

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
CURSO DE BACHARELADO EM GEOGRAFIA**

JÚLIA LOPES LORENZ

**Variações de área das geleiras e o estado atual da linha de neve transitória
dos campos de gelo da ilha Rei George, Antártica, usando sensores remotos
orbitais**

Porto Alegre

2021

JÚLIA LOPES LORENZ

Variações de área das geleiras e o estado atual da linha de neve transitória dos campos de gelo da ilha Rei George, Antártica, usando sensores remotos orbitais

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Kátia Kellem da Rosa

Monografia apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Geografia pela Comissão de Graduação de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BANCA EXAMINADORA:

Prof^a Dra. Carina Petsch
Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)

Dr. Jeffrey Daniel Auger
Centro Polar e Climático (CPC)

PORTO ALEGRE

2021

CIP - Catalogação na Publicação

Lorenz, Júlia Lopes

Variações de área das geleiras e o estado atual da linha de neve transitória dos campos de gelo da ilha Rei George, Antártica, usando sensores remotos orbitais / Júlia Lopes Lorenz. -- 2021.

89 f.

Orientadora: Kátia Kellem da Rosa.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Bacharelado em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2021.

1. Sentinel-2. 2. Landsat. 3. Normalized Difference Snow Index (NDSI). 4. Normalized Difference Water Index (NDWI). 5. Retração glacial. I. Rosa, Kátia Kellem da, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) por me proporcionar um ensino público e gratuito de qualidade apesar dos golpes que têm sofrido frente ao cenário de ataque à pesquisa e à educação. Ao Instituto de Geociência que foi minha segunda casa durante todo período da graduação. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), o qual, através do incentivo à pesquisa me proporcionou acesso a bolsas de Iniciação Científica durante a graduação. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS). Ao Centro Polar e Climático (CPC), local que me forneceu ferramentas e conhecimento para o desenvolvimento deste trabalho. Ao PROANTAR que promoveu o trabalho de campo onde foram coletados os pontos de campo utilizados nesta pesquisa. À Asociación de Universidades Grupo Montevideo (AUGM) que me proporcionou bolsa de internacionalização do meu ensino. À Universidad Nacional de Cuyo (UNCUYO) que me proporcionou o aprendizado da Geografia através de outras perspectivas latinoamericanas.

Agradeço especialmente à professora Dr^a Kátia Kelle da Rosa por toda a orientação e incentivo no decorrer da graduação, por todo o tempo dedicado ao meu ensino, por todas as conversas e trocas de experiências que trouxeram significado especial a minha pesquisa e enriqueceram este trabalho. Enfim, tornando-o possível devido à sua orientação. Para além deste trabalho, as oportunidades e os seus conselhos foram fonte de inspiração e admiração para mim durante a graduação, sou grata por todas estas oportunidades.

Agradeço a todos os demais professores e professoras do curso que fizeram parte desta trajetória. Aos colegas e grandes amigos de graduação por todas as discussões geográficas de mesa de bar, assim como pelas companhias e histórias durante os trabalhos de campo - em especial aos tios e à mãe do João, assim como ao Nicolas, Arielle, Pedro e Guilherme - estes que tiveram papel fundamental em nos aproximar do fazer geográfico e nos permitiram uma aproximação do olhar geográfico e do refletir sobre metodologias para os problemas observados em campo.

Agradeço a Vanessa Christ, colega de curso e amiga de vida, que sempre me ajudou e incentivou durante o curso e com quem compartilhei muitos cafés durante os períodos no laboratório. Agradeço aos colegas do CPC, em especial a Cleiva

Perond que foi quem forneceu os pontos de campo utilizados nesta pesquisa e ao Filipe Darós Idalino por todos os ensinamentos, cafés e auxílios desde os trabalhos de IC até ajudas em relação ao SAR. À Carina Petsch pelo auxílio, suporte, aconselhamentos e tempo disponibilizado na construção de trabalhos.

Agradeço aos meus amigos de Mendoza que foram minha família durante grande parte do período de quarentena e me ajudaram a colorir os dias de enclausuramento. À Ilda por todo o suporte e correções gramaticais deste trabalho. Agradeço a todas amigas e amigos de vida que sempre estiveram presentes, mesmo que de longe. E a minha família, em especial aos meus pais e as minhas avós, que me proporcionam suporte em todos os momentos. É um privilégio poder compartilhar a vida com vocês.

RESUMO

Geleiras Antárticas e subantárticas possuem o balanço de massa altamente sensível, principalmente as geleiras marinhas que têm altas temperaturas na Altitude de Linha de Equilíbrio. Assim, é essencial o entendimento das respostas destas às mudanças climáticas e o contínuo monitoramento por sensoriamento remoto. Este trabalho objetivou investigar a Altitude de Linha de Neve (ALN) transitória para 2020 e estimou a perda de área dos campos de gelo na ilha Rei George (IRG) no período 1988-2020, utilizando dados de sensores remotos ativos e passivos. Foram aplicados índices como o NDSI e o NDWI e o mapeamento de imagens Landsat 4 TM e Sentinel-2. As zonas de radar e a ALN (neve úmida e transitória) foram determinadas pelo retroespalhamento e pela elevação obtidos na imagem Sentinel-1 IW (verão de 2020) e no MDE. O processamento da imagem Sentinel-1 envolveu a remoção do ruído termal, a calibração, a correção do terreno e a filtragem *speckle*. Foram analisados dados de média e erro padrão para as perdas de área das geleiras voltadas para os setores da Passagem de Drake (PD) e do Estreito de Bransfield (EB). Assim como, foram elaborados gráficos de dispersão e correlação para fatores como perda de área glacial, distâncias de determinadas cotas batimétricas e área percentual acima da ALN transitória. Foram obtidos valores de retroespalhamento de ≤ -13 dB para a zona de neve úmida e a ALN transitória foi identificada em uma altitude mínima de 300 metros (abrangendo 55% da área glacial da ilha). O mapeamento resultou em uma área glacial total de 1006,04 km² para 2020 (erro <1%). A perda de área glacial desde 1988 foi de 101,34 km² (9%). A taxa de perda de área para o período de 32 anos foi de 3,17 km²/ano. As geleiras na península Keller e no Domo Bellingshausen, com ausência de ALN transitória, mostraram os maiores percentuais de perda (28,2% e 17,4% respectivamente), seguido do campo de gelo Warszawa (15,6%) e Kraków (13%). Dentre os campos que possuem a ALN transitória, destacam-se os percentuais de perda do Campo de Gelo Warszawa. A Parte Oriental possui expressivas perdas percentuais (10,4%). As perdas de área percentual nas cotas ≤ 150 m de elevação é maior nos campos de gelo Kraków, Warszawa e Domo Bellingshausen. Os percentuais de perda de área por campo de gelo aumentam com a diminuição do percentual de área acima da ALN transitória, da área total e da elevação máxima. Há menores variações nas geleiras com sua frente em porções marinhas mais rasas (PD). A maior variação é encontrada nas geleiras de desprendimento dos setores de maior profundidade de água (EB) devido ao controle de diferentes aspectos na estabilidade da frente da geleira e nas taxas de desprendimento de gelo. O campo de gelo com maior área total é a Parte Oriental, seguido da Parte Central e do Arctowski, os quais também possuem maior área percentual acima da ALN e menores perdas de área. Além das forçantes climáticas no período, há fatores que operam modulando o comportamento das frentes e que explicam as diferenças de retração e de ALN encontradas em cada campo de gelo.

Palavras-chave: Sentinel-2; Landsat; *Normalized Difference Snow Index* (NDSI); *Normalized Difference Water Index* (NDWI); Retração glacial; SAR.

Abstract

The Antarctic and Subantarctic glaciers have higher mass balance sensitivity, mainly maritime glaciers that have higher temperatures at the Equilibrium Line Altitude. Thus, it is essential to understand glaciers responses to climate change and the continuous monitoring by Remote Sensing data. This work investigates the Snow Line Altitude (2020) and the glacial area loss of the King George icefields in the period of 1988-2020 using active and passive remote sensing data. The Sentinel-2 and LANDSAT satellite images were applied in glacier mapping and index (NDSI and NDWI) to determine the glacier area variations in the period. The radar zones and Transient Snow Line (TSL) altitude were identified using Sentinel-1 IW (2020 summer) and the digital elevation model data to analyze their sensitivity to recent environmental changes. The S-1 was processed with thermal noise removal, calibration, terrain correction and speckle filtering steps. The area loss mean and pattern error values were analyzed by Drake Passage (DP) and Bransfield Strait (BS) sectors. The area loss was associated with environmental characteristics such as bathymetry, elevation, area above the TSL altitude using graphs of the comparison and correlation. The backscattering values of the ≤ -13 dB was identified as a wet snow zone and 300 m was determined to TSL altitude. 55% of glacial coverage is located above the TSL altitude in summer 2020. Eastern, Central and Arctowski icefields have more dimensions and the highest values of the glacial coverage located above the TSL altitude. The island has 1006.04 km² (error <1%) of the total glacial area for 2020 and had 101.34 km² (9%) area loss since 1988/1989. The glaciers have retreated 3.17 km²/year in the last 32 years. The Keller Peninsula glaciers and Bellingshausen Dome had a more significant loss (28% and 17%) and had not been verified TSL altitude in 2020 for both. The Warszawa, Kraków and Eastern icefields had 15.6%, 13% and 10.4% of the loss and had an area above the TSL altitude. The Kraków, Warszawa and Bellingshausen Dome icefields had the highest area loss in the 150m elevation range in this period. The area loss values (%) increased with decrease of the dimensions, total area above TSL and lower values for maximum elevation of the icefields. The lowest glacial shrinkage occurs in coastal shallow sectors. The calving glaciers with ice-flow toward deeper and steeper submarine sectors (associated to BS) had higher glacier variations in comparison with others (associated to DP) due ice-margin stabilization and calving rate changes. The climatic and ocean input and multiple environmental factors have influence in TSL altitude and retreat difference between glaciers.

Keywords: Sentinel-2; Landsat; *Normalized Difference Snow Index* (NDSI); *Normalized Difference Water Index* (NDWI); Glacial shrinkage; SAR.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Ilha Rei George.....	17
Figura 2: Zona de acumulação e ablação de uma geleira.....	23
Figura 3: Posições de ancoragem de uma geleira de término em água..	25
Figura 4: Ilustração de geleiras no Mont Blanc, na Pequena Idade do Gelo e atualmente.	27
Figura 5: Altura da ALE para a geleira Overlord	33
Figura 6: Zonas das geleiras e zonas de SAR.	34
Figura 7: Fluxograma metodológico para o pré-processamento SAR.....	39
Figura 8: Correção manual do shapefile do NDSI	42
Figura 9: Classificação NDSI em uma complexa área selecionada para a validação, que compreende o campo de gelo Warszawa	43
Figura 10: Zonas com presença de água supraglacial na Collins.	44
Figura 11: Perfis de retroespalhamento (dB) e elevação (m) no mesmo local da geleira Viéville - Campo de Gelo Kraków.....	45
Figura 12: Perfis de retroespalhamento (dB) e elevação (m) em diferentes setores da geleira Lange - Campo de Gelo Arctowski.....	46
Figura 13: Imagem Sentinel-1 IW (20 de março de 2020) após as etapas de pré-processamento.....	48
Figura 14: Zonas de contato entre geleira e feições rochosas demonstrando diferenças entre vetorização manual e NDSI	50
Figura 15: Diferenças de valores para vetorização manual e vetorização utilizando o índice NDSI.....	51
Figura 16: Pontos de controle obtidos em campo e a classificação automática obtida por NDSI e NDWI.....	52
Figura 17: Perda de área das geleiras da Ilha Rei George entre 1988/-1989 - 2020 e linhas com cotas batimétricas para o entorno da IRG.....	53
Figura 18: Perda de área por campo de gelo no período para a IRG.	54
Figura 19: Área dos campos de gelo para o período por cota de elevação.	55
Figura 20: Gráfico do percentual de perda de área média das geleiras da IRG por setor e tipo de término.....	57
Figura 21: Gráfico de correlação do percentual de perda de área glacial e porcentagem de área acima da ALN.....	58

Figura 22: Gráfico de correlação do percentual de perda de área glacial e elevação máxima das geleiras da IRG.	58
Figura 23: Gráfico das geleiras da Parte Oriental, para a perda percentual de área para, área percentual acima da ALN transitória e distância em quilômetros da margem da geleira a cotas batimétricas iguais ou superiores a 15 m de profundidade	59
Figura 24: Gráficos de correlação para geleiras da Parte Oriental com perda percentual de área glacial e percentual de área acima da ALN e percentual de perda de área associada a distância batimétrica.	60

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Base de dados.	36
Quadro 2: Imagens orbitais e modelo digital de elevação utilizados.	37
Quadro 3: Intervalos de retroespalhamento para a zonas de radar.	47
Quadro 4: Dados climatológicos	47
Quadro 5: Síntese dos resultados de área para o período de análise	54
Quadro 6: Perda de área percentual no período de 1988/1989 - 2020 por cota de elevação.....	56
Quadro 7: Intervalos de retroespalhamento para gelo e neve.	64

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Água Circumpolar Profunda - CDW

Altitude da Linha de Equilíbrio - ALE

Altitude da Linha de Equilíbrio Estacionária - ALE_0

Altitude da Linha de Neve - ALN

Antarctic Digital Database - ADD

Campo de Gelo Arctowski - CGA

Campo de Gelo Kraków - CGK

Campo de Gelo Warszawa - CGW

Corrente Circumpolar Antártica - ACC

Domo Bellingshausen - DB

Global Land Ice Measurements from Space - GLIMS

Estreito de Bransfield - EB

European Space Agency - ESA

Ilha Rei George – IRG

Ilhas Shetlands do Sul - ISS

Índice de Diferença Normalizada de Água - NDWI

Índice de Diferença Normalizada de Neve – NDSI

Modelo Digital Batimétrico - MDB

Modelo Digital de Elevação - MDE

Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas - IPCC

Parte Central - PC

Parte Oriental - PO

Passagem de Drake - PD

Península Antártica - PA

Península Fildes - PF

Península Keller - PK

Programa Antártico Brasileiro - PROANTAR

Raio da Área de Acumulação - RAA

Sensoriamento Remoto - SR

Synthetic Aperture Radar - SAR

Sistema de Informações Geográficas - SIG

Sentinel Application Platform - SNAP

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivo Geral.....	15
1.2 Objetivos Específicos	15
1.3 Justificativa.....	15
1.4 Área de Estudo	16
1.4.1 Geologia	17
1.4.2 Climatologia e Mudanças Climáticas	18
1.4.3 Geomorfologia Glacial.....	18
2. REFERENCIAL TEÓRICO	19
2.1 Processos Glaciais	19
2.2 Tipos de Geleiras: O contexto das geleiras de término marinho e não marinho	20
2.3 Balanço de massa e a sensibilidade das geleiras às mudanças climáticas ...	22
2.4 O monitoramento do impacto das mudanças climáticas nas áreas glaciais ...	28
2.5 Determinação da Linha de Neve das geleiras com o uso de dados SAR.....	31
3. MATERIAIS E MÉTODOS	36
3.1 Materiais	36
3.2 Pré-processamento das imagens ópticas e composição RGB	38
3.3 Pré-processamento da imagem de radar	38
3.4 Geração dos índices NDSI e NDWI para validação do <i>shapefile</i> manual e utilização de pontos de controle	40
3.5 Geração da Altitude da Linha de Neve Transitória	44
3.6 Análises Estatísticas.....	45
4. RESULTADOS	46
4.1 Identificação das zonas de radar	46

4.2 Caracterização da Altitude da Linha de Neve transitória.....	49
4.3 Validação do mapeamento e estimativa de variação de área glacial para os campos de gelo	49
4.4 Análise de caso - as geleiras da Parte Oriental.....	59
5. DISCUSSÃO	62
5.1 Potencialidades e limitações da metodologia e dos dados usados no monitoramento das geleiras	62
5.1.1 <i>Potencialidades e limitações para a obtenção das zonas de radar e ALN transitória</i>	62
5.1.2 <i>Potencialidades e limitações do uso de Índices espectrais</i>	63
5.2 Mudanças na cobertura glacial da IRG e o surgimento de novas áreas livres de gelo devido à elevação da linha de frente das geleiras	64
5.3 Diferenças no comportamento das frentes entre os campos de gelo e a influência de fatores ambientais locais	67
5.3.1 - <i>A elevação e a ALN como fatores condicionantes</i>	67
5.3.2 - <i>A retração de geleiras de término em terra</i>	68
5.3.3 - <i>A retração de geleiras de término em mar e seus condicionantes</i>	69
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	74
REFERENCIAL	76

1. INTRODUÇÃO

Ao longo das últimas décadas, as geleiras têm apresentado retração e perda de volume como resposta à tendência de aquecimento atmosférico antropogênico, em escala global (ROE, BAKER & HERLA, 2017; LI *et al.*, 2019; HOCK & HUSS, 2021). O sexto relatório do Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas (IPCC) (2021) indica que as mudanças climáticas têm se intensificado e ocorrem de maneira mais acelerada do que o identificado para os últimos 6500 anos do Holoceno. O relatório diz também que as perdas de área glacial para a Península Antártica (PA) têm aumentado desde o ano de 2000 e que desde a década de 90 a influência humana é possivelmente a principal causa do recuo das geleiras localizadas nos polos e em outras latitudes.

O uso do Sensoriamento Remoto (SR) é empregado no monitoramento das geleiras (GAO & LIU, 2001; QUINCEY & BISHOP, 2011) tendo em vista que geralmente se trata de grandes áreas e em locais remotos (PAN *et al.*, 2011; GJERMUNDSEN *et al.*, 2012; PAUL *et al.*, 2015). Para a Antártica, alguns estudos utilizaram com sucesso imagens ópticas no monitoramento de geleiras (SIMÕES *et al.*, 2015; SOTILLE, BREMER & SIMÕES, 2016; HILLEBRAND, ROSA & BREMER, 2018; PUDELKO *et al.*, 2018; OLIVEIRA *et al.*, 2019; SILVA *et al.*, 2020).

Estudos evidenciam que a PA e região marítima subpolar antártica vem sofrendo com um aquecimento regional mais intenso nas últimas décadas (KING & HARANGOZO, 1998; KEJNA, 1999; VAUGHAN *et al.*, 2003; FERRON, *et al.*, 2004; AQUINO, SETZER & SIMÕES, 2006; SIMÕES *et al.*, 2015). Para o período de 1979 - 2019 se verifica também um aumento de dias com temperatura positiva, com registro de temperaturas altas inclusive para meses como: março, abril, outubro e novembro para a PA (TURNER *et al.*, 2021). Carrasco, Bozkurt & Cordero (2021) sugerem que a partir de 2010 o período de resfriamento, iniciado no final dos anos 90, e que ocorreu durante a primeira década do século XXI, pode ter terminado. É possível que essas mudanças estejam associadas ao aumento da emissão dos gases do efeito estufa, assim como a outros fatores, entre eles a perda de ozônio estratosférico e a extensão do gelo marinho (TURNER *et al.*, 2021).

Em consequência do aumento da temperatura média do ar, as geleiras da PA e Antártica Marítima estão retraindo (COOK *et al.*, 2005; COOK *et al.*, 2014; SILVA *et al.*, 2020). Ainda que Cook *et al.* (2016) também aponte o aquecimento do mar como

responsável pela retração das geleiras. Assim, a região marítima subpolar Antártica, onde está a ilha Rei George (IRG), é uma área de importante monitoramento para compreender a resposta das geleiras a estas mudanças (SIMÕES *et al.*, 1999).

1.1 Objetivo Geral

Investigar as possíveis diferenças de ALN dos campos de gelo e da perda de área entre as geleiras no período 1988-2020, utilizando sensores remotos ativos e passivos.

1.2 Objetivos Específicos

- a. Investigar as diferenças entre os campos de gelo quanto à ALN transitória para 2020 utilizando uma cena do sensor Sentinel-1, modo IW.
- b. Analisar a área atual e a perda de área total das geleiras por campo de gelo para o período de 1988/1989-2020 com aplicação de índices espectrais.
- c. Investigar as diferenças de perda de área e relacionar aos parâmetros de área total, ALN transitória do campo de gelo, setor (Drake ou Bransfield) e tipo de geleira;

1.3 Justificativa

As geleiras da Antártica, que estão localizadas em latitudes próximas a 60°S, têm uma sensibilidade maior no balanço de massa às mudanças climáticas, assim como as geleiras com taxas de precipitação anual entre 2 e 3 x 10³ mm e as de menor continentalidade (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). As geleiras da IRG (62°S), por sua localização geográfica, estão próximas ao ponto de fusão sob pressão (JONSELL *et al.*, 2012). Desta forma, essa pode ser considerada uma região sensível às mudanças climáticas, logo o seu monitoramento é importante para entendermos como outras áreas podem responder a essas mudanças.

A compreensão do comportamento dos indicadores do balanço de massa dos campos de gelo da área de estudo é relevante, para isso, é necessário identificar a linha de neve transitória. A Altitude da Linha de Equilíbrio (ALE) transitória, que se aproxima da ALN transitória, é controlada pelo balanço de massa da geleira. Quando

há predominância da ablação, ou seja, balanço de massa negativo, a ALE transitória será mais elevada. A ALN é sensível a diversos fatores (precipitação no inverno, temperaturas de verão, transporte de neve seca pelo vento), assim, as flutuações na ALN fornecem informações importantes da resposta das geleiras às mudanças climáticas (BAKKE & NESJE, 2011).

Além disso, as geleiras da IRG podem apresentar diferentes condições de área total, influência marítima ou não da PD e do tipo de término. Esse estudo promoveu o maior entendimento dessas relações para a área, sobretudo para geleiras às quais não foram alvo de monitoramentos anteriores. Essas informações podem auxiliar na compreensão do estado atual das geleiras, assim como, nas novas dinâmicas e ajustes ambientais que ocorrem no local de análise.

A geração de arquivos vetoriais com informações quanto à retração, área total e linha de frente para 1988/1989 e 2020 e a estimativa da ALN transitória dos campos de gelo da IRG permitem a atualização dos dados existentes para algumas geleiras até 2020.

A identificação do tipo de término e as mudanças dessas geleiras é relevante, pois geleiras com retração por desprendimento são muito dinâmicas (WARREN, 2011). Buscar compreender o comportamento das geleiras da IRG frente ao cenário de aquecimento regional é importante para entender os mecanismos de resposta climática da região. Já que o continente antártico apresenta teleconexões com o Hemisfério Sul (AQUINO, SETZER & SIMÕES, 2006; SCHOSSLER *et al.*, 2019).

1.4 Área de Estudo

A IRG (62° 00' S, 58° 17' W) (Figura 1) está localizada nas ilhas Shetlands do Sul (ISS), na região ao norte da PA. Esta é a maior ilha das SS, possuindo 1.250 km² e com cerca de 93% de sua área coberta de gelo (BRAUN & RAU, 2000). Essa ilha é formada pelo Campo de Gelo Arctowski (CGA), Domo Bellingshausen (DB), Parte Oriental (PO), Campo de Gelo Kraków (CGK), Campo de Gelo Warszawa (CGW) e Parte Central (PC). Sobre as altitudes a ilha não apresenta grandes elevações, pois a maior calota de gelo da IRG está a 700 m de elevação em relação ao nível do mar, mais de 30% da ilha situa-se em elevações menores que 250 m (BRAUN & RAU, 2000).

As geleiras das ISS, e, conseqüentemente, da IRG não possuem grande extensão e são próximas ao ponto de fusão, e, assim podem responder rapidamente às mudanças nos padrões de precipitação e temperatura atmosférica (SIMÕES *et al.*, 1999). As geleiras na área de estudo possuem término em mar (geleiras de maré e de desprendimento) e término não-marinho, sendo que Perondi *et al.* (2020) encontrou 21 geleiras da área que possuem essa última configuração de término.

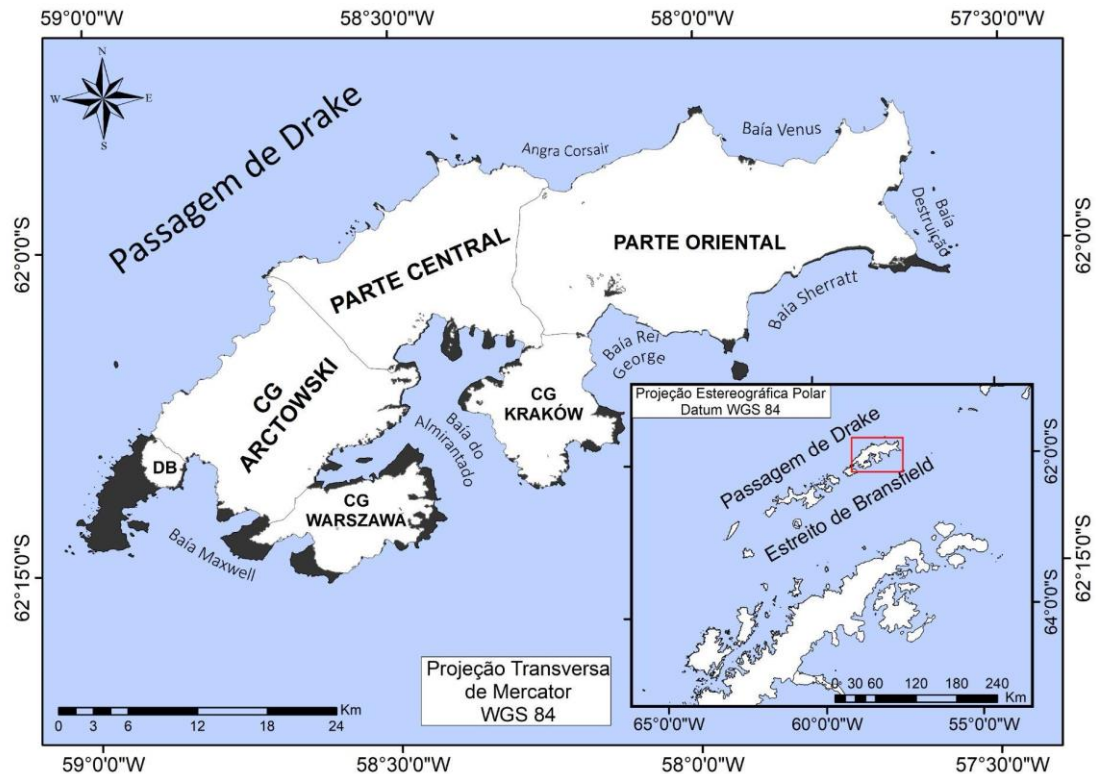


Figura 1: Localização da Ilha Rei George com seus respectivos campos de gelo, baías e das Shetlands do Sul. DB: Domó Bellingshausen; CG Warszawa: Campo de Gelo Warszawa; CG Arctowski: Campo de Gelo Arctowski; CG Central: Parte Central; CG Kraków: Campo de Gelo Kraków; Parte Oriental. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

1.4.1 Geologia

As SS estão associadas a uma extensão do Arco Scotia (CURL, 1980). Esse arco teve seu desenvolvimento no rompimento do supercontinente Gondwana, o que levou a separação do sul da América do Sul e da crista Antártica (LIVERMORE & WOOLLETT, 1993), e é caracterizado por ser uma zona de falhas transcorrentes (MALDONADO *et al.*, 1998). Esse arco, ainda, é importante para entender o

comportamento da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), a qual terá implicação no manto de gelo antártico (MALDONADO, DALZIEL & LEAT 2015).

Essas ilhas possuem rochas do Pré-Cambriano até o Terciário Médio ou Superior, compostas por rochas sedimentares, metassedimentares, vulcânicas e intrusivas do Cretáceo Superior ao Terciário (CURL, 1980). Para a IRG, Barton (1965) mapeou rochas provavelmente do Jurássico Superior plutônicas e subvulcânicas da Suíte Intrusiva Andina, e blocos falhados do Cretáceo Superior ao Mioceno.

1.4.2 Climatologia e Mudanças Climáticas

O clima na IRG, segundo Ferron *et al.* (2004) é denominado de polar oceânico do hemisfério sul (Etf). Para o período de 1970 - 1991 as temperaturas na ilha possuem uma média anual de -2.4°C e 498 mm de precipitação (JIAHONG *et al.*, 1994). O clima é influenciado por sucessões de sistemas de baixa pressão movendo-se para leste (JIAHONG *et al.*, 1998). Durante os meses de verão são registrados dias de temperatura positiva nas baixas altitudes da ilha, já nos meses de inverno também podem ocorrer temperaturas acima de 0°C (RACHLEWICZ, 1997).

Sobre as mudanças nas taxas de precipitação líquida, ao analisar o período de 1986 - 2007, foi verificado que os dias com precipitação líquida representaram de 22,7% - 59,2% do total de dias com precipitação, com maiores taxas para o período de 1986 - 1996 do que de 1997 - 2007 (FERRANDO, VIEIRA & ROSA, 2009). Para temperatura atmosférica, Ferron *et al.* (2004) verificaram um aumento de 1,1 °C para o período de 1947 - 1995.

1.4.3 Geomorfologia Glacial

A IRG apresenta em suas áreas livres de gelo paisagens proglaciais, as quais apresentam formas de relevo como cristas morânicas, morainas laterais, morainas finais de avanço, morainas finais de recessão, *flutings*, *eskers* e canais entrelaçados (ROSA *et al.*, 2018). Das 21 geleiras que não possuem término no mar, 25% destas eram marinhas em 2000 e as novas áreas livres de gelo (de 2000 - 2019) envolvem um total de 1,7 km² (PERONDI *et al.*, 2020). As formas e processos atuantes nessas áreas livres de cobertura glacial são periglaciais, glaciais, fluviais e litorâneas (LÓPEZ-MARTINEZ *et al.*, 2016).

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Processos Glaciais

Cerca de 10% do total da superfície terrestre encontra-se coberta por gelo glacial (FREZZOTTI & OROMBELLI, 2014). Atualmente, 99% desse volume está contido nas regiões polares, e, somente 1% desse total é relativo às geleiras de montanhas e demais calotas de gelo em regiões tropicais e temperadas (FREZZOTTI & OROMBELLI, 2014).

Uma geleira se forma onde a acumulação é maior que a ablação, o que pode ocorrer geralmente em altas latitudes e/ou altitudes, com temperaturas baixas e úmidas através da progressiva deposição, acumulação e recristalização da neve sob a ação do seu próprio peso, ao longo de milhares de anos (RUDDIMAN, 2008; RAYNAUD & PARRENIN, 2009; BENN & EVANS, 2010; CUFFEY & PATERSON, 2010; SHRESTHA, 2011). Ao depositar-se, a neve gradualmente deforma-se, sua estrutura de floco de neve é rompida, e os grãos de neve se tornam mais arredondados. À medida que a neve se deposita, o ar atmosférico ocupa o espaço entre os grãos, e a neve que permaneceu após a estação de ablação, passará por um processo gradual de compactação e metamorfismo (KEEGAN, 2021). Este estado intermediário entre neve e gelo irá chamar-se *firn* (OBBARD, BAKER & LOMONACO, 2011; BUIZERT & HELSEN, 2021; KEEGAN, 2021). A força gravitacional vai exercer pressão sob o *firn*, resultando no processo de recristalização da neve e formação do gelo (RAYNAUD & PARRENIN, 2009; OBBARD, BAKER & LOMONACO, 2011; BUIZERT & HELSEN, 2021).

A geleira é uma massa compacta de gelo que se move pela ação da gravidade sob seu próprio peso por fluxo plástico e deslizamento basal, tendo três componentes principais, a acumulação, a ablação e o término (DOBHAL, 2011). A partir do momento em que as geleiras movem-se devido à força gravitacional, o contato com a superfície, com o substrato rochoso, gerará o atrito, o qual será uma força contrária a esse movimento. Assim, elas podem se mover através da deformação no gelo basal e movimento plástico. Devido à pressão e à fricção, poderá ocorrer o derretimento do gelo basal e lubrificação desse substrato, interferindo na velocidade do fluxo de gelo (GREVE & BLATTER, 2009; JISKOOT, 2011; HEWITT, 2014; CHRISTOPHERSON & BIRKELAND, 2017).

A dinâmica da geleira é influenciada pelo seu regime termal, o qual pode ser caracterizado como frio, temperado ou politermal (BENN & EVANS, 2010). As geleiras politermais são as mais comuns e possuem regimes mistos de temperatura e refletem vários fatores, como a temperatura superficial e subsuperficial, variações na espessura do gelo, velocidade do gelo e o fluxo geotérmico (BENN & EVANS, 2010). Esse tipo de geleira, que pode ser comum na PA (GLASSER, 2011), muitas vezes possui o gelo próximo ao ponto de fusão na sua região basal e gelo abaixo do ponto de fusão na sua superfície (HUTTER, 1993; GLASSER, 2011). Estudos apontam ainda que sua frente também possui o gelo mais frio, com margens mais congeladas (IRVINE-FYNN *et al.*, 2006; MOORE, IVERSON & COHEN, 2009; BENN & EVANS, 2010).

Já as geleiras de base termal úmida possuem água de degelo basal (COGLEY *et al.*, 2011). Estas geleiras temperadas, podem ser encontradas nos trópicos até regiões subpolares, têm seu movimento por deslizamento basal e deformação interna do gelo (FOUNTAIN, 2011). E possuem o gelo e a neve próximos ao ponto de fusão sob pressão (em torno de 0°C) (BENN & EVANS, 2010; FOUNTAIN, 2011; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017), o que difere de geleiras localizadas no manto de gelo Antártico, o qual possui gelo em temperaturas de -40°C a -60°C (PATERSON, 1994).

O movimento glacial também é determinado por fatores como: a geometria do gelo, ou seja, espessura do gelo e inclinação subjacente; propriedades do gelo, como sua temperatura e densidade; pelo acamamento rochoso ao qual está submetido; pela hidrologia subglacial; pelo ambiente marginal ao gelo; e pelo balanço de massa, como as taxas de acumulação e ablação (JISKOOT, 2011).

2.2 Tipos de Geleiras: O contexto das geleiras de término marinho e não marinho

As geleiras podem ser divididas em uma série de categorias, as quais dependem de seus tamanhos e localizações. Silva (2016) aponta as classificações primárias das bacias de drenagem de geleiras como: plataforma de gelo, geleira de rocha, glaciarete e campo de neve, calota de gelo, campo de gelo, geleira de montanha, geleira de vale e geleira de descarga. Um manto de gelo, que não se encontra listado acima, por exemplo, é uma grande massa de gelo, sua morfologia

não depende da topografia e possui tamanho continental, como o manto de gelo Antártico. As calotas de gelo são massas glaciais menores que os mantos de gelo, e que podem ter diversos domos, assim como podem possuir geleiras de descarga (SIMÕES, 2004). Já os campos de gelo são regiões menores do que as calotas, e as suas geleiras são influenciadas pela topografia local (RAU *et al.*, 2005).

Uma geleira de vale, por sua vez, possui uma área de acumulação bem definida e é limitada pela topografia local, seguindo um vale pré-existente (RAU *et al.*, 2005). Geleiras de montanha incluem geleiras de circo, geleiras de nicho, geleiras suspensas (geralmente aderem às paredes do vale ao qual estão confinadas) (RAU *et al.*, 2005). Já os glaciaretos são massas de gelo pequenas, com volumes de massa pequenos e sem movimento (RAU *et al.*, 2005).

Geleiras de descarga podem fluir de um manto de gelo, como a geleira Lambert, Antártica Oriental. Assim como de uma calota de gelo e de um campo de gelo, usualmente seguindo a topografia (SIMÕES, 2004; RAU *et al.*, 2005). Esta encontra-se confinada por penhascos em seu entorno, assim como por morainas laterais (SILVA, 2016).

Em relação à categoria frontal, Silva, Arigony-Neto & Bicca (2019) discutem que o desprendimento dar-se-á através do desprendimento de *icebergs*¹ das geleiras, esse desprendimento pode ocorrer em geleiras terrestres também, onde este se quebrará de penhascos. Já as geleiras de frente flutuante, segundo os autores, possuem a sua terminação suspensa no mar, e a linha de encaixe desta geleira será passível de ser detectada. Em relação ao seu perfil longitudinal, as cascatas terão uma mudança de inclinação longitudinalmente e as cascatas de gelo estarão sobre vertentes íngremes (SILVA, ARIGONY-NETO & BICCA, 2019).

Na Antártica, por exemplo, podem ocorrer correntes de gelo de fluxo mais rápidos relacionados ao manto de gelo, essas correntes de gelo no geral fornecem uma ligação entre a criosfera e o oceano, já que são responsáveis por descarregar uma alta quantidade de material nesses (BENNETT, 2003). As geleiras que terminam no oceano, podem ser geleiras de maré, geleiras tributárias de plataformas de gelo ou geleiras de descarga (RAU *et al.*, 2005). Estas podem fluir de mantos de gelo da Antártica (BINDSCHADLER *et al.*, 2011).

¹ Segundo Simões (2004) *icebergs* são massas de gelo flutuante de grandes proporções já desprendidas de uma geleira.

Em relação às características primárias, na região da PA, assim como nas ISS, há geleiras de tipo de vale e maré que fluem de calotas ou campos de gelo. Já em relação às suas características como término e perfil longitudinal, a IRG, por exemplo, possui geleiras em domo, geleiras de piemonte, geleiras em cascata de gelo e geleiras de maré (GLIMS, 2000).

Mais recentemente, outros autores identificam que a PA possui 61% de suas geleiras categorizadas como de descarga, onde, como categoria frontal, 30% se constituem como geleiras de desprendimento e 17% como flutuantes, e como categoria longitudinal identificou-se também geleiras de cascata (SILVA, ARIGONY-NETO & BICCA, 2019). Segundo Silva (2016), as bacias glaciais mais sensíveis à retração são as de descarga, com predominância de perda de área para a sua região frontal, já geleiras de desprendimento e com frentes flutuantes demonstram-se sensíveis tanto ao avanço quanto à retração.

O tipo de término das geleiras pode ser aterrado, flutuante ou terrestre. As geleiras aterradas podem terminar tanto no mar ou em lago (RAU *et al.*, 2005). O término de uma geleira será o seu estado em um dado momento de análise (KUMAR, 2011). Essa posição é determinada por fatores como o balanço de massa da geleira, assim a relação entre a quantidade de entrada e o fluxo de gelo que sofrerá ablação marginalmente, pode ocasionar na retração, estabilização ou avanço desta (COPLAND, 2011; RINTERKNECHT, 2011). As formas de relevo proglaciais, localizadas na zona marginal ao gelo, expostas pela retração glacial, irão registrar as condições e as dinâmicas de geleiras no passado, estas serão influenciadas pela topografia, litologia e climas locais (BENN *et al.*, 2003). A partir das informações que estas formas fornecem é possível realizar reconstruções das frentes da geleira no passado.

2.3 Balanço de massa e a sensibilidade das geleiras às mudanças climáticas

As geleiras são dinâmicas e vários elementos contribuem para a sua formação e crescimento. A variação líquida da massa glacial entre a mesma data em anos sucessivos define o balanço de massa anual (CUFFEY & PATERSON, 2010).

Uma geleira pode ter uma zona de acumulação à montante e uma de retração à jusante, a linha divisória entre ambas será a ALE. O balanço de massa terá influência na razão entre a área total e a área de acumulação de uma geleira (DYURGEROV & MEIER, 2005). A ALE (Figura 2) é onde a acumulação e a ablação são iguais (BENN & LEHMKUHL, 2000; BAKKE & NESJE, 2011) (Figura 2). A ALE frequentemente pode coincidir com a ALN no final do verão, em casos de que não ocorra gelo sobreposto (COGLEY *et al.*, 2011; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017).

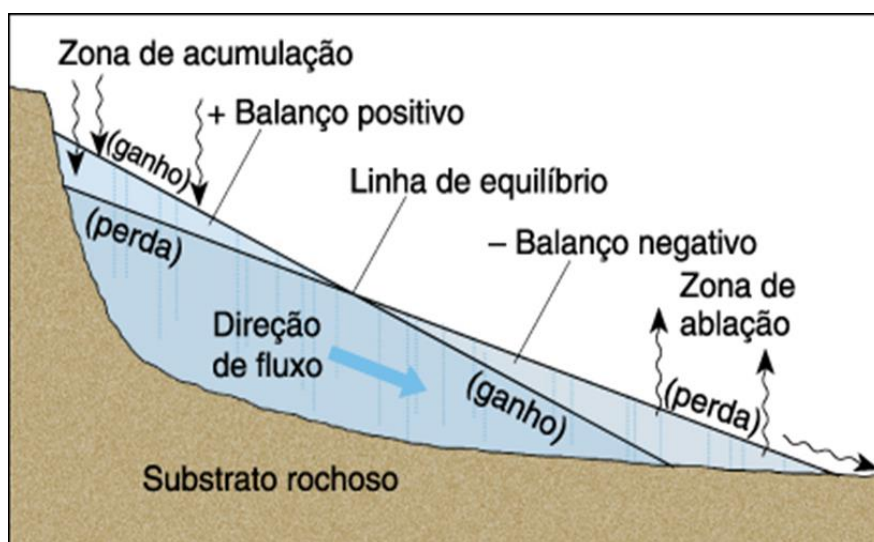


Figura 2: Zona de acumulação e ablação de uma geleira. Fonte: (Christopherson, R. & Birkeland, G., 2017).

A acumulação de massa de uma geleira ocorre pela adição de massa devido à precipitação na forma de neve, deposição da neve transportada pelo vento, recongelamento da água de degelo, condensação de gelo a partir do vapor de água, transporte de neve e gelo para uma geleira e avalanchas (SIMÕES, 2004; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). Esse processo de acumulação ocorre usualmente em altas latitudes, mas pode ocorrer também em regiões de alta altitude, como as cadeias montanhosas.

O balanço de massa é influenciado pelas condições meteorológicas anuais como a temperatura e a precipitação, tal qual dependem de fatores como a radiação solar, a umidade e a velocidade do vento (PAUL *et al.*, 2007; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). Nesse contexto, a localização, orientação e o quanto estas geleiras estarão expostas a essas condições também são importantes, sobretudo para as geleiras de menor área (LAMSAL, 2012).

O fator que controla a dinâmica de ablação de uma geleira é o balanço de energia superficial (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). O derretimento da neve é a forma predominante de ablação ou remoção da massa, mas o desprendimento de geleiras de maré e avalanchas em geleiras suspensas e íngremes ou a remoção da neve pelo vento em áreas secas ou durante estações frias e secas pode influenciar localmente (HAEBERLI, 2011; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). Segundo Cogley *et al.* (2001) os processos de desprendimento e derretimento serão as principais maneiras que uma geleira perderá massa.

O desprendimento de *icebergs* é uma das maneiras fundamentais de recuo da frente glacial (VIELI, 2011) e em certas regiões se apresenta como um dos principais mecanismo de ablação (PATERSON, 1994; BENN, WARREN & MOTTRAM, 2007; BENN & EVANS, 2010; ENDERLIN *et al.*, 2018; KING *et al.*, 2020). Devido à maior velocidade de fluxo em relação ao término, as geleiras de desprendimento de *icebergs* apresentarão uma série de fendas em direção a sua margem (VIELI, 2011), as fendas são rachaduras no gelo devido ao movimento da geleira (CHRISTOPHERSON & BIRKELAND, 2017). A velocidade de fluxo tenderá a ser mais alta próxima ao término e seu movimento será basal (VIELI, 2011). O fluxo será mais rápido porque a resistência do substrato rochoso no seu término será menor (VIELI, 2011). A espessura dessas geleiras na região terminal e mudanças nas suas dinâmicas também é um fator que controla as suas taxas de desprendimento (BENN, WARREN & MOTTRAM, 2007).

Assim, as geleiras marinhas podem ser influenciadas não só pelas mudanças de temperaturas regionais, como também pelo ponto de ancoragem (Figura 3), dinâmicas do gelo (como a velocidade e espessura), profundidade da água, embasamento rochoso, maré (BENN & EVANS, 2010), geometria do fiorde, profundidade da linha de encaixe e gelo marinho (PORTER *et al.*, 2014; CARR, STOKES & VIELI, 2014).

Desta forma, o tipo de término das geleiras também influencia em distintas dinâmicas de ablação para cada uma (BJØRK *et al.*, 2012; CARR, STOKES & VIELI, 2014), a identificação do tipo de término e as mudanças destas geleiras é relevante, pois o comportamento de geleiras de maré, por exemplo, é dinâmico possuindo vários mecanismos de interação (BENN & EVANS, 2010). Já as de término em terra terão seu comportamento de avanço ou retração fortemente influenciadas pela temperatura

superficial média do ar (DAVIES *et. al*, 2014). Elas podem ser influenciadas pela largura do vale e topografia (BARR & LOVELL, 2014). Nas geleiras temperadas deste tipo de término, o processo de ablação é predominantemente por derretimento, e a acumulação geralmente ocorre por precipitação de neve e avalanchas (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017).

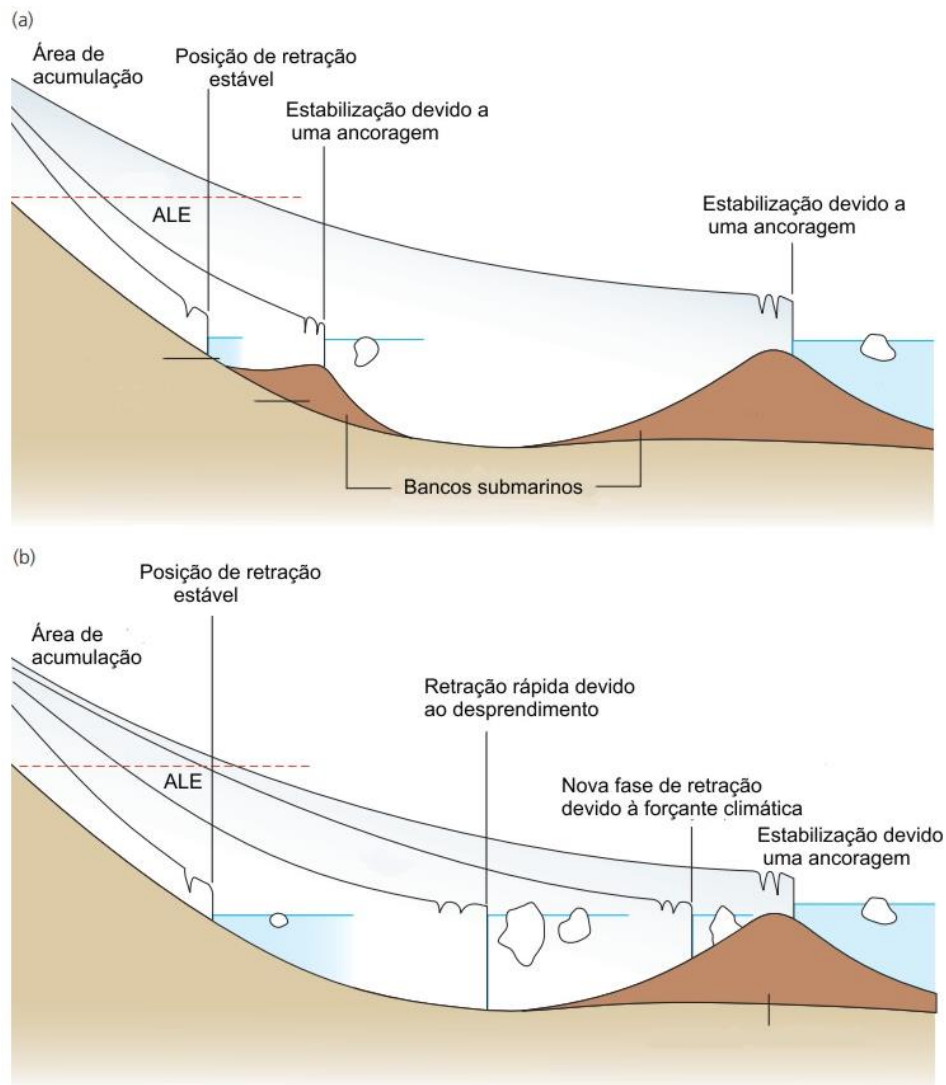


Figura 3: a) Estabilização da frente em posições de ancoragem no ambiente submarino e redução da taxa de desprendimento de icebergs e (b) rápida retração em posição mais profundas. Fonte: (Adaptado de Benn & Evans, 2010).

A mudança no balanço de massa de uma geleira, considerando um período maior de tempo, pode indicar mudanças em variáveis climáticas de uma região, seja temperatura do ar ou precipitação (DYURGEROV & MEIER, 2005). A temperatura do ar desempenha um papel fundamental no balanço de massa das geleiras, já que, segundo Oerlemans (2001), para suprir mudanças na temperatura do ar é necessário

grandes mudanças nas taxas de precipitação. A temperatura ainda influenciará no tipo de precipitação de uma região ao longo do ano (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). O derretimento superficial de uma geleira, em geral, vai apresentar uma forte dependência em relação à temperatura do ar (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017., 2017).

O tipo climático a que uma geleira está submetida fornece distintas respostas às mudanças na temperatura atmosférica, geleiras submetidas a climas mais úmidos possuem maior sensibilidade do que as submetidas a climas mais áridos (OERLEMANS, 1992). Visto que em condições áridas o tempo de resposta é maior, já em condições úmidas menor (YAMAGUCHI & FUJITA, 2013). Os ambientes marítimos possuem a característica de serem, geralmente, mais úmidos, boa parte da precipitação nesses locais ocorrerá em temperaturas próximas a 0°C, ou seja, próximo ao ponto de fusão da água (CULLEN & CONWAY, 2015), pequenas alterações na temperatura do ar podem desencadear grandes mudanças na acumulação em locais com essas características (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017).

Se a temperatura da superfície de neve ou gelo encontra-se no ponto de fusão, aumenta a proporção do fluxo de material líquido, portanto, as taxas de derretimento tendem a aumentar fortemente com o aquecimento da atmosfera sobrejacente (CUFFEY & PATERSON, 2010). Ou seja, quando o equilíbrio é perturbado continuamente por processos como a diminuição ou o aumento da queda de neve ou ainda o excessivo derretimento, por exemplo, a geleira irá avançar ou retrair sua frente.

Ao observar uma escala maior de tempo, alguns eventos de desprendimento podem estar associados às mudanças climáticas (SOHN, JEZEK & VAN DER VEEN, 1998; SCAMBOS *et al.*, 2000; JOUGHIN, ABDALATI & FAHNESTOCK, 2004; DOMACK *et al.*, 2005), assim, como, relacionados à temperatura da água dos oceanos (MURRAY *et al.*, 2010; PORTER *et al.*, 2014; LUCKMAN *et al.*, 2015; COOK *et al.*, 2016; RIGNOT *et al.*, 2019). Desta forma, a interação com o oceano, como o contato com o gelo marinho também é um fator importante para a compreensão do comportamento das geleiras de término marinho (SOHN, JEZEK & VAN DER VEEN, 1998; SIMÕES *et al.*, 1999; JOUGHIN *et al.*, 2008; VIELI & NICK, 2011; CARR, STOKES & VIELI, 2014; MASSOM *et al.*, 2018).

Como podemos observar na figura 4, geleiras são massas em progressiva mudança. Isso se dá pelo fato de serem sensíveis às mudanças ambientais e climáticas às quais podem estar submetidas (BACH, RADIĆ & SCHOOF, 2018) e é isto que torna as geleiras bons indicadores das mudanças climáticas

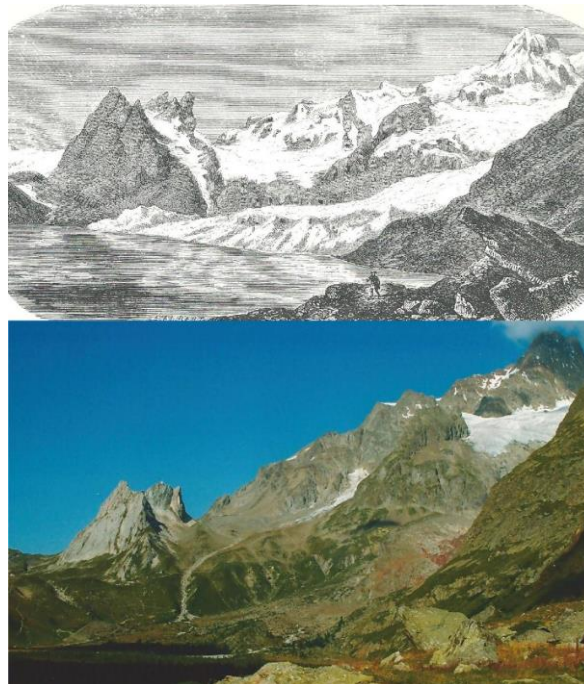


Figura 4: Ilustração das geleiras Estelette e Lex Blanche, localizadas em Mont Blanc, na Pequena Idade do Gelo e atualmente. Fonte: (Frezzotti & Orombelli, 2014).

Geleiras, então, são sistemas complexos que podem expandir-se e retrair em resposta a essas mudanças. Seu tamanho, sua história e seu desenvolvimento estão relacionados às condições climáticas às quais estarão submetidas (LAMSAL, 2012). Assim, a ALE pode ser estimada e será uma medida importante, pois sua mudança anual nos indicará a variação de seu balanço de massa (OHMURA, KASSER & FUNK, 1992).

Estudos indicam que as atividades antrópicas provocam mudanças no planeta, o período marcado por esses efeitos é o Antropoceno, podemos citar como uma dessas mudanças a temperatura atmosférica devido a mudanças nas emissões de gases do efeito estufa (RUDDIMAN, 2013). Assim, as atividades humanas podem também ser mecanismos de pressão às geleiras (VIGÀNO *et al.*, 2003; SCHWANK *et al.*, 2016; MAGALHÃES *et al.*, 2019; CERECEDA-BALIC, RUGGERI & VIDAL 2020), como por exemplo, é o crescimento populacional, a urbanização, a industrialização, e o aumento de emissão de gases. A ablação glacial é considerada,

portanto, como um dos resultados das mudanças ambientais, possuindo relações diretas ou indiretas com as atividades humanas e levando a um novo rearranjo ambiental (FREZZOTTI & OROMBELLI, 2014).

2.4 O monitoramento do impacto das mudanças climáticas nas áreas glaciais

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIG's) permite obter e fornecer informações sobre variações nas extensões das geleiras de acordo com imagens multitemporais (GAO & LIU, 2001). O GLIMS, por exemplo, disponibiliza um inventário *online* de geleiras realizado através de SR. O qual contém geleiras de distintas partes do globo, e que conta com seus divisores de drenagem e linha de frente (RAU et al. 2005, ARENDT *et al.*, 2012). Esse banco de dados é gerenciado pela equipe do projeto e por colaboradores de distintas áreas de especialização, onde disponibiliza-se os resultados das análises que contam com contornos das geleiras, metadados, referencial bibliográfico, e em alguns casos, vetores de linha de neve, hipsometria e linhas de fluxo (GLIMS & NSIDC, 2018).

Segundo relatório do IPCC (VAUGHAN, 2014) diversos autores têm evidenciado que geleiras em diferentes locais do mundo têm retraído. As observações integram metodologias glaciológicas e geodésicas e mostram que, para o século 21, as taxas de perda de massa das geleiras aumentaram (ZEMP *et al.*, 2015). Se verifica a retração em zonas de montanha como na Cordilheira dos Andes (RACOVITEANU *et al.*, 2008; REKOWSKY, BREMER & VETTIL, 2019; CERECEDA-BALIC, RUGGERI & VIDAL 2020), na Cordilheira dos Himalaias (MAURER *et al.*, 2019) e na Cordilheira dos Alpes (PAUL, KÄÄB & HAEBERLI, 2007). Inclusive, nos mantos de gelo polares se verifica a perda de massa glacial, na Groenlândia (BJØRK *et al.*, 2012; KING *et al.*, 2020) e no manto de gelo Antártico e PA (SCAMBOS *et al.*, 2000; FAVIER *et al.*, 2014; MASSOM *et al.*, 2018; RIGNOT *et al.*, 2019). Nas últimas três décadas, a retração glacial de geleiras de montanha e geleiras de descarga da Groenlândia e Antártica trouxeram à luz evidências relacionadas às mudanças climáticas, e levantaram questões sobre aumento do nível do mar, diminuição de recursos hídricos em certas regiões, assim como demais riscos que podem acarretar-se (FREZZOTTI & OROMBELLI, 2014). Os resultados apontados no Relatório da NOAA, em 2018 (NOAA, 2020), indicam que a perda glacial das geleiras do estudo contribuiu com o

equivalente a 1.247 milímetros cúbicos de água. Ainda, segundo o mesmo relatório, as perdas de massa glacial têm aumentado, e equivalem a um aumento de -676 milímetros por ano na década no início de 2000 e a -921 milímetros por ano no período 2010-2020.

Sobre o contexto da área de estudo, os trabalhos indicam que a área segue essa tendência de respostas às mudanças ambientais em curso. Onde as maiores perdas de gelo flutuante ocorreram no oeste da Antártica e na PA, sendo que para o período de 2003 - 2019 a PA perdeu 27% de massa (SMITH, B. *et al.*, 2020). Rau *et al.* (2004) identificaram que no período de 1986 - 2002 muitas geleiras da PA retraíram, principalmente os setores nordeste e sudoeste. Para essa região, Cook *et al.* (2014) apontam que, desde o último avanço glacial, 90% das 860 geleiras de término marinho dessa península diminuíram sua área. Para os autores, o inventário das geleiras dessa região (envolve 1590 bacias de drenagem glacial) mostra que o comportamento varia bastante de acordo com a forma da geleira, a declividade e o término, apontou-se também que as geleiras de menor área respondem mais rápido às mudanças de temperatura. Cook *et al.* (2016) encontraram que mudanças na temperatura oceânica de profundidade média estão relacionadas a mudanças de frentes glaciais na região, onde a temperatura da camada oceânica abaixo de 100 m de profundidade exerce forte influência no comportamento da frente glacial. Os autores evidenciaram que ao sul da PA, geleiras que terminam em Água Circumpolar Profunda (*Circumpolar Deep Water* - CDW), a qual é mais aquecida, passaram por maiores mudanças do que as que terminavam em águas mais frias.

Ainda na região da PA, para a IRG, estudos têm demonstrado mudanças ambientais para a ilha. Park *et al.* (1998) identificaram retração de 250 m na falésia de gelo Marian Cove - Baía de Maxwell para o período de 1956 - 1986, com um período de reavanço seguido por outro de retração de 270 m para 1989 - 1994, assim como identificaram retração de 400 m para Potter Cove em 1956 - 1989. Para a Marian Cove Lee *et al.* (2008) estimam que esse local até 2060 não terá mais cobertura de gelo caso a tendência de aumento da temperatura atmosférica persista. Simões *et al.* (1999) verificaram para quatro décadas (meados de 1950 – 1995) de análise uma perda de 7% da área coberta por gelo da ilha, principalmente no setor oriental e uma ascensão da ALN transitória de 200 - 250 m para a década de 50 a 300 - 350 m para o ano de 1988. Ruckamp *et al.* (2011) identificaram que a IRG perdeu 20 km² de sua área no período de 2000 - 2008, cerca de 1,6% da área da ilha.

Rosa *et al.* (2013) indicam que as geleiras localizadas na Enseada Martel para o mesmo período perderam um total 6,64 km² de área. Rosa *et al.* (2015a) observaram que a geleira Wanda perdeu 31% de sua área original de 1979 - 2011.

Para o CGK Oliveira *et al.* (2019) identificaram uma tendência a perda de área destas geleiras para o período de 1956 - 2017. Perondi, Rosa & Vieira (2019) e Rosa *et al.* (2020) identificaram ainda que as geleiras de término em terra no setor oriental do CGW perderam 30% de sua área de 1956 - 2018.

Rosa *et al.* (2021) indicam também que de 1988 - 2000/2003 houve um aumento de 316% para a área dos lagos na IRG, os quais são alimentados, na sua maioria, por água de degelo glacial. E para 2000/2003 - 2020 103%, esses aumentos, segundo este estudo, podem ser atribuídos à retração das geleiras na área de estudo. Oliveira (2020) aponta que as maiores mudanças ocorreram em áreas livres de gelo e ocorreram no CGW e na península Fildes (PF).

Em relação às diferenças de perda de área para as geleiras com distintos tipos de término, Perondi *et al.* (2020) apontam que 20% das geleiras marinhas da IRG mudaram sua configuração de término de marinha para em terra no período 1979 - 2019. Segundo Braun & Goßmann (2002), na Baía do Almirantado grandes geleiras de término em mar apresentam maiores mudanças em sua frente, enquanto bacias de drenagem menores de término em mar não tiveram grandes alterações em sua frente para 1956 - 2000. Os autores ainda colocam que para a área de análise as geleiras de término em terra apresentam menores valores absolutos, mas considerando a relação da área de ablação para a área total da geleira as de término em terra apresentam maiores porcentagens de perda.

Sobre as diferenças entre geleiras localizadas no mesmo contexto climático, Simões *et al.* (2017) ao estudarem a retração de duas geleiras marinhas na PA nas últimas décadas, evidenciaram que 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. 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. Os autores apontaram que 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.

Para outras regiões, como a Groelândia, considera-se que forçantes climáticas podem levar a uma mudança na dinâmica de término de geleiras de descarga, mas a geometria da geleira (largura do fiorde e profundidade) pode determinar a duração e extensão da retração (HILL *et al.*, 2018). Neste sentido, estes fatores, coletivamente, explicam diferenças entre geleiras de término flutuante e de término ancorado no fundo marinho, pois o desprendimento de geleiras ancoradas pode ser controlado pelo atrito lateral e basal da geleira com o embasamento rochoso e este efeito é reduzido em profundos e largos fiordes (HILL *et al.*, 2018).

Em relação à metodologia para a estimativa da variação das geleiras, visando ao monitoramento do término de uma geleira, as imagens de satélites, com distintas datas, fornecem dados relevantes. Observações com satélites ópticos são essenciais para o estudo da Criosfera atualmente, possibilitando realizar estudos em grandes extensões de área, a interpretação do observador junto às análises remotas permite a extração de informação das áreas de estudo (QUINCEY & BISHOP, 2011). Os dados orbitais ópticos podem prover informações importantes através da composição de bandas e de índices. Muitos monitoramentos usam o Índice de Diferença Normalizada de Neve (NDSI), que faz a utilização de bandas espectrais com comportamentos distintos para os alvos de observação (REKOWSKY, BREMER & VETTIL, 2019).

2.5 Determinação da Linha de Neve das geleiras com o uso de dados SAR

As imagens de radar podem ter diferentes respostas para um alvo, já que muitos fatores influenciam nessas respostas. O ângulo de incidência e o declive do terreno em relação ao radar irá afetar a resposta do sinal do SAR, provocando mudanças nos valores de retroespalhamento (LEWIS & HENDERSON, 1998; TEIXEIRA, 2011). Quando os alvos estão localizados em superfícies planas, há um aumento nos valores de retroespalhamento com a diminuição do ângulo de incidência e há uma diminuição nos valores de retroespalhamento com o aumento do ângulo de incidência, pois estes serão inversamente proporcionais nesta situação (TEIXEIRA, 2011). Quando o terreno é declivoso, o decréscimo nos valores de retroespalhamento é menor com o aumento do ângulo de incidência, ou seja, uma maior ou menor

declividade do local pode produzir um efeito significativo sobre o brilho da imagem (TEIXEIRA, 2011). Assim, diferentes superfícies podem ter seu sinal diferenciado em função do comportamento angular do retroespalhamento (LEWIS & HENDERSON, 1998). As características do terreno (rugosidade da superfície, umidade do solo, e a presença ou ausência de água) vão influenciar nas respostas espectrais ou nos valores de retroespalhamento esperado para os alvos (LANG, TOWNSEND & KASISCHKE, 2008; TEIXEIRA, 2011).

As direções de visada irão afetar a interpretação de feições na imagem radar (TEIXEIRA, 2011), por exemplo, no Sentinel-1 a órbita do radar será fixa (ascendente e descendente). Outro fator de impacto para uma imagem é a sua resolução, esta será medida através da direção de iluminação do sensor, sendo proporcional ao comprimento do pulso (TEIXEIRA, 2011).

Existem três escalas de rugosidade na interpretação das respostas do radar, a macroescala, mesoescala e microescala (LEWIS & HENDERSON, 1998; TEIXEIRA, 2011). A macroescala é condicionada por formas de grande escala, maior que a célula de resolução do pixel, como mudanças consideráveis na topografia do terreno e morfologia (TEIXEIRA, 2011). Já as de mesoescalas estão relacionadas às mudanças de elevação da superfície de menor escala e nas variações na declividade, assim como será relacionada à resolução espacial do *pixel* (TEIXEIRA, 2011). Já as de microescalas são condicionadas pelas rugosidades de menor proporção do terreno (TEIXEIRA, 2011). Nesse sentido, quanto menor for a rugosidade do terreno menor será o retroespalhamento (LEWIS & HENDERSON, 1998; TEIXEIRA, 2011).

A análise da ALE, levando em consideração um período, pode prover informações sobre o comportamento das geleiras diante das mudanças atmosféricas regionais (BENN & LEHMKUHL, 2000). A ALE conectará os pontos onde a ablação e a acumulação serão iguais a zero (PAUL *et al.*, 2007).

O estado estacionário da ALE pode ser obtido a partir de parâmetros geométricos, como o Raio da Área de Acumulação (RAA) ou a elevação média da geleira (HAEBERLI & HOELZLE, 1995). O estado estacionário (ALE_0) reflete, por estar relacionado às condições climáticas as quais a geleira está submetida, mudanças nos padrões de precipitação (PAUL *et al.*, 2007). Assim, aumento na temperatura pode refletir na elevação da ALE_0 (PAUL *et al.*, 2007).

A ALE pode ser determinada pela identificação da ALN ao final da estação de ablação ao utilizar uma série temporal de análise de diversos anos (OHMURA,

KASSER & FUNK, 1992). Devido a essa diferença anual da ALE, Meier (1962) determina que a ALE ocorrerá em uma altitude média em um determinado ano, a qual será igual a ALE_0 mais a mudança dessa ALE. A ALN transitória reflete a dinâmica sazonal, e sua variação ao final da estação de ablação é anual pois responde às condições climáticas (KONZ, 2011). Meier (1962) diferencia a ALE da ALN onde a primeira é entendida como a linha que divide a área de acumulação da de ablação e a segunda, a que divide a área de acumulação transitória da área de ablação transitória, a área de ablação transitória e a área de ablação irão aproximar-se em dado momento que a primeira atinja o valor máximo para a estação de ablação. Se a ALN transitória atinge posições mais altas do que a ALE_0 indica que a geleira tem um balanço negativo de massa (ÖSTREM, 1973). A ALE de uma geleira pode ser visualizada na área de ablação de uma geleira através da identificação da zona de gelo exposto na estação de ablação (Figura 5) (PANCHUK, 2021).



Figura 5: Altura aproximada da linha de equilíbrio em vermelho na geleira Overlord para setembro de 2013. Fonte: (Panchuk, 2021).

Na geleira, a área de acumulação e a de ablação possuem características específicas. A área de acumulação de uma geleira pode conter, segundo Paterson (1994), a zona de neve seca, a zona de percolação, a zona de neve úmida e o gelo

sobreposto. Segundo o autor, a primeira será marcada pela ausência de derretimento mesmo na estação de ablação. A segunda, se dará em função do derretimento da neve que se deposita superficialmente na geleira, a água gerada por esse derretimento percola a geleira antes de atingir o ponto de congelamento, e, posteriormente, irá se recongelar. A zona de neve úmida será a parte da geleira onde a neve depositada se encontra próxima ao ponto de fusão (PATERSON, 1994).

O gelo sobreposto ocorrerá no limite inferior da zona de acumulação com o limite superior da zona de ablação. Devido à ação da água de derretimento, as camadas de gelo irão unir-se em uma massa contínua (PATERSON, 1994). A área de ablação, diferentemente das anteriores, estará localizada abaixo da linha de acumulação e é caracterizada pelo gelo exposto.

As zonas da geleira segundo Paterson (1994) se diferem das zonas de radar de Rau et al. (2000) (Figura 6). Ao utilizar dados de radar (SAR), consideram-se os limiares de retroespalhamento para determinar as zonas de radar com maior precisão, e, assim, como para estimar a ALE (Figura 6).

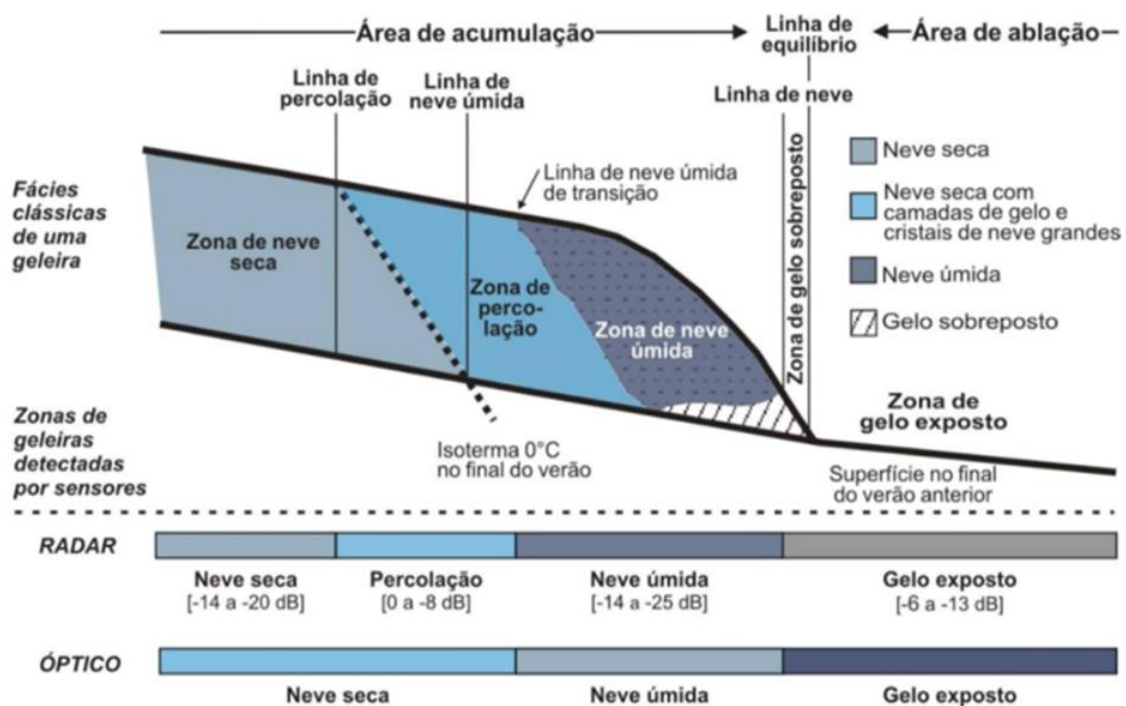


Figura 6: Zonas das geleiras segundo Paterson (1994) e zonas de sensores radar e óptico de geleiras de Rau et al. (2000). Fonte: (Simões, 2017).

Para a IRG, um estudo realizado em 1996/97 (BRAUN *et al.*, 2000), com dados SAR, não verificou zona de neve seca. O limiar altimétrico para neve seca na região

norte da PA é acima de aproximadamente 1.200 m de altitude e na IRG as elevações máximas são inferiores a esta altitude (MENDES JR, 2011).

Assim, a estação de ablação na IRG é marcada pela zona de neve úmida na área de acumulação e pela zona de gelo exposto na área de ablação (BRAUN *et al.*, 2000). O limite entre essas duas zonas de radar pode ser usado para encontrar a ALN transitória (RAU *et al.*, 2000). Os autores encontraram um limite de retroespalhamento de -8 dB como apropriado para delimitar a zona de radar chamada de percolação de gelo.

A zona de neve úmida possui o retroespalhamento baixo, já que o derretimento da neve e a presença de água líquida irá absorver parte do feixe do radar (BRAUN *et al.*, 2000), assim o coeficiente de retroespalhamento nessa zona estará relacionado às variações de temperatura, a rugosidade do gelo e da neve também determinarão a resposta angular para o alvo (BAUMGARTNER *et al.*, 1999). Na zona de gelo exposto sem neve o retroespalhamento será mais alto (BRAUN *et al.*, 2000).

Para a IRG, Jiahong *et al.* (1998) encontraram a linha de equilíbrio em altitudes de 140 - 150 m. a.s.l. para o período de 1985 - 1992. Braun *et al.* (2000) encontraram a linha de neve em uma altura próxima a 250 m. a.s.l. para 1996/97, Falk, Lopez & Silva-Busso (2018) encontraram a ALE para o período de 2010 - 2015 em uma altitude de 260 ± 20 m.

Assim como os dados SAR podem prover informações para a determinação da ALE, também são base para a determinação do RAA. O RAA será o coeficiente entre a área de acumulação e a área da geleira (MEIER, 1962). Dyurgerov & Meier (2005) colocam que, concomitantemente à mudança no balanço de massa, se verifica o aumento da ALE, e, conseqüentemente, há a diminuição da RAA.

O balanço de massa de uma geleira é uma medida bastante relevante ao descrevermos o comportamento de uma geleira e sua resposta às variações climáticas, já que essa medida responde às condições atmosféricas às quais está submetida (SHRESTA, 2011). Dyurgerov, Meier & Bahr (2009) apontam que o decréscimo da área de acumulação em relação à área reflete as respostas do balanço de massa de uma geleira às mudanças climáticas. Assim, encontrar indicadores para este balanço de massa contribui no monitoramento de geleiras e estudos futuros sobre estas.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia envolveu primeiramente o levantamento bibliográfico de alguns aspectos sobre a área de estudo e a obtenção de materiais necessários para a realização deste trabalho. A segunda parte da metodologia subdivide-se em pré-processamento de imagens de satélites orbitais ópticos, como a correção atmosférica, para a composição de bandas e cálculo de índice para validação de produtos que foram gerados, como *shapefiles* da área das geleiