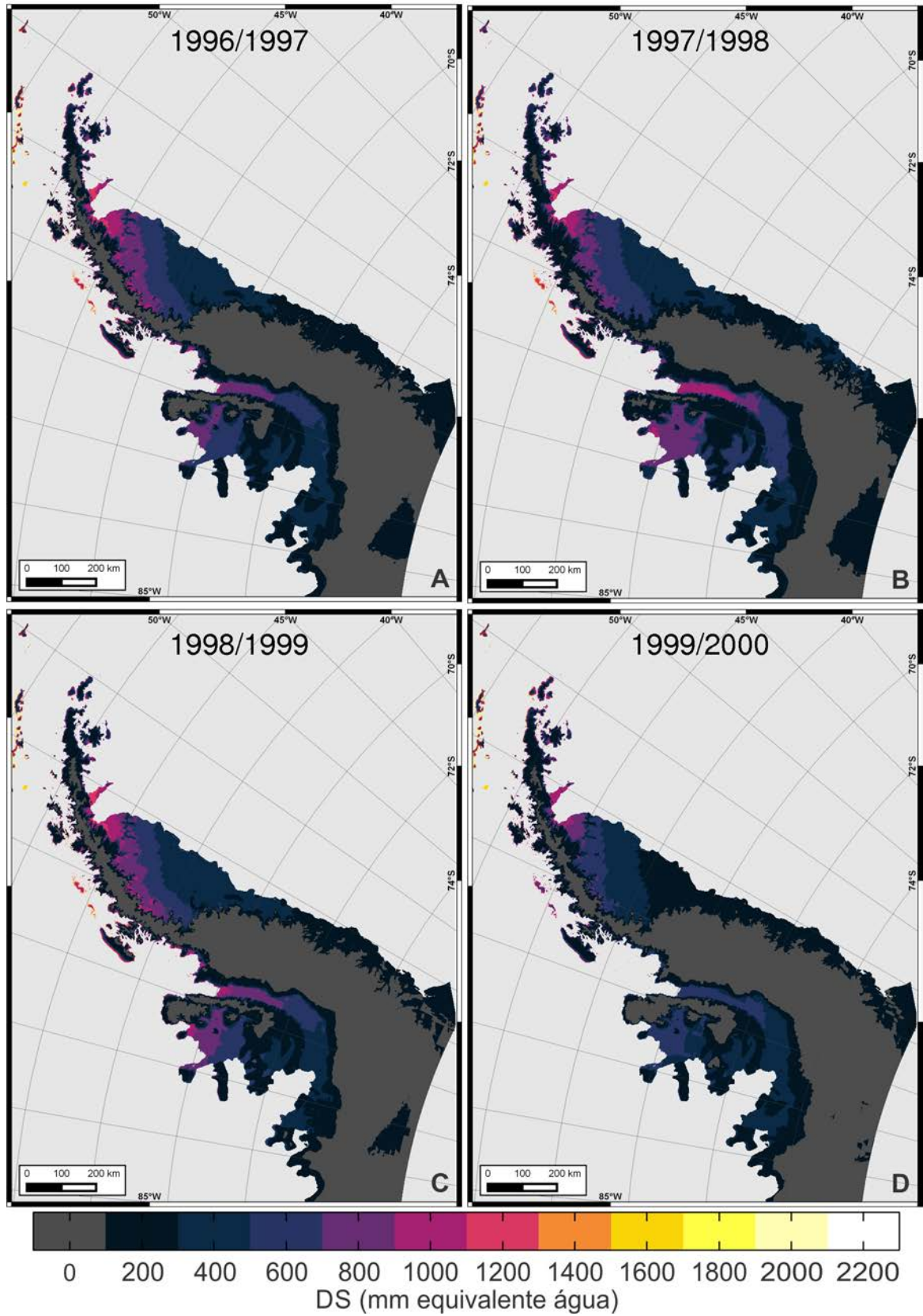


Figura A-5: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 1996/1997, b) 1997/1998, c) 1998/1999 e d) 1999/2000.

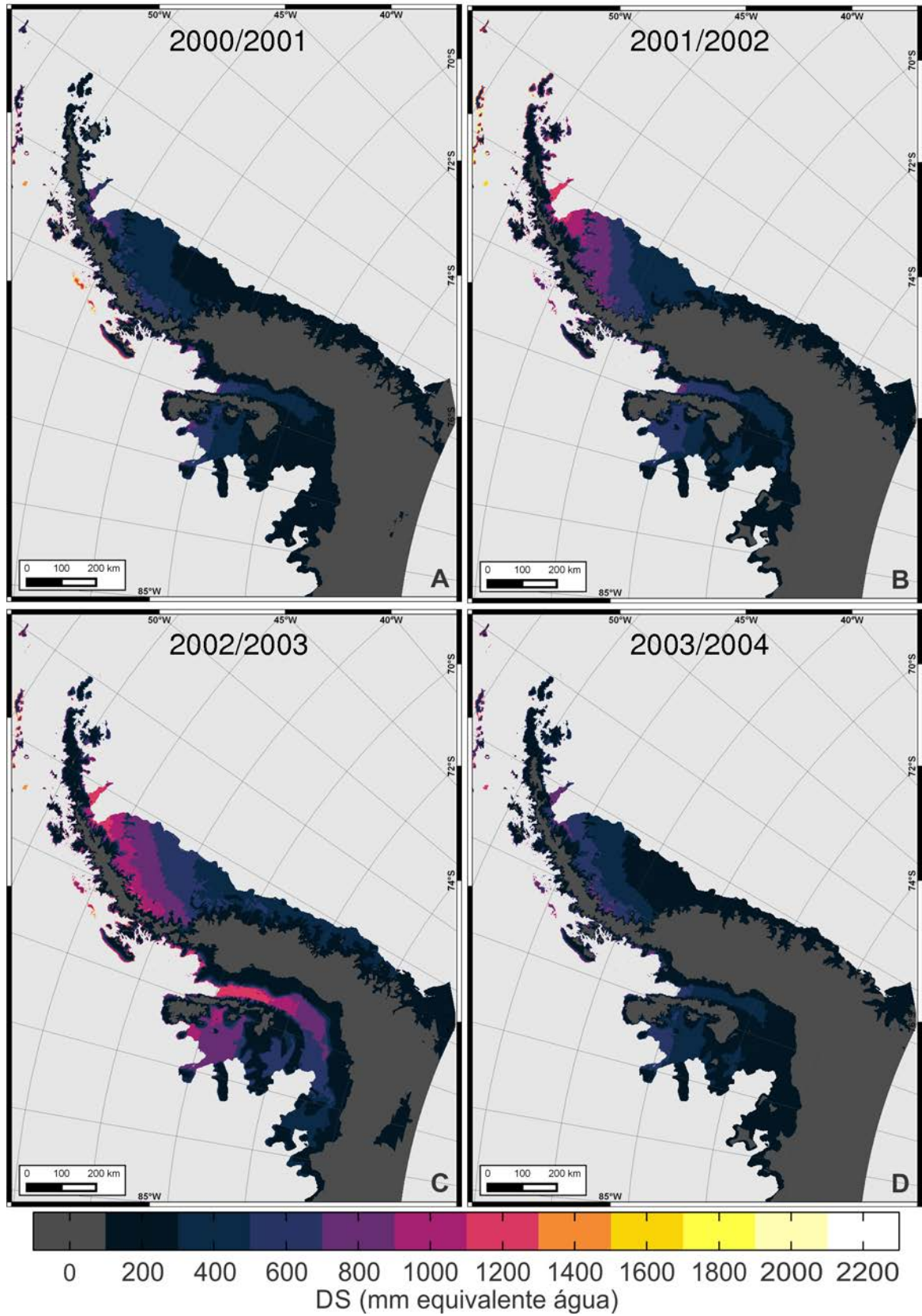


Figura A-6: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 2000/2001, b) 2001/2002, c) 2002/2003 e d) 2003/2004.

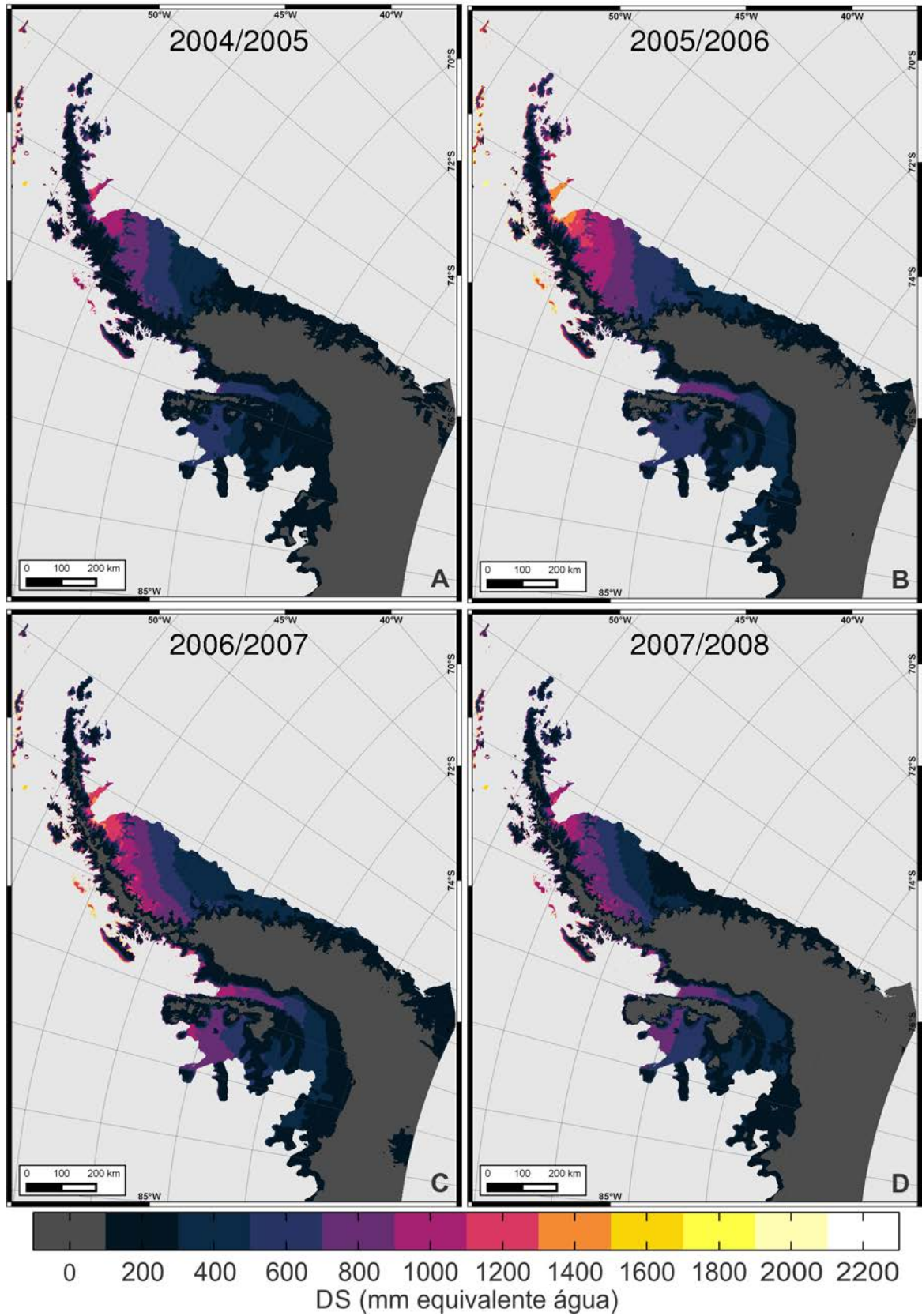


Figura A-7: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 2004/2005, b) 2005/2006, c) 2006/2007 e d) 2007/2008.

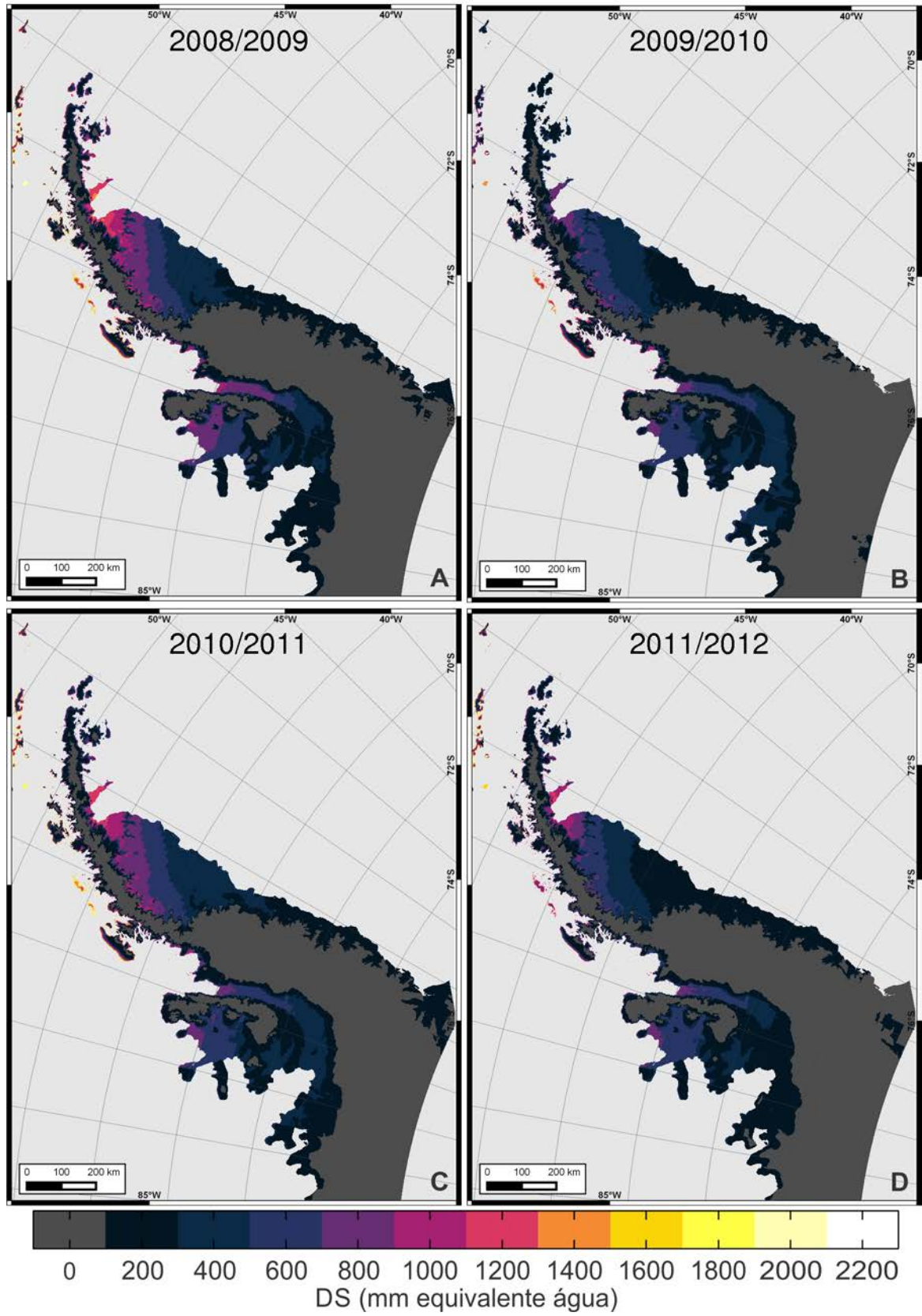


Figura A-8: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 2008/2009, b) 2009/2010, c) 2010/2011 e d) 2011/2012.

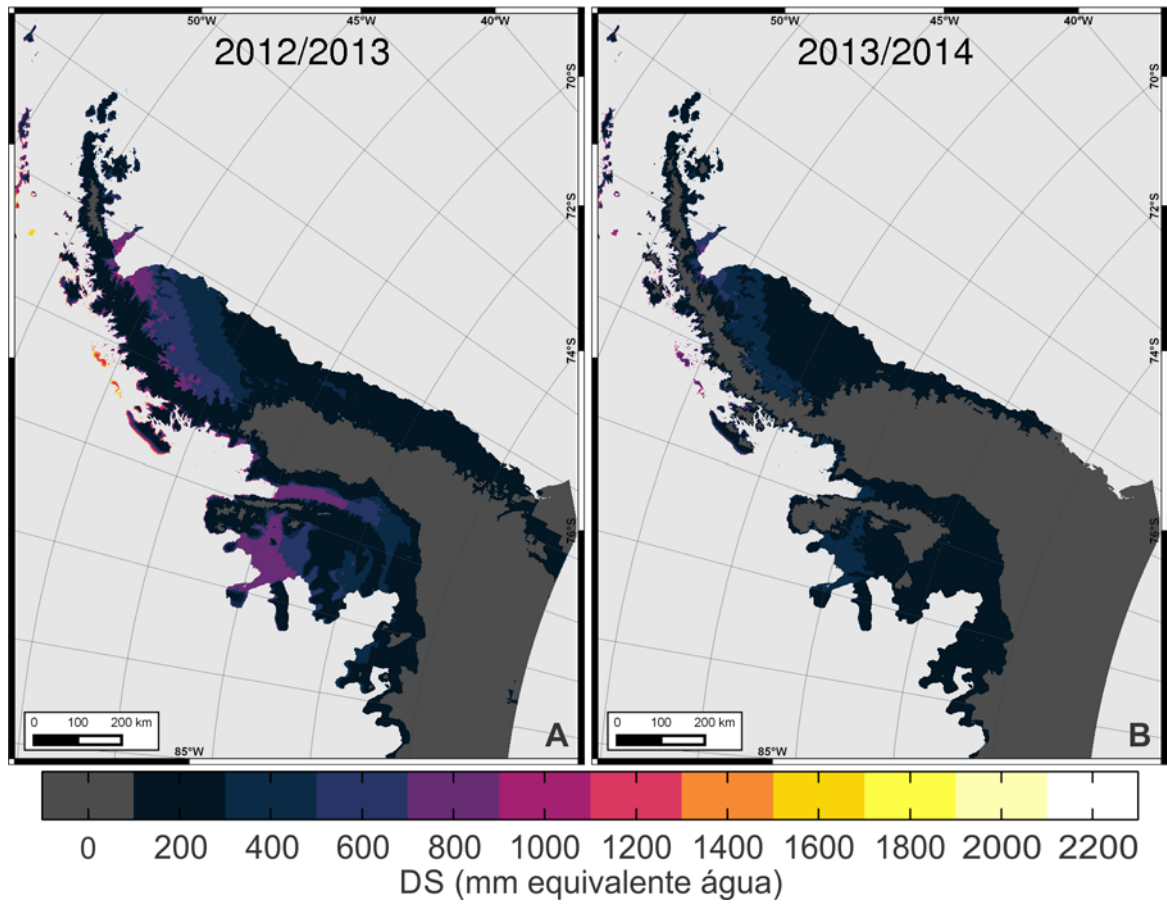


Figura A-9: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 2012/2013 e b) 2013/2014.

