

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**RETRAÇÃO DAS GELEIRAS DRUMMOND E WIDDOWSON EM
RESPOSTAS ÀS RECENTES MUDANÇAS AMBIENTAIS NA PENÍNSULA
ANTÁRTICA (1957–2016)**

CAROLINA LORENZ SIMÕES

ORIENTADORA: PROF. DRA. KÁTIA KELLEM DA ROSA

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2017

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

CAROLINA LORENZ SIMÕES

**RETRAÇÃO DAS GELEIRAS DRUMMOND E WIDDOWSON EM
RESPOSTAS ÀS RECENTES MUDANÇAS AMBIENTAIS NA PENÍNSULA
ANTÁRTICA (1957–2016)**

ORIENTADORA: PROF. DRA. KÁTIA KELLEM DA ROSA

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Claudio Wilson Mendes Junior

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer

**Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-graduação
em Geografia como requisito
para obtenção do título de
Mestre em Geografia.**

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2017

CIP - Catalogação na Publicação

Lorenz Simões, Carolina

Retração das geleiras Drummond e Widdowson em respostas às recentes mudanças ambientais na Península Antártica (1957-2016) / Carolina Lorenz Simões. -- 2017.

79 f.

Orientadora: Kátia kellem da Rosa.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2017.

1. Sensoriamento Remoto na Criosfera. 2. Península Antártica Ocidental. 3. Mudanças Climáticas. 4. Geleira de Descarga. 5. Retração Frontal. I. kellem da Rosa, Kátia, orient. II. Título.

*Dedico ao meu esposo
Enoil de Souza Júnior*

AGRADECIMENTOS

A prof^ª. Dr^ª. Kátia Kellem da Rosa pela orientação, apoio e total dedicação para realização dessa dissertação.

Aos meus pais, Ingrid e Jefferson, que sempre me incentivaram a realizar meus sonhos. Ao prof. Simões pelas dicas, sugestões, correções em qualquer hora e lugar e pelo incentivo a seguir a carreira científica. Ao meu esposo Enoil Jr. pelo incentivo, compreensão, encorajamento e companhia durante todo este período.

Agradeço a estrutura disponibilizada pelo Centro Polar e Climático, POSGEA e pela UFRGS. Também a Capes pela concessão da bolsa nesses dois anos.

A prof^ª. Dr^ª. Rosemary Viera pelo apoio inicial no mestrado. A Aline Barbosa da Silva e ao LaCrio/FURG pelos dados disponibilizados.

A Carina Petsch, Venisse Schossler, Maria Sotille, Filipe Idalino e Claudio Wilson por estarem sempre dispostos a me ajudar com minhas dúvidas sobre Sensoriamento Remoto.

Aos colegas do CPC, pelas dicas e amizade nesses dois anos: Ana Maria Sanches, Anderson Figueiredo, André Medeiros, Beejesh Veetil, Carina Petsch, Cláudia Uchoa, Claudio Wilson, Flávia Moraes, Filipe Idalino, Franciele Schwanck, Francisco Aquino, José Mauro, Luiz Felipe, Maria Sotille, Paola Costa, Pedro Valente, Rafaela Mattos, Ulisses Bremer e Venisse Schossler.

RESUMO

Este trabalho investiga a dinâmica de retração frontal de duas geleiras de maré, Drummond (66°40'S, 65°43'O) e Widdowson (66°43'S, 65°46'O), na costa ocidental da Península Antártica. O estudo usou fotografias aéreas e imagens satelitais LANDSAT (a partir de 1986) para determinar a variação de área dessas geleiras no período 1957–2015 e analisar a sensibilidade às recentes mudanças ambientais na Península Antártica. O modelo digital de elevação AsterGDEM2 foi usado para caracterizar a morfologia e morfometria da bacia de drenagem dessas massas de gelo. A análise estatística dos dados de temperatura média anual da Estação Vernadsky (65°14' S, 64°15' O) mostra tendência ao aquecimento atmosférico no período 1950–2015 ($0,047^{\circ}\text{C ano}^{-1}$) nesta parte da Península Antártica ocidental. As frentes das duas geleiras retraíram ao longo dos últimos 68 anos, no entanto a geleira Widdowson apresentou uma perda maior (36,03 km², ou 16,81% da área original) e uma linha de neve mais elevada (200 m a.n.m. em 2016) do que a geleira Drummond (18,84 km², ou 4,26% da área original; linha de neve a 100 m a.n.m. em 2016) no período. Essa diferença na retração da duas geleiras, lado a lado e com a mesma orientação de fluxo do gelo, são atribuídas as diferentes declividades da superfície e proporção da área de acumulação sobre a área total. A geleira de menor área, Widdowson, somente atingiu um ponto de estabilização (apoiada ao embasamento rochoso lateral) em 2001, enquanto a frente da Drummond estabilizou-se em 1974. Além disso, a geleira Widdowson é mais íngreme no setor frontal, o que pode ter influenciado na taxa de desprendimento de icebergs e gerado um deslizamento basal mais eficiente, aumentando a velocidade de fluxo do gelo e, por consequência, aumentando as taxas de retração. Esses resultados condizem com estudos para outras geleiras de descarga com frentes flutuantes na Península Antártica, as quais são mais sensíveis às mudanças climáticas. A dinâmica dessas geleiras também é influenciada por mudanças nas forçantes oceânicas, taxas de precipitação, derretimento superficial e morfologias diferentes do embasamento rochoso; esses pontos devem ser tratados em trabalhos futuros. Como subproduto desta investigação, foi gerado um banco de dados em SIG para a continuidade do monitoramento das duas geleiras.

Palavras-chave: Geleira de descarga e de maré, retração frontal, Península Antártica ocidental, mudanças climáticas, sensoriamento remoto da criosfera

ABSTRACT

This work investigates the ice front retreat dynamics of two tidewater glaciers, Drummond (66°40'S, 65°43'W) and Widdowson (66°43'S, 65°46'W), on the western coast of the Antarctic Peninsula, associated with environmental changes in the last six decades. The study uses aerial photographs and LANDSAT satellite images (from 1986 onwards) to determine these glaciers area variations in the period 1957–2015 and to analyze their sensitivity to recent environmental changes in the Antarctic Peninsula. The digital elevation model ASTERDEM2 was edited by a routine to characterize the morphology and the morphometry of the drainage basins of these ice masses. The statistical analysis of the updated mean annual temperature data from the Faraday/Vernadsky station (65°14' S, 64°15' W) shows a trend towards regional atmospheric warming in the period 1950–2015 (0.047°C year⁻¹) in this part of the West Antarctic Peninsula. The ice fronts of these two glaciers have retreated for the last 68 years, however, the Widdowson Glacier had a more significant loss (36.03 km² or 16.81% of the original area) and a higher snow line elevation (200 m a.s.l. in 2016) than the Drummond Glacier (18.84 km², or 4.26% of the original area; snow line at 90 m a.s.l. in 2016) in the period. This retreat difference of the two glaciers, side by side and with the same ice flow orientation is attributed to different surface slopes and accumulation area proportion over the total area. The smaller area glacier, Widdowson, has shown to be more sensitive to environmental changes and only reached a stabilization point (supported to the lateral bedrock) in 2001, while the Drummond front stabilized in 1974. In addition, the Widdowson glacier is steeper in the frontal sector, which may have influenced on the calving rate and generate a more efficient basal slip, increasing the ice flow rate and, consequently, increasing the retraction rate. These results are consistent with studies for other floating outlet glaciers with calving in the Antarctic Peninsula, which are more sensitive to climate change. The dynamics of these glaciers is also influenced by changes in ocean forcing, precipitation rates, surface melting and bedrock morphology; these points should be investigated in future works. As a by-product of this research, a GIS database was generated for a continuous monitoring of the two glaciers.

Keywords: Outlet glacier, ice front retreat, Western Antarctic Peninsula, climate change, remote sensing of the cryosphere

SUMÁRIO

1.1 Objetivo Geral.....	14
1.2 Objetivos Específicos.....	14
1.3 Área de estudo	14
1.4 Justificativa.....	18
2. REFERENCIAL TEÓRICO.....	20
2.1 Estrutura e dinâmica das geleiras.....	20
2.1.1 Dinâmica das geleiras de descarga, de maré e de desprendimento.....	22
2.1.2 Zonas ou fácies superficiais das geleiras	24
2.2 O SIG e o SR no monitoramento de geleiras	26
2.2.1 LANDSAT no monitoramento das variações frontais das geleiras	26
2.2.2 Imagens de RADAR aplicado às zonas superficiais das geleiras	29
2.3.3 Inventário e monitoramento das geleiras em SIG.....	31
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	35
3.1 Dados	35
3.2 Caracterização das bacias de drenagens	38
3.2.1 Caracterização Morfométrica	38
3.2.2 Classificação Morfológica.....	39
3.3 Análise das zonas superficiais de radar e altitude de linha de neve	40
3.4 Análise e estimativa da variação frontal e área das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.....	41
3.4.1 Processamento Digital de Imagens e mapeamento.....	42
3.4.3 Análise de tendência e verificação de correlações quantitativas.....	44
3.4.4 Análise comparativa das mudanças ambientais	44
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
4.1 Características morfométricas e morfológicas das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.....	45
4.2 Zonas superficiais de radar e altitude de linha de neve nas bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.....	51
4.3 Variações das frentes e na área das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.....	54
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	66
6. REFERÊNCIAS	68

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização das geleiras Drummond e Widdowson na Costa Loubet, Península Antártica, Antártica.....	15
Figura 2: Modelo idealizado da variação do balanço de massa nas principais zonas de uma geleira em relação às variações sazonais..	21
Figura 3: Fácies ou zonas superficiais de uma geleira.	25
Figura 4: Propriedades radiométricas da neve e do gelo nas bandas TM 1 a 4.	28
Figura 5: Zonas das geleiras segundo a classificação proposta por Paterson (1994) e zonas de sensores RADAR e óptico de geleiras de Rau et al. (2000).....	30
Figura 6: Fluxograma das etapas metodológicas	35
Figura 7: Aplicação do Filtro Sobel 30%, do NDSII e NDGI na imagem LANDSAT 8 da data de 27/02/2015.	40
Figura 8: Fluxograma de pré-processamento nas imagem SENTINEL-1 (ilustração usando a imagem de 27/02/2016) e perfis transversais das Geleiras Drummond e Widdowson.	41
Figura 9: Mapa Hipsométrico das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.	46
Figura 10: Mapa de declividade da bacia de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.	47
Figura 11: Mapa de aspecto das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.	48
Figura 12: Mapa de sombreamento e curva de nível, com equidistância de 200 m, das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.....	49
Figura 13: (A) Geleiras Drummond e Widdowson na imagem LANDSAT de 27/02/2015; (B) geleira com bacia composta (imagem 12/30/1999); (C) geleira com bacia simples; (D) geleira de desprendimento e de maré; (E) geleira com característica longitudinal regular e (F) geleira com característica longitudinal cascadeada.....	50
Figura 14: Mapa de localização das morainas centrais e laterais nas bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.	51
Figura 15: Mapa de retroespalhamento das bacias das geleiras Drummond e Widdowson. Os perfis 1 e 2 permitem identificar baseado nos valores de retroespalhamento (em dB) os seguintes limites dessas bacias: A) gelo exposto, B) neve úmida, C) percolação e D) neve seca.	53
Figura 16: Variação das frentes das bacias das geleiras Drummond e Widdowson entre 1957 e 2015.....	55

Figura 17: Variação de área das bacias das geleiras Drummond e Widdowson entre 1957 e 2015.....	55
Figura 18: Geleiras que desaguam nas regiões dominadas pela Água Circumpolar Profunda (ACP, em vermelho) sofreram maior recuo de suas frentes do que as banhadas pelas águas da plataforma continental vindas do estreito de Bransfield (em azul), devido a diferença de temperatura superficial do mar nos anos de 1945 a 2009.....	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Base de dados selecionadas para o estudo.....	37
Tabela 2: Co-registro das imagens do satélite LANDSAT	43
Tabela 3: Áreas absolutas e relativas das classes do mapa hipsométrico da bacia de drenagem da geleira Drummond e Widdowson.....	46
Tabela 4: Áreas absolutas e relativas das classes do mapa de declividade da bacia da geleira Drummond e Widdowson.	48
Tabela 5: Áreas absolutas e relativas das classes do mapa de aspecto da bacia da geleira Drummond e Widdowson.	49
Tabela 6: Elevação máxima dos limiares das zonas de radar na imagem Sentinel-1 de 27/02/2016 nas áreas das bacias de drenagens Drummond e Widdowson. ...	52
Tabela 7: Variação de área da bacia da geleira Drummond 1947-2015.....	56
Tabela 8: Variação de área da bacia da geleira Widdowson 1947-2015.....	57
Tabela 9: Dados morfológicos e morfométricos das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson das imagem LANDSAT (27/02/2015) e SENTINEL-1 (27/02/2016).	64

LISTA DE GRÁFICOS

- Gráfico 1:** Variação de área da bacia da geleira Drummond entre 1957 a 2015..... 56
- Gráfico 2:** Variação de área da bacia da geleira Widdowson entre 1957 a 2015..... 57
- Gráfico 3:** Temperatura média anual na estação Vernadsky entre 1951 e 2015.. 58
- Gráfico 4:** Amplitude anual da temperatura média na estação Vernadsky, entre 1951 e 2010. 59
- Gráfico 5:** Variação da área total da geleira Drummond no período 1957–2015 em relação à variação da temperatura média anual na estação Vernadsky na Península Antártica..... 60
- Gráfico 6:** Variação da área total da geleira Widdowson no período 1957–2015 em relação à variação da temperatura média anual na estação Vernadsky na Península Antártica..... 60

LISTA DE ABREVIATURAS

ALE	Altitude da linha de equilíbrio
ALN	Altitude da linha de neve
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ACP	Água Circumpolar Profunda
APCW	Água da Plataforma Continental do mar de Weddell
AEB	Água do Estreito de Bransfield
BAS	British Antarctic Survey
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
ESA	European Space Agency
FIDS	Falkland Island Dependences Survey
FURG	Universidade Federal do Rio Grande
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GPS	Sistema de Posicionamento Global
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GRD	Ground-Range
IHS	Hue, Saturation, Intensity
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IW	Interferometric Wide Swath
LACRIO	Laboratório de Monitoramento da Criosfera (FURG)
LANDSAT	Land Satellites
METI	Ministério da Economia, Comércio e Indústria do Japão
MDE	Modelo Digital de Elevação
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDGI	Índice Normalizado de Diferença de Geleira
NDSII	Índice Normalizado de Diferença de Neve e Gelo
NIR	Infravermelho Próximo
NSIDC	National Snow e Ice Data Center
OLI	Operational Land Imager
PA	Península Antártica
PC	Plataforma Continental
PDI	Processamento Digital de Imagens
RMSE	Erro Quadrático Médio
SIG	Sistema de Informação Geográfico
SWIR	Infravermelho de Ondas Curtas
TIN	Triangular Irregular Network
TIR	Infravermelho Termal
TIRS	Termal Infrared Sensor
TM	Sensor Thematic Mapper
USGS	United States Geological Survey
WGI	Word Glacier Inventory
WGS 1984	Sistema Geodésico Mundial 1984

1. INTRODUÇÃO

A Península Antártica (PA) registrou um dos maiores níveis de aquecimento atmosférico superficial do planeta nos últimos 60 anos (PRITCHARD & VAUGHAN 2007; IPCC, 2014), resultando na desintegração das plataformas de gelo (SKVARCA *et al.*, 1999), aumento no derretimento de gelo na estação de ablação e recuo das frentes das geleiras (RAU *et al.* 2004; COOK *et al.* 2005). Além do aquecimento atmosférico, ocorreu o aumento de aproximadamente 50% no número de eventos de precipitação durante o inverno na estação Vernadsky/Faraday¹ desde 1956 (TURNER *et al.*, 2009). Esse aquecimento também parece estar relacionado com a maior frequência de ciclones que atingem o mar de Belingshausen, onde a precipitação origina-se (TURNER *et al.*, 2009).

As altas taxas de derretimento e precipitação de neve sugerem que as geleiras da PA são sensíveis às mudanças climáticas (PRITCHARD e VAUGHAN, 2007). Por serem pequenas e próximas do ponto de fusão sob pressão, essas geleiras respondem rapidamente às mudanças climáticas (SIMÕES, 2011). Entretanto, cada geleira responde de forma e tempos diferentes às condições ambientais, dependendo de sua posição geográfica, seu tamanho, sua geomorfologia e de outras variáveis, como precipitação, taxa de derretimento anual, velocidade de fluxo e tipo de término.

O uso de dados adquiridos por diferentes sensores remotos e o desenvolvimento de técnicas de Processamento Digital de Imagens e Geoprocessamento tem gerado o avanço no entendimento do comportamento da região da PA. A análise dos ambientes glaciais com maior acurácia possibilitada por esses sensores e técnicas, contribuí para a caracterização morfológica e dinâmica temporal sazonal e anual das geleiras.

A rede integrada de monitoramento das mudanças ambientais nos ambientes glaciais possibilita a disponibilização de dados em Sistemas de Informação Geográfica. O *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS) é um Sistema de Informação Geográfico (SIG) global de glaciologia, cujo objetivo principal é monitorar as geleiras da Terra usando imagens satelitais.

¹A estação britânica de Faraday foi transferida para a Ucrânia em 1996 e foi renomeada Estação Akademik Vernadsky (NASC, 2017).

Para buscar o entendimento da variabilidade de comportamento e sensibilidade das geleiras da PA às mudanças climáticas recentes é necessário um maior detalhamento multitemporal e espacial que possibilite o comparativo entre diferentes massas de gelo. Estes estudos contribuem para análises de cenários de suas respostas à tendência de aumento da temperatura média superficial do ar, projetada pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2013), para as próximas décadas.

1.1 Objetivo Geral

O objetivo geral desta dissertação é investigar a dinâmica de retração frontal e variação de área das duas geleiras, Drummond e Widdowson, na costa ocidental da Península Antártica, nas últimas 6 décadas.

1.2 Objetivos Específicos

- a) Caracterizar morfologicamente e morfométricamente dessas duas geleiras;
- b) Determinar as zonas superficiais de RADAR e a Altitude da Linha de Neve (ALN) dessas geleiras;
- c) Investigar a variação da posição frontal das duas geleiras desde o ano de 1957, explorando as possíveis relações com suas características morfológicas, morfométricas e com o aumento da temperatura média superficial do ar observada na região.

1.3 Área de estudo

As geleiras Drummond (66°40'S, 65°43'O) e Widdowson (66°43'S, 65°46'O) localizam-se na Costa Loubet, a Oeste do platô Avery, na Terra de Graham, centro-oeste da PA (Figura 1) (HATERSLEY-SMITH e PHIL, 1991).

A bacia de drenagem da geleira Drummond possui uma área de 422,47 km² e a da Widdowson possui uma área de 178,29 km² e são classificadas como geleiras de descarga (GLIMS, 2014), ou seja, uma geleira de vale que drena um manto ou uma calota de gelo situada no interior, e que flui através de um desfiladeiro entre montanhas periféricas (SIMÕES, 2004).

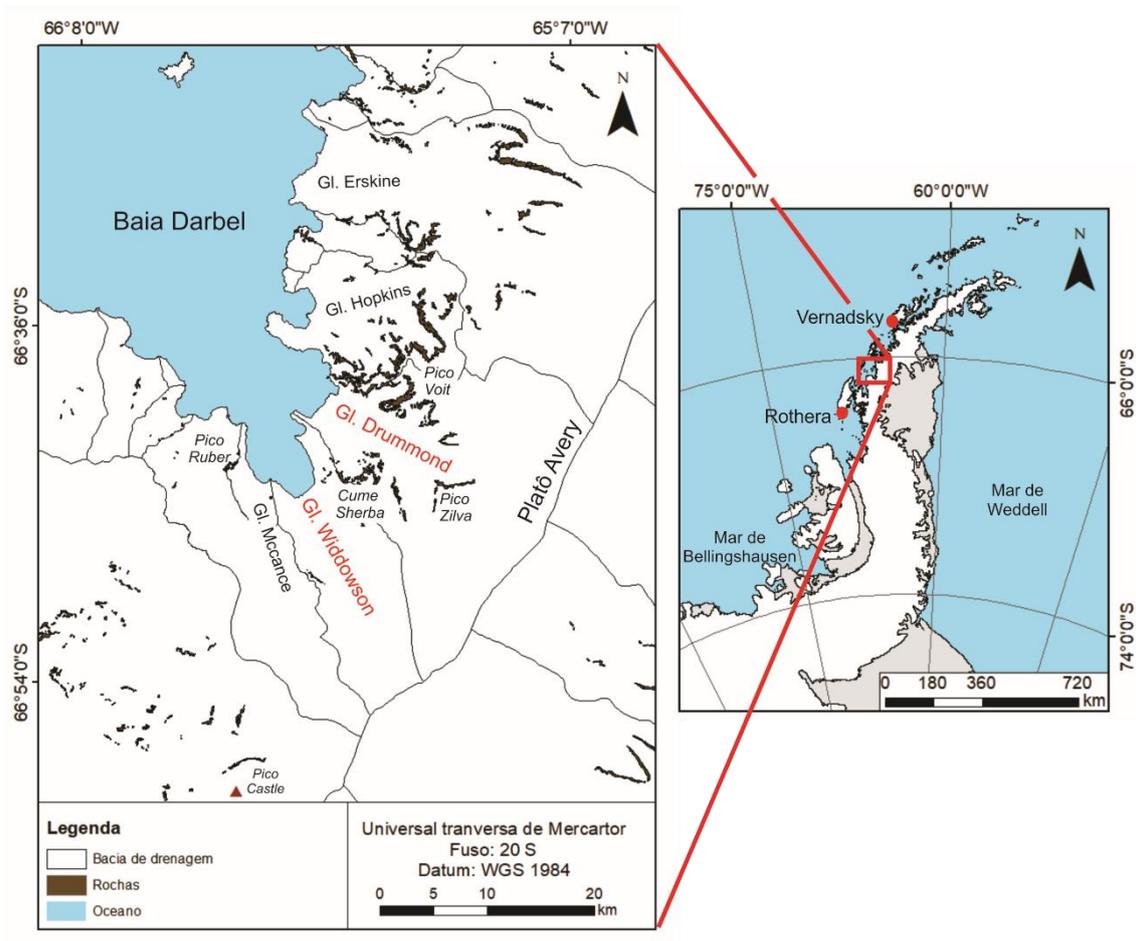


Figura 1: Localização das geleiras Drummond e Widdowson na Costa Loubet, Península Antártica, Antártica. Fonte: bacias de drenagens determinadas por LACRIO.

A PA localiza-se na parte mais ao norte da Antártica, com áreas que localizam fora do círculo Antártico. Segundo Cook *et al.* (2014), a PA apresenta uma cadeia de montanhas estreita com inúmeras geleiras íngremes e com inúmeras fendas, é delimitada a leste pelo mar de Bellingshausen e a oeste pelo mar de Weddell. A cadeia de montanhas central atinge elevações acima de 2500 m e apresenta platôs centrais relativamente planos no topo e penhascos em direção as plataformas de gelo que a circundam. Geleiras de vale drenam dos platôs centrais e fluem para os mares circundantes.

A costa oeste possui geleiras que em sua maioria, terminam no mar (63° S a 70° S) e mais ao sul elas fluem para plataformas de gelo. A parte oeste da Costa Loubet é muito entrecortada por fiordes e tem uma direção geral nordeste-sudoeste. A sudeste dessa costa, a península eleva-se rapidamente na parte central, possuindo um platô coberto de gelo. Montanhas e *nunataks* são frequentes nas margens desse platô, onde o pico Castle (Figura 1) atinge 2.517 m em relação ao nível do mar. A Altitude do pico Castle foi medido por métodos topográficos por Charcot em 1903-05. Uma série de cristas rochosas saem do platô em direção oeste, elas são separadas por geleiras de anfiteatro, ou de vale e,

ocasionalmente, por geleiras fluindo diretamente do platô, geleiras de descarga (GOLDRING, 1962).

A maior parte da PA possui uma topografia alpina, com temperaturas que ultrapassam 0°C ao nível do mar (VAUGHAN *et al.*, 2003). A topografia local age como uma barreira natural de circulação atmosférica na PA, pois as massas de ar relativamente mais quentes e úmidas, vindas do Oeste, atravessam o mar de Bellingshausen e perdem intensidade ao serem influenciadas pelo platô da península. Já o lado leste está sobre a influência das massas de ar mais frias vindas do mar de Weddell (MORRIS e VAUGHAN, 2003). Essa diferença também é influenciada pela nebulosidade, umidade relativa e precipitação/acumulação de neve que são elevados no lado oeste da PA (VAUGHAN *et al.*, 1999.)

Estudos recentes mostram que a PA apresenta uma tendência de aquecimento atmosférico durante os últimos 65 anos (MORRIS e VAUGHAN, 2003; CARRASCO, 2013; IPCC, 2013). A região que engloba as estações Rothera (67°34' S, 68°08' O) e Vernadsky (65°14' S, 64°15' O) apresentam a maior tendência de aumento da temperatura média do ar comparado com a média global (CARRASCO, 2013). Essa tendência de aquecimento foi mais intensa na costa oeste da PA, especialmente nas altas latitudes onde esse aquecimento é mais expressivo no inverno austral. Além disso, a neve sazonal que cobre as áreas livre de gelo tem diminuído ao longo do tempo nessa região (VAUGHAN, 2006).

O aquecimento atmosférico da PA, principalmente na parte setentrional, possui relação com o aumento dos ventos de oeste (SHINDELL e SCHMIDT, 2004; MARSHALL *et al.*, 2006; TOGGWEILER *et al.*, 2006) e está relacionado com o fortalecimento da Oscilação Anular Antártica (THOMPSON e WALLACE, 2000; WANG *et al.*, 2012), resultando um deslocamento para o sul dos ventos de oeste, permitindo a entrada de ventos relativamente mais quente no verão na PA (CARRASCO, 2013).

Medidas recentes demonstraram que variações no El Niño-Oscilação Sul (ENOS), em uma escala menor que 10 anos, podem ter um profundo efeito no ciclo hidrológico da costa da PA (BENTLEY *et al.*, 2009). Harangozo (2000) constatou, a partir de dados meteorológico que o ENOS afeta a PA, em particular os mares de Amundsen, Bellingshausen e Weddell. O inverno seguinte, logo após um evento El Niño, é relativamente quente nessa região (MEREDITH *et al.*, 2004).

Marzeion *et al.* (2014), baseados em vários modelos climáticos globais para simular balanço de massa das geleiras em todo o mundo, atribuíem a causas antropogênicas os aumentos de perdas de massa de gelo a partir de 1991.

Segundo Rees (2006) a PA é uma das áreas mais suscetíveis às mudanças climáticas, pois ela está localizada na periferia do continente Antártico, dentro dos limites do gelo marinho sazonal e por ser influenciada tanto por massas de ar subpolar frias e por massas de ar das latitudes médias (DE ANGELIS e SKVARCA, 2003). Juntamente com o aumento da temperatura média superficial do ar (VAUGHAN *et al.*, 2003; STEIG *et al.*, 2009; TURNER *et al.*, 2009; MULVANEY *et al.*, 2012) foi registrado anteriormente aumento na precipitação em 100% em um testemunho de gelo da Península Antártica entre 1997–2007 (THOMAS *et al.*, 2008).

Segundo Meredith e King (2005), o aquecimento atmosférico aumentou a duração e a intensidade do derretimento da neve no verão e Kirchgäßner (2011), observaram um aumento estatisticamente significativo de número de precipitação líquida no período do inverno na estação Vernadsky, desde 1956.

Ao longo dos últimos 50 anos ocorreram grandes retrações e colapsos parciais (Larsen B) e totais (Prince Gustav e Larsen A) das plataformas de gelo que resultaram em uma perda de 18% da área flutuante de gelo no período 1950 - 2008 (COOK e VAUGHAN, 2010). Segundo Rignot *et al.* (2004), ocorreu uma intensa aceleração do fluxo das geleiras após o colapso da plataforma LARSEN B. Estudos mostram que a diminuição das plataformas de gelo na PA causa aceleração das geleiras tributárias (DE ANGELIS e SKVARCA, 2003; SCAMBOS *et al.*, 2004; RIGNOT *et al.*, 2005), gerando um alto balanço de massa negativo nas geleiras da PA (ARIGONY-NETO, 2006). Pritchard e Vaughan (2007) estimaram uma taxa de contribuição das descargas das geleiras da PA para o nível do mar de aproximadamente 0,16 +- 0,06 mm por ano, com base no ano de 2005.

Cook *et al.* (2005) analisaram 244 geleiras da PA entre 1940 a 2001, sendo que 212 (87%) recuaram e 32 geleiras avançaram, porém, esses avanços são geralmente pequenos em comparação a escala de retração observada nas demais geleiras. Entre 1945 a 1954, 62% das geleiras da PA avançaram e 38% retraíram, já de 2000 a 2004 ocorreu um aumento de 75% no número de geleiras em retração. Antes de 1950, as geleiras ao norte de 64°S já estavam retraindo (entre 64°S e 70°S). As geleiras Drummond e Widdowson começaram a retrair por volta de 1955 (COOK *et al.*, 2005).

Estudos de Cook *et al.* (2014), baseado, nas bacias de drenagem catalogadas pelo GLIMS, mostraram mudanças de áreas em 90,5% das 860 geleiras com término marinho na PA e ilhas adjacentes (de 63°S a 70°S e 55°W a 70°W) entre 1945 e 2010. Dessas, 427 geleiras localizam no oeste da PA entre 64°S-65°S e somente 31 geleiras estão no oeste da PA entre 69°S-70°S (com um total de área das geleiras maior).

Glasser *et al.* (2011) especulam que as geleiras da PA continuarão a retrair nos próximos anos pois, com o desaparecimento das plataformas de gelo as geleiras tributárias ainda não retraíram para posições estáveis e a declividade das superfícies aumentou, incrementando as tensões forçantes.

1.4 Justificativa

Nas últimas duas décadas a região da PA sofreu mudanças ambientais significativas, principalmente a retração das frentes das geleiras, desintegração das plataformas de gelo e redução do gelo marinho sazonal (ARIGONY-NETO, 2006). Métodos combinando o *Sistema de Posicionamento Global* (GPS) e *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) aplicados em escala regional, indicam com alto grau de precisão que a Península Antártica está perdendo gelo (IVINS *et al.*, 2011; THOMAS *et al.*, 2011).

Dados das estações na PA mostram uma alta variabilidade climática e aumento na média da temperatura do ar superficial regional (STASTNA, 2010). Vaughan *et al.* (2001) constataram uma forte tendência de aquecimento no noroeste da PA em relação a tendência média de temperatura da superfície do ar da Antártica. Jacka e Budd (1998) destacaram que a tendência média da temperatura de superfície do ar na PA é duas vezes maior que a tendência na Antártica em geral. Essas variações climáticas podem gerar impactos regionais e globais, com graves consequências para a Antártica e para as populações costeiras e de regiões montanhosas. Para a região sul e sudeste do Brasil é importante compreender essa dinâmica, pois elas são afetadas pelas massas de ar e correntes oceânicas que se deslocam da Antártica e do oceano Austral (SIMÕES, 2011).

A caracterização morfológica em detalhe e a investigação da variabilidade dos processos glaciológicos nessa região da PA é importante para o entendimento da dinâmica glacial e das diferentes respostas das geleiras à tendência de aquecimento regional. Segundo SIMÕES (2011) geleiras pequenas e próximas do ponto de fusão sob pressão, são mais sensíveis às variações climáticas globais, apresentando respostas mais rápidas a

essas novas condições climáticas, tornando-se um indicador de possíveis consequências futuras para as outras regiões do globo.

O estabelecimento de um estudo comparativo da sensibilidade das geleiras às mudanças climáticas pode relevar algumas das possíveis interconexões entre o padrão de retração das geleiras e os fatores/variáveis que possam estar relacionados na escala de resposta.

O uso de sensores remotos e técnicas de Processamento Digital de Imagens (PDI) para monitorar áreas extensas e de difícil acesso, como as regiões polares, é de extrema importância em função das dificuldades logísticas para o desenvolvimento de trabalhos de campo.

Esse estudo gerou mapas e dados com maior detalhe temporal e espacial das geleiras Drummond e Widdowson. Os dados gerados em um SIG também podem colaborar com a rede de monitoramento internacional das geleiras na PA e estudos de balanço de massa, sendo disponibilizados *online*. Este estudo possibilitará a análise das possíveis interconexões entre diferenças de sensibilidade das geleiras às mudanças climáticas e as suas características morfológicas, topográficas e demais fatores relacionados.

O inter-relacionamento entre as variáveis irá fornecer maior conhecimento da sua dinâmica glacial, possibilitando a comparação dos resultados com outros estudos desenvolvidos para outras geleiras na região centro-oeste da PA e em outras regiões da Antártica. O maior entendimento da dinâmica atmosférica e glaciológica desta região polar pode dar suporte à geração de prováveis cenários da resposta do ambiente glacial à tendência de aumento da temperatura média superficial do ar projetada pelo IPCC (2013) para as próximas décadas.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Estrutura e dinâmica das geleiras

Uma geleira é uma massa de neve e gelo que se move continuamente sobre a superfície da terra e se flutuante (plataforma de gelo) flui em direção a uma laguna, fiorde ou ambiente marinho. Já a bacia de drenagem glacial é toda área ocupada por uma geleira e seus tributários (SIMOES, 2004), ou seja, toda neve e gelo que é direcionada para um único curso, onde este fluxo pode chegar ao mar, uma plataforma de gelo, continente ou a outras geleiras tributárias (SILVA, 2016).

As geleiras apresentam três principais processos mecânicos: deformação interna do gelo, deslizamento sobre a base e sedimento saturado d'água. São formadas em altas latitudes e/ou altitudes, com temperaturas baixas e úmidas, devido à acumulação de neve que recristaliza sob a ação do seu próprio peso, ao longo de milhares de anos (CUFFEY e PATERSON, 2010).

As geleiras podem ser classificadas em 3 categorias baseado na temperatura do gelo ou abaixo o ponto de fusão sob pressão: frias, temperadas ou politermais (BENN e EVANS, 2010). As geleiras politermais são as mais comuns e refletem vários fatores, como a temperatura na superfície na zona de acumulação, variações na espessura do gelo, a velocidade do gelo e também o grau geotérmico (CUFFEY e PATERSON, 2010).

A acumulação de massa de uma geleira ocorre pela precipitação na forma de gelo e chuva, condensação de gelo a partir do vapor de água, transporte de neve e gelo para uma geleira, avalanchas e principalmente pela precipitação de neve (SIMOES, 2004). A geleira sofre processo de fusão principalmente por derretimento superficial e subglacial e sublimação. Se a temperatura da superfície de neve ou gelo encontra-se no ponto de fusão, aumenta a proporção do fluxo de material líquido, por conseguinte, as taxas de derretimento tendem a aumentar fortemente com o aquecimento da atmosfera sobrejacente (CUFFEY e PATTERSON, 2010).

Assim, a geleira (Figura 2) pode ser dividida entre zona de acumulação e zona de ablação, onde no primeiro, predomina os processos de adição de matéria e no segundo de perda, principalmente por fusão (CUFFEY e PATERSON, 2010). A razão volumétrica entre as duas zonas indica o balanço de massa da geleira (DYURGEROV *et al.*, 2009) e são separadas pela linha de equilíbrio, onde o acúmulo e ablação para o ano se equivalem (CUFFEY e PATERSON, 2010). A variação líquida da massa glacial entre a mesma data

em anos sucessivos define o balanço de massa anual (CUFFEY e PATTERSON, 2010).

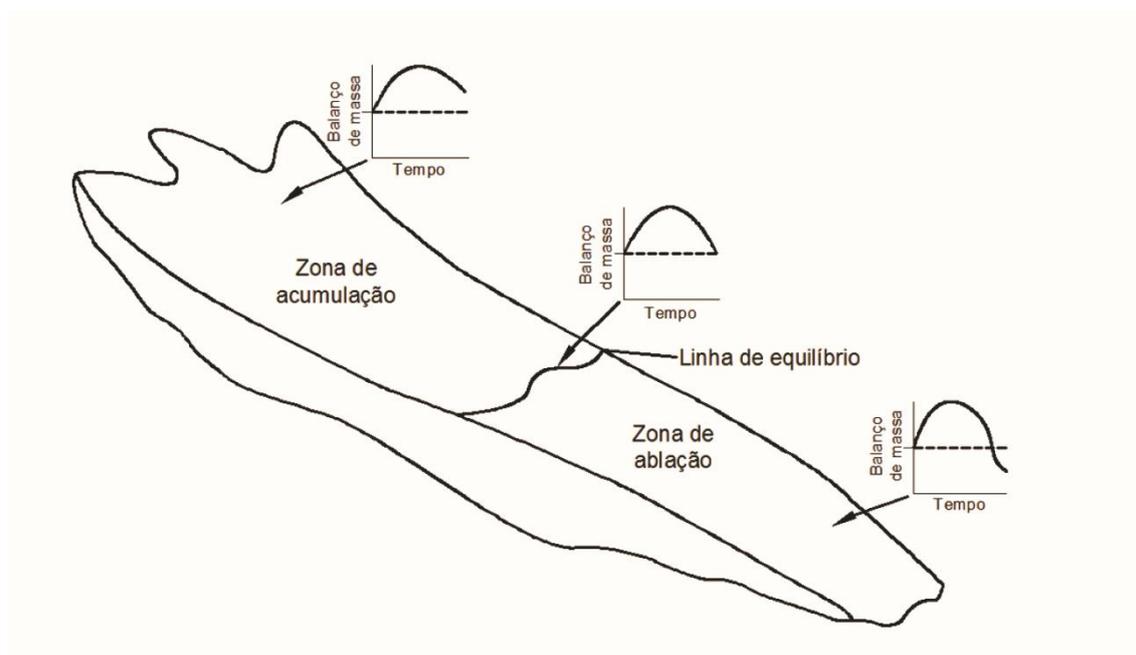


Figura 2: Modelo idealizado da variação do balanço de massa nas principais zonas de uma geleira em relação às variações sazonais. Fonte: Cuffey e Paterson (2010).

A ALN é um importante parâmetro de análise, pois reflete as mudanças climáticas (YUWEI *et al.*, 2014). A linha de neve pode ser identificada nas imagens satelitais no fim da estação de ablação e pode ser usada como um indicador da ALN, pois na maioria das vezes a linha de neve coincide com a linha de equilíbrio (CLARE *et al.*, 2002; BARCAZA *et al.*, 2009; YUWEI *et al.*, 2014). A linha de neve marca a altitude mais baixa onde a neve consegue sobreviver durante todo ano (MENDES JR., 2011), no caso da Antártica deve ser medida no final de fevereiro ou início de março. A linha de neve é controlada pela temperatura atmosférica e pelo volume de neve precipitada, ou seja, depende da latitude e exposição da vertente da geleira aos raios solares (SIMÕES, 2011) e tem um importante papel no balanço de massa de uma geleira. Este é a diferença entre a acumulação e a ablação em um dado período, usualmente expresso em termos de volume equivalente d'água por unidade de área (SIMÕES, 2011). Segundo Press (2012) “se a acumulação excede a ablação, a geleira avança; caso contrário, ela retrai.” A sensibilidade do balanço de massa de uma geleira às variações climáticas é amplamente reconhecida (OERLEMANS, 1986; HAEBERLI e HOELZLE, 1995). Como as geleiras da PA estão próximas da temperatura do ponto de fusão (PATERSON, 1994), as flutuações de balanço

de massa são muito sensíveis a variações de energia na superfície e portanto a pequenas modificações no clima (VICENT, 2002).

A dinâmica de uma geleira depende de vários fatores, inclusive do clima e da sua topografia (NESJE e DAHL, 2000). No entanto, cada geleira pode responder de forma diferente para as mesmas condições ambientais (COOK *et al.*, 2005). Segundo PRESS (2012) a taxa de movimento de uma geleira cresce à medida que aumenta a declividade ou a espessura da geleira. Devido as diferentes velocidades e movimentos dentro da geleira entre o centro e as laterais, surgem fendas radiais na superfície da geleira (PELLIKA e RESS, 2010). As geleiras onde o gelo atinge o ponto de fusão sob pressão, na interface gelo-substrato, terão deslizamento basal mais eficiente (CHRISTOPHERSON, 2012). A velocidade de fluxo também é influenciada pelas mudanças na temperatura oceânica e do ar superficial. Os processos de transformação de gelo, como movimento dos cristais de gelo, mudanças na forma e tamanho do cristal de gelo e deformação interna do cristal também influenciam a velocidade de fluxo da geleira (NESJE e DAHL, 2000).

2.1.1 Dinâmica das geleiras de descarga, de maré e de desprendimento

Uma geleira de descarga tem geralmente uma forma de vale, ou seja, uma geleira confinada entre as paredes de um vale que termina em uma língua estreita, drena um manto ou calota de gelo situada no interior e flui através de um desfiladeiro entre as montanhas periféricas. Várias geleiras de vale podem coalescer, formando um tronco principal, ou seja, uma geleira de vale composta, onde as morainas mediais indicam os limites de cada unidade (RAU *et al.*, 2005). Geleiras de vale tem geralmente o fluxo definido por uma depressão na topografia (BENNET e GLASSER, 2010). Segundo COOK *et al.* (2014) aproximadamente 85% da área total da PA é constituída por geleiras de descarga. A partir do inventário em SIG das bacias de drenagem das geleiras da PA entre 2001 a 2015, concluiu-se que as geleiras de descarga são as mais sensíveis às mudanças climáticas, principalmente aquelas com desprendimento e flutuantes foram as mais sensíveis à variação frontal (SILVA, 2016). Cook *et al.* (2012) cita que as mudanças no balanço de massa e o comportamento das geleiras com término marinho são complexos, pois essas são afetadas não apenas pelo clima e pelas forçantes oceânicas, mas também dependem da morfologia, taxa de precipitação e derretimento superficial.

Geleiras de maré são aquelas que terminam no mar, geralmente em um fiorde. Suas frentes são falésias de gelo de onde se separam icebergs (SIMÕES, 2004). Elas podem estar ancoradas no substrato ou formar uma extensão flutuante em contato com o ambiente marinho (VIELI *et al.*, 2002). O principal mecanismo de ablação das geleiras de maré da PA é por desprendimento de icebergs, transferindo de forma rápida esses blocos de gelo para o oceano (MACAYEL, 2003). Taxas maiores de desprendimento, causadas por alguma instabilidade na parte frontal, fazem que o fluxo acelere e ocorra uma diminuição na espessura, tornando a frente flutuante frágil à uma maior taxa de desprendimento, assim causando uma retração da geleira (SANTOS, 2012). O desprendimento de gelo possui alto potencial de influenciar a velocidade de transferência de massa glacial assim como o derretimento da superfície (BENN *et al.*, 2007).

Geleiras próximas e expostas a forçantes ambientais similares e que apresentam comportamentos distintos, sugerem que suas dinâmicas são dependentes de suas características individuais como a forma da geleira (MEIER e POST, 1987; PFEFFER, 2007; HOWAT *et al.*, 2008). Um dos retroprocessamentos mais importantes é o de frentes das geleiras aterradas, uma vez removida o contato com uma área de resistência ao fluxo na base (*e.g.*, um obstáculo rochoso no embasamento) e ocorrer o recuo para condições flutuantes, inicia-se uma retração instável e que pode resultar no aumento do fluxo de gelo com o aumento da profundidade da água (SCHOOFF, 2007; KATZ e WORSTER, 2010).

Geleiras de maré de descarga estão constantemente expostas a variações no clima e condições do oceano, e dessa forma irão responder dinamicamente a essas forçantes externas (RIGNOT e KANAGARATNAM, 2006; HOWAT *et al.*, 2008; MOON e JOUGHIN, 2008). Algumas forçantes são determinantes para o mecanismo de desprendimento de blocos de gelo e aumento da velocidade de fluxo da geleira de maré. A cobertura de gelo marinho na região de descarga é uma forçante, onde sua presença atua como uma barreira à circulação marinha superficial, restringindo a movimentação dos blocos de gelo (AMUNDSON, 2010). A análise temporal das geleiras de desprendimento também é importante, pois sua dinâmica está parcialmente associada ao clima (BENN *et al.*, 2007).

A maior parte da perda de massa na Antártida para o oceano ocorre através das plataformas de gelo por desprendimento de icebergs e por derretimento basal (MOORE *et al.*, 2013 e RIGNOT *et al.*, 2013). Modelos de velocidade de fluxo das geleiras, imagens satelitais e medidas de elevação revelaram que a remoção das plataformas de

gelo leva a aceleração e retração das geleiras tributárias (THOMAS *et al.*, 1979; DE ANGELIS e SKVARCA, 2003; RIGNOT *et al.*, 2004; SCAMBOS *et al.*, 2004; PRITCHARD e VAUGHAN, 2007; HULBE *et al.*, 2008). Esse processo ocorre porque a plataforma de gelo reduz as tensões longitudinais, limitando o movimento da geleira a montante da plataforma de gelo (JOUGHIN *et al.*, 2004; LUCKMAN *et al.*, 2006; HOWAT *et al.*, 2008).

As recentes retrações das plataformas de gelo da PA estão atribuídas ao aquecimento atmosférico (VAUGHAN e DOAKE, 1996; SCAMBOS *et al.*, 2003; VAN DEN BROEKE, 2005) ou a mudanças na oceanografia (SHEPHERD *et al.*, 2003). Para Glasser e Scambos (2008) e Glasser *et al.* (2009) tanto o aquecimento atmosférico quanto as mudanças oceanográficas podem gerar mudanças na composição estrutural das plataformas de gelo.

As plataformas de gelo da PA retraíram drasticamente, sendo que muitas desintegraram completamente (DOAKE e VAUGHAN, 1991; ROTT *et al.*, 2002; SCAMBOS *et al.*, 2003; GLASSER e SCAMBOS, 2008; COOK e VAUGHAN, 2010). Em muitos casos essas plataformas de gelo desintegram em um curto período de tempo, como a Larsen B que perdeu 19,6% da sua área em um único evento de desprendimento em 1995 (RACK *et al.*, 2000). Para Cook *et al.* (2005) e Pritchard e Vaughan (2007) já que muitas geleiras tributárias a plataformas de gelo na PA são agora geleiras de desprendimento, a forçante principal será a dinâmica de desprendimento e o aquecimento atmosférico global. Eles especulam que a tendência de retração das geleiras e aceleração de geleiras de maré irão continuar, pois muitas plataformas de gelo ainda não recuaram para sua posição estável e ocorreu o aumento da inclinação da superfície, que aumenta o cisalhamento motriz.

2.1.2 Zonas ou fácies superficiais das geleiras

Segundo Paterson (1994), a superfície da geleira não é fixa e pode variar de acordo com as condições climáticas e meteorológicas. Ela pode ser dividida em cinco zonas ou fácies (neve seca, percolação, neve úmida, gelo sobreposto e ablação/gelo exposto) de acordo com mudanças nas suas características superficiais e internas (Figura 3).

Na zona de neve seca não ocorre derretimento superficial da neve durante todo ano (CUFFEY e PATERSON, 2010) e apresenta cristais pequenos e uniformes, devido à ausência de eventos de derretimento (MENDES JR, 2011). Ela só é encontrada no interior

dos mantos de gelo e em geleiras de montanha muito elevadas (SIMÕES, 2004). Segundo Rau e Braun (2002), domina no platô central da PA a zona de neve seca, indicando temperaturas abaixo de -11°C .

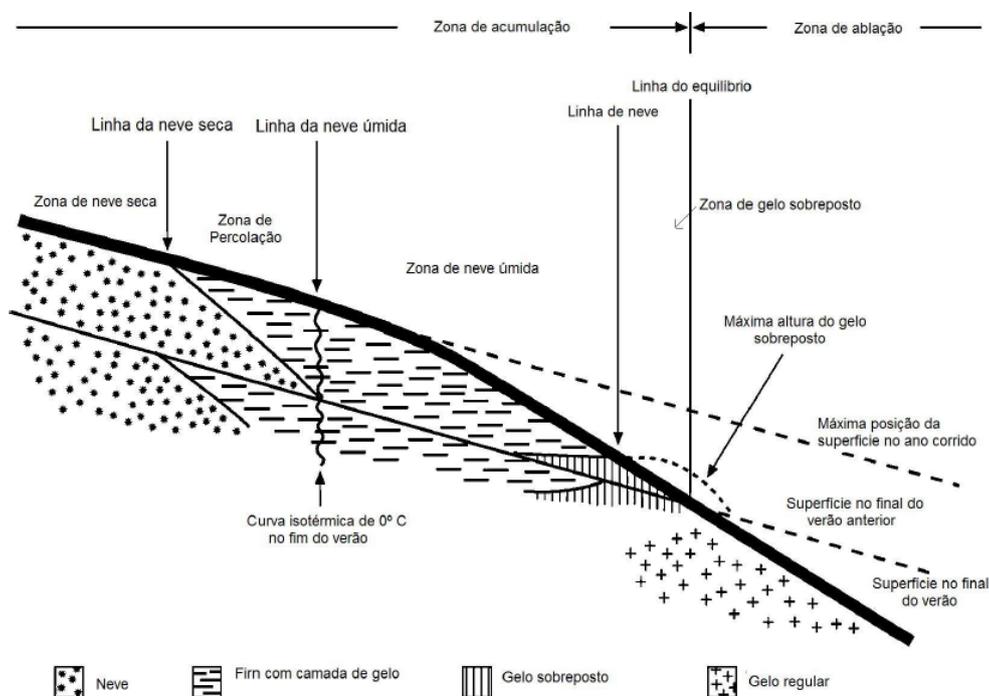


Figura 3: Fácies ou zonas superficiais de uma geleira. Fonte: Cuffey e Paterson (2010).

A zona de percolação localiza-se entre a zona de neve seca, à montante, e entre a zona de neve úmida à jusante e pode ser detectada por imagem de RADAR (RAU *et al.*, 2000b). Na zona de percolação, ocorre o derretimento superficial, a água percola alguns metros e recongela (CUFFEY e PATERSON, 2010). Segundo Rignot (1995) a zona de percolação é composta por camadas e tubos de gelo que são distribuídas lateralmente quando derretem e recongelam. A alteração na altitude da linha de percolação indica eventos extremos de derretimento, se a linha mover-se à montante ou aumento da área de acumulação de neve se a linha mover-se à jusante (ARIGONY-NETO, 2006). Segundo Rau e Braun (2002), 80 % do norte da PA é classificada como uma zona de percolação.

A zona de neve úmida é a zona superficial entre a linha de neve úmida e a linha de neve de uma geleira, onde a neve encontra-se saturada d'água líquida e no final do verão estará no seu ponto de fusão (CUFFEY e PATERSON, 2010). O aumento da linha de neve úmida pode indicar tendência de aquecimento (ARIGONY-NETO, 2006).

A zona de gelo sobreposto limita-se entre a linha de neve e a linha de equilíbrio e é formada pelo derretimento e recongelamento da neve acumulada no ano e diferencia da acumulação de neve, pois seus cristais menores e suas bolhas de ar são dispostas diferentemente. Essa zona é formada na parte inferior da zona de neve úmida e algumas vezes está coberto por *firn* (SIMÕES, 2004). Para Cuffey e Paterson (2010) *firn* é a neve que sobreviveu a uma estação de derretimento e recristalizou em grãos mais densos e maiores. No final das estações de ablação a linha de *firn* localiza-se entre a fácies de neve úmida e fácies sobreposta. A jusante da face sobreposta encontra-se a linha de equilíbrio. Na zona de ablação ocorre a perda de massa por processos como o derretimento e evaporação da neve e desprendimentos de massas de gelo (SIMÕES, 2004). Nessa zona encontra-se gelo exposto, formada por uma superfície irregular de gelo de geleira e uma possível neve remanescente do inverno (SIMÕES, 2004). O limite entre a zona de gelo exposto e a zona de neve úmida é frequentemente considerado como a linha de neve da geleira.

2.2 O SIG e o SR no monitoramento de geleiras

O uso de técnicas de Processamento Digital de Imagens e de sensores remotos para monitorar as geleiras é de extrema importância, em função das dificuldades logísticas para o desenvolvimento de trabalhos de campo. Desde 1966, a cobertura de neve terrestre tem sido monitorada por meio de imagens ópticas (REES, 2006). Com o aprimoramento dos sistemas satelitais nas últimas décadas tem ocorrido um aumento no número de estudos desenvolvidos em ambientes polares (ANDRADE, 2013). Com o SIG e análise temporal de imagens de satélite é possível monitorar a dinâmica das frentes das geleiras (AHLERT e SIMOES, 2004).

2.2.1 LANDSAT no monitoramento das variações frontais das geleiras

São diversas as aplicações dos dados obtidos pelo Programa LANDSAT (Land Satellites) aos estudos da Criosfera, por exemplo, no mapeamento das variações frontais. O programa LANDSAT é o sistema de observação mais antigo dos EUA e oferece a mais longa e completa cobertura temporal da superfície terrestre, desde 1972, viabilizando estudos multitemporais (JENSEN, 2009)

O Sensor *Thematic Mapper* (TM) foi lançado a bordo dos satélites LANDSAT 4 e 5. Ele registra a energia nas regiões do visível, infravermelho próximo (NIR), infravermelho de ondas curtas (SWIR) e infravermelho termal (TIR) do espectro eletromagnético. Suas imagens possuem melhor resolução espectral, temporal (dois satélites passam a cada 16 dias no mesmo ponto) e radiométrica espacial (30 m), e uma faixa térmica (resolução espacial de 120 m) em relação ao *MultiSpectral Scanner* (MSS). O sensor TM possui 7 bandas que apresentam resolução espectral de 0,45–0,52 (banda 1), 0,52–0,60 (banda 2), 0,63–0,69 (banda 3), 0,76–0,90 (banda 4), 1,55–1,75 (banda 5), 10,40–12,5 (banda 6) e 2,08–2,35 (banda 7) (EMBRAPA, 2016).

O LANDSAT-7 possui o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) e se diferencia do TM por apresentar uma banda pancromática (banda 8) com 15 m de resolução espacial e uma banda 6 (infravermelho termal) com resolução espacial de 60 m. As bandas azul, verde, vermelho, infravermelho próximo e médio possuem resolução espacial de 30 m (EMBRAPA, 2016). O LANDSAT 8 possui dois sensores, o *Operational Land Imager* (OLI) e o *Thermal Infrared Sensor* (TIRS), resultando em uma melhor resolução espectral (EMBRAPA, 2016). O sensor OLI coleta dados na faixa do visível, NIR, SWIR e no pancromático (EMBRAPA, 2016). São no total nove bandas espectrais, com resolução espacial de 30 m para as bandas 1 a 7 e 9 e para a banda 8 a resolução é de 15 m. As imagens obtidas pelo OLI nas bandas 1 a 9 possuem resolução espectral 0,43–0,45 μm (bandas 1), 0,45–0,51 μm (bandas 2), 0,53–0,59 μm (bandas 3), 0,64–0,67 μm (bandas 4), 0,85–0,88 μm (bandas 5), 1,57–1,65 μm (bandas 6), 2,11–2,29 μm (bandas 7), 0,50–0,68 μm (bandas 8) e 1,36–1,38 μm (bandas 9) (USGS). Já o sensor TIRS possui bandas espectrais na faixa do TIR. Apresenta resolução espectral de 10,60–11,19 m na banda 10 e 11,50–12,51 m na banda 11 (USGS). Seus dados possuem 100 m de resolução espacial, com resolução radiométrica de 12 bits (EMBRAPA, 2016), mas as imagens disponibilizadas pelo USGS (2015) foram reamostradas para 16 bits.

Em relação ao comportamento espectral dos alvos relacionados a superfície da geleira, a neve seca aparece clara para o olho humano na banda do visível devido seu elevado albedo (0,80–0,97 μm), porém a reflectância é maior ainda para neve fresca (CUFFEY e PATERSON, 2010; TEDESCO, 2015). Dessa forma, o cristal de neve e o gelo apresentam comportamento espectrais diferentes nas diversas bandas. A neve recém caída e o *firn* apresentam alta reflectância nas bandas espectrais do visível e infravermelho próximo, porém o *firn* tem uma reflectância de 25–30% menor que a neve. A reflectância do gelo é elevada no comprimento de onda do azul (400–500 μm) e verde (500–600 μm),

entretanto diminui para uma reflectância próxima do zero no comprimento de onda do vermelho (600–700 μm) (ZENG *et al.*, 1984). No infravermelho termal a emitância da neve seca é relativamente pequena, com valores máximos de 6–8% abaixo de 6 μm e mínimo por volta de 1% e com comprimento de onda abaixo de 10 μm (TEDESCO, 2015). A reflectância da neve (Figura 4) é também afetada por outros fatores como as impurezas (fuligem e poeira) no visível provocando diminuição do albedo, apresentando reflectância baixos (0,15–0,25 μm) (CUFFEY e PATERSON, 2010; TEDESCO, 2015). O tamanho do grão afeta também a reflectância principalmente no infravermelho próximo e no médio (0,70–2,35 μm). Quanto menor o grão, maior é a reflexão de uma camada de neve, pois as interfaces ar-gelo são menores possibilitando o maior espalhamento. A presença de água no estado líquido também modifica as propriedades ópticas ao agregar os cristais de gelo (RESS, 2006). A reflectância reduz com o envelhecimento da geleira e com os diversos derretimentos aumentando nos recongelamentos cíclicos (TEDESCO *et al.*, 2015).

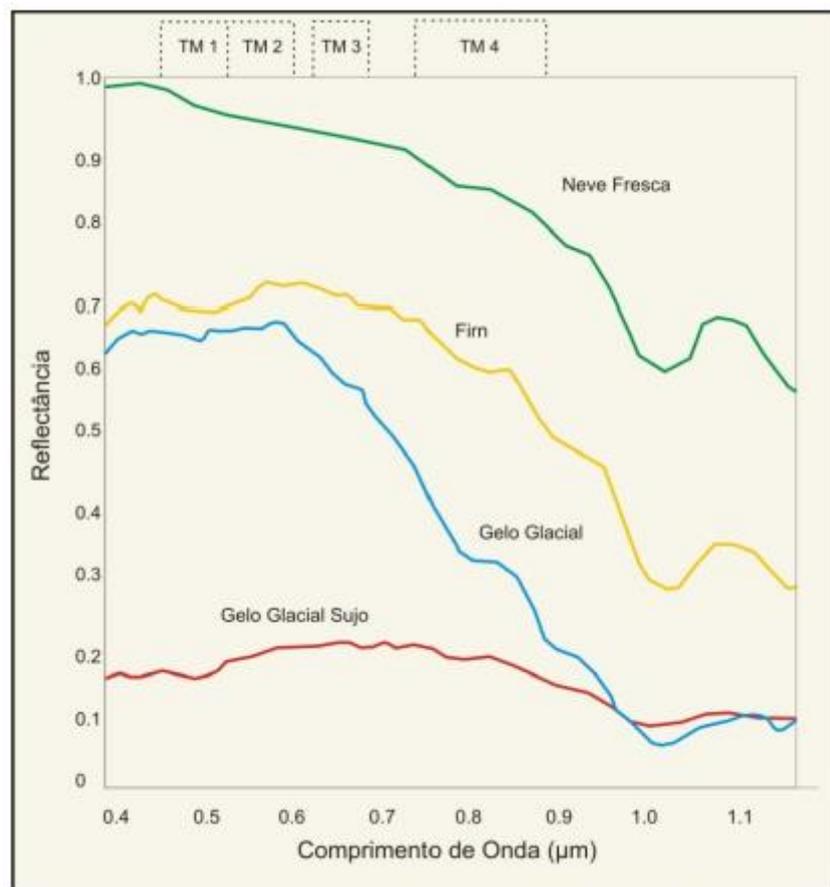


Figura 4: Propriedades radiométricas da neve e do gelo nas bandas TM 1 a 4.
Fonte: Cuffey e Paterson (2010).

Desta forma, a banda TM-1 do LANDSAT evidencia o contraste entre gelo limpo e “sujo”, devido à forte dependência da reflectância com a concentração de sedimentos, propiciando a identificação e o mapeamento de geleiras. Nas bandas TM-1 e TM-2 a neve reflete mais que as outras feições naturais, já na banda TM-5 as nuvens apresentam maior reflectância. A banda TM-4, infravermelho próximo (NIR), apresenta menor reflectância da neve do que nas bandas TM-2 e TM-3 (HALL e MARTINEC 1985). A banda TM-5 possibilita a discriminação da neve em relação a cobertura de nuvens e a partir de uma composição de falsa cor com as bandas TM 5, 4 e 3 é possível ter uma melhor discriminação (JENSEN, 2009). A banda TM-6 (infravermelho próximo-TIR) registra a emissão térmica da superfície. A banda TM-7 é muito similar a banda TM-5 em relação ao monitoramento de geleiras, mas apresenta em alguns casos erros de classificação devido a relação sinal-ruído que ocorre nessa extremidade do espectro eletromagnético (RESS, 2006).

2.2.2 Imagens de RADAR aplicado às zonas superficiais das geleiras

A cobertura de neve é monitorada desde 1966 por sensores ópticos e desde 1970 por sensores de radar (RESS, 2006). Para Mendes-Junior (2011) essas duas técnicas se complementam, mas os sensores radares orbitais são melhores para a interpretação das zonas superficiais de neve e gelo. Os sensores de radar são capazes de obter imagens com baixa iluminação e com cobertura de nuvens (EMBRAPA, 2016). Essa situação é comum na Península Antártica (BREMER *et al.*, 2004), tornando os sensores de micro-ondas úteis e de grande importância para o monitoramento das geleiras da região. ARIGONY-NETO *et al.* (2007) observaram variações altimétricas entre a zona de neve e gelo e da posição frontal de diversas geleiras da PA usando de imagens multitemporais satelitais. Essas observações evidenciaram mudanças nas condições climáticas e glaciológicas locais em uma escala temporal relativamente curta.

As zonas detectadas por sensores remotos não correspondem necessariamente às zonas clássicas propostas por Paterson (1994), pois o modelo abrange toda coluna estratigráfica do pacote de neve e gelo, e os sensores não detectam toda coluna (ARIGONY-NETO, 2006). É possível identificar 4 diferentes zonas superficiais de neve nas geleiras (Figura 5) com o SAR: neve seca de -14 a -20 dB, percolação de 0 a -8 dB,

neve úmida de -14 a -25 dB e ablação/gelo exposto de -6 a -13 dB . Elas são classificadas pela característica do seu retroespalhamento e pela sua elevação (RAU *et al.*, 2000a).

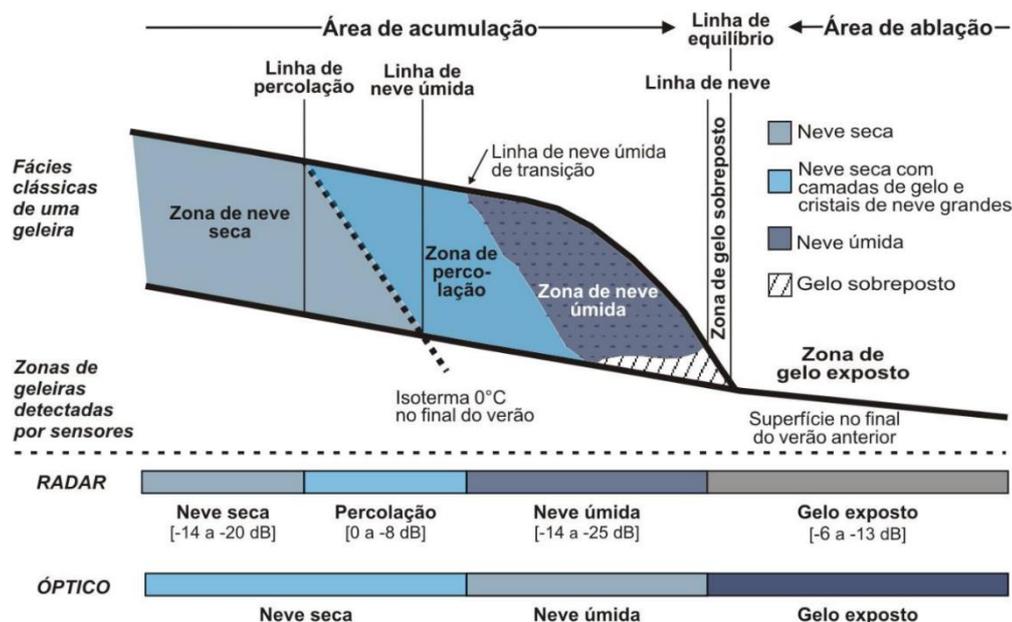


Figura 5: Zonas das geleiras segundo a classificação proposta por Paterson (1994) e zonas de sensores RADAR e óptico de geleiras de Rau et al. (2000)

As imagens SAR de geleiras e de camadas de gelo mostram uma sequência típica que alteram entre escuras e claro/brilhantes. Essas alterações de tonalidade originam-se a partir de mecanismos de retroespalhamento específicos de cada alvo, de acordo com os parâmetros de cobertura de neve, a densidade da neve, teor de água líquida, tamanho de grão, estratigrafia e rigidez da superfície (RAU *et al.*, 2000a).

A zona de neve seca possui um baixo valor de retroespalhamento devido à alta profundidade de penetração e dispersão do volume dominante. Essa zona aparece com tonalidade cinza-escuro, podendo apresentar variações conforme o tamanho dos grãos e conteúdo de impurezas no pacote de neve (LIU *et al.*, 2006a). O limiar altimétrico para neve seca na região norte da PA é acima de aproximadamente 1.200 m de altitude (MENDES JR, 2011).

Para RAU *et al.* (2000a) o RADAR detecta a zona de percolação (grãos de neve maiores, estruturas no interior do pacote de neve, como camadas, lentes e veios de gelo), pois a radiação micro-ondas apresenta maior penetração no pacote de neve do que a radiação do visível e do infravermelho. Essa zona possui um alto valor de retroespalhamento, apresentando tons claros.

A água líquida na zona de neve úmida resulta tonalidades mais escuras, devido à grande absorção nas imagens de RADAR. No verão a profundidade de penetração está por volta de 3 a 4 cm no pacote de neve, já no inverno a zona de neve úmida apresenta menos água líquida, diminuindo o retroespalhamento (LUI *et al.*, 2006a).

A zona de gelo exposto apresenta uma superfície densa e rugosa do gelo de geleira. Ela apresenta tons relativamente mais escuros comparando com a zona de neve úmida, mas o aumento de neve depositada e ciclos de derretimento e congelamento podem aumentar seu retroespalhamento (RAU *et al.*, 2000a).

Entre as zonas de RADAR é possível identificar a linha de *firm* que se localiza entre o limite da zona de ablação (BIRZ) e a neve úmida (WSRZ) no verão ou entre a zona de ablação e zona de percolação (FPRZ) no inverno. A posição da linha de *firm* no fim da estação de ablação, verão, é muitas vezes considerada como a altitude da linha de equilíbrio (ELA). Particularmente nas regiões marítimas, como o lado ocidental da Península Antártica, a linha de *firm* pode ser de difícil detecção, pois eventos ocasionais ou frequentes de alta temperatura durante o inverno resultam na cobertura de neve seca, ocultando as antigas zonas de superficiais de ablação e de percolação, conseqüentemente aumentando o valor do retroespalhamento (RAU *et al.*, 2000a).

O Sentinel-1 é a primeira das 5 missões da ESA (*European Space Agency*) e é composto por 2 satélites (1A e 1B). Ele possui uma órbita polar ascendente e outra descendente, que opera dia e noite, com resolução temporal de 12 dias para cada satélite. Ele possui abertura sintética e obtém os dados na banda C no comprimento de onda de 3,75 a 7,5 cm do espectro eletromagnético (SENTINEL-1 TEAM, 2013).

A análise das imagens do sensor Sentinel-1 fornece informações regulares sobre a velocidade de fluxo das geleiras, margens das plataformas de gelo, frente das geleiras de desprendimento em geleira de descarga, extensão das áreas de derretimento da superfície e características de drenagem da superfície da geleira (NAGLER *et al.*, 2015). A banda C SAR Sentinel-1 é sensível a neve úmida e pode ser aplicado ao mapeamento da neve durante a estação de derretimento. A precisão do produto topográfico gerado é adequado para áreas com neve do final de ablação e áreas de gelo (MALENOVSKÝ *et al.*, 2012).

2.3.3 Inventário e monitoramento das geleiras em SIG

Na Antártica o uso do SIG é indispensável em todas as tarefas humanas, pois contribui com as atividades científicas, logísticas, turísticas e gerenciamento de recursos naturais (ARIGONY NETO *et al.*, 2001). O SIG é um “sistema que realiza o tratamento computacional de dados geográficos” (CAMARA E MEDEIROS, 1996). Os produtos gerados possibilitam o monitoramento e avaliação de mudanças na extensão das geleiras (ARIGONY NETO *et al.*, 2001).

O NSIDC (National Snow e Ice Data Center) com uma parceria com a equipe científica ASTER (também da NASA) criaram o projeto GLIMS que tem como objetivo monitorar e classificar as características morfológicas e morfométricas das geleiras da Terra, a partir de dados de satélites, com ajuda de modelos digital de elevação (MDE). Aproximadamente 60 instituições estão envolvidas nesse projeto, coletando dados ao redor do planeta. As áreas são divididas em centros regionais e o responsável pela Península Antártica é o Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LACRIO) inserido na Universidade Federal do Rio Grande (FURG).

A classificação morfológica das geleiras pelo GLIMS é composta por 8 parâmetros: características primárias, forma, características frontais, características longitudinais, origem da massa glacial, dinâmica atual, caracterização das morainas e cobertura superficial de sedimentos. O parâmetro características primárias possui 10 categorias que classificam as massas de gelo em unidades morfológicas distintas, assim facilitando a identificação de quase todos os tipos de geleiras no mundo (RAU *et al.* 2005).

O parâmetro forma também possui 10 categorias que descrevem o contorno da geleira. Para obter uma melhor noção da área de estudo, indica-se o uso de um MDE para facilitar as delimitações das áreas de influência. Na maioria dos casos o parâmetro forma pode ser classificado, caso contrário é definida como “0” e deve estar classificada nas características primárias. São definidas como forma “0”: plataforma de gelo, calotas de gelo, alguns campos de geleira e geleiras de montanha (RAU *et al.*, 2005).

As características frontais são divididas primeiramente em 3 categorias principais e depois por 13 classificações. As 3 categorias são: as geleiras terrestres que estão em sua extensão total sobre a rocha e não possuem contato com o mar, geleiras aterradas que estão sobre a rocha numa larga extensão, mas pode terminar na água doce ou no mar (geleira de maré) e geleiras flutuantes são geleiras de maré com línguas flutuantes (RAU *et al.*, 2005).

Para identificar o parâmetro “Características Longitudinais” é necessário o uso de imagens de satélite para descrever o perfil superficial de uma geleira. O parâmetro “Origem da Massa Glacial” não é fácil de ser identificado, devido as diversas origens de uma geleira, como precipitação de neve, recongelamento, infiltração de água ou avalanchas (PETSCH, 2014).

O parâmetro de “Dinâmica Atual” é afetado por incertezas na resolução espacial, precisão geodésica, erros de deslocamento das imagens analisadas. Por isso as taxas de variação da frente da geleira são relativas devem ser consideradas como estimativas. A extensão da alteração de uma geleira depende do tamanho dela, bem como seu tipo (RAU *et al.*, 2005).

Para caracterização das “Morainas”, o *World Glacier Inventory* (WGI) criou um código que é dividido em 2 campos, com mesma classe e classificação morfológica para eles. Um descreve as morainas em contato com geleiras atuais e a outra sobre morainas depositadas no passado (RAU *et al.*, 2005). As morainas são formadas na margem glacial e podem se originar subglacialmente, englacialmente ou supraglacialmente. Sua formação envolve deposição de sedimentos por movimentos de massa e deformação glaciotectônica, entre outros processos. Podem ser caracterizadas como montículos descontínuos (*hummockys*) ou em cristas ou cordões lineares (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010). As morainas apresentam diversos tipos e são identificadas conforme sua forma e localização em relação à geleira (BENNETT e GLASSER, 1996).

As morainas laterais possuem caracterização sedimentar de till (BENNETT e GLASSER, 1996; BELL, 2013; ASSINE e VESELY, 2015). Possuem configuração espacial linear e orientação assimétrica transversal à geleira (BENNETT e GLASSER, 1996). Morainas mediais originam nas margens entre fluxos das geleiras e possuem característica sedimentar de till (BENNETT e GLASSER, 1996). São também caracterizadas pela acumulação de fragmentos supraglaciais e são resultantes da concentração longitudinal de detritos na superfície do gelo (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010). As morainas mediais são feições proeminentes de algumas geleiras ativas e aparecem na sua superfície apenas na área de ablação (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010). Em sua maioria são lineares retilíneas, mas podem torna-se curvadas pelo fluxo compressivo do gelo ao espalhar lateralmente (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996).

O último parâmetro é a “Cobertura Superficial de Sedimentos” que se refere a restos de detritos compostos por seixos e pedras, excluído cobertura temporária da língua

da geleira com poeiras, cinza e fuligem. Esse parâmetro é significativo para trabalhos que utilizam sensoriamento remoto devido a mudança no albedo da superfície da geleira, ou pelo efeito de isolamento de uma espessa cobertura de detritos (PETSCH, 2014).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a investigação da dinâmica das geleiras Drummond e Widdowson foram utilizados dados obtidos por sensores remotos, mapas e aerofotos (Figura 6). Foram aplicadas técnicas de processamento digital de imagens e análise em um SIG.

A primeira etapa metodológica envolve a obtenção de dados e a caracterização morfométrica e morfológica das geleiras Drummond e Widdowson. Na segunda etapa foram obtidos dados sobre a zona de derretimento superficial das geleiras, em sequência a determinação da ALE e o mapeamento da variação do termino e de área das geleiras. Posteriormente, a análise das interconexões entre a tendência anual de aumento da temperatura média superficial do ar e as possíveis diferenças de sensibilidade das geleiras às mudanças climáticas.

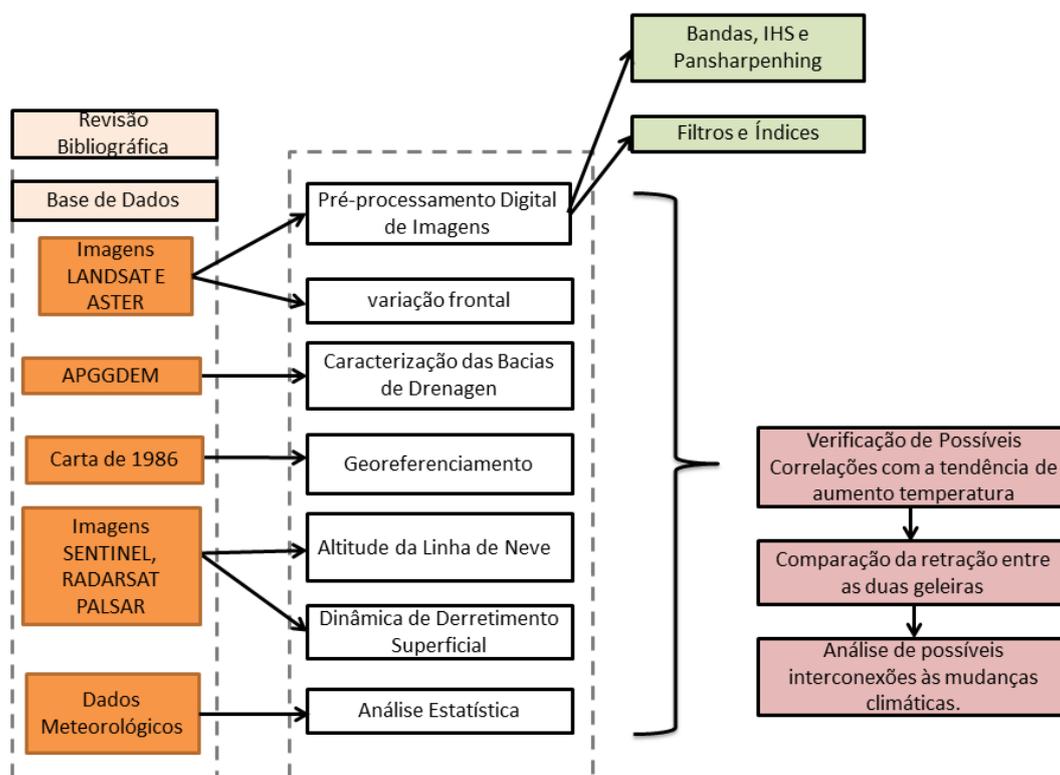


Figura 6: Fluxograma das etapas metodológicas

3.1 Dados

Foram selecionadas imagens do programa LANDSAT que abrangem a área de estudo ente 1986 e 2015, no período do final da estação de ablação e com ausência de cobertura de nuvens para uma melhor visualização da frente da geleira. Não foram utilizadas imagens ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection

Radiometer), pois as imagens com boa visibilidade da área de estudo não eram do final da ablação. As imagens satélite LANDSAT das datas de 18/02/1986, 19/02/1989, 18/02/1991, 19/02/2001, 02/02/2009, 12/03/2011, 08/02/2014 e 27/02/2015 (Tabela 1) foram adquiridas através do United States Geological Survey (USGS) disponibilizadas online no site <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Os dados do USGS encontram no padrão de Nível 1 (ortorretificadas) com sistema de referência WGS 1984, coordenadas GCS_WGS_1984 (Sistema geodésico mundial 1984) e resolução radiométrica de 16 Bits.

Foram adquiridos os vetores (Tabela 1), em formato *shapefile*, que demarcam as frentes das duas geleiras nas datas 1957 e 1974 por Cook (2015). Eles foram gerados a partir de aerofotos oblíquas feitas pelo Falkland Island Dependences Survey (FIDS).

Foram utilizados dados altimétricos do AsterGDEM2 (Tabela 1), que possui uma resolução espacial 30 m e erro vertical máximo aproximadamente de 12 m e acurácia horizontal de 2,4 arc-sec e suas cenas foram obtidas entre 2000 a 2011 (TACHIKAWA *et al.*, 2011). O AsterGDEM2, gerado por métodos fotogramétricos a partir de dados do sensor optico ASTER, foi avaliado em termos de acurácia e aplicabilidade para estudos glaciológicos, permitindo uma série de estudos como a análise geomorfométrica, inclusive de regiões montanhosas (KAAB *et al.*, 2002). O ASTERGDEM 2 apresenta maior acurácia horizontal, menor erro vertical e maior resolução espacial que o AsterGDEM e SRTM versão 4.1 (TACHIKAWA *et al.*, 2011). Já o satélite ALOS não possui imagens da região de interesse e o TerraSAR-x não está disponível gratuitamente, porém apresentam resoluções espaciais maiores.

O AsterGDEM2 é um produto do METI (Ministério da Economia, Comércio e Indústria do Japão) e da NASA, e foi adquirido pelo site do USGS. O AsterGDEM2 possui sistema de referência GCS_WGS_1984.

A área das bacias de drenagens das duas geleiras (Tabela 1) foram geradas por Silva (2016), integrante do LACRIO, que as delimitou de forma semi-automática com imagens ASTER e as editou manualmente com a ferramenta hidrológica do ArcGIS.

Foi selecionada a imagem de RADAR do satélite SENTINEL-1 *Extra Wide Swath Level 1 Product* de 27/02/2016 para este estudo (Tabela 1). O critério usado para selecionar a imagem adequada para o estudo foram: ser da época do final da estação de ablação e possuir pouca cobertura de nuvens. Todos os produtos SENTINEL nível 1 são georeferenciados e suas imagens são produzidos com uma geometria zero Doppler (AULARD-MACLER *et al.*, 2011). O produto *Ground-Range* (GRD) foi escolhido por processamento *multi-look* que resulta em imagens com *speckle* reduzido, diferente do

Single-look complex que apresenta o produto bruto. O modo *Interferometric wide Swath (IW)* fornece uma alta resolução espacial (10 x10 m) obtidos a partir de 3 sub-faixas pela técnica imageadora TOPSAR, diferente do modo *Extra Wide Swath* que obtem em 5 sub-faixas, assim diminuindo sua resolução. Essa imagem apresenta direção transversal ou de iluminação para a direita e ângulo de incidência de 25°, possui uma faixa de imageamento de 250 km e polarização HH (SENTINEL-1 TEAM, 2013). As imagens do satélite SENTINEL-1 estão disponíveis no site da ESA (Agência Espacial Europeia) no SENTINEL data Hub em <https://scihub.esa.int/dhus/>.

Tabela 1: Base de dados selecionadas para o estudo.

Data	Dados/satélite	Sensor	Resolução/escala	Fonte
Verão 1956-57	Carta geleira Bishop e áreas do entorno		1:200.000	FIDS
16/01/1957	Aerofoto oblíqua		1:40.000	USGS
01/01/1957 16/01/1974	<i>Shapefile</i> da frente das geleiras			Alison Cook
18/02/1986 19/02/1989 18/02/1991	LANDSAT5	TM	30 m	USGS
2000 a 2011	AsterGDEM2	ASTER	30 m	USGS
19/02/2001 02/02/2009 12/03/2011	LANDSAT7	ETM	30 m	USGS
08/02/2014 27/02/2015	LANDSAT8	OLI	30m	USGS
2001 a 2015	Bacias de drenagens	ASTER	15 m	LACRIO
27/02/2016	SENTINEL -1	SAR banda C	10 m	ESA
1951 a 2015	Temperatura média mensal da estação Vernadsky	Estação meteorológica		BAS

Foram utilizados dados meteorológicos de temperatura média diária, mensal (Tabela 1) de 1951 a 2015 da estação Vernadsky/Faraday (65°14' S, 64°15' O). A estação Faraday que está a 177 km de distância das duas geleiras, possui maior cobertura temporal de dados, por isso foi escolhida para esse estudo, apesar da estação Rothera (67°34', 68°08') estar 35 km mais próxima das duas geleiras. A estação Vernadsky está a 313 km de distância da estação Rothera. Os dados mensais da estação Faraday estão

disponíveis através do site do British Antarctic Survey (BAS): <http://basmet.nerc-bas.ac.uk/sos/>.

A carta da geleira Bishop e áreas do entorno do verão de 1956-57 e a aerofoto oblíqua de 1957, registro mais antigo das geleiras, foram utilizadas para identificar se as duas geleiras possuíam plataformas de gelo (Tabela 1).

3.2 Caracterização das bacias de drenagens

Para a caracterização morfométrica e morfológica das geleiras foram considerados os parâmetros metodológicos do GLIMS, em que as geleiras não são subdivididas individualmente e sim pela sua bacia de drenagem (Cook *et al.*, 2014).

3.2.1 Caracterização Morfométrica

Para a análise morfométrica foram gerados mapas hipsométrico, declividade, aspecto e de modelo de sombreamento analítico das geleiras Drummond e Widdowson, com escala de 1:180.000, utilizando o *3D Analyst* do ArcGIS© com base no AsterGDEM2.

Primeiramente converteu-se o sistema de coordenadas geográficas do MDE para UTM zona 20 e sistema de referência WGS 1984. Para a edição do Modelo Digital de Elevação, devido a presença de depressões e picos inexistentes observados, criou-se uma máscara para recorte espacial que englobou somente as duas bacias de drenagem (incluindo áreas expostas, como superfícies rochosas) e converteu-se de *raster* para pontos. Aplicou-se a ferramenta *fill sink* na superfície do *raster*. Em seguida, o *raster* foi editado suprimindo-se os picos inexistentes com uma máscara *raster* obtida a partir de polígonos criados pela delimitação destas áreas, e transformando-se para multipontos. Criou-se um conjunto de dados de rede irregular triangular (TIN - triangular irregular network) e converteu-se novamente para *raster*, interpolando-se os valores de células a partir da elevação do TIN de entrada a uma distância de amostragem especificada pelo método do vizinho natural (ArcGIS, 2016). O método TIN é um modelo matemático baseado nas distâncias dos dados, onde são gerados nós irregulares triangulares que formam uma grade com estrutura vetorial que representa a superfície de um conjunto de faces interligadas que, quanto mais equiláteras forem, mais exatidão agregarão à descrição dessa superfície (Câmara e Medeiros, 1998). O MDE editado apresentou uma

diferença vertical de até 20 metros (superestimando os valores) em relação ao AsterGDEM2 original. Considerando que o AsterGDEM2 possui acurácia de 14 m para áreas montanhosas e os objetivos propostos, o MDE editado foi considerado satisfatório para a aplicação da análise morfométrica proposta.

O mapa hipsométrico foi elaborado a partir do fatiamento do MDE em 11 classes, com intervalos de 300 m. O mapa de declividade foi elaborado com 6 classes temáticas e em percentual (EMBRAPA, 2016). As classes foram definidas pelo ângulo azimutal de orientação das vertentes para o mapa de aspecto, interpretando-se a direção de fluxo das geleiras. O mapa de sombreamento foi elaborado com ângulo solar azimutal de 215°, azimute com 45° e foi sobreposto à imagem LANDSAT 8 da data de 03/01/2016 com transparência de 30%. As estatísticas dos dados hipsométricos, de declividade e orientação das vertentes (drenagens) foram obtidas no programa ArcGIS™.

3.2.2 Classificação Morfológica

Foram determinadas as características morfológicas: primárias, forma, características frontais, características longitudinais, caracterização das morainas e cobertura superficial de sedimentos, considerando a classificação morfológica das geleiras pelo GLIMS. Os dados foram integrados em um arquivo de metadados com Tabelas de Atributos editáveis no ArcGIS™.

As características primárias, frontais, longitudinais e cobertura superficial de sedimentos foram identificadas visualmente através da imagem LANDSAT 8 de 27/02/2015. O parâmetro forma foi analisado através do AsterGDEM2 devido as dificuldades de delimitações das áreas de influência.

Foi aplicado o filtro espacial de frequência *Sobel* 30% no *software* ENVI 4.7, o Índice Normalizado de Diferença de Geleira (NDGI) e o Índice Normalizado de Diferença de Neve e Gelo (NDSII) (Fórmulas 1, 2) no *software* Arcgis 10 3.1 na imagem LANDSAT 8 27/2015 (Figura 7) para identificação das morainas laterais e/ou centrais:

$$(Fórmula 1) \quad NDGI = \frac{Verde - Vermelho}{Verde + Vermelho}$$

$$(Fórmula 2) \quad NDSII = \frac{Verde - NIR}{Verde + NIR}$$

O filtro espacial de frequência *Sobel* é indicado para o mapeamento das morainas pois realça bordas, linhas, curvas, manchas, linhas verticais e horizontais em tons mais escuro que o fundo, mas não realça os pontos isolados (PETSCH *et al.*, 2015). A técnica de filtragem espacial de frequência é uma transformação da imagem pixel a pixel que realçam as feições de alta, média e alta frequência em um processo seletivo. Essa técnica depende do nível de cinza de um pixel, e, também, dos níveis dos pixels vizinhos (SANTOS *et al.*, 2010).

Os índices NDGI e NDSII também podem ser usados para uma melhor identificação das morainas. O NDGI discrimina superfícies com neve daquelas com gelo e de fluxo de detritos. Nas bandas verdes (banda 3 no OLI) e vermelha (banda 4 no OLI) as respostas desses alvos aparecem distintos, facilitando a identificação entre eles (KESHRI *et al.*, 2009). O NDSII discrimina superfícies com neve de superfícies com gelo. A banda 3 na OLI (verde) e banda 5 (NIR) na OLI possibilitam essa discriminação das bandas pois o gelo diminui sua reflectância no infravermelho próximo (banda 5) (KESHRI *et al.*, 2009).

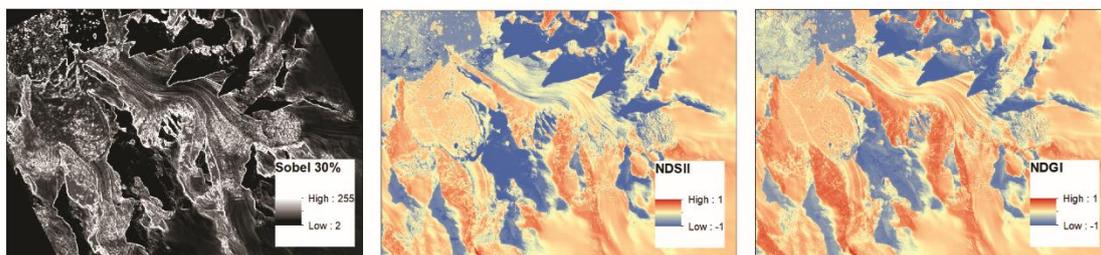


Figura 7: Aplicação do Filtro Sobel 30%, do NDSII e NDGI na imagem LANDSAT 8 da data de 27/02/2015.

3.3 Análise das zonas superficiais de radar e altitude de linha de neve

A análise das zonas superficiais das geleiras foi realizada com a imagem do satélite SENTINEL-1 de 27/02/2016. Primeiramente foi realizado o pré-processamento das imagens do satélite SENTINEL-1 da geleira Drummond e Widdowson. Foi, então, realizado a calibração radiométrica e conversão linear para decibéis. Em seguida foi realizado o recorte, traçando-se 2 perfis transversais no software SENTINEL Tollbox 1.1.1 para obtenção dos valores de retroespalhamento de todas as zonas de RADAR das duas geleiras (Figura 8).

Os perfis traçados nas imagens SENTINEL apresentam valores de retroespalhamento similares aos encontrados por outros autores (RAU *et al.* 2000; MENDES-JUNIOR, 2011; FERNANDES, 2014) em outras áreas semelhantes.

A altitude da linha de neve foi identificada a partir da análise das zonas superficiais, entre a neve úmida e gelo sobreposto das geleiras, considerando os dados do ASTERGDEM.

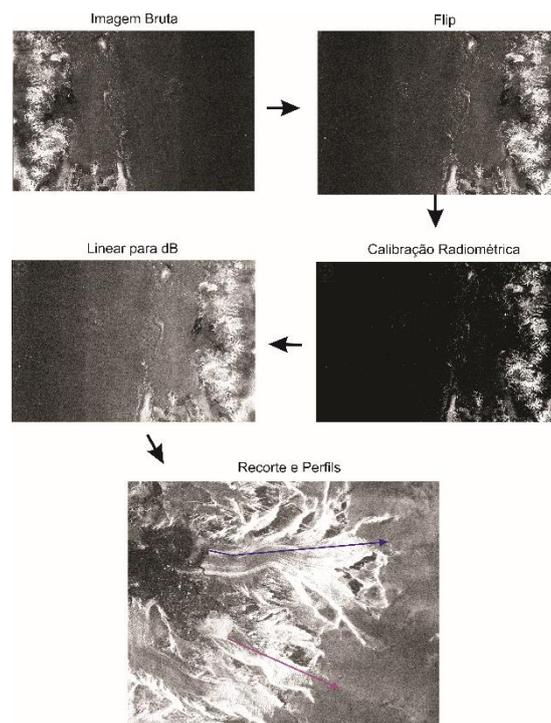


Figura 8: Fluxograma de pré-processamento nas imagem SENTINEL-1 (ilustração usando a imagem de 27/02/2016) e perfis transversais das Geleiras Drummond e Widdowson.

3.4 Análise e estimativa da variação frontal e área das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson

A posição das frentes e as áreas das bacias das geleiras foram identificadas visualmente e mapeadas nas imagens LANDSAT de diferentes datas (1986, 1989, 1991, 2001, 2009, 2011, 2014 e 2015) e com auxílio de produtos derivados do processamento das imagens. Foi estimada a taxa de retração e ou avanço para cada período de acordo com o mapeamento da frente das geleiras geradas a partir das imagens de satélites analisadas e delimitação das bacias de drenagem das duas geleiras delimitadas por Silva (2016), obtendo-se valores de áreas por data e variação de área por períodos (1957–1974, 1974–1986, 1986–2001, 2001–2015). Também foram analisados os dados de variação

frontal (1957 e 1974) determinados por Cook (2015). As áreas nessas duas datas foram baseadas nesses dados de variação frontal.

Esses dados foram representados em um mapa temático de variação das frentes e de área das geleiras na escala de 1:100.000 e em gráfico de dispersão em linha, verificando-se a existência de tendências. Em função da escala de mapeamento e ao tamanho do pixel de 15 x 15 m (banda pancromática) e 30 x 30 m (multiespectrais) considera-se que os dados de área medidos possam ter uma imprecisão ao subestimar ou superestimar esses valores em aproximadamente 0,9 km².

3.4.1 Processamento Digital de Imagens e mapeamento

Para fins de mapeamento foi necessário fazer o co-registro das imagens, assim os pixels das imagens são referentes as mesmas áreas no terreno nas diferentes imagens satelitais (CROSTA, 1993). O co-registro foi realizado no software ERDAS IMAGE AutoSync© que usa um algoritmo automático *point matching* para gerar pontos, e produz um modelo matemático para relacionar entre si as imagens (ERDAS, 2008). O modelo matemático para correção geométrica da imagem *input* foi o polinomial na ordem 3. O modelo polinomial é uma transformação bidimensional realizada imagem por imagem. A ordem 1 foi usada, pois é recomendada para casos com pouco ou nenhum deslocamento do terreno e a maior parte das diferenças nas imagens são a escala, deslocamento e rotação. Já ordens com valores superiores são usadas para casos que apresentam variações pequenas no terreno com efeitos de escala, deslocamentos e rotação do terreno (ERDAS, 2008). Para evitar distorções na imagem foram selecionados os pontos de controle que se localizam em áreas livres de neve e gelo, devido as mudanças sazonais da cobertura de gelo e neve.

O co-registro (Tabela 2) das imagens foi realizado em todas as imagens do satélite LANDSAT e aquela do LANDSAT 8 (27/02/2015) foi usada como referência. O erro quadrático médio (RMSE) foi menor que 0,5, exceto para a imagem de 19/02/2001 que foi 0,7.

Para fazer o cruzamento dos dados em SIG, transformou-se o sistema de referência das imagens do satélite LANDSAT de WGS 1984 para WGS 984 UTM Zona 20 Sul.

Tabela 2: Co-registro das imagens do satélite LANDSAT

Data	RMSE	Desvio padrão	Pontos de controle
18/02/1986	0,47	0,251	17
17/01/1988	0,37	0,219	16
19/02/1989	0,27	0,125	22
18/02/1991	0,50	0,281	37
19/02/2001	0,79	0,329	10
02/02/2009	0,54	0,279	35
12/03/2011	0,38	0,177	68
25/11/2012	0,54	0,252	16
08/02/2014	0,30	0,137	19

Uma imagem com composição colorida é formada a partir da combinação de 3 bandas espectrais. Foram selecionadas para as composições coloridas as bandas 5/4/2 para as imagens dos satélites LANDSAT 4, 5 e 7 e as bandas 6/5/3 para as composições coloridas das imagens do LANDSAT 8. A banda 6 no infravermelho médio no OLI é representada pela banda 5 no TM, a banda 5 (infravermelho próximo) representa a banda 4 no TM. Essas duas bandas são recomendadas para a detecção de neve (JENSEN, 2009).

Foram usadas técnicas de fusão de imagens, possibilitando unir a melhor resolução espacial da banda pancromática com a melhor resolução espectral das demais bandas, assim produzindo uma imagem colorida com ambas características (FONSECA, 2000). O método *Pansharpening* funde imagens adquiridas simultaneamente pelo mesmo sensor ou provenientes de diferentes sensores (LEONARDI *et al.*, 2009). Este método preserva as características espectrais da imagem, produzindo assim resultados superiores aos demais métodos. Também a média, o desvio padrão e o formato do histograma para cada canal são preservados aproximadamente (ZHANG, 2002). O *pansharpening* foi aplicado nas imagens LANDSAT 8 de 08/02/2014, 27/02/2015 e 13/01/2016. A fusão foi realizada entre as bandas 6/5/3 e a banda 8 do LANDSAT 8 do sensor OLI.

Foi aplicada a transformação de imagens RGB para IHS (*Hue, Saturation, Intensity*) para melhor delimitação da frente das geleiras, a qual consiste em projetar as informações das cores representadas no espaço RGB para o conjunto de eixos de medição de cores do IHS (CROSTRA, 1992). No IHS as cores são definidas por três atributos

(intensidade, matiz e saturação), ao invés de três quantidades de cores primárias. Os três parâmetros podem ser analisados e modificados separadamente, ao contrário do sistema RGB (CROSTRA, 1992). Pode-se também combinar imagens de diferentes sensores e resoluções espaciais (SANTOS *et al.*, 2010). O sistema IHS apresenta as cores com tonalidades mais próximas daquela utilizadas pela visão humana, pois os tons apresentam intensidade que representa o brilho ou a energia total da imagem, matiz que representa o comprimento de onda dominante da cor e saturação representando a pureza da cor (SANTOS *et al.*, 2010).

3.4.3 Análise de tendência e verificação de correlações quantitativas

Primeiramente foi determinada a existência de tendências no comportamento da temperatura anual média do ar na estação Vernadsky desde a década de 1960. A existência de relações entre essa temperatura e variações na extensão da frente das geleiras foi verificada por análise estatística (determinação do coeficiente de correlação de Pearson).

3.4.4 Análise comparativa das mudanças ambientais

Foi realizada a análise das possíveis diferenças de sensibilidade das duas geleiras às mudanças ambientais. Foram discutidas as possíveis relações entre diferenças de variação de área com as características topomorfológicas, entre outras, como área e altitude de linha de neve, orientação de fluxo, declividade e altimetria e configuração do término. Foi analisado com base no dado de 1956 se as condições de término das geleiras envolviam a presença de plataforma marinha flutuante comparando-se com a condição de término atual.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta os produtos gerados pela caracterização morfométrica e morfológica das bacias das geleiras Drummond e Widdowson. Foram mapeadas variações das frentes das duas geleiras para uma análise de tendência anual e verificação de correlações entre elas e com geleiras localizadas na PA. Também fez-se uma análise comparativa das possíveis diferenças de sensibilidade das duas geleiras às mudanças ambientais.

4.1 Características morfométricas e morfológicas das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson

A partir do mapeamento das bacias de drenagem, foi determinada a área total 422,47 km² e 178,29 km² das geleiras Drummond e Widdowson, respectivamente. A bacia da geleira Widdowson atinge a elevação máxima de 2.254 m, elevação média de 1.427 m com desvio padrão de 602 m, já a bacia da geleira Drummond, apesar de possuir área e elevação máxima maior (2.377 m), apresenta uma elevação média menor (1.419 m e com desvio padrão 538 m).

A análise do mapa hipsométrico (Figura 9 e Tabela 3) mostra que as classes com maiores áreas são 1.401 a 1.700 m e 1.701 a 2.000 m e representam, respectivamente, 23,49% e 46,09% da área total da bacia da geleira Drummond, e 18,38% e 45,68% dessa área da geleira Widdowson. As maiores elevações (2.001 a 2.330 m) ocorrem nos picos das montanhas que circundam a duas geleiras ou no platô Avery, representando 5,73% da área total. A bacia da geleira Drummond apresenta 56,24 km² (13,24% da área total) com elevações entre 0 a 600 m nas proximidades da sua frente, já a bacia da geleira Widdowson possui uma área menor (28,45 km², 11,55% da área total) para a mesma classe de elevação.

Os resultados vão ao encontro de estudos realizados por Cook *et al.* (2014), os quais destacam que a PA possui uma cadeia de montanhas que atinge elevações acima de 2.500 m, apresenta platôs centrais e elevada declividade em direção as plataformas de gelo que a circundam. As maiores elevações (2.001 a 2.330 m) nas bacias das duas geleiras analisadas foram encontradas junto aos *nunatacks* as que circundam ou no platô Avery. As maiores declividades das duas bacias, escarpada e montanhosa, também se localizam nesses *nunatacks* (Figura 9).

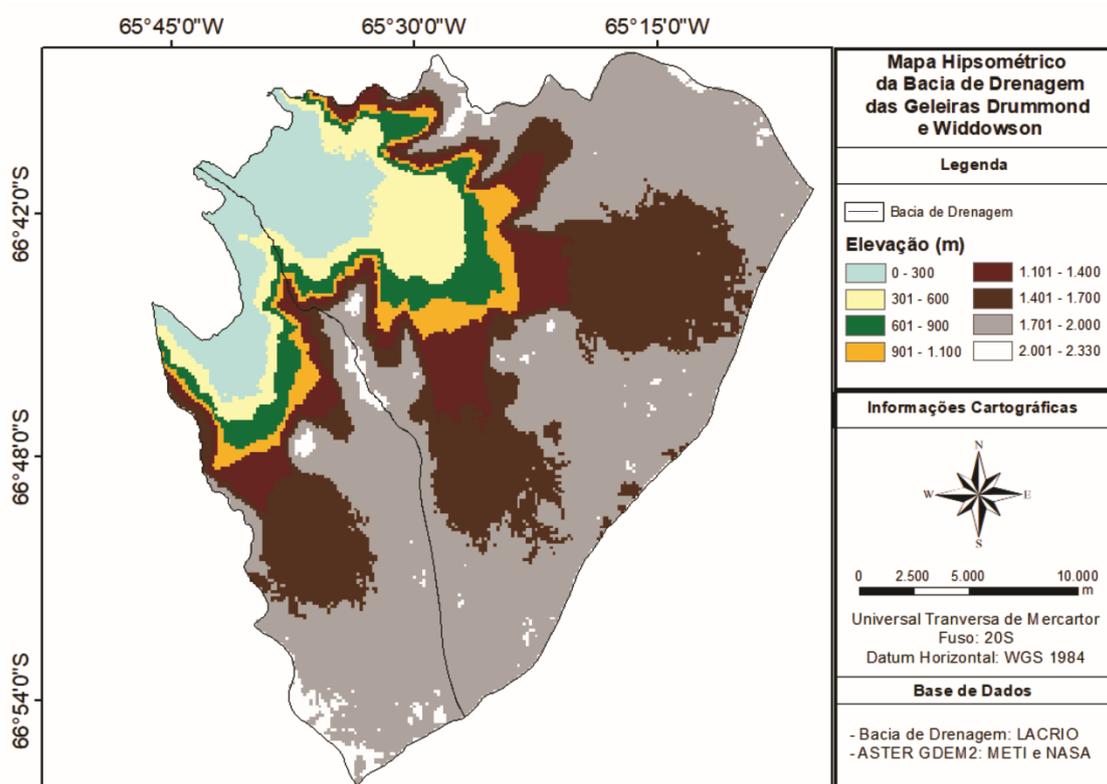


Figura 9: Mapa Hipsométrico das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.

Tabela 3: Áreas absolutas e relativas das classes do mapa hipsométrico da bacia de drenagem da geleira Drummond e Widdowson.

HIPSOMÉTRICO	DRUMMOND		WIDDOWSON	
Elevação (m)	Área (km ²)	Área (%)	Área (km ²)	Área (%)
0 – 300	28,17	6,70	19,16	10,76
301 – 600	28,30	6,73	9,06	5,09
601 – 900	22,41	5,33	9,93	5,58
901 – 1100	28,23	6,71	10,36	5,82
1101 – 1400	40,47	9,63	11,76	6,61
1401 – 1700	48,54	11,55	23,90	13,43
1701 – 2000	93,92	22,35	40,34	22,66
2001 – 2330	90,30	21,48	31,26	17,56

As maiores declividades encontram-se nas escarpas das montanhas que circundam as duas geleiras ou picos chamados *nunatacks*, apresentando um relevo escarpado (classe maior que 75% de declividade) e montanhoso (classe 45 a 75% de declividade), essas classes representam 26,7% da área de estudo. A bacia de drenagem da geleira Drummond possui 191 de declividade máxima e declividade média inferior (21%) já a Widdowson atinge 154 de declividade máxima, mas possui 23% (Figura 10 e Tabela 4).

A bacia de drenagem da geleira Widdowson apresenta declividade fortemente ondulada (classe 20 a 45%) e montanhosa (classe 45 a 75%), representando um total de

29,39%. Essas classes possuem característica cascadeada e predominam na região medial da geleira, entre 400 m a 1.200 m de elevação, aproximadamente. Já na sua porção mais frontal (elevação de 0 até 350 m), a geleira é plana (classe 0 a 3%), ou suavemente ondulada (classe 3 a 8%). Essas classes representam 27,04 % da área total.

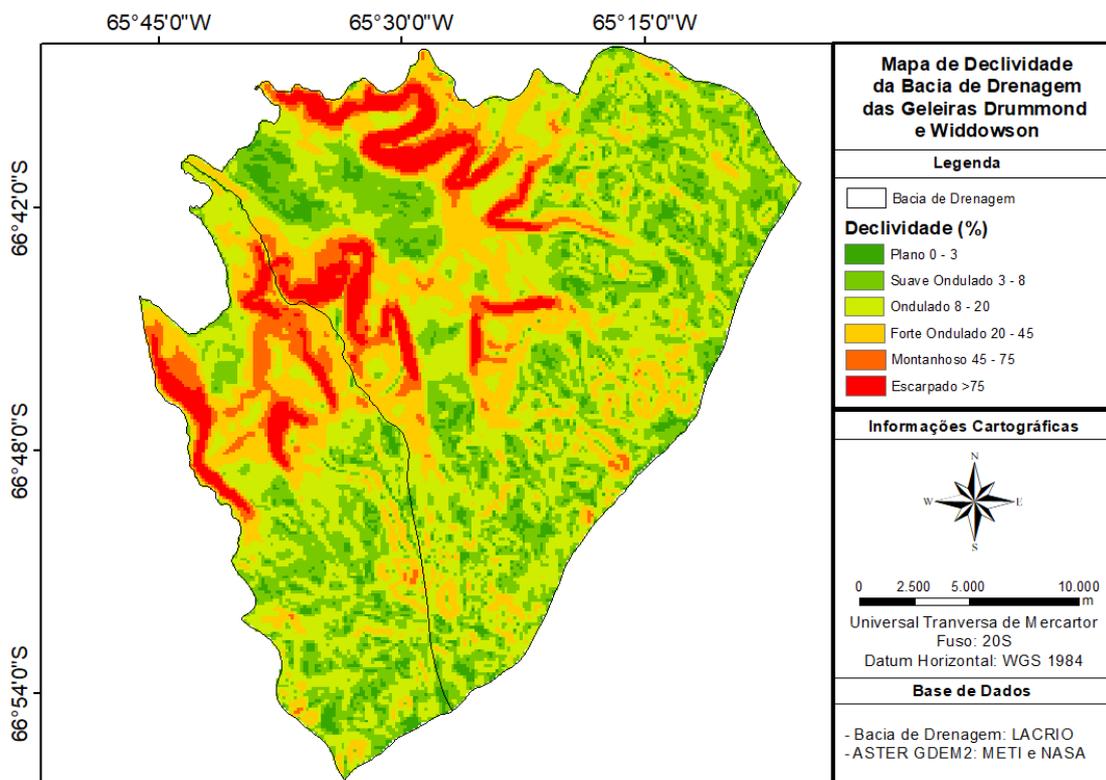


Figura 10: Mapa de declividade da bacia de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.

Nas áreas de maior elevação da geleira Drummond predominam classes de declividade planas, suavemente onduladas, onduladas, e fortemente onduladas. As classes fortemente ondulado e montanhoso representam 25,1% da área total da geleira Drummond. Comparativamente, essa geleira também apresenta maiores declividades na sua região medial (elevação entre 400 e 1.200 m), porém menor declividade do que na geleira Widdowson. A Drummond apresenta declividade plana na área frontal e é suavemente ondulada entre 0 a 600 m de elevação. Na parte mais elevada predominam as declividades planas a onduladas e algumas regiões fortemente onduladas nas partes mais elevadas da bacia da geleira Widdowson.

A geleira Drummond tem fluxo SE/NO conforme o mapa de orientação, enquanto que a Widdowson apresenta SSE/NNO. Os resultados concordam com Cook *et al.* (2014) para as geleiras da PA, que ressalta a predominância de orientação para Oeste e Leste.

Tabela 4: Áreas absolutas e relativas das classes do mapa de declividade da bacia da geleira Drummond e Widdowson.

DECLIVIDADE		DRUMMOND		WIDDOWSON	
Tipo de relevo	%	Área (km ²)	Área (%)	Área (km ²)	Área (%)
Plano	0 – 3	24,64	5,86	8,44	4,74
Suave ondulado	3 – 8	103,13	24,54	39,68	22,30
Ondulado	8 – 20	159,84	38,03	66,61	37,43
Forte ondulado	20 – 45	83,43	19,85	36,47	36,47
Montanhoso	45 – 75	22,05	5,24	15,81	8,88
Escarpado	>75	27,08	6,44	10,89	6,12

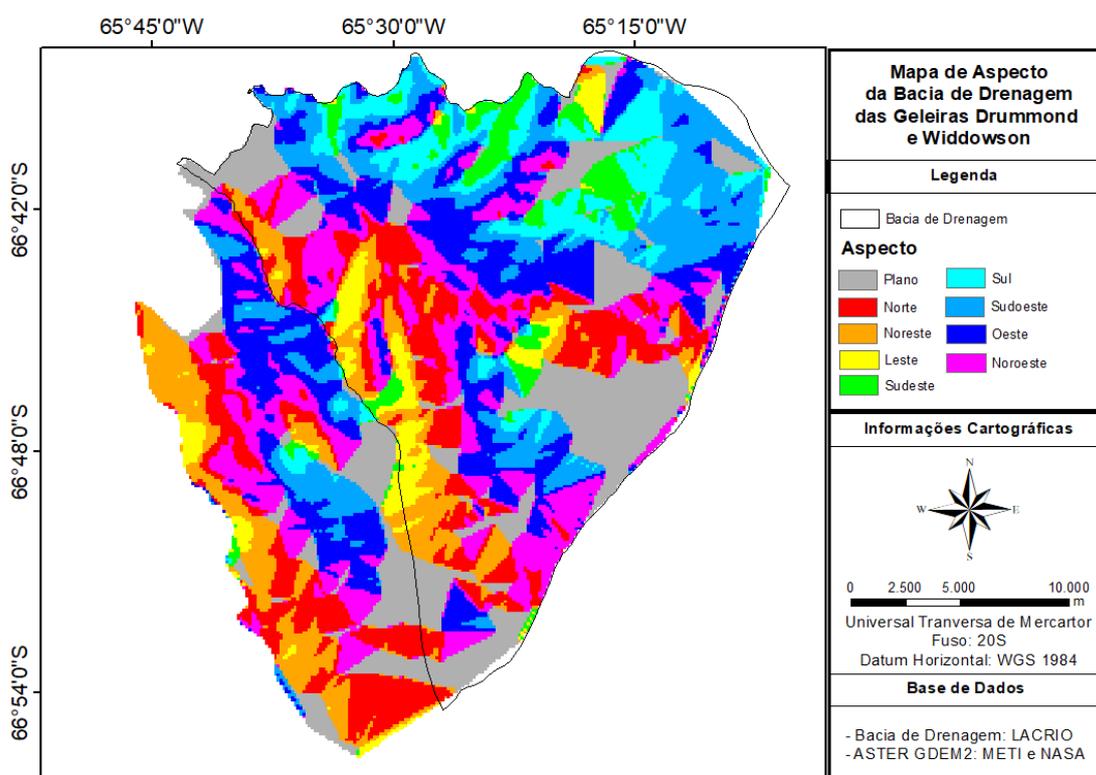


Figura 11: Mapa de aspecto das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.

Conforme dados do mapa de aspecto (Figura 11 e tabela 5), na geleira Drummond predomina a orientação Oeste (14,84%) e Noroeste (14,45%) e com áreas planas (17,38%) acima de 1.400 m e abaixo de 400 m. No platô da geleira, há predominância de fluxo para Leste (3,99%), Sudeste (5,23%), Sul (9,46%), Sudoeste (15,33%), Norte (12,25%) e Noroeste. Os fluxos confluentes, a Nordeste, para a parte central da geleira possuem orientações predominantes para Noroeste, Oeste e Sudoeste, as localizadas a Sudoeste possuem orientação similar à geleira principal.

Tabela 5: Áreas absolutas e relativas das classes do mapa de aspecto da bacia da geleira Drummond e Widdowson.

ASPECTO	DRUMMOND		WIDDOWSON	
	Área (km ²)	Área (%)	Área (km ²)	Área (%)
Plano	71,72	17,38	25,08	22,56
Norte	26,71	12,25	20,39	19,86
Nordeste	28,98	7,02	31,05	17,85
Leste	16,46	3,99	6,01	3,45
Sudeste	21,61	5,23	1,47	0,84
Sul	39,04	9,46	2,05	1,18
Sudoeste	63,27	15,33	16,23	9,33
Oeste	61,25	14,84	30,21	17,30
Noroeste	59,62	14,45	27,25	15,66

Na geleira Widdowson predomina a orientação de fluxo para noroeste (17,85%), oeste (17,36%) e norte (19,86%). Acima de 7 km de distância da frente da geleira em áreas com elevação aproximada de 2.000 m, há fluxo de gelo orientado para o sul, devido a presença de uma formação rochosa. No platô e próximo à frente da geleira ocorrem áreas planas (22,56%).

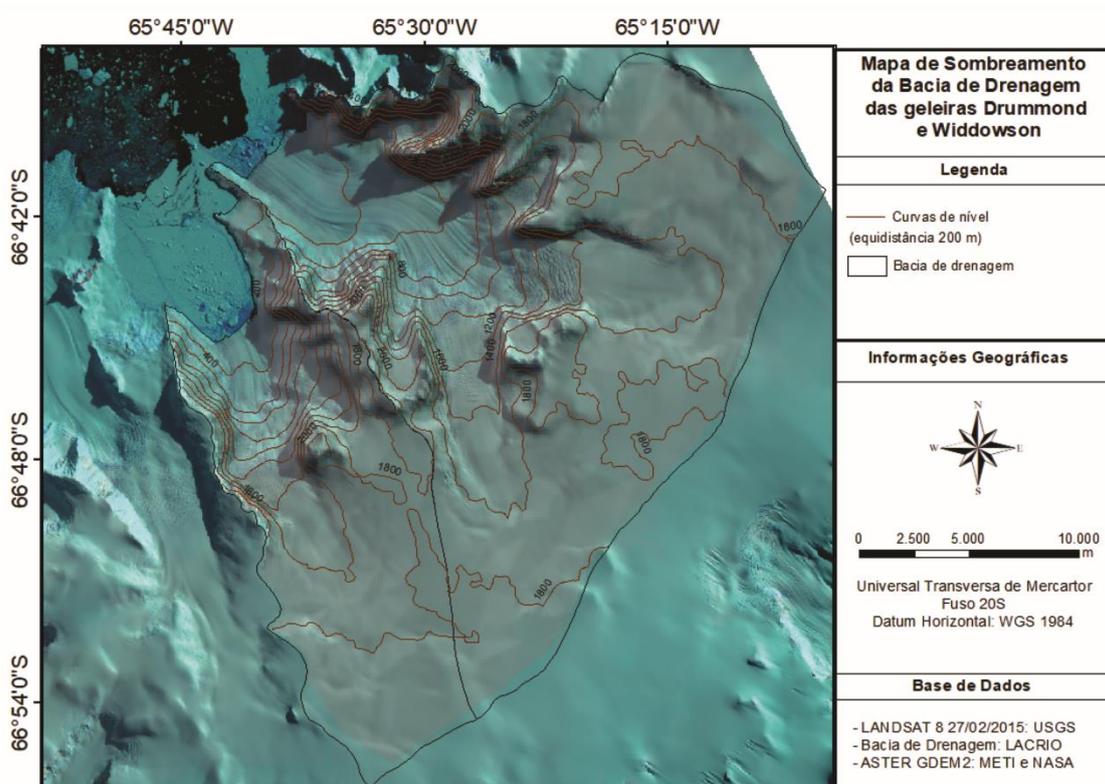


Figura 12: Mapa de sombreado e curva de nível, com equidistância de 200 m, das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.

A morfologia superficial na área de estudo pode ser observada no modelo de sombreamento analítico, assim como as curvas de nível com equidistância de 200 m (Figura 12). O mapa de sombreamento mostra as declividades nas bacias, principalmente as áreas planas na parte frontal da geleiras (entre 0 a 400 m de elevação), os *nunatacks* no entorno das geleiras, o platô Avery e a região medial da geleira, parte cascadeada, entre 400 m a 1.200 m de elevação.

Segundo a análise da forma das bacias, a geleira Drummond uma bacia composta (Figura 13B) e a geleira Widdowson uma bacia simples (Figura 13A). Bacia simples constitui por somente uma, sem tributários. Bacia composta é formada por duas ou mais bacias de acumulação que drenam para uma única geleira (RAU *et al.*, 2005). As duas bacias investigadas apresentam características frontais de geleira de desprendimento e de maré (Figura 13D). Geleira de desprendimento é aquela que termina no mar/lago e forma icebergs e grunhões pelo desprendimento de gelo. Geleira de maré ou flutuante é uma geleira que termina no mar/lago e sua frente está flutuando (RAU *et al.*, 2005). As duas também possuem características longitudinais regular (Figura 13E) ou moderadamente suavizada, a Widdowson é cascadeada entre 400 m e 1400 m e a geleira Drummond entre 600 e 1400 (Figura 13F), com uma série de degraus com muitas fendas ao longo do perfil central da geleira.

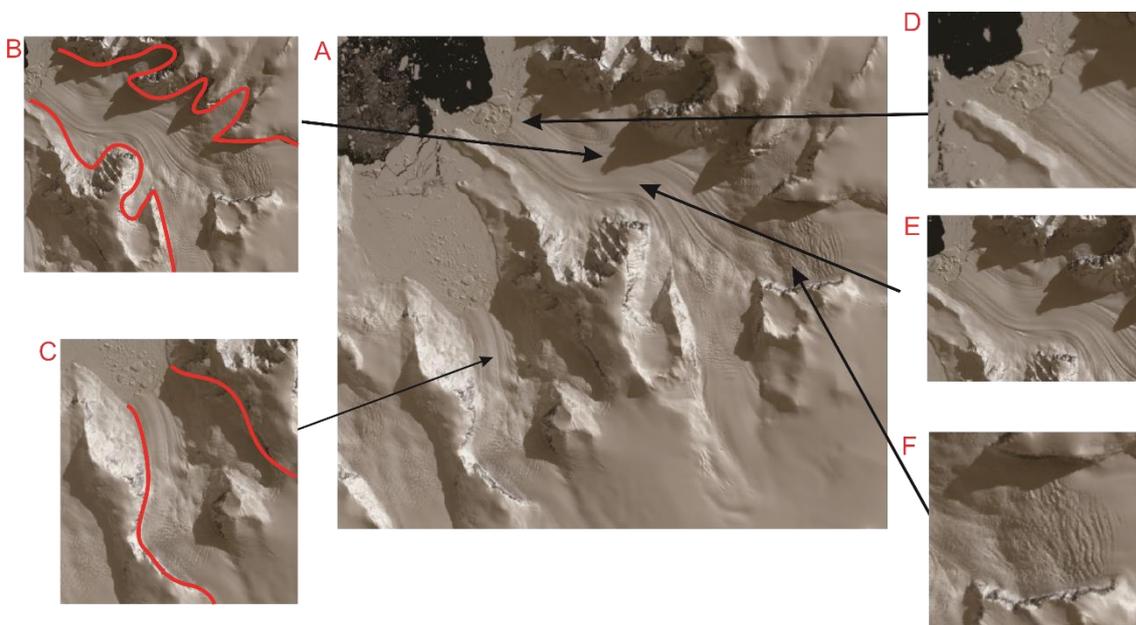


Figura 13: (A) Geleiras Drummond e Widdowson na imagem LANDSAT de 27/02/2015; (B) geleira com bacia composta (imagem 12/30/1999); (C) geleira com bacia simples; (D) geleira de desprendimento e de maré; (E) geleira com característica longitudinal regular e (F) geleira com característica longitudinal cascadeada.

A aplicação do índice de filtragem espacial de frequência *Sobel* 30% nas imagens LANDSAT 8 27/2015, NDGI e NDSII, possibilitou a identificação de morainas laterais e centrais na geleira Drummond e morainas laterais na geleira Widdowson (Figura 14). As morainas mediais na geleira Drummond estão entre os dois maiores fluxos, apresentam uma curvatura resultante da direção de fluxo, predominante para Oeste e Noroeste e é originando-se pela concentração longitudinal de detritos na superfície do gelo. As morainas laterais são observadas nas zonas de neve úmida e gelo exposto.

As duas geleiras não possuem cobertura superficial de sedimentos, ou seja, sem a presença de grande quantidade de fragmentos de detritos na superfície, ou seja, possuem gelo limpo.

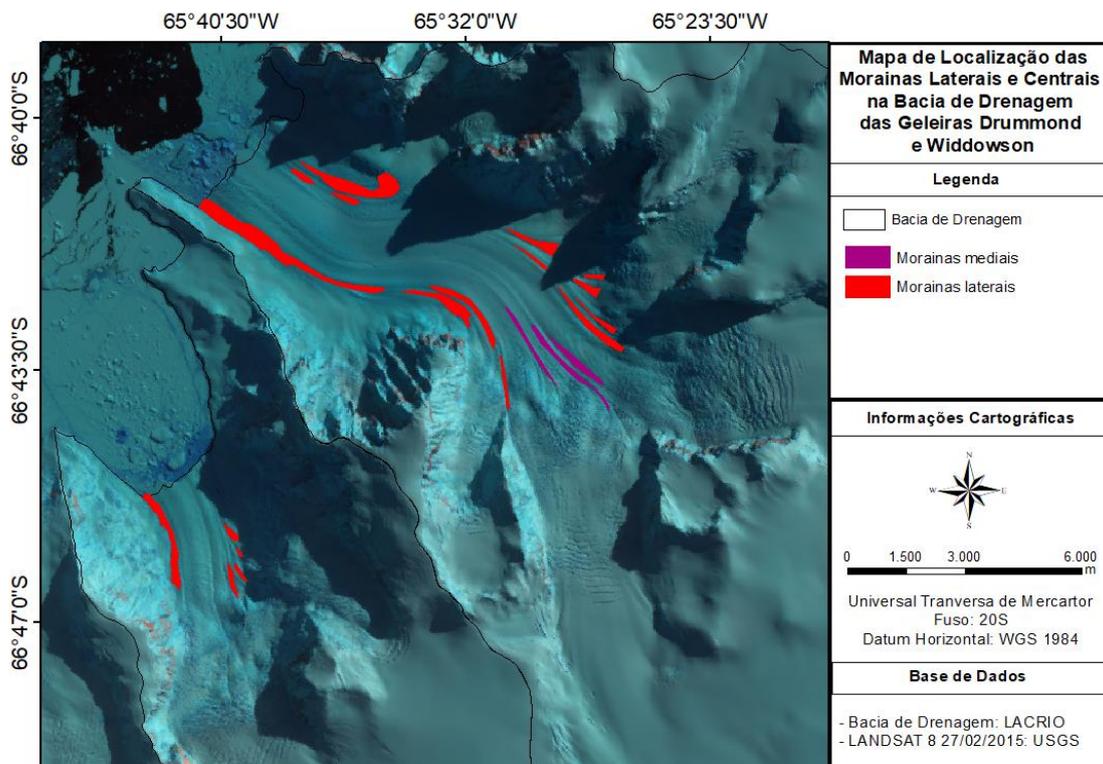


Figura 14: Mapa de localização das morainas mediais e laterais nas bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson.

4.2 Zonas superficiais de radar e altitude de linha de neve nas bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson

A análise das zonas superficiais das geleiras foi realizada com verificação dos valores de retroespalhamento apresentados na imagem do satélite Sentinel-1 de 27/02/2016. Traçou-se 2 perfis transversais para obtenção dos valores de retroespalhamento de todas as zonas de RADAR das duas geleiras (Figura 15 e Tabela

6). Os valores de retroespalhamento registrados estão de acordo com os valores encontrados por Rau *et al.* (2000), Arigony-Neto *et al.* (2007), Mendes-Junior (2011) em outras áreas da PA. Os limiares encontrados correspondem as zonas de radar relacionadas as características meteorológicas do período da imagem.

O perfil longitudinal da geleira Widdowson na imagem (Figura 15) Sentinel -1 (27/02/2016) indica que entre os limiares A a B encontra-se uma pequena área de gelo exposto, localizada entre 30 m a 200 m de elevação, aproximadamente. Entre B e C, os valores de retroespalhamento caracterizam uma zona de neve úmida que se localizada entre 200 e 600 m de elevação. A região que vai de C a D (entre 600 e 1.600 m de elevação) apresenta um alto retroespalhamento e indica p uma zona de percolação. Já entre D e E o retroespalhamento indica uma zona de neve seca, entre 1.600 a 1700 m de elevação.

Tabela 6: Elevação máxima dos limiares das zonas de radar na imagem Sentinel-1 de 27/02/2016 nas áreas das bacias de drenagens Drummond e Widdowson.

Limiares/zonas	Elevação máxima Geleira Drummond (m)	Elevação máxima Geleira Widdowson (m)
A-B (Gelo exposto) e ALN	100	200
B-C (Neve Úmida)	400	600
C-D (Percolação)	±1.500	1.600
D-E (Neve Seca)	±1.600	±1.700

O perfil longitudinal gerado para a geleira Drummond na imagem (Figura 15) Sentinel-1 (27/02/2016) demonstra que entre A e B encontra-se uma pequena zona de gelo exposto, como na geleira Widdowson, porém em elevação menor (entre 30 m e 100 m aproximadamente). Entre B e C, a geleira apresenta uma maior extensão de zona úmida (entre 100 m e 600 m de elevação), comparativamente à geleira Widdowson, provavelmente por seu maior comprimento longitudinal. Entre C e D, conforme os valores de retroespalhamento, existe uma extensa zona de percolação, aproximadamente entre 600 m e 1600 m de elevação. No topo da geleira, entre D e E, encontra-se a zona de neve seca, de 1.600 m a 1.700 m de elevação.

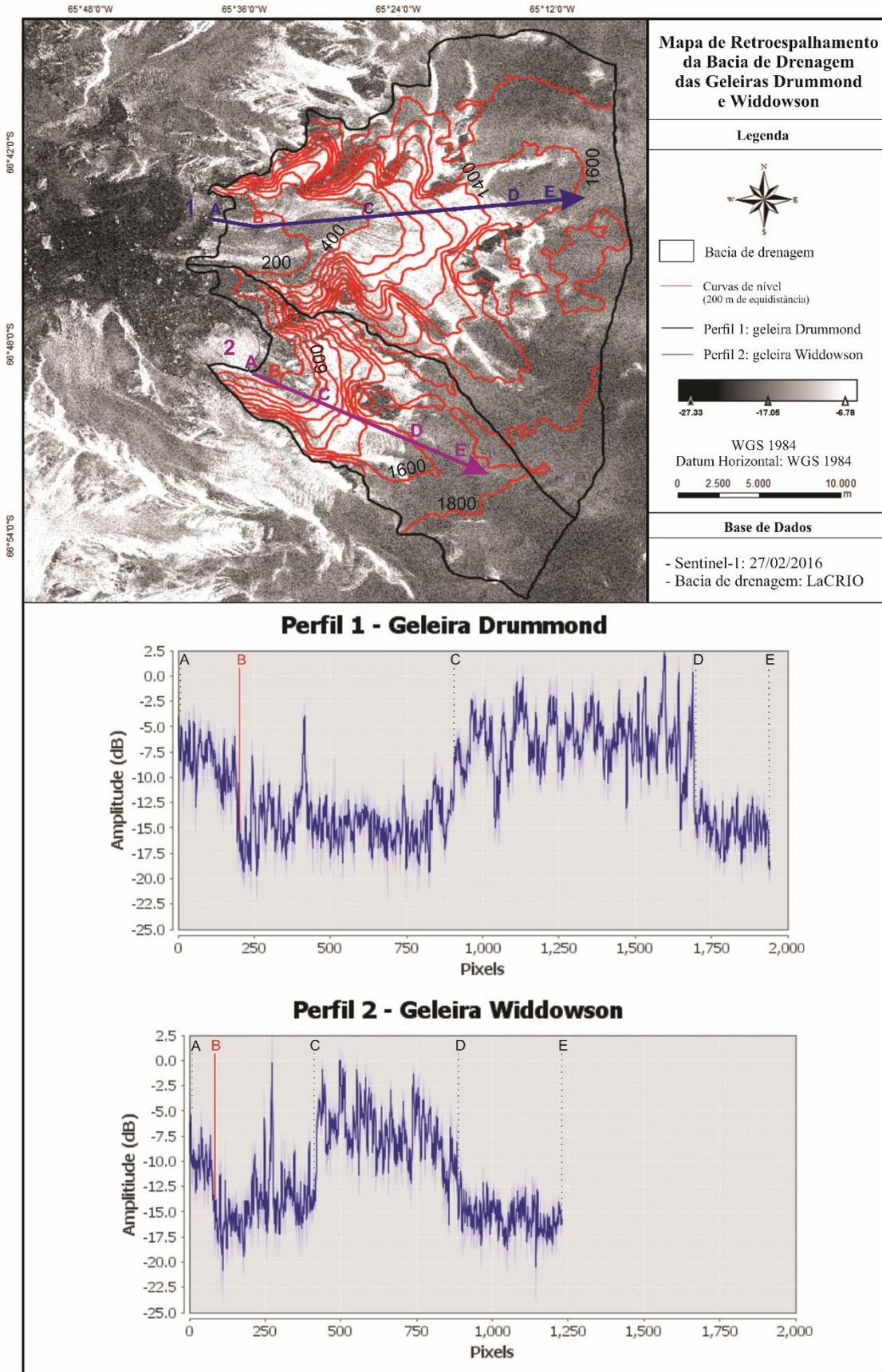


Figura 15: Mapa de retroespalhamento das bacias das geleiras Drummond e Widdowson. Os perfis 1 e 2 permitem identificar baseado nos valores de retroespalhamento (em dB) os seguintes limites dessas bacias: A) gelo exposto, B) neve úmida, C) percolação e D) neve seca.

Picos de altos valores de retroespalhamento, cor cinza claro, nos dois perfis representam regiões de morainas. Já picos de baixo valor de retroespalhamento representam regiões com fendas na geleira, cor cinza escuro. Segundo Jensen (2009) o retroespalhamento de radar depende principalmente do comprimento de onda. Uma área com baixa rugosidade superficial apresenta um retorno pequeno de energia para a antena e resultará em cor cinza escura na imagem de RADAR. As fendas são observadas principalmente no setor de percolação e as morainas no setor de neve úmida e gelo exposto. As fendas são formadas pela deformação interna do gelo quando existe diferença de fluxo entre diferentes partes de uma geleira (HAMBREY, 1994).

A partir dos valores de retroespalhamento dos dois perfis (Figura 12) é possível identificar a linha de neve nas duas geleiras, entretanto não foi possível mapear visualmente a linha de neve nas imagens de forma contínua. A elevação máxima da linha de neve encontra-se nas duas geleiras a 200 m de elevação (dados obtidos do MDE). Este limiar foi identificado entre a zona de gelo exposto e a zona de neve úmida.

4.3 Variações das frentes e na área das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson

As frentes das duas geleiras retraíram nos últimos 58 anos (Figura 16). Entre 1957 e 2015 a geleira Widdowson perdeu $36,03 \pm 0,03 \text{ km}^2$ (ou 16,81% de sua área total em 1957), já a Drummond perdeu $18,84 \pm 0,03 \text{ km}^2$ (4,26% de sua área total no mesmo ano).

A geleira Drummond (Figura 17) possuía uma área de $441,31 \text{ km}^2$ em 1957 e em 1974 era de $424,91 \pm 0,03 \text{ km}^2$ (Tabela 7), ou seja, teve uma perda de $16,4 \pm 0,03 \text{ km}^2$ no período. Esse foi o período com maior perda de área total nessa geleira, uma variação de área de 3,71 %. Entre 1974 a 1989 a geleira perdeu $2,19 \pm 0,03 \text{ km}^2$, que representa 0,49 % da área total de 1957. Entre 1989 e 2001 ocorreu a segunda maior perda ($2,34 \pm 0,03 \text{ km}^2$), representando 0,22% da área total. Entre 2001 a 2015 ela ganhou $0,74 \pm 0,03 \text{ km}^2$, correspondendo a 0,16% da área total de 1957. Assim, registrou em 2015 uma área total de $422,47 \text{ km}^2$ (considerando toda a bacia de drenagem, que envolve montanhosas livres de gelo).

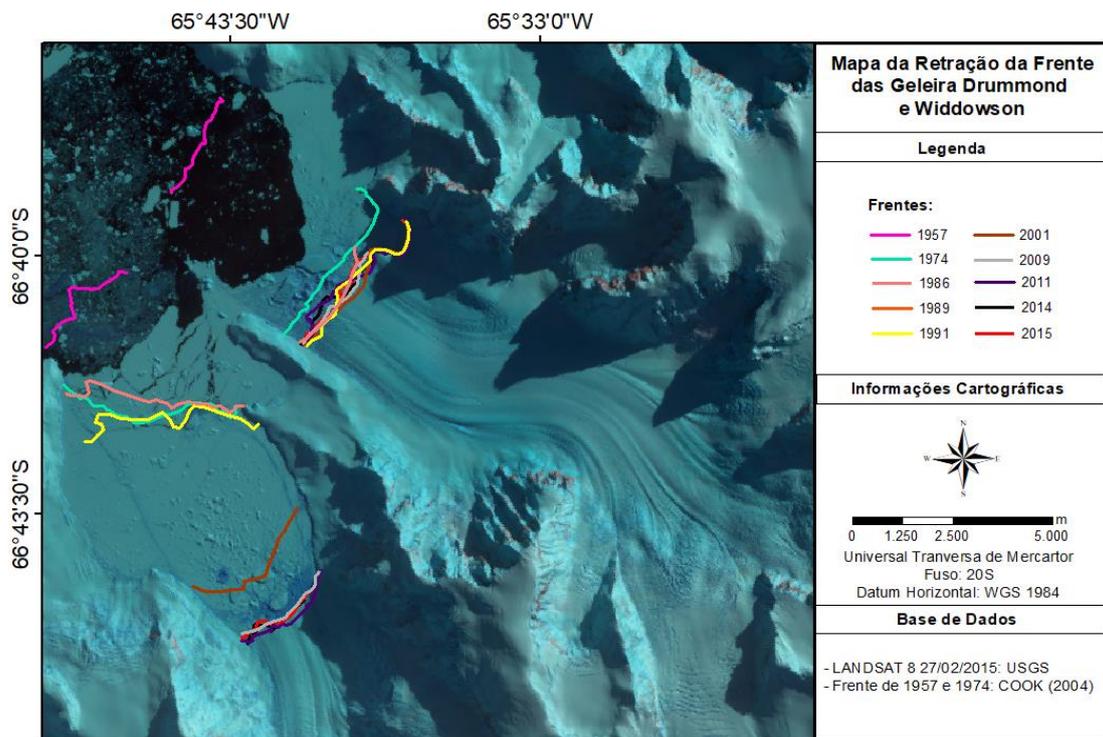


Figura 16: Variação das frentes das bacias das geleiras Drummond e Widdowson entre 1957 e 2015.

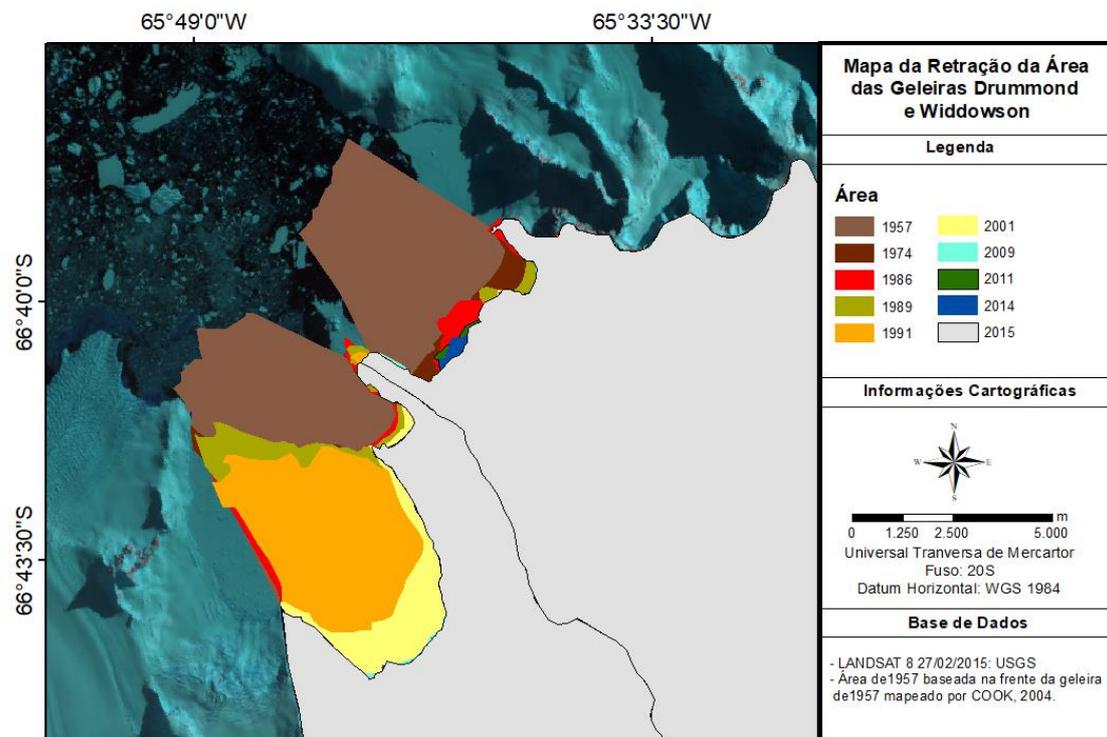


Figura 17: Variação de área das bacias das geleiras Drummond e Widdowson entre 1957 e 2015.

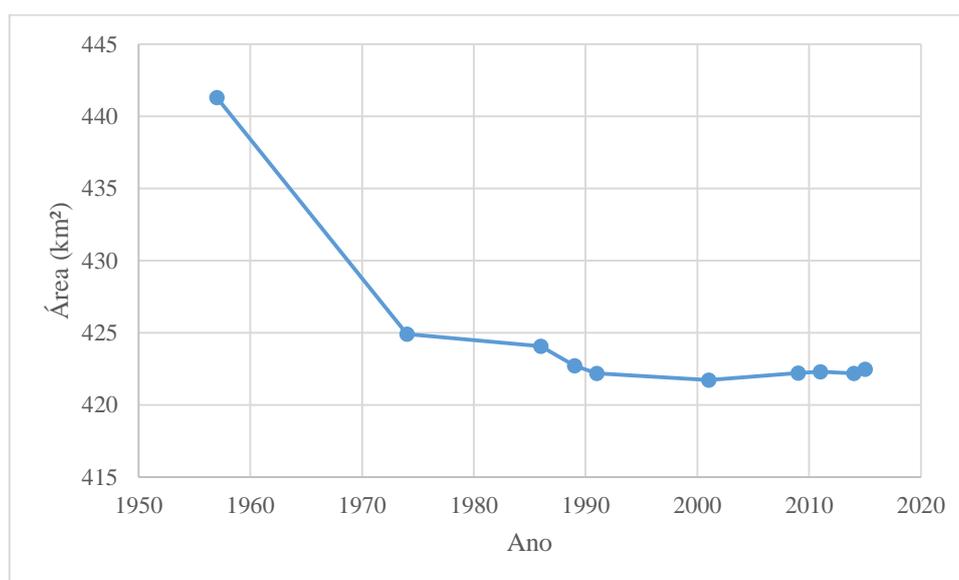
O Gráfico 1 abaixo mostra a tendência de diminuição de área, entre 1957 e 2015, na bacia de drenagem da geleira Drummond, ocasionado pela retração da frente da

geleira. A geleira teve sua maior retração entre 1957 e 1975, mantendo-se praticamente estável, desde 1990.

Tabela 7: Variação de área da bacia da geleira Drummond 1947-2015

Ano	Área total (km ²)	Período	Variação de área (km ²) no período	Variação de área (%) em relação a 1957 no intervalo de anos
1957	441,31	1957–1974	-16,40	-3,71
1974	424,91			
1986	424,07	1974–1989	-2,19	-0,49
1989	422,72			
1991	422,19	1989–2001	-0,99	-0,22
2001	421,73			
2009	422,20	2001–2011	+0,56	+0,12
2011	422,29			
2014	422,19	2011–2015	+0,18	+0,04
2015	422,47			
Perda total de área		1947–2015	-18,84	-4,26

Gráfico 1: Variação de área da bacia da geleira Drummond entre 1957 a 2015.



A geleira Widdowson (Figura 17) possuía em 1957 uma área total de $214,32 \pm 0,03 \text{ km}^2$ e em 1974 a área era de $200,46 \pm 0,03 \text{ km}^2$ (Tabela 8), ou seja, a segunda maior perda de área ocorreu entre essas duas datas ($13,86 \pm 0,03 \text{ km}^2$), representando 6,46% da área total de 1947. Ela perdeu entre 1974 e 1989 somente $0,94 \pm 0,03 \text{ km}^2$, representando 0,43 % da área total de 1957. Já entre 1989 e 2001 ocorreu a maior perda ($17,98 \pm 0,03 \text{ km}^2$), representando 8,38% da área total de 1957. Entre 2001 e 2011, essa geleira perdeu mais $5,53 \pm 0,03 \text{ km}^2$, correspondendo a 2,58% no período. Entre 2011 e 2015 ganhou

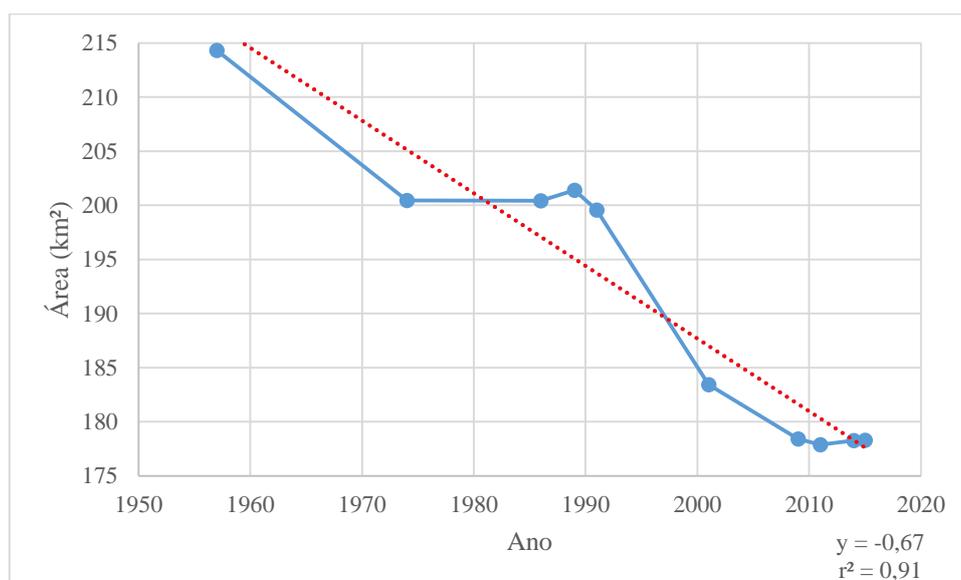
uma pequena área ($0,04 \pm 0,03 \text{ km}^2$), correspondendo a 0,18% da área total de 1957. Assim, registrou uma área total de $178,29 \text{ km}^2$ em 2015 (considerando toda a bacia de drenagem, que envolve montanhas livres de gelo).

Segundo o gráfico 2, a bacia de drenagem da geleira Widdowson apresentou uma clara tendência de diminuição de área entre 1957 e 2015, com $r^2 = 0,91$. A geleira teve suas maiores perdas de área entre 1957 e 1986 e 1989 e 2001. A partir de 2011 a frente dessa geleira aparentemente estabilizou.

Tabela 8: Variação de área da bacia da geleira Widdowson 1947-2015.

Ano	Área total (km ²)	Período	Variação de área (km ²) no período	Variação de área (%) em relação a 1957 no intervalo de anos
1957	214,32	1957–1974	-13,86	-6,46
1974	200,46			
1986	200,43	1974–1989	-0,94	-0,43
1989	201,40			
1991	199,58	1989–2001	-17,98	-8,38
2001	183,42			
2009	178,42	2001–2011	-5,53	-2,58
2011	177,89			
2014	178,26	2011–2015	+0,40	+0,18
2015	178,29			
Perda total de área		1947–2015	-36,03	-16,81

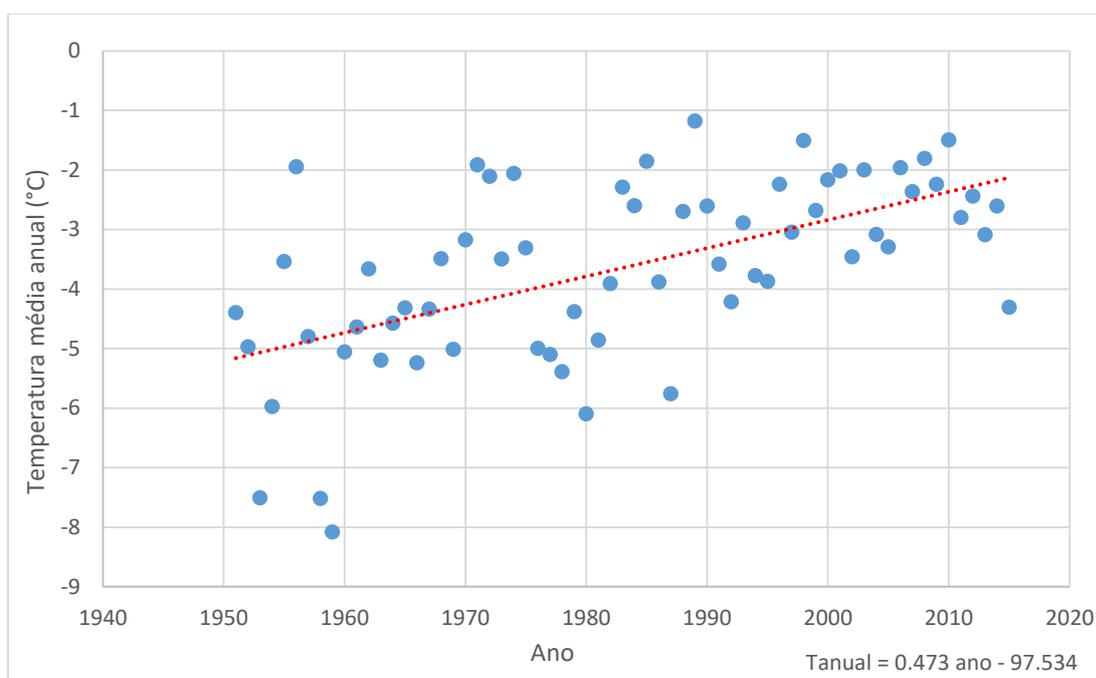
Gráfico 2: Variação de área da bacia da geleira Widdowson entre 1957 a 2015.



4.4 As bacias das geleiras Drummond e Widdowson e as recentes mudanças ambientais na Península Antártica

A frente das duas geleiras retraiu nos últimos **58 anos**, concomitante ao aumento de temperatura de $0,047^{\circ}\text{C}$ por ano (1951 a 2015), na região conforme evidenciado pela análise dos dados da estação Vernadsky. No período, a amplitude térmica entre os meses de inverno e verão diminuiu (Gráfico 4). Mais importante para o balanço de massa das geleiras e possivelmente relacionado à retração nas últimas décadas, a temperatura média no mês de janeiro ficou acima de 0°C a partir da década de 1970 na mesma estação (CARRASCO *et al.* 2013), ou seja, ocorreu o aumento de dias com derretimento, pelo menos nas áreas mais baixas das geleiras.

Gráfico 3: Temperatura média anual na estação Vernadsky entre 1951 e 2015. Fonte dos dados: BAS.



Segundo Toggweiler *et al.* (2006), os ventos de oeste são considerados como uma importante forçante para o aquecimento na PA. Esse aquecimento é impulsionado pelo aumento das concentrações de gases de efeito estufa que, entre outras questões, fortalece a Oscilação Anular Antártica (THOMPSON e WALLACE, 2000; WANG *et al.*, 2012) deslocando os ventos de oeste para o sul e permitindo a entrada de massas de ar mais quente na PA (CARRASCO, 2013). Dados recentes demonstraram que o ENOS, em uma

escala menor que 10 anos, pode também afetar a costa oeste da PA (BENTLEY *et al.*, 2009) e pode estar relacionado com a tendência de retração observada.

As análises dos dados de temperatura corroboram com o que ressaltam outros autores para a região, como MORRIS e VAUGHAN (2003), CARRASCO (2013) e IPCC (2014), os quais destacam que nos últimos 65 anos a PA apresentou tendência de aquecimento atmosférico, principalmente na região onde estão as estações Vernadsky (oeste da PA) e Rothera (sudoeste da PA). Segundo CARRASCO (2013), essas regiões registraram a maior tendência de aumento da temperatura média do ar comparado com a média global. Dados instrumentais mostram que o lado oeste tem apresentado maior aquecimento que o a região leste da PA, devido também a barreira topográfica (ENOMOTO e OHMURA, 1990; KING, 1994). Entretanto, não foi encontrada relação estatisticamente significativa entre o aumento da temperatura atmosférica média na estação Vernadsky e a redução da área total das geleiras Drummond (Gráfico 5) e Widdowson (Gráfico 6).

Gráfico 4: Amplitude anual da temperatura média na estação Vernadsky, entre 1951 e 2010. Fonte: Carrasco et al. (2013)

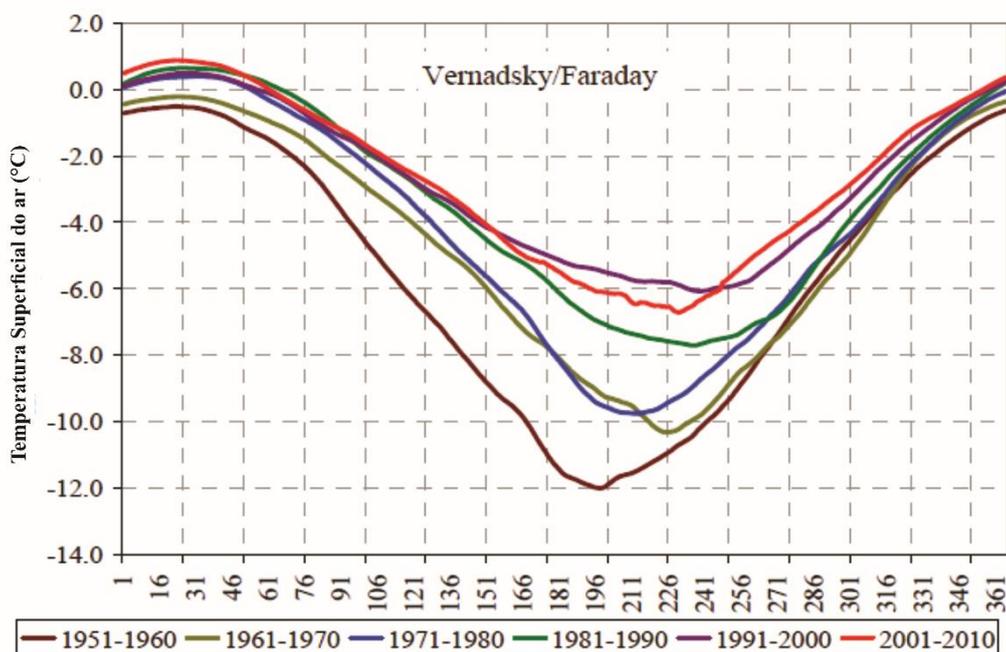


Gráfico 5: Variação da área total da geleira Drummond no período 1957–2015 em relação à variação da temperatura média anual na estação Vernadsky na Península Antártica.

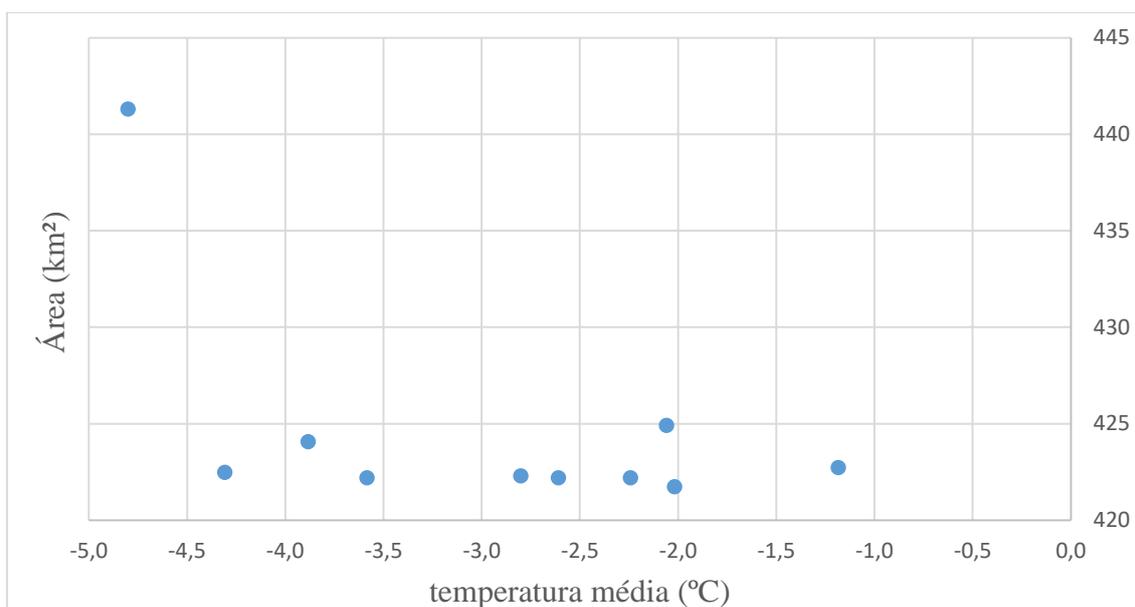
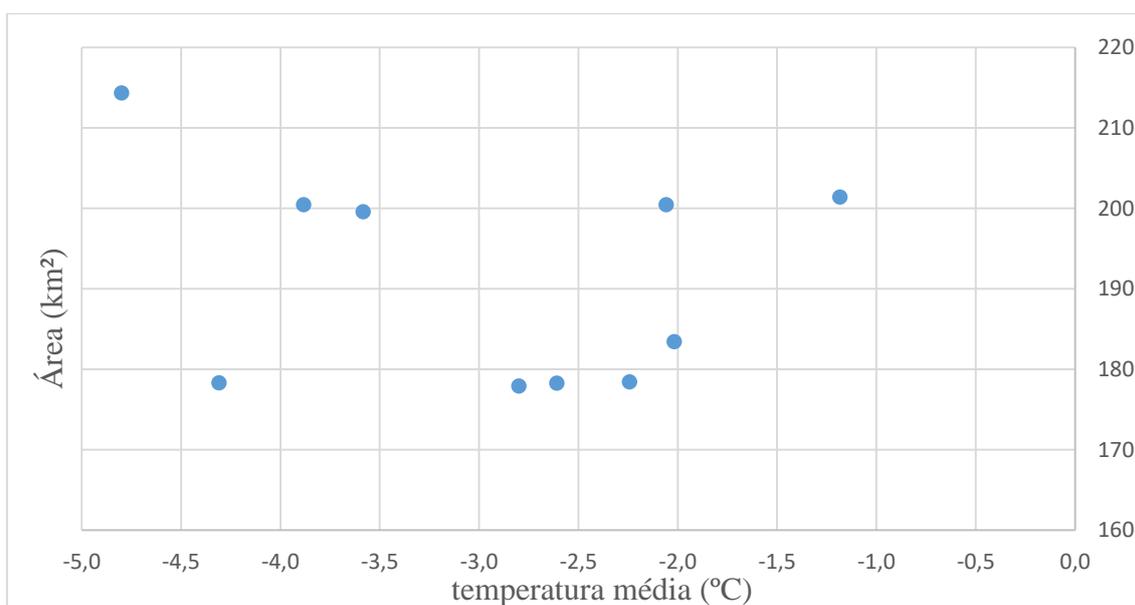


Gráfico 6: Variação da área total da geleira Widdowson no período 1957–2015 em relação à variação da temperatura média anual na estação Vernadsky na Península Antártica.



Segundo Cook et al. (2014) noventa por cento (90%) das 194 geleiras de maré analisadas no leste da PA tiveram uma rápida perda de área entre 1988 e 2001 (retração de 11%) e 79% retraíram entre 2001 e 2009 (retração de 3,3%). Quase na mesma época, entre 1986 e 2001, as geleiras Drummond e Widdowson tiveram as maiores perdas de área, 0,54% e 8,48%, respectivamente. As geleiras de maré a oeste da península Trinity permaneceram quase estáveis entre 1988 e 2009. Por outro lado, algumas geleiras na

mesma região e nas ilhas James Ross e Show Hill retraíram entre 2001 e 2009 (DAVIES *et al.*, 2012). Essa diferença regional nas taxas de retração pode ser atribuída ao gradiente de precipitação, ocasionado pelo aquecimento climático regional e padrões de ventos (VAUGHAN *et al.*, 2003).

Além do aquecimento atmosférico, a retração dessas geleiras podem estar relacionada ao aumento da temperatura superficial desta parte do oceano Austral a partir de 2000, especialmente entre os 100 e 300 m de profundidade, na região sudoeste da PA ocidental (COOK *et al.*, 2014). Também é observada redução interanual na duração do gelo marinho (de 1 a 2 dias por ano) na costa da PA, e nessa área existe uma correlação decadal entre a variação desse gelo e a temperatura atmosférica (VAUGHAN *et al.*, 2003). As recentes mudanças climáticas e alterações nas condições oceânicas levaram ao colapso de diversas plataformas de gelo na PA (RIGNOT *et al.*, 2004; SCAMBOS *et al.*, 2004),

Durante a última década, na parte sul do mar de Bellingshausen, ocorreu o rápido enfraquecimento das plataformas de gelo (PAOLO *et al.*, 2015 e WOUTERS *et al.*, 2015) e suas geleiras tributárias, ocasionadas por alterações no oceano (HOLLAND *et al.*, 2010 e PRITCHARD *et al.*, 2012). Quase todas as geleiras ao sul das ilhas Brabant e Anvers (~65°S), que desaguam nas regiões dominadas pela Água Circumpolar Profunda (ACP), que possuem temperatura superficial entre zero e mais 1°C, sofreram recuo, como as bacias das geleiras Drummond e Widdowson que tiveram uma variação de área menor de 0,15% a⁻¹. Em contraste, as geleiras mais ao Norte da PA, que deságuam em águas mais frias (temperatura superficial do mar menor que -1°C), vindas da plataforma continental (APCW) do mar de Weddell, pelo estreito de Bransfield (ASB), tiveram apenas pequenas mudanças frontais, indicando uma estabilidade relativa ao longo dos 65 anos de observações (COOK *et al.*, 2016). Segundo SHEPHERD *et al.* (2004), a perda de gelo na Antártica Ocidental também está associada a mudanças no conteúdo de calor no mar Amundsen, que também é dominada pela Água Circumpolar Profunda em suas camadas mais profundas.

Estudos mostram que a diminuição das plataformas de gelo na PA causa aceleração das geleiras tributárias (DE ANGELIS e SKVARCA, 2003; SCAMBOS *et al.*, 2004; RIGNOT *et al.*, 2005), gerando um alto balanço de massa negativo nas geleiras da PA (ARIGONY-NETO, 2006). Cook *et al.* (2005) e Pritchard e Vaughan (2007) mostraram que muitas geleiras tributárias às plataformas de gelo na PA tornaram-se geleiras de descarga e desprendimento, como constatado para as geleiras Drummond e

Widdowson já em 1956 (a partir da análise da carta da geleira Bishop e áreas no entorno do verão de 1956-57, da aerofoto oblíqua de 1957 e imagens LANDSATs).

Para Cook *et al.* (2016) as geleiras com término marinho na PA compartilham maior semelhança com outros ambientes polares e subpolares, onde a terminação marinha domina, como a Groelândia, Alaska, Patagônia, Svalbard e algumas ilhas subantárticas, do que com o resto da Antártica. Diversos estudos sobre as geleiras no Ártico concluíram que as taxas de desprendimento dependem fortemente da temperatura do oceano (LUCKMAN *et al.*, 2015).

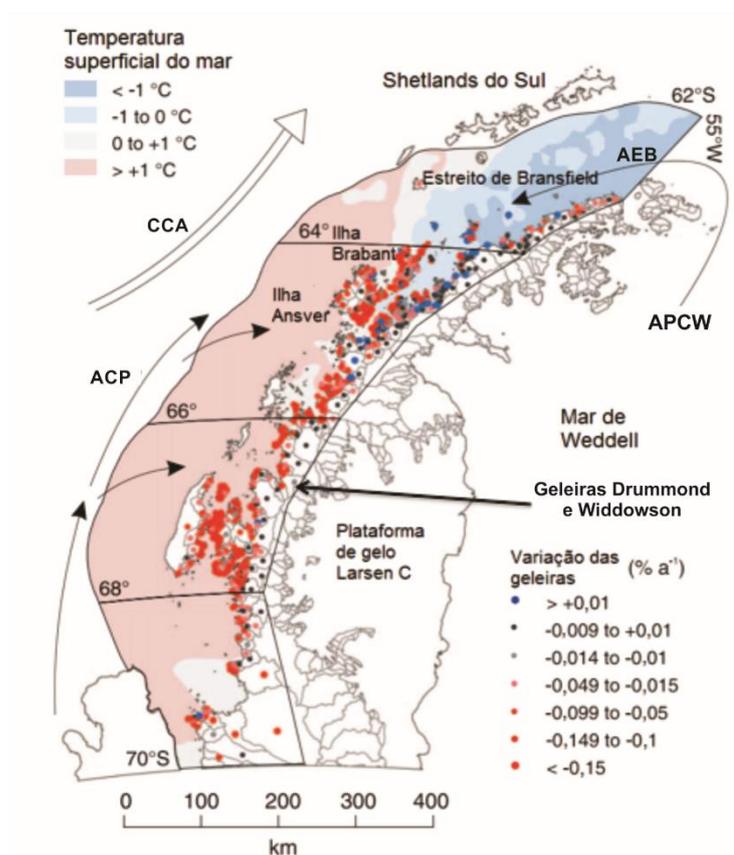


Figura 18: Geleiras que desaguam nas regiões dominadas pela Água Circumpolar Profunda (ACP, em vermelho) sofreram maior recuo de suas frentes do que as banhadas pelas águas da plataforma continental vindas do estreito de Bransfield (em azul), devido a diferença de temperatura superficial do mar nos anos de 1945 a 2009. Fonte: Cook et al. (2016)

A cobertura de gelo marinho na região de descarga atua como uma barreira à circulação marinha superficial, restringindo a movimentação dos blocos de gelo (AMUNDSON, 2010). Essa relação poderá ser melhor analisada em trabalhos posteriores sobre essas duas geleiras.

Silva (2016) ressalta que as geleiras de descarga com desprendimento e flutuantes são aquelas mais sensíveis às mudanças climáticas observadas, principalmente em relação a sua retração. Esse é o caso das duas geleiras investigadas nessa dissertação cujo comportamento do término, como afirmado por Cook *et al.* (2012), está relacionado a variações no clima, forçantes oceânicas e a morfologia. São fatores possivelmente relacionados a essas retrações, as variações nas taxas de precipitação, velocidade do fluxo de gelo, derretimento superficial, taxas de desprendimento de gelo frontal, como destacaram De Angelis e Skvarca (2003), Scambos *et al.* (2004), Rignot *et al.* (2005), Arigony-Neto (2006), Cook *et al.* (2012) e Luckman *et al.* (2015).

Fatores morfológicos (*e.g.*, declividade da superfície e do substrato) e a geometria das geleiras (área e características geomorfológicas) podem estar relacionados às diferenças de retração nas duas geleiras em análise. As observações concordam com a afirmação de Oerlemans *et al.* (1998): – geleiras com diferentes geometrias podem reagir de diferentes formas ao sinal de mudanças climática. A geleira Widdowson teve uma perda muito mais significativa de área do que a geleira Drummond. Entre 1957 e 2015 a primeira geleira retraiu cerca de 7 km, perdendo 21,82 km² (11,44% de sua área total), já a Drummond recuou somente 1,5 km, perdendo 3,53 km² (1,59% de sua área total). As duas geleiras apresentaram suas maiores retrações no período 1989–2001, condizendo com dados meteorológicos da estação Vernadsky que indicam que 1989 foi o ano mais quente do período deste estudo. Já no período de 2006–2015, a posição das frentes das duas geleiras estavam aparentemente estáveis.

Comportamentos distintos de geleiras próximas e expostas a forças ambientais similares, como a geleira Drummond e Widdowson, sugere que suas dinâmicas são dependentes de suas morfologias (Meier e Post, 1987; Howat *et al.*, 2007, 2008 e Pfeffer, 2007). A bacia da geleira Drummond tinha uma área total de 422,47 km² e a geleira Widdowson 178,29 km² em 2015 (Tabela 9). Kulkarni *et al.* (2007) e Armstrong *et al.* (2009) relatam que geleiras pequenas são mais sensíveis e tendem a ter maiores taxas de derretimento do que geleiras com áreas maiores.

As duas massas de gelo possuem elevação e declividade semelhantes, mas a geleira Drummond tem elevação máxima (2.377 m), elevação média (1.419 m) e declividade máxima (191%) maiores do que a geleira Widdowson (2.254 m de elevação máxima, 1.427 m de elevação média e 154% de declividade máxima). No entanto, o setor frontal da geleira Drummond é plano e suavemente ondulado, a geleira Widdowson tem maior declividade neste setor. Essa diferença provavelmente está relacionadas às

condições de posição frontal recente e a maior retração da geleira Widdowson, o que influencia na taxa de desprendimento frontal (*calving*) e no deslizamento basal mais eficiente. Caso a geleira seja de regime térmico basal úmido, aumenta a velocidade de fluxo da geleira e, por consequência, aumenta as taxas de desprendimento. Geleiras com essa característica têm flutuações de balanço de massa muito sensíveis a variações do balanço de energia na superfície e, portanto, a pequenas modificações no clima (VICENT, 2002). Por outro lado, o balanço de massa de uma geleira responde imediatamente a mudanças nas condições climáticas, já a extensão e área de uma geleira tem um atraso relacionado a dinâmica do movimento da geleira (PATERSON, 1994), como é no caso das geleiras estudadas.

O regime termal basal das geleiras também influencia em sua sensibilidade às mudanças ambientais observadas, como por exemplo a tendência de aumento de temperaturas positivas no verão para a PA, sendo que as geleiras da PA estão próximas da temperatura do ponto de fusão sobre pressão.

Tabela 9: Dados morfológicos e morfométricos das bacias de drenagem das geleiras Drummond e Widdowson das imagens LANDSAT (27/02/2015) e SENTINEL-1 (27/02/2016).

Parâmetros	Geleira Drummond	Geleira Widdowson
Área total	422,47 km ²	178,29 km ²
Elevação Máxima	2.377	2.254
Elevação Média	1.419	1.427
Elevação (Desvio padrão)	538	604
Declividade Mínima e Máxima	0 – 191	0 – 154
Declividade Média	21	23
Orientação/sentido do fluxo	SSE/NNO	
Taxa de retração m/ano	-4,26	-16,81
Perda de área total	-18,84	-36,03
Elevação máxima linha de neve (perfil)	Aproximadamente 90 m	Aproximadamente 200 m
Características primárias	Geleira de descarga e de Vale	
Forma	Bacia composta	Bacia simples
Características Frontais	Desprendimento e Geleira de Maré (possivelmente flutuante)	
Perda plataforma de gelo	Antes de 1957	
Características longitudinais	Regular e Cascadeada	
Origem da massa glacial	Precipitação de neve	
Dinâmica atual da geleira	Retração pequena	
Caracterização das morainas	Moraina lateral e/ou central	
Cobertura superficial de sedimentos	Gelo limpo	

As duas geleiras possuem orientação de fluxo predominantemente para Oeste e Leste (Cook *et al.*, 2014). A geleira Drummond é caracterizada como uma composição de bacia glacial, que possui orientação predominante SE/NO, mas possui outras partes com fluxos confluentes para Noroeste, Oeste e Sudoeste. Já a geleira Widdowson é uma bacia simples, com orientação de fluxo predominante SSE/NNO.

Outra diferença entre as duas geleiras, que pode resultar em resposta diferente às mudanças ambientais regionais, é a ALE. Identifica-se, a partir das imagens do satélite SENTINEL-1, quatro diferentes zonas superficiais de neve e gelo conforme classificadas por RAU *et al.* (2000a) e ARIGONY-NETO (2006). Nas duas geleiras existe uma pequena zona de gelo exposto nas suas frentes, a montante segue uma zona de neve úmida, uma zona de percolação e uma de neve seca. Porém, a geleira Drummond apresenta altitudes máximas menores para as zonas de neve e gelo, portanto sua linha de neve também se encontra em elevações mais baixas (~90 m) quando comparadas à geleira Widdowson (~200 m). Quanto maior for a elevação da linha de neve, geralmente próxima à ELA, maior será sua área de ablação, logo menor será a sua área de acumulação (PRESS, 2012). Assim, postula-se que os fatores mais importantes no controle da retração das duas geleiras no período 1957–2015 foi a ALE e a declividade da parte terminal e, como decorrência, a geleira Widdowson teve maior recuo.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A parte ocidental da Península Antártica, onde localizam as geleira Drummond e Widdowson, é a região com maior perda de gelo de geleiras da Antártica ao longo dos últimos 60 anos e a estação meteorológica próxima a essas massas de gelo, Vernadsky, apresenta o maior aumento de temperatura média do ar no período 1951–2015, uma tendência de aquecimento de $0,047^{\circ}\text{C ano}^{-1}$. Mais importante, do ponto de vista da retração das massas de gelo, foi a propensão das temperaturas médias nos meses de verão ultrapassar os 0°C a partir da década de 1970, contribuindo para o derretimento superficial das geleiras Drummond e Widdowson nas suas partes mais baixas.

As frentes das duas geleiras retraíram nos últimos 58 anos. Entre 1957 e 2015, a geleira Widdowson perdeu $36,03\text{ km}^2$ (ou 16,81% de sua área total em 1957), já a Drummond perdeu $18,84\text{ km}^2$ (mais isso representa somente 4,26% de sua área total de 1957). As duas geleiras tiveram suas maiores perdas de área e maiores retrações de suas frentes no período 1989–2001, assim como a maioria das geleiras de maré na parte ocidental da PA, condizendo com dados meteorológicos da estação Vernadsky que indicam que 1989 foi o ano mais quente nos últimos 65 anos. Não foi encontrada relação estatisticamente significativa entre o aumento da temperatura atmosférica média na estação Vernadsky e a redução da área total das geleiras Drummond e Widdowson. Porém cada geleira responde de maneiras e tempos diferentes às variações ambientais, dependendo de sua posição geográfica, seu tamanho, sua geomorfologia e de outras variáveis, como precipitação, taxa de derretimento anual e velocidade do gelo.

Os resultados condizem com estudos de Cook *et al.* (2016) sobre outras geleiras de descarga com desprendimento e flutuantes na PA, as quais são as mais sensíveis às mudanças climáticas. Essa tendência a aquecimento atmosférico na região, e também do oceano, ocasionou a desintegração de plataformas de gelo e, como consequência, a retração acelerada das geleiras tributárias a montante, gerando um balanço de massa negativo. Muitas dessas geleiras tributárias a plataformas de gelo são hoje consideradas geleiras de desprendimento, porém não se tem registro de quando as duas geleiras deste estudo possuíam plataformas de gelo (imagens e carta de 1957 analisadas já não apresentavam plataformas).

As geleiras de descarga também são afetadas por forçantes oceânicas, morfologia do embasamento, taxas de precipitação, derretimento superficial e outros fatores. Estudos recentes (ARIGONY-NETO *et al.* 2001; COOK *et al.*, 2016) mostram que as geleiras que

fluem para PA Ocidental retraíram diferentemente no mesmo período de tempo, por estarem em diferentes condições oceânicas. A Água Circumpolar Profunda, mais quente, predomina no controle da dinâmica das geleiras ao sul das ilhas Brabant e Anvers, registrado maiores retrações das geleiras de descarga. Já no norte da PA, no estreito de Bransfield, as retrações foram menores, pois predomina águas mais frias vindas do mar de Weddell, a Noroeste as geleiras permaneceram estáveis.

Este estudo indica que as diferenças na retração das duas geleiras, uma ao lado da outra e com mesma orientação de fluxo do gelo, dependente de outros fatores. A geleira Widdowson (área de 178,29 km² em 2015) foi mais sensível a mudanças ambientais, no período estudado, que a geleira Drummond (área de 422,47 km² em 2015). A frente da geleira Widdowson também atingiu um ponto de estabilização junto ao embasamento rochoso lateral somente em 2001, desde então diminuindo as taxas de retração, enquanto a frente da Drummond atingiu seu ponto de estabilização já em 1974. Postula-se que essa diferença de comportamento decorre de uma ALE mais alta e uma parte frontal mais íngreme na geleira Widdowson.

A geleira Drummond atinge a altitude máxima 2.377 m e é caracterizada como uma bacia glacial composta. A Widdowson atinge 2.254 m a.n.m. e é uma bacia simples, que flui predominantemente para SSE/NNO. Apesar delas apresentarem morfometrias semelhantes quanto a elevação e direção de fluxo, a superfície da geleira Widdowson é mais íngreme no seu término, isto influencia na taxa de desprendimento frontal por um deslizamento basal mais eficiente, aumentando a velocidade de fluxo da geleira. Por consequência, aumentando as taxas de retração.

A integração dos dados em SIG possibilitou gerar um banco de dados co-registrado e que permitirá o monitoramento contínuo das duas geleiras, além do estudo comparativo com outras massas de gelo para melhor entender as diferenças de sensibilidade às mudanças ambientais regionais. A rotina de processamento utilizada para a edição de depressões e picos inexistentes que estão presentes do AsterGDEM2 contribui para futuros estudos em outras geleiras.

Para a continuidade dos estudos seria importante medir a altitude da linha de neve em uma imagem de radar com a data mais antiga possível para determinar se a ELA diminuiu e se influenciou na retração diferenciada dessas geleiras. Também para trabalhos futuros será feito um comparativo com outras geleiras na PA.

6. REFERÊNCIAS

AHLERT, S. e SIMÕES, J.C. O sensoriamento remoto como recurso no estudo da Antártica. **4 Jornada de Educação em Sensoriamento Remoto no Âmbito do MERCOSUL**. Brasil, p. 5, 2004.

AMUNDSON, J.M. **Iceberg calving dynamics of Jakobshavn Isbrae, Greenland**. 106f. Tese (Doutorado em Geofísica), Universidade de Alaska Fairbanks, 2010.

ANDRADE, A.M. **Delimitação de geoambientes na península Potter, ilha Rei George (Antártica Marítima), utilizando dados COSMO-SkyMed e Quickbird**. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Sensoriamento Remoto, 150 p., 2013.

ArcGIS disponível em: <http://desktop.arcgis.com/en/> Acesso em: 11/07/2016

ARIGONY NETO, J. **Monitoring glacier parameters on the Antarctica Peninsula**. Tese de doutorado, Universidade de Freiburg, Faculty of Florest and Enviromental Science, 136 p., 2006.

ARIGONY-NETO, J.; BREMER, U.F. e SIMÕES, J.C. Variações nas frentes de gelo da enseada Martel, ilha Rei George, Antártica, entre 1956 e 2000. **Anais X SBSR**, Foz do Iguaçu: INPE, Sessão Pôster, p. 709–711, 2001.

ARIGONY-NETO, J., VOGT, S. e SIMÕES, J. C. Snowmelt dynamics of the Antarctic Peninsula as detected by SAR imagery during the austral summer 2006/2007 In: XV Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica, **Programas e Resumos do XV Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica**, São Paulo, IGeo, USP, 1, p. 62–62, 2007.

ARMSTRONG, R.; ALFORD, D. e RACOVITEANU, A. Glaciers as indicators of climate change – the special case of the high elevation glaciers of the Nepal Himalaya. Sustainable mountain development. In: **International Centre for Integrated Mountain Development, Water storage: a strategy for climate change adaptation in the Himalayas**. Kathmandu, 56, p. 14–16, 2009.

AULARD-MACLER, M.; BARSTOW, R.; RAMSBOTTOM, D e LIM, P. **Sentinel-1 Product Definition**. Canadá, MacDonald, Dettwiler and Associates, 2 ed., Revisão 3, 129 p., 2011.

BARCAZA, G.; ANIYA, M.; MATSUMOTO, T. e AOKI, T. Satellite-derived equilibrium lines in Northern Patagonia Icefield, Chile, and their implications to glacier variations. *Arctic Antarctic and Alpine Research Journal*, 41(2), p. 174–182, 2009. (doi: 10.1657/1938-4246-41.2.174)

BENN, D.J. e EVANS, D.J.A. **Glaciers & Glaciation**. Londres, Hodder Education, 2 ed, 802 p., 2010.

BENN, D.I.; WARREN, C.R. e MOTTRAM, R.H. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. **Earth-Science Reviews**, 82, p. 143–179, 2007. (doi:10.1016/j.earscirev.2007.02.002)

BENNETT, R.M.; GLASSER, N. F. **Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms**. Chichester, John Wiley and Sons, 2 ed., 400 p., 2009.

BENTLEY, M.J.; HODGSON, D.A.; SMITH, J.A., COFAIGH, C.Ó; DOMACK, E.W.; LARTER, R.D.; ROBERTS S.J., BRACHFELD S., LEVENTER, A.; HJORT, C.; HILLENBRAND, C-D e EVANS, J. Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. **The Holocene**, SAGE Publications, 19 (1), p. 51–69, 2009.

BREMER, U.F.; ARIGONY-NETO, J. e SIMOES, J.C. Teledetecção de mudanças nas bacias de drenagem do gelo da ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. **Pesquisa Antártica Brasileira**, 4. p. 37-48, 2004.

BRITISH ANTARTIC SURVEY (BAS)

disponível em: <http://basmet.nerc-bas.ac.uk/sos/> acesso em: 04/10/2015

CAMARA, G E MEDEIROS, J. S. **Geoprocessamento para Projetos Ambientais**. São José dos Campos, INPE, 246 p., 1996.

CARRASCO, J.F. Decadal Changes in the near-surface air temperature in the western side of the Antarctic Peninsula. **Atmospheric and Climate Sciences**, 3, p. 275–281, 2013.

CHRISTOPHERSON, R.W. **Geossistemas: uma introdução à Geografia Física**. Porto Alegre, Bookman, 7 ed., 728 p., 2012.

CLARE, G.R.; FITZHARRIS, B.B.; CHINN, T.J.H. e SALINGER, M.J. Interannual variation in end-of-summer snowlines of the Southern Alps of New Zealand, in response to changes in Southern Hemisphere atmospheric circulation and sea surface temperature patterns. **International Journal Climatology**, 22(1), p. 121–128, 2002. (doi: 10.1002/joc.722)

COOK, A.J.; FOX, A.J.; VAUGHAN, D.G. e FERRIGNO J.G. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. **Science**, 308 (5721), p. 541–544, 2005.

COOK, A.J.; MURRAY, T.; LUCKMAN, A.; VAUGHAN D.G. e BARRAND, N. E. A new 100-m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula derived from ASTER Global DEM: methods and accuracy assessment. **Earth System Science Data**, 4, p. 129–142, 2012.

COOK, A. J. e VAUGHAN D. G. Overview of area changes of ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. **The Cryosphere**, 4, p. 77–98, 2010.

COOK, A. J.; VAUGHAN, D. G.; LUCKMAN, A. e MURRAY, T. A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s. **Antarctic Science**, 26(6), p. 614–624, 2014.

COOK, A. J. shapesfile da frente das geleiras Drummond e Widdowson de 1957 e 1974

[mensagem pessoal]. Mensagem recebida por alison.cook@durham.ac.uk em 01/10/2012

COOK, A. J.; HOLLAND, P. R.; MEREDITH, M. P.; MURRAY, T.; LUCKMAN, A. e VAUGHAN, D. G. Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. *Science*, 353, p. 283-285, 2016.

CROSTA; A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas, IG; UNICAMP, 170 p., 1993.

CUFFEY, K. M. e PATERSON, W. S. B. **The Physics of Glaciers**. Oxford, Pergamon/Elsevier Science, 4 ed., 380 p., 2010.

DAVIES, B. J.; CARRIVICK, J. L.; GLASSER, N. F.; HAMBREY, M. J. e SMELLIE, J. L. Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988–2009. *The Cryosphere*, 6, p. 1031-1048, 2012.

DE ANGELIS, H. e SKVARCA, P. Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299, p. 1560–1562, 2003.

DOAKE, C.S.M. e VAUGHAN, D.G. Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. *Nature*, 350(6316), p. 328–330, 1991.

DYURGEROV, M.; MEIER, M.F. e BAHR, D. A new index of glacier area change: a tool for glacier monitoring. *Journal of Glaciology*, 55 (192), p. 710–716, 2009.

EMBRAPA. **Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária**. disponível em: <https://www.embrapa.br/en/monitoramento-por-satelite/> acesso em: 12/06/2016

ENOMOTO, H. e OHMURA, A. The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic. *Journal of Geophysical Research*, 95, p. 9497–9511, 1990,

ERDAS, Imagine AutoSync User's Guide. EUA, ERDAS Inc, 58 p., 2008.

FERNANDES, L.C. **Deteção das zonas de derretimento superficial de geleiras da Península Antártica por imagens do sensor ASAR**. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande, Pós-Graduação em Geografia, 77 p., 2014.

FONSECA, L.M.G. **Processamento Digital de Imagens**. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – São José dos Campos), **Apostila curso disciplina SER-437 Processamento Digital de Imagens de Sensores Remotos** - Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, 2000.

GLASSER, N.F. e SCAMBOS, T.A. A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice-shelf collapse. *Journal of Glaciology*, 54(184), p. 3–16. 2008.

GLASSER, N.F.; SCAMBOS, T.A.; BOHLANDER, J.; TRUFFER, M.; PETTIT, E. e DAVIES, B.J. From ice-shelf tributary to tidewater glacier: continued rapid recession, acceleration and thinning of Ross Glacier following the 1995 collapse of the Prince Gustav Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 57(203), p. 367– 406, 2011.

GLIMS. **Global Land Ice Measurements from Space** Disponível em: <http://www.glims.org/> Acesso em: 19 de agosto de 2014.

GOLDRING, D.C. **The Geology of the Loubet Coast, Graham Land**. British Antarctic Survey, Scientific Reports, 36, 61 p., 1962.

HAEBERLI, W. e HOELZLE, M. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. **Annals of Glaciology**, 21, p. 206 – 212, 1995.

HALL, D. K. e MARTINEC, J. **Remote Sensing of Ice and Snow**. Londres, Champman, 185 p., 1985.

HAMBREY, M. **Glacial Environments**. Londres, UCL Press, 296 p., 1994.

HATERSLEY-SMITH, G. e PHIL, D. **The history of place-names in the British Antarctic territory**. British Antarctic Survey, Scientific Reports, 113, 350 p., 1991.

HARANGOZO, S.A. A search for ENSO teleconnections In The West Antarctic Peninsula climate in austral winter. **International Journal of Climatology**, 20, p. 663–679, 2000.

HOLLAND, P.R.; JENKINS, A. e HOLLAND, D.M. Ice and ocean processes in the Bellingshausen Sea, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, 115, C05020, 2010.

HOWAT, I.M.; JOUGHIN, I.; FAHNESTOCK, M.; SMITH, B.E. e SCAMBOS, T.A. Synchronous retreat and acceleration of southeast Greenland outlet glaciers 2000–2006: ice dynamics and coupling to climate, **Journal of Glaciology**, 54, p. 646–660, 2008.

HULBE, C.L.; SCAMBOS, T.A.; YOUNGBERG, T. e LAMB, A.K. Patterns of glacier response to disintegration of the Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula. **Global Planet Change**, 63(1), p. 1–8, 2008.

IPCC, International Panel to Climate Change. **Climate Change: The Scientific Basis**. Cambridge University Press, 1552 p., 2013

IPCC. **Climate Change Impacts, Adaptation, and Vulnerability**. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, Cambridge University Press, 688 p., 2014.

IVINS, E. R.; WATKINS, M. M.; YUAN, D. N.; DIETRICH, R.; CASASSA, G. e RULKE A. Onland ice loss and glacial isostatic adjustment at the Drake Passage: 2003–2009. **Journal of Geophysical Research**, Solid Earth, 116, 24 p. , 2011.

JACKA, T.H. e BUDD, W.F. Detection of temperature and sea ice extent changes in the Antarctic and Southern Ocean. **Annal of Glaciology**, 27, p. 553–559, 1998.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente, uma Perspectiva em Recursos Terrestres**. São José dos Campos, Editora Parêntese, 2 ed., 598 p., 2009.

JOUGHIN, I.; ABDALATI, W. e FAHNESTOCK, M.A. Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. **Nature**, 432(7017), p. 608–610. 2004.

KÄÄB, A.; HUGGEL, C.; PAUL, F.; WESSELS, R.; RAUP, B.; KIEFFER, H. e KARGEL, J. Glacier monitoring from aster imagery: accuracy and applications. **Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space**, Berna, p. 43–53, 2002.

KATZ, R.F. e WORSTER, M.G. Stability of ice-sheet grounding lines. **Proceedings of Royal Society**, 466, p. 1597–1620, 2010. (doi:10.1098/rspa.2009.0434)

KESHRI, A. K.; SHUKLA, A. e GUPTA, R. P. ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. **International Journal of Remote Sensing**, 30(2), p. 519–524, 2009.

KING, J.C. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. **International Journal of Climatology**, 14, p. 357–367, 1994.

Kirchgäßner, A. An analysis of precipitation data from the Antarctic base Faraday/Vernadsky. **International Journal of Climatology**, 31: p. 404–414, 2011.

KULKARNI, A.V.; BHAUGUNA, I.M., RATHORE, B.P., SINGH, S.K.; RANDHAWA, S.S. e SOOD, R.K. Glacial retreat in Himalaya using Indian remote sensing satellite data. **Current Science**, 9, p. 69–74, 2007.

LEONARDI, F.; OLIVEIRA, C. G.; FONSECA, L. M. G. e ALMEIDA, C. M. Fusão de Imagens CBERS 2B: CCD-HRC. **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, INPE, p. 6951–6958, 2009.

LIU, H; WANG, L. e JEZEK, K.C. Automated delineation of dry and melt snow zones in Antarctica using active and passive microwave observations from space. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 44(8), p. 2152–2163, 2006a.

LUCKMAN, A. BENN, D.I.; COTTIER, F. BEVAN, S. NILSEN, F. e INALL, M. Calving rates at tidewater glaciers vary strongly with ocean temperature. **Nature Communications**, 6, 7 p., 2015.

LUCKMAN, A.; MURRAY, T.; DE LANGE, R. e HANNA, E. Rapid and synchronous ice-dynamic changes in East Greenland. **Geophysical Research Letters**, 33, 4 p., 2006.

MACAYEAL, D. R.; SCAMBOS, T.; HULBE, C. L. e FAHNESTOCK, M. A. Catastrophic ice-shelf breakup by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism. **Journal of Glaciology**, 49(164), p. 22–36, 2003.

MALENOVSKÝ, Z.; ROTT, H.; CIHLAR, J.; SCHAEPMAN, M.E, GARCÍA-SANTOS, G.; FERNANDES, R. e BERGER, M. Sentinels for science: Potential of Sentinel-1, -2, and -3 missions for scientific observations of ocean, cryosphere, and land. **Remote Sensing of Environment**, 120, p. 91–101, 2012.

MARSHALL, G.J., ORR, A.; VAN LIPZIG, N.P.M. e KING, J.C. The impact of a changing Southern Hemisphere annular mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. **Journal of Climate**, 19, p. 5288–5404, 2006.

MARSHALL; S. J. **The Cryosphere**. Princeton Primers in Climate. Princeton University Press, 288 p., 2012.

MARZEION, B., COGLEY, J.G., RICHTER, K. e PARKES D. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. **Science**, 345(6199) p. 919–921, 2014.

MEIER, M.F. e POST, A. Fast tidewater glaciers, **Journal of Geophysics Research**, 92, p. 9051–9058, 1987.

MENDES JÚNIOR, C. W. **Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SSMR e SSM/I**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 148 p., 2011.

MEREDITH, M. P. e KING, J. C. Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. **Geophysical Research Letters**, 32, 5 p., 2005.

MEREDITH, M., RENFREW, I.A.; CLARKE, A.; KING, J.C. e BRANDON, M.A. Impact of the 1997/98 ENSO on upper ocean characteristics in Marguerite Bay, western Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, 19 p., 2004.

MOON, T. e JOUGHIN, I. Changes in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007. **Journal of Geophysical Research**, 113, 10 p., 2008.

MOORE, J.C.; GRINSTED, A.; ZWINGER, T. e JEVREJEVA, S. Semi-empirical and process-based global sea level projections. **Reviews Geophysics**, 51(3), p. 484–522, 2013.

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

MULVANEY, R.; ABRAM, N.J.; HINDMARSH, R.C.A.; ARROWSMITH, C.; FLEET, L.; TRIEST, J.; SIME, L.C.; ALEMANY, O. e FOORD, S. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. **Nature**, 489, p. 141–204, 2012.

National Antarctic Scientific Center of Ukraine (NASC) Disponível em: <http://www.uac.gov.ua/> Acesso em: 10 de março de 2017.

NAGLER, T.; ROTT, H.; HETZENECKER, M. WUITE, J. e POTIN, P. The Sentinel-1 mission: New opportunities for ice sheet observations. **Remote Sensing**, 7, p. 9371–9389,

2015.

NESJE, A. e DAHL, S.O. **Glaciers and Environmental Change**, Londres, Hodder Headline, 203 p., 2000.

OERLEMANS, J., Glaciers as indicators of a carbon dioxide warming, **Nature**, 320, p. 607 – 609, 1986.

PATERSON, W. **The Physics of Glacier**. Amsterdam, Elsevier, 3 ed., 496 p., 1994.

PAOLO, F. S.; FRICKER H. A. e PADMAN, L. Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. **Science**, 348, p. 327–331, 2015.

PELLIKA, P. e REES, W.G. Glacier parameters monitored using remote sensing. In: PELLIKA, P. e REES, W.G. (ed.) **Remote sensing of Glaciers: Techniques for Topographic, Spacial and Thematic Mapping of Glaciers**. Londres, CRC Press, p. 41–66, 2010.

PETSCH, C. **Sensoriamento Remoto da Calota de Gelo da Ilha Renaud- Antártica**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-graduação em Geografia. 115 p., 2014.

PETSCH, C.; ROSA, K.K e SIMÕES, J.C. Potencialidades e aplicações de filtros em imagens Landsat para monitoramento temporal de frentes de geleiras na Península Antártica. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, INPE, Brasil**, p. 376–383, 2015.

PFEFFER, W.T. A simple mechanism for irreversible tidewater glacier retreat, **Journal of Geophysical Research**, 112, 12 p., 2007.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER J. e JORDAN, T.H. **Para entender a Terra**. Porto Alegre, Bookman, 4 ed., 656 p., 2012.

PRITCHARD, H. D.; LIGTENBERG, S. R. M.; FRICKER, H. A.; VAUGHAN, D. G.; VAN DEN BROEKE, M. R. e PADMAN L. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice sheves. **Nature**, 484, p. 502–505, 2012.

PRITCHARD, H.D e VAUGHAN, D.G. Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, 112, 10 p., 2007.

RACK, W.; DOAKE, C.S.M.; ROTT, H.; SIEGEL A. e SKVARCA, P. Interferometric analysis of the deformation pattern of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, compared to field measurements and numerical modeling. **Annals of Glaciology**, 31, p. 205–210, 2000.

RAU, F. e BRAUN, M. The regional distribution of the dry-snow zone on the Artartic Peninsula north of 70°S. **Annals of Glaciology**, 34, p. 95–100, 2002.

RAU, F., BRAUN, M., FRIEDRICH, M., WEBER, F. e GOßMANN, H. Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability.

Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, p. 317–327. (2000a).

RAU, F.; BRAUN M.; SAURER H.; GOßMANN H.; KOTHE G.; WEBER F.; EBEL M. e BEPPLER D. Monitoring multi-year snow cover dynamics on the Antarctic Peninsula. **Polarforschung**, 67 (1/2), p. 27, 40, 2000b.

RAU, F.; MAUZ, H.; DE ANGELIS, JAÑA, R.; ARIGONY-NETO, J.; SKVARCA, S.; VOGT, H. e GOßMANN, H. Variations of glacier frontal positions on the Northern Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 39, p. 525-530, 2004.

RAU, F.; MAUZ, F.; VOGT, S.; KHALSA, S. J. S. e RAUP, B. **Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory**. Alemanha: GLIMS Regional Center 'Antarctic Peninsula'. Alemanha, 36 p., 2005.

RESS, G.W. **Remote Sensing of Snow and Ice**. Londres, Taylor and Francis, 285 p., 2006.

RIGNOT, E. Backscatter model for the unusual radar properties of the Greenland ice sheet. **Journal of Geophysical Research**, 100(E5), p. 9389–9400, 1995.

RIGNOT, E., CASASSA, G.; GOGINENI, P.; KANAGARATNAM, P.; KRABILL, W.; PRITCHARD, H.; RIVERA, A.; THOMAS, R., TURNER, J. e VAUGHAN, D. Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. **Geophysical Research Letters**, 32(07), L07502, 2005.

RIGNOT, E.; CASASSA, G.; GOGINENI, P.; KRABILL, H.; RIVERA, A. e THOMAS, R. Accelerated ice discharge from the Antarctic peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. **Geophysical Research Letters**, 31, L18401, 2004.

RIGNOT, E. e KANAGARATNAM, P. Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet. **Science**, 311, 5763, p. 986-990, 2006 (doi: 10.1126/science.1121381)

RIGNOT, E.; JACOBS, S.; MOUGINOT, J. e SCHEUCHL, B. Ice-shelf melting around Antarctica. **Science**, 341(6143), p. 266–270, 2013.

ROTT, H.; RACK, W.; SKVARCA, P. e DE ANGELIS, H. Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after collapse. **Annals of Glaciology**, 34, p. 277–282, 2002.

SANCHES, A.M. **Variação na extensão da cobertura de gelo do Nevado Colo. Bolívia**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 93 p, 2013.

SANTOS, A.R.; PELUZIO, T.M.O.; SAITO, N.S. Spring 5.1.2: **passo a passo: aplicações práticas**. Alegre, ES, CAUTES. 153 p., 2010.

SANTOS, V.L.C. **Estudo da dinâmica de geleiras de maré da Península Antártica através de imagens SAR de alta resolução**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 86 p., 2012.

SCAMBOS, T.A.; BOHLANDER, J.A.; SHUMAN C.A. e SKVARCA P. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. **Geophysical Research Letters**, 31(18), 4 p., 2004.

SCAMBOS, T.A.; HULBE, C. e FAHNESTOCK, M. Climate-induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula. In DOMACK, E.W.; BURNETT, A.; LEVENTER, A.; CONLEY, P.; KIRBY M. e BINDSCHADLER, R., eds. Antarctic Peninsula climate variability: a historical and paleoenvironmental perspective. Washington, DC, American Geophysical Union, **Antarctic Research Series** 79, p. 79–92, 2003.

SCHNEIDER, C. Energy balance estimates during the summer season of glaciers of the Antarctic Peninsula. **Global Planet Change**, 22 (1–4). p. 117–130, 1999.

SCHOOFF, C. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. **Journal of Geophysical Research**, 112, 19 p., 2007.

SENTINEL DATA HUB Disponível em: <https://scihub.esa.int/dhus/>
Acesso em: 19/08/2015

SENTINEL-1 TEAM. **Sentinel-1 User Handbook**. ESA Standard Document. Issue 1, 80 p. 2013. Disponível em: https://sentinel.esa.int/documents/247904/685163/Sentinel-1_User_Handbook Acesso em: 19/08/2015

SHEPHERD, A.; WINGHAM, D.; PAYNE T. e SKVARCA P. Larsen ice shelf has progressively thinned. **Science**, 302(5646), p. 856– 859, 2003.

SHEPHERD, A.; WINGHAM, D. J. e RIGNOT, E. Warm Ocean is eroding West Antarctic ice sheet. **Geophysical Research Letters**, 31, 2004.

SHINDELL, D.T. e SCHMIDT, G.A. Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. **Geophysical Research Letters**, 31, 4 p., 2004.

SILVA, A.B. **Análise Espacial e Temporal das Mudanças nas geleiras da Península Antártica**. Tese de doutorado, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 153 p., 2016.

SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, 4, p. 199–154, 2004.

SIMÕES, J.C. O papel do gelo antártico no sistema climático. In: SIMÕES, J.C. *et. al.* **Antártica e as mudanças globais: um desafio para a humanidade**. São Paulo, Blucher, 1 ed., 1, 69–101 p., 2011.

SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H. e DONANGELO. Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: an overview. **Polar Research**, 18 (2), p. 151-157. 1999.

SMITH, R.C. e STAMMERJOHN, S.E. Variations of surface air temperature and sea-ice extent in the western Antarctic Peninsula region. **Annals of Glaciology**, 33, p. 493–500, 2001.

STASTNA, V. Spatio-temporal changes in surface air temperature in the region of the northern Antarctic Peninsula and South Shetland Islands during 1950 e 2003. **Polar Science**, 4, p. 18–33, 2010.

STEIG, E.J.; SCHNEIDER, D.P.; RUTHERFORD, S.D.; MANN, M.E.; COMISO, J.C. e SHINDELL, D.T. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. **Nature**, Corrigendum, 460 (766), p. 459–464, 2009.

TACHIKAWA, T.; KAKU, M.; IWASAKI, A.; GESCH, D.; OIMOEN, M.; ZHANG, Z.; DANIELSON, J.; KRIEGER, T.; CURTIS, B.; HAASE, J.; ABRAMS, M.; CRIPPEN, R. e CARABAJAL, C. compilado por MEYER, D. **ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results**. NASA e Japan-US ASTER Science Team, 26 p., 2011.

TEDESCO, M. Electromagnetic properties of componentes of the cryosphere p. 17-30. (Org. TEDESCO, M.). **Remote Sensing of the Cryosphere**, The Cryosphere Science Series, New York, Wiley Blackwell, p. 17–30, 2015.

TEDESCO, M.; MOTE, T.; STEFFEN, K.; HALL, D.K. e ABDALATI, W. Remote sensing of melting snow and ice. in: Org. TEDESCO, M. **Remote Sensing of the Cryosphere**. The Cryosphere Science Series. New York, EUA, Editora Wiley Blackwell, 403 p., 2015.

THOMAS, I. D.; KING, M.A.; BENTLEY, M.J.; WHITEHOUSE, P.L.; PENNA, N.T.; WILLIAMS, S.D.P.; RIVA, R.E.M.; LAVALEE, D.A.; CLARKE, P.J.; KING, E.C.; HINDMARSH, R.C.A. e KOIVULA, H. Widespread low rates of Antarctic glacial isostatic adjustment revealed by GPS observations. **Geophysical Research Letters**, 38, 6 p., 2011.

THOMAS, R.H.; SANDERSON, T.J.O. e ROSE, K.E. Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet. **Nature**, 277(5695), p. 355–358, 1979.

THOMAS, E.R., MARSHALL, G.J. e MCCONNELL, J.R. A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850, **Geophysical Research Letters**, 35, 5 p., 2008.

THOMPSON, D. W. J. e WALLACE, J. M. Annular mode in the extratropical circulation. Part I: Monthly-to-month variability. **Journal of Climate**, 13, p. 1000–1006, 2000.

TOGGWEILER J. R.; RUSSELL, J.L. e CARSON, S. R. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. **Paleoceanography**, 21 (PA2005), 15 p., 2006. (doi:10.1029/2005PA001154)

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; DI PRISCO, G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J. e SUMMERHAYES, C. Antarctic climate change and the environment. **Scientific Committee on Antarctic Research**, Cambridge, 526 p., 2009.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS) Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/> Acesso em: 08/06/2015

VAN DEN BROEKE^[1]_{SEP}, M. Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. **Geophysical Research Letters**, 32, L12815, 4 p., 2005. (doi:10.1029/2005GL023247)

VAUGHAN, D.G. 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(1). p. 147–152, 2006.

VAUGHAN D. G.; BAMBER, J. L.; GIOVINETTO, M.; RUSSELL, J. e COOPER, A. P. R. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. **Journal of Climate**, 12(4), p. 933–946, 1999.

VAUGHAN, D.G. e DOAKE. C.S.M. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. **Nature**, 379(6563), p. 328–331, 1996.

VAUGHAN D.G.; MARSHALL, G.J.; CONNOLLEY, W.M., KING, J.C. e MULVANEY, R., Devil in the detail. **Science**, 293, p. 1777–1779, 2001.

VAUGHAN, D.G.; MARSHALL, G.J.; CONNOLLEY, W.M.; PARKINSON, C.; MULVANEY, R.; HODGSON, D.A.; KING, J.C.; PUDSEY, C.J. e TURNER, J. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**, 60, p. 243–274, 2003.

VIELI, A.; JANIA, J. e KOLONDRÁ, L. The retreat of a tidewater glacier: observations and model calculations on Hansbreen, Spitsbergen. **Journal of Glaciology**, 48(163), p. 592–600, 2002.

VINCENT, C. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. **Journal Of Geophysical Research**, 107, D19, 4375, 12 p., 2002

WANG, C.; DESER, C.; YU, J.Y.; DINEZIO, P. e CLEMENT, A. El Niño Southern Oscillation (ENSO): A Review. In: GLYMN, P.; MANZELLO, D. e ENOCHS, I. **Coral Reefs of the Eastern Pacific**, Springer Science, 8, p. 85–106, 2012.

WOUTERS, B.; MARTIN-ESPAÑOL, A; HELM, V.; FLAMENT, T.; VAN WESSEM, J. M.; LIGTENBERG, S. R. M.; VAN DEN BROEKE, M. R. e BAMBER, J. L. Dynamic thinning of glaciers on the Southern Antarctic Peninsula, **Science**, 348, p. 899–903, 2015.

YUWEI, WU; JIANQIAO, HE; ZHONGMING, GUO e ANAN CHEN. Limitations in identifying the equilibrium-line altitude from the optical remote-sensing derived snowline in the Tien Shan, China. **Journal of Glaciology**, 60(224), p.1093–1100, 2014.

ZENG, Q.; CAO, C. M.; FENG, X.; LIANG, F.; CHIEN, X.; SHIENG, W. Study on reflection characteristics of snow, ice and water of northwest China. **IAHS Publication**, 23, p., 415-416, 1984.

ZHANG, Y. Problems in the fusion of commercial high-resolution satellite, Landsat 7 images, and initial solutions. **ISPRS Commission IV, Symposium 2002 Geospatial Theory, Processing and Applications**, Ottawa, conference paper, 6 p., 2002.