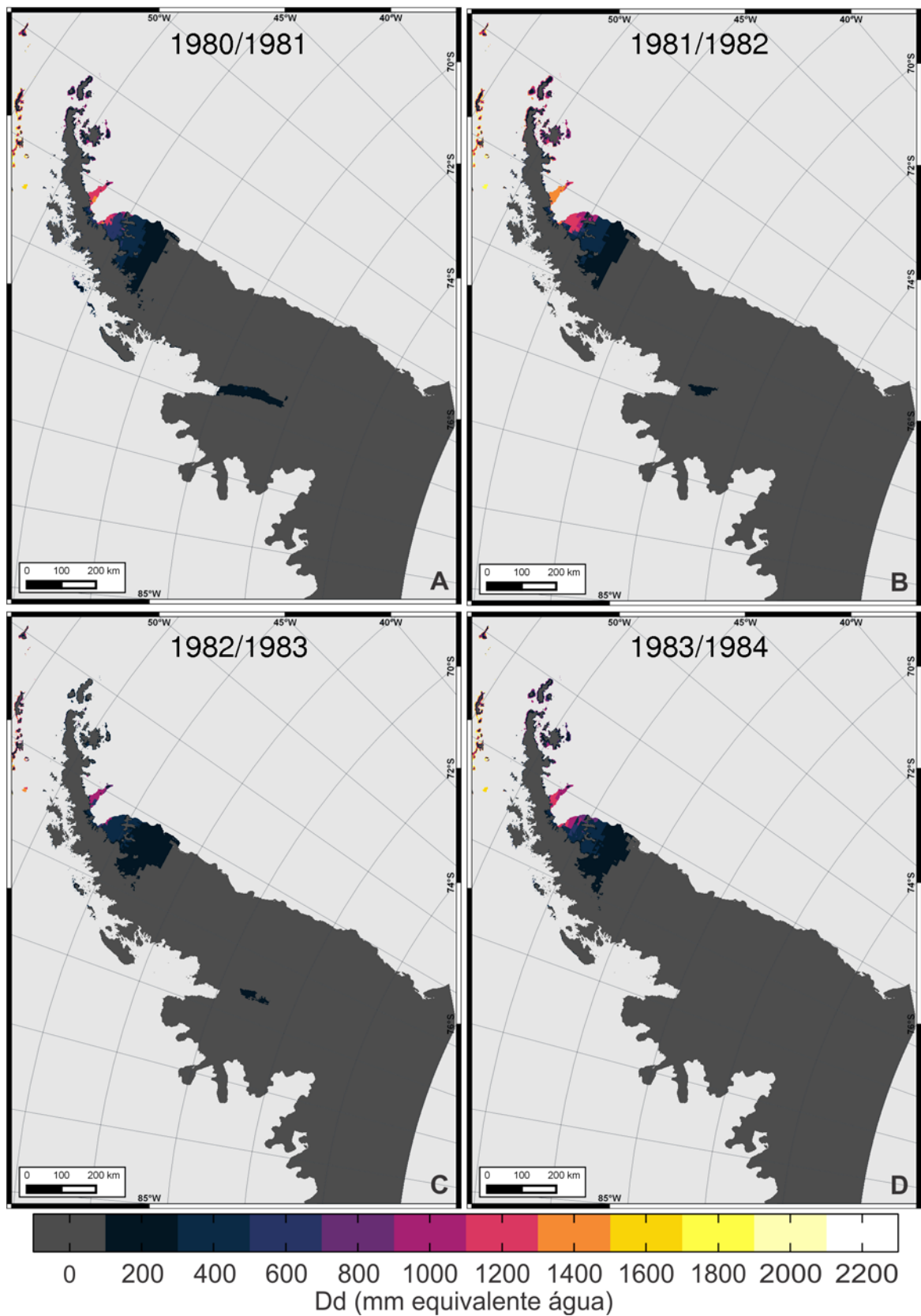
ANEXO B: MAPAS ANUAIS DE DESCARGA DE DERRETIMENTO

Figura B-1: Descarga de derretimento (Dd) estimada para os anos a) 1980/1981, b) 1981/1982, c) 1982/1983 e d) 1983/1984

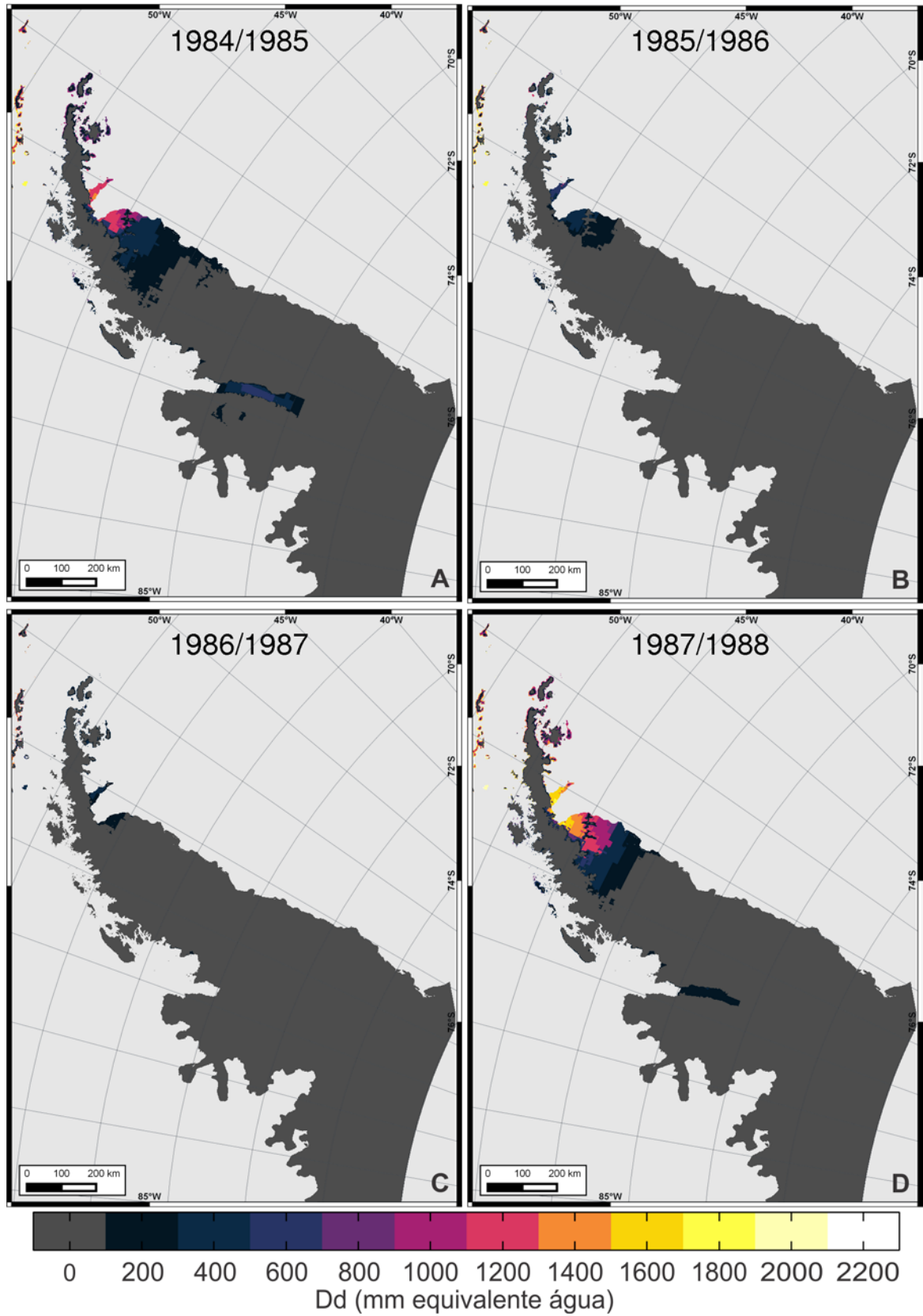


Figura B-2: Descarga de derretimento (Dd) estimada para os anos a) 1984/1985, b) 1985/1986, c) 1986/1987 e d) 1987/1988.

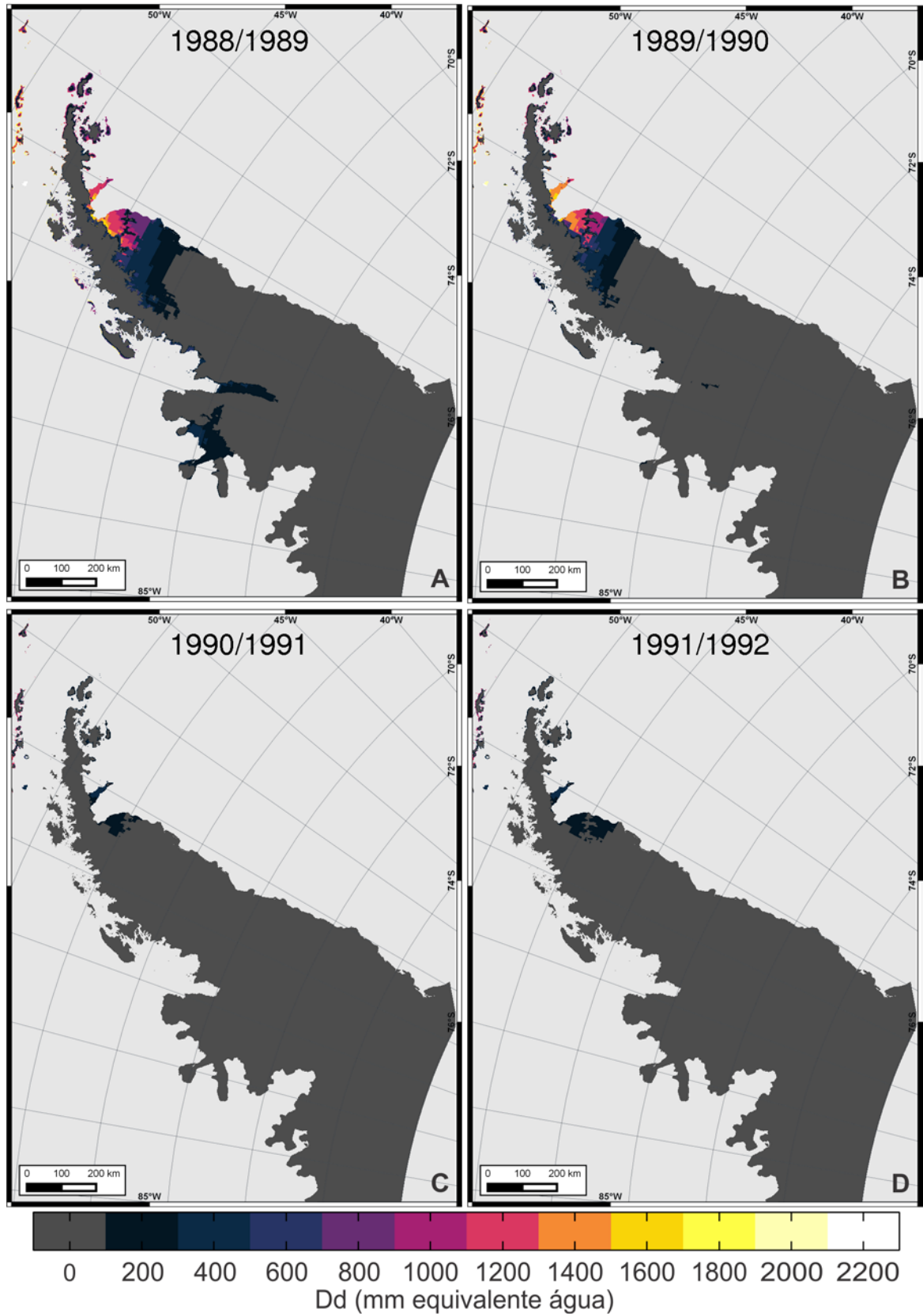


Figura B-3: Descarga de derretimento (Dd) estimada para os anos a) 1988/1989, b) 1989/1990, c) 1990/1991 e d) 1991/1992.

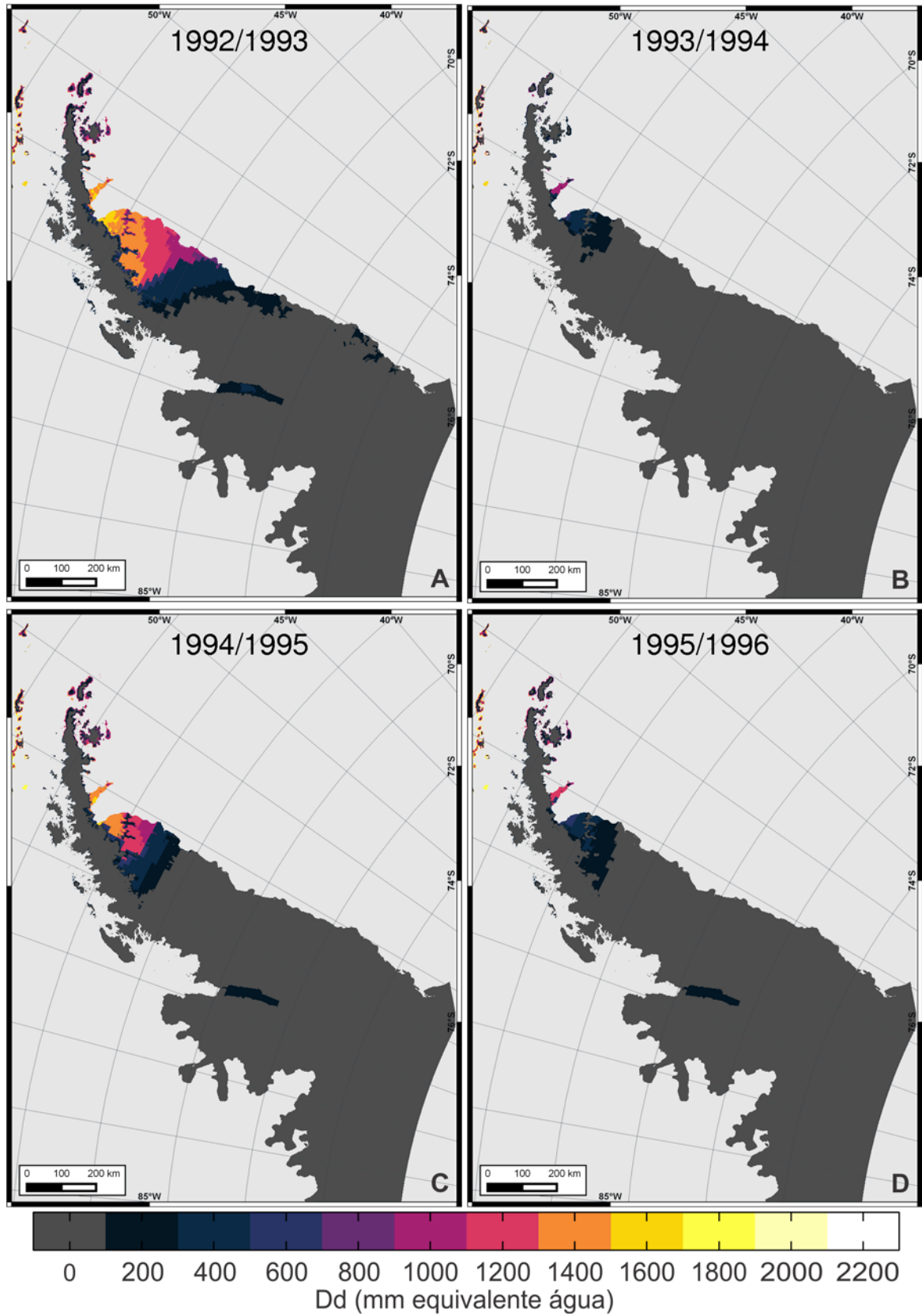


Figura B-4: Descarga de derretimento (Dd) estimada para os anos a) 1992/1993, b) 1993/1994, c) 1994/1995 e d) 1995/1996.

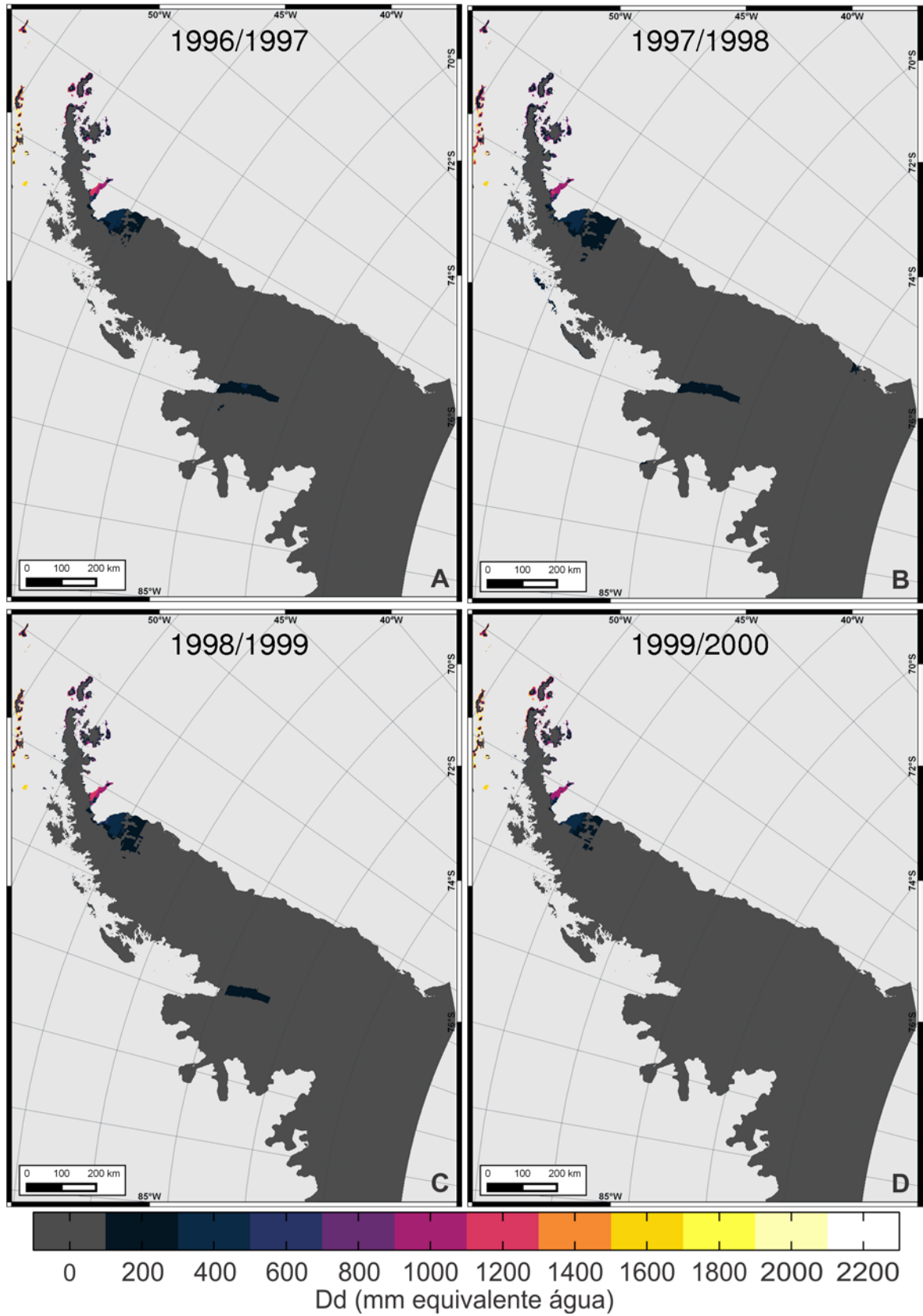


Figura B-5: Descarga de derretimento (Dd) estimada para os anos a) 1996/1997, b) 1997/1998, c) 1998/1999 e d) 1999/2000.

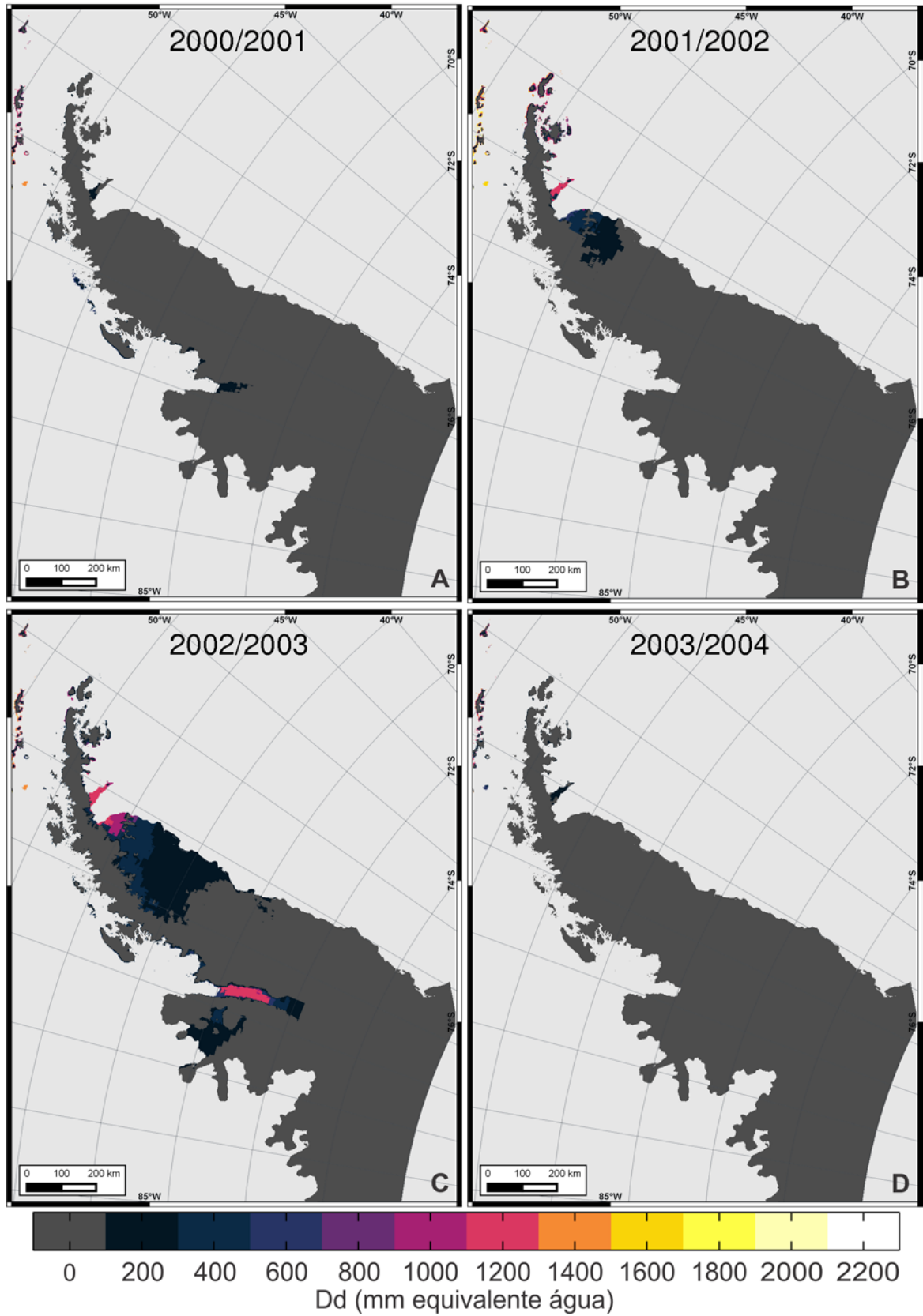


Figura B-6: Descarga de derretimento (D_d) estimada para os anos a) 2000/2001, b) 2001/2002, c) 2002/2003 e d) 2003/2004.

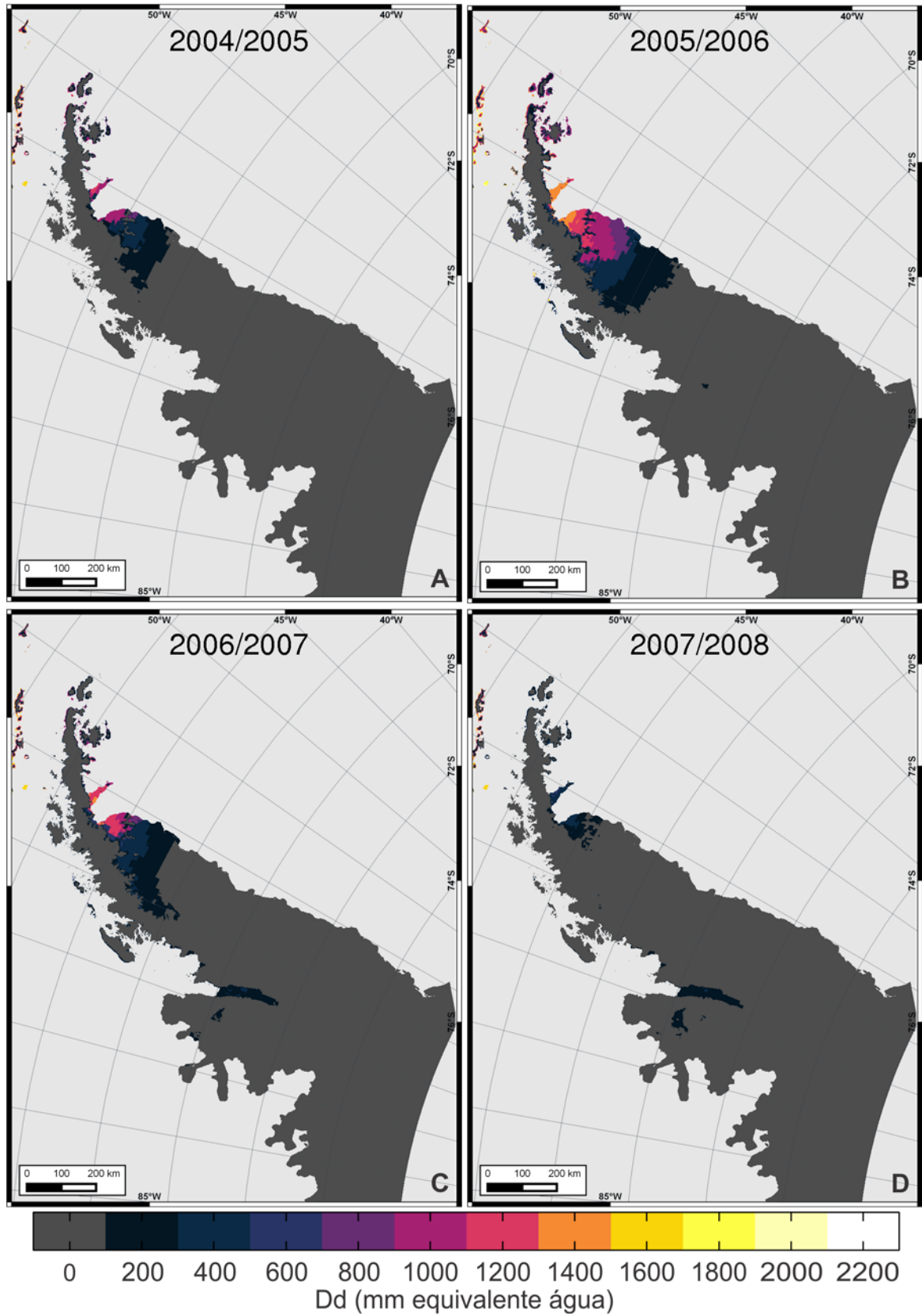


Figura B-7: Descarga de derretimento (Dd) estimada para os anos a) 2004/2005, b) 2005/2006, c) 2006/2007 e d) 2007/2008.

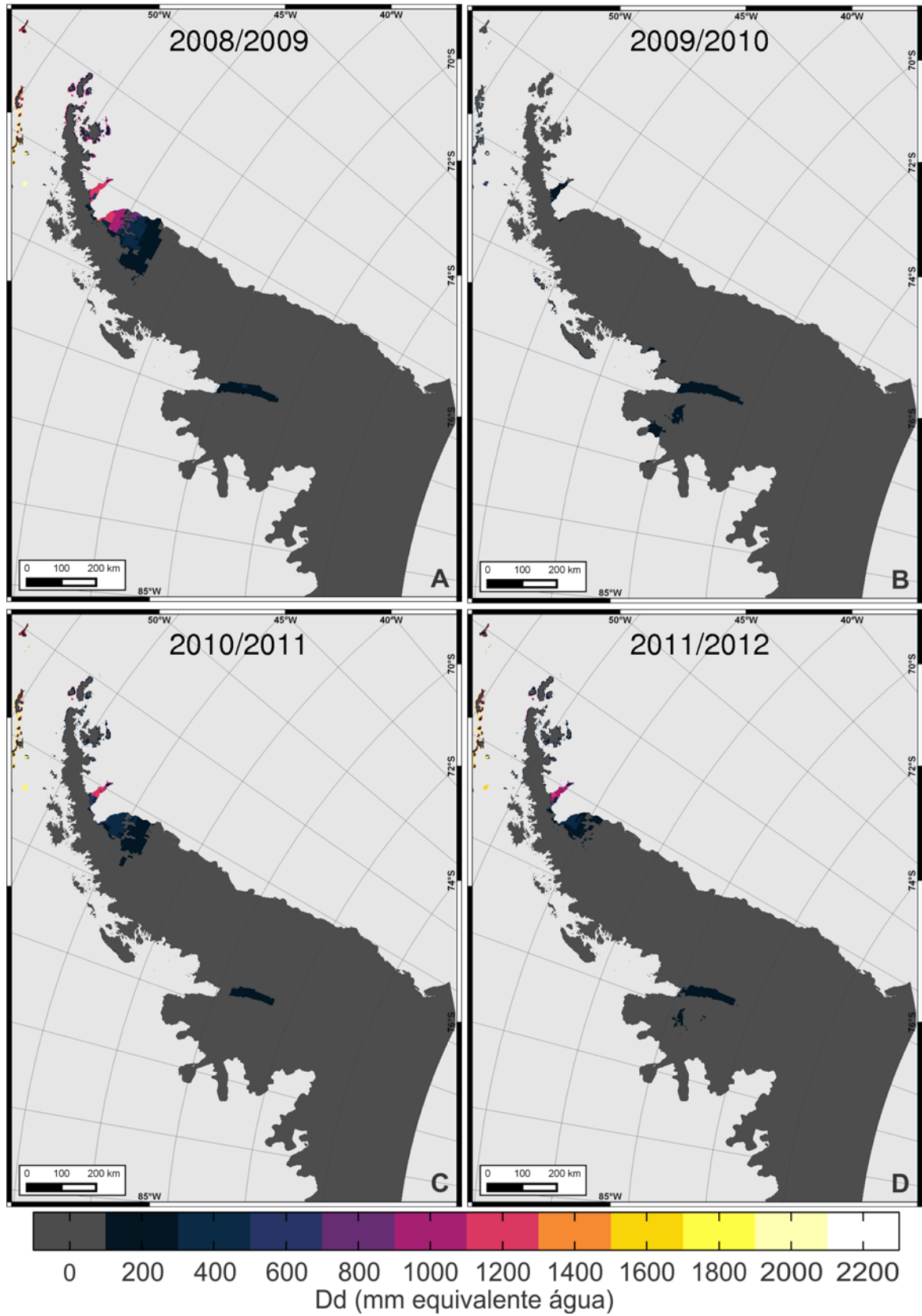


Figura B-8: Descarga de derretimento (D_d) estimada para os anos a) 2008/2009, b) 2009/2010, c) 2010/2011 e d) 2011/2012.

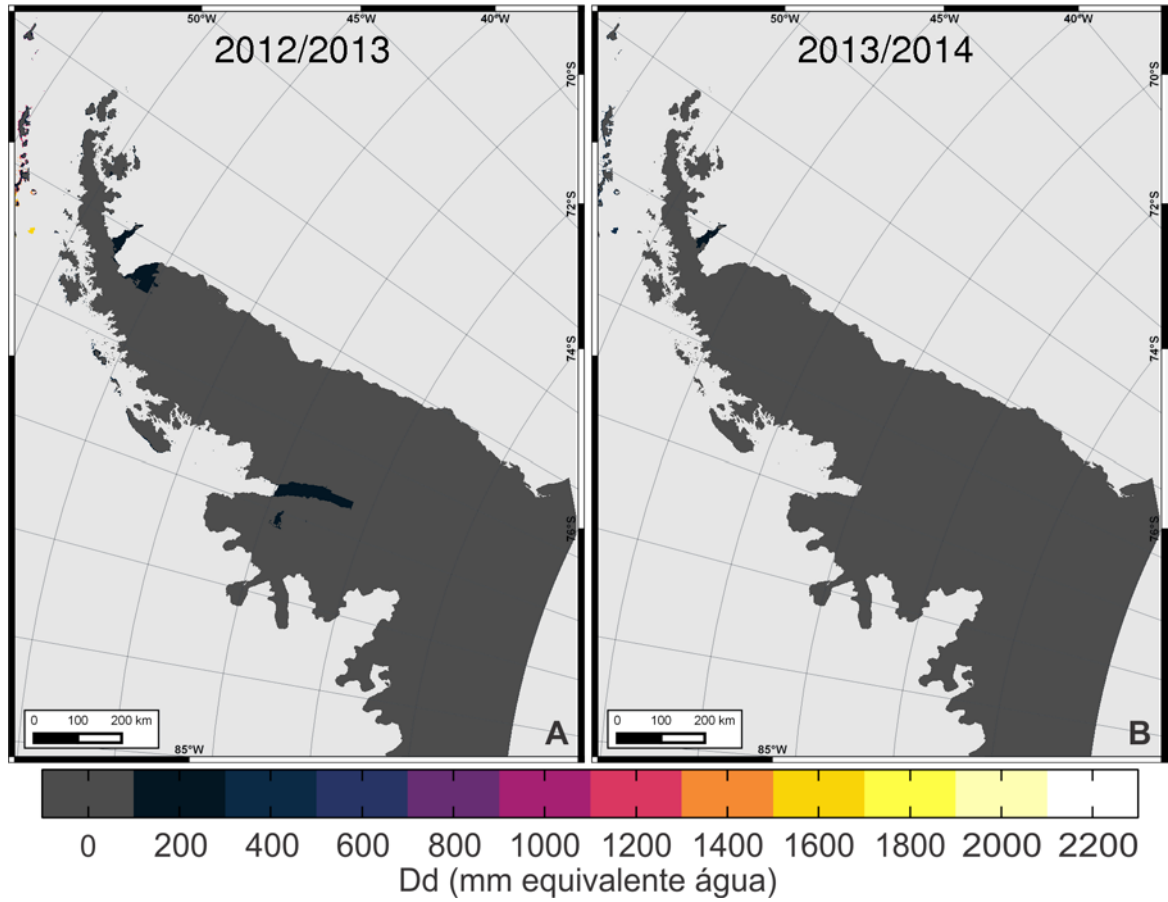


Figura A-9: Derretimento superficial (DS) estimado para os anos a) 2012/2013 e b) 2013/2014.

ANEXO C: MAPAS ANUAIS DE ACUMULAÇÃO

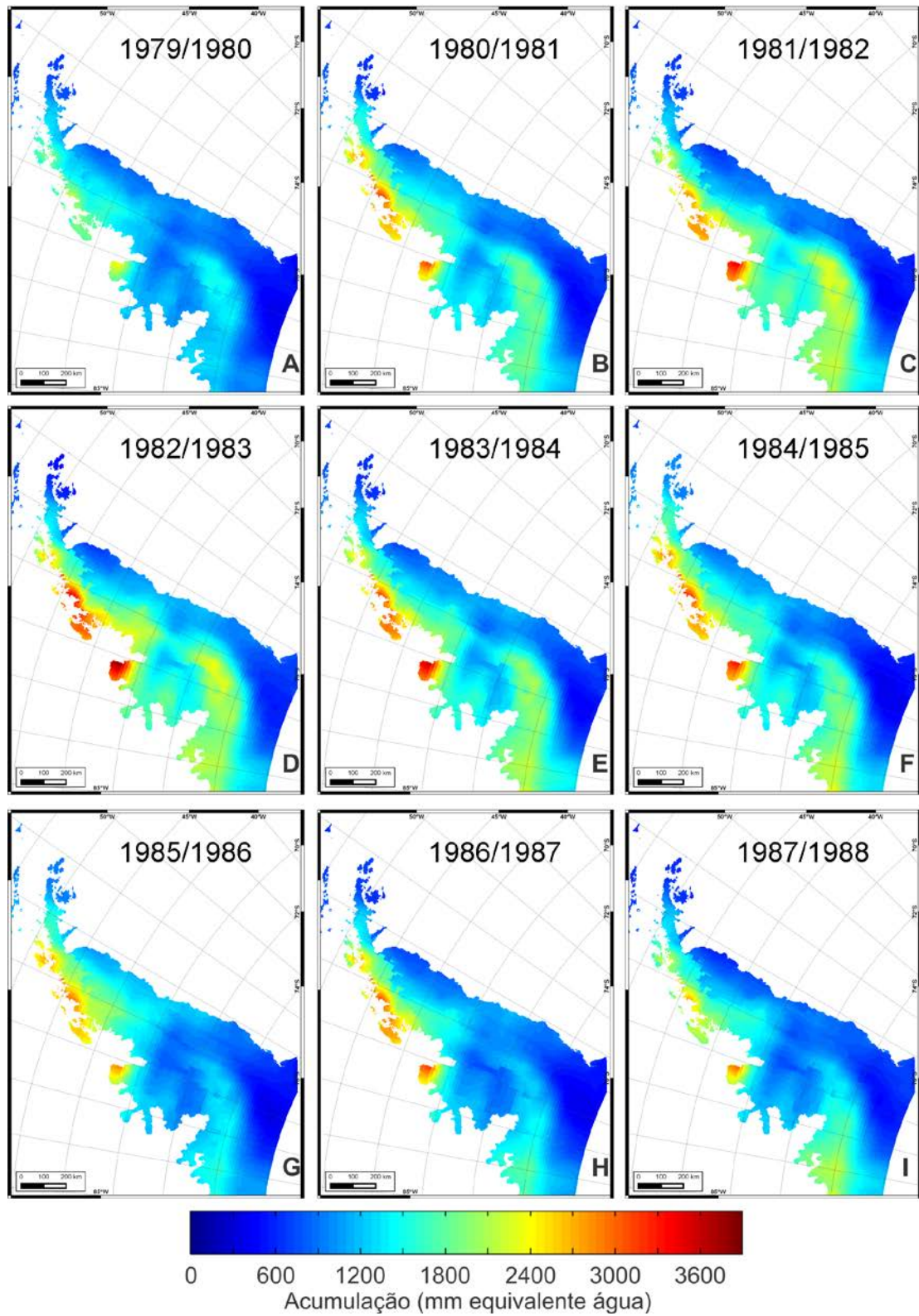


Figura C-1: Acumulação anual estimada para os anos a) 1979/1980, b) 1980/1981, c) 1981/1982, d) 1982/1983, e) 1983/1984, f) 1984/1985, g) 1985/1986, h) 1986/1987 e i) 1987/1988.

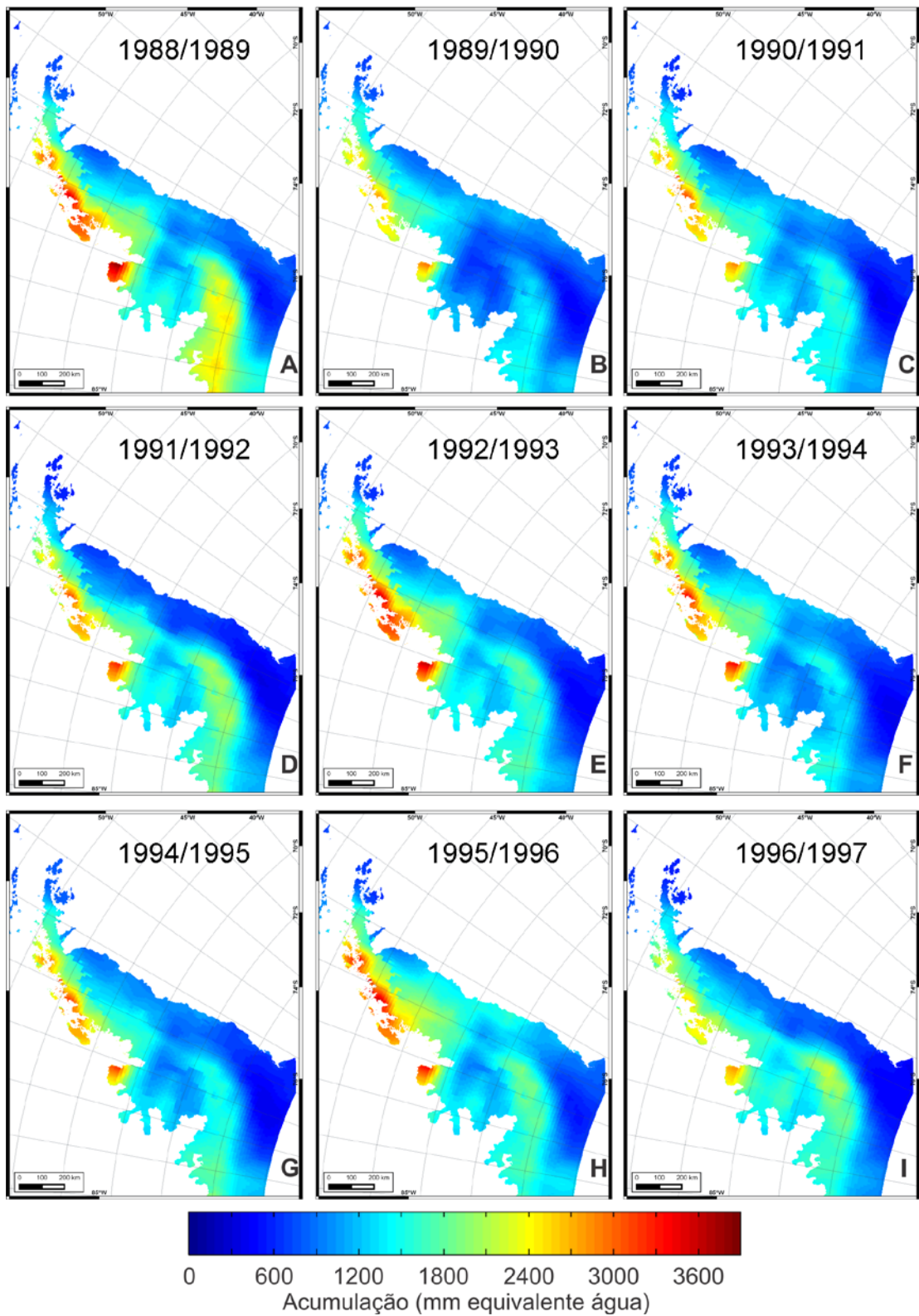


Figura C-2: Acumulação anual estimada para os anos a) 1988/1989, b) 1989/1990, c) 1990/1991, d) 1991/1992, e) 1993/1993, f) 1993/1994, g) 1994/1995, h) 1995/1996 e i) 1996/1997.

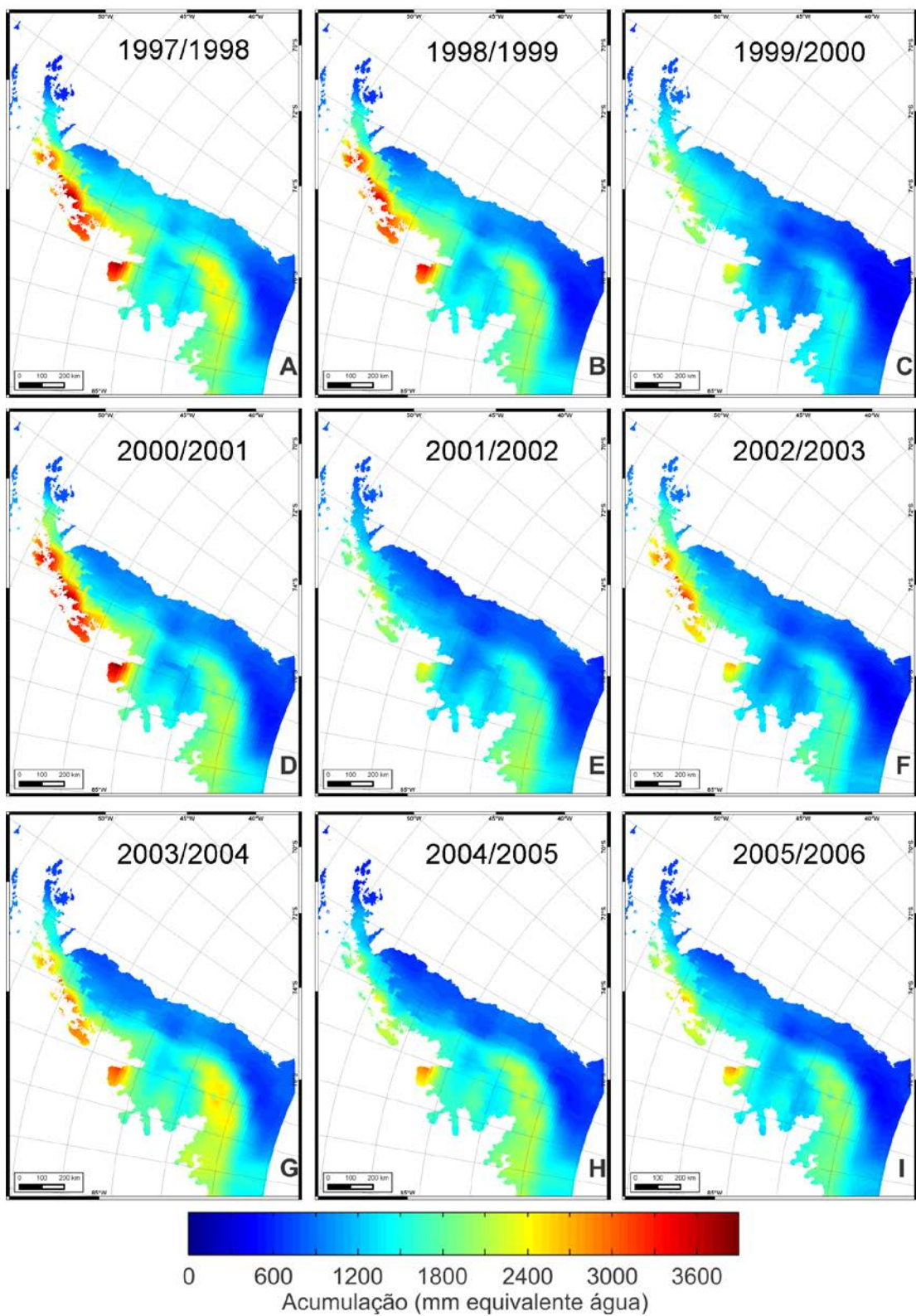


Figura C-3: Acumulação anual estimada para os anos a) 1997/1998, b) 1998/1999, c) 1999/2000, d) 2000/2001, e) 2001/2002, f) 2002/2003, g) 2003/2004, h) 2004/2005 e i) 2005/2006.

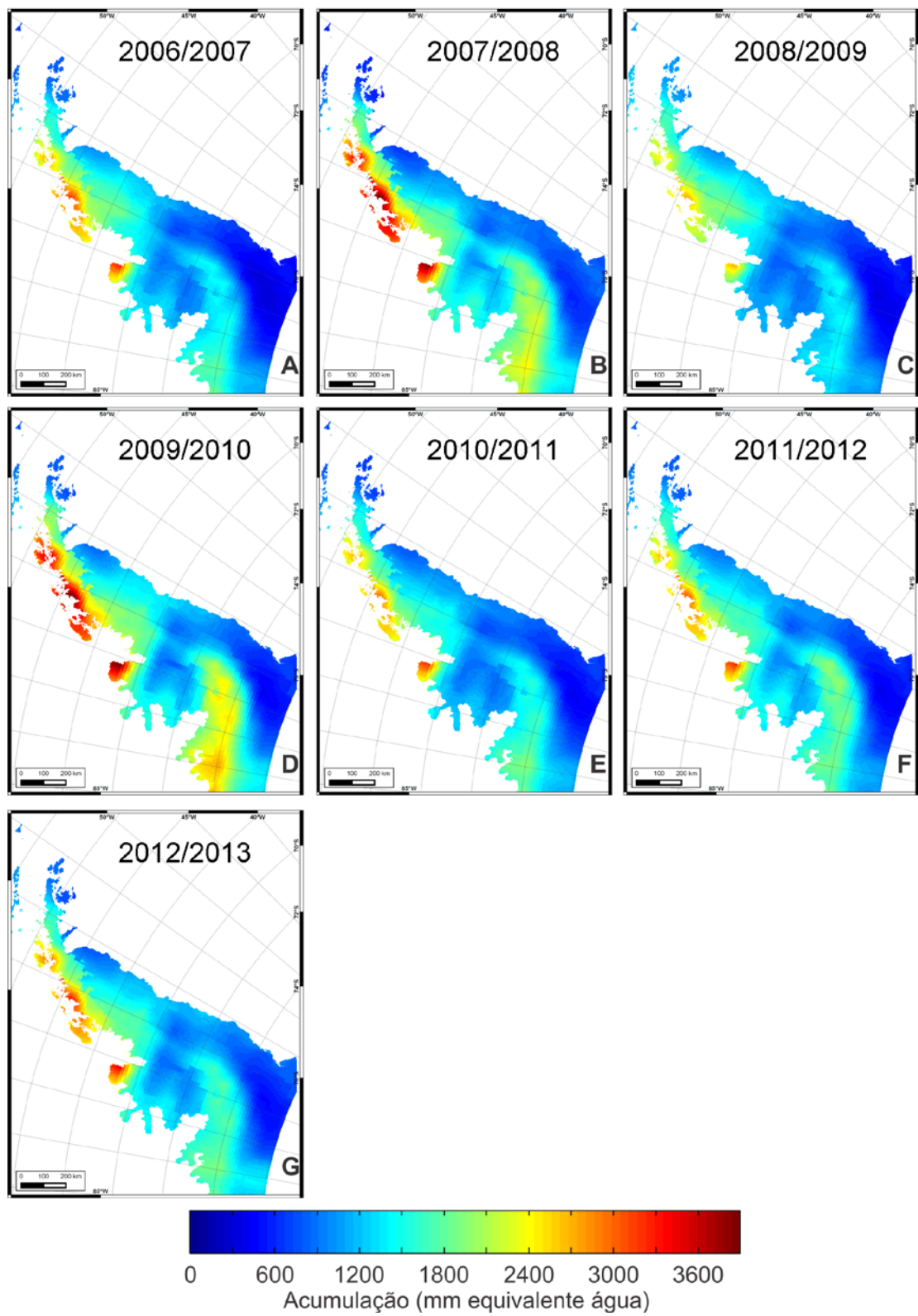


Figura C-4: Acumulação anual estimada para os anos a) 2006/2007, b) 2007/2008, c) 2008/2009, d) 2009/2010, e) 2010/2011, f) 2011/2012 e g) 2012/2013.

ANEXO D: EXEMPLO DE SCRIPT EM MATLAB PARA O CÁLCULO DO DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DA DESCARGA DE DERRETIMENTO.

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%Script simplificado para a regionalização da temperatura do ar e cálculo%
%do derretimento superficial e descarga de derretimento. Os dados de      %
%entrada devem ser previamente corrigidos e interpolados pelo método  %
%do vizinho mais próximos para a grade do DEM de melhor resolução.      %
%Juliana Costi - Dec/2015 - ju.costi@gmail.com                          %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Dados de entrada:
% th_levels.mat: contém as variáveis T750, T1000, T2m e H750, H1000, quais
% são matrizes kxlxm, onde k=linhas, l=colunas e m=tempo, contendo as
% temperaturas e alturas nos níveis geopotenciais de 750 hPa e 1000 hPa e a
% 2m da superfície.
% DEM.mat é o modelo de elevação de melhor resolução
% GEOP.mat é a altura geopotencial da superfície dada pelo ERA-Interim
% interpolada para a grade do DEM
% t2m.mat é a temperatura do ar a 2m da superfície interpolada para a grade
% do DEM
% snowfall.mat : precipitação de neve diária interpolada por vizinhos mais
% próximos para a grade do DEM
% tfirn.mat: média da t2m regionalizada do ano anterior

%% 1 - Cálculo da taxa de diminuição da temperatura com a elevação (Lapse
Rate)

load t_h_levels.mat
for m=1:size(t750,3)
    lr(:,:,m)=(t750(:,:,m)-t1000(:,:,m))./(h750(:,:,m)-h1000(:,:,m));
end
%% 2 - Regionalização da temperatura
load DEM.mat GEOP.mat t2m.mat
dh=dem-geop;
for m=1:size(t2m,3)
    tds(:,:,m)=t2m(:,:,m)+(dh.*lr(:,:,m)); % temperatura regionalizada
end
%% 3 - Cálculo dos DTPs
PDD=[];
for m=1:size(t2m,3)
    aux=t2m(:,:,m)>0;
    PDD=PDD+(t2m(:,:,m).*aux);
end
%% 4 - Cálculo do Derretimento
M=PDD*MF;
%% 5 - Cálculo da Descarga de derretimento
load snowfall.mat
C=sum(snowfall,3);
load tfirn.mat
M0=(-0.003*Tfirn+0.52).*C;
R=M-M0;
aux=R>0;
R=R.*aux;

```

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DESCARGA DE ÁGUA DE DERRETIMENTO NOS ÚLTIMOS 34 ANOS NA PENÍNSULA ANTÁRTICA"

Área de Concentração: **Geologia Marinha**

Autora: **Juliana Costi**

Orientador: **Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões**

Examinador: **Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Junior**

Data: 21/04/2016

Conceito: A

PARECER:

A candidata desenvolveu o Plano de Tese satisfatoriamente.

A Tese possui estrutura adequada, com redação objetiva.

A candidata demonstrou domínio do tema de investigação, da metodologia, e os resultados apresentados atenderam satisfatoriamente os objetivos propostos.

Os resultados apresentados foram válidos satisfatoriamente, com outros índices de correlação dos valores estimados.

O modelo proposto atende a hipótese de estudo, e confirma que a P.A. não é uma unidade denudada e deve ter este tipo de abordagem em trabalhos futuros.

Elírio Toldo Jr

Jefferson C/S

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DESCARGA DE ÁGUA DE DERRETIMENTO NOS ÚLTIMOS 34 ANOS NA PENÍNSULA ANTÁRTICA"

Área de Concentração: **Geologia Marinha**

Autora: **Juliana Costi**

Orientador: **Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões**

Examinadora: **Profa. Dra. Rosemary Vieira**

Data:

21/01/2016

Conceito:

A - Excelente.

PARECER:

A tese está muito bem escrita; os mapas e gráficos bem feitos e organizados. O texto no entanto é denso.

Quanto a introdução, objetivos, esta bem estruturada. Apenas a hipótese ficou um pouco confusa com relação (ou melhor, comparada) aos objetivos, devido às variáveis abordadas.

Como foi dito anteriormente, o texto é denso. O excesso de abreviaturas fez do texto um pouco cansativo, pois a todo momento tinha que consultar a lista. Para uma publicação científica (paper) as abreviaturas são bem utilizadas. Para um texto maior fica mais problemático.

Os resultados cumpriram com os objetivos e as discussões abordam bem os resultados.

Na conclusão, há referências bibliográficas e referências à figuras o que não é apropriado. Há coisas que deveriam vir na discussão.

O conteúdo, finalmente, é muito importante, transformando-se em uma contribuição de peso na pesquisa glaciológica desta parte da Antártica.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"DERRETIMENTO SUPERFICIAL E DESCARGA DE ÁGUA DE DERRETIMENTO NOS ÚLTIMOS 34 ANOS NA PENÍNSULA ANTÁRTICA"

Área de Concentração: **Geologia Marinha**

Autora: **Juliana Costi**

Orientador: **Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões**

Examinador: **Prof. Dr. Cláudio Wilson Mendes Junior**

Data: **21/02/2016**

Conceito: **A**

PARECER:

EXCELENTE TESE, MUITO OBJETIVA COM ÓTIMO EMBASAMENTO TEÓRICO E GRANDE NÚMERO DE REFERÊNCIAS, NA QUAL A AUTORA TROUXE DIVERSOS RESULTADOS RELEVANTES E INÉDITOS, DISCUTIDOS E COMPARADOS COM TRABALHOS PRÉVIOS, QUE PODEM SER SUBMETIDA PARA PUBLICAÇÕES DE NÍVEL INTERNACIONAL.

ALGUMAS OBSERVAÇÕES PODEM CONTRIBUIR PARA O APERFEIÇOAMENTO DESTA TESE, DENTRE AS QUAIS:

* NO RESUMO E ABSTRACT, PARECE QUE AS MEDIDAS DE ABLAÇÃO USADAS NA VALIDAÇÃO DO MODELO TIVERAM PARTICIPAÇÃO DA AUTORA E ISSO ENTÃO DEVERIA TER SIDO ESCLARECIDO. DEVERIA TER SIDO EXPLICADO BREVEMENTE POR QUE O MAIOR DS OCORREU EM UM ANO DIFERENTE DAQUELE COM MAIOR DD.

* NA INTRODUÇÃO, FORAM USADAS REFERÊNCIAS DESATUALIZADAS SOBRE O AUMENTO DA TEMPERATURA SUPERFICIAL MÉDIA GLOBAL DA PA. OS DADOS DE AUMENTO DE TEMPERATURA, OBTIDOS A PARTIR DE ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS, E A LINHA DE COSTA DA P.A. ESTÃO DESATUALIZADOS NO MAPA DA FIG 1.1

* OS DADOS HIPSOMÉTRICOS DOS MAPAS DAS FIG 1.2 E 3.2 FICARIAM MELHOR REPRESENTADOS POR UMA ESCALA DE CORES E DEVERIA TER UMA LEGENDA PARA AS MESMAS.

* OS MAPAS ANUAIS DOS ANEXOS A, B E C PODERIAM MOSTRAR AS VARIAGÕES ANUAIS DA LINHA DE COSTA DA P.A., PELO USO DOS DADOS DO ADD - COASTAL CHANGES, FICARIAM MAIS CLARAS AS VARIAGÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DA P.A. COM RELAÇÃO AO DS, DD E ACUMULAÇÃO ANUAL.

* A AUTORA NÃO APRESENTOU OS ERROS PLANIALTIMÉTRICOS DO RAMP DEM, RELATADOS NA LITERATURA, QUE SÃO IMPORTANTES PARA ENTENDER MELHOR AS LIMITAÇÕES DO USO

DOS DADOS DESSE DEM NO MODELO DE DERRETIMENTO.
* SE TIVESSEM SIDO USADAS AS LINHAS DE COSTA RELATIVAS
A CADA ANO ANALISADO (E NÃO SOMENTE A MAIS ATUAL),
PODERIAM ESTAS FIGURAS SER RELACIONADAS À VARIAÇÃO ANUAL
ABSOLUTA E RELATIVA GRAFICAMENTE. EM UMA MESMA FIGURA
PODERIAM SER MOSTRADAS ENTÃO AS VARIAÇÕES DE DERRETIMENTO
COM E SEM MUDANÇAS NA LINHA DE COSTA, SENDO QUE SOMENTE NESTA
ÚLTIMA SERIA MOSTRADA A TENDÊNCIA.

Assinatura: *Cláudio Wilson Mendes Junior*

Data: 21/01/2016

Ciente do Orientador:

Jefferson Cyro

Ciente do Aluno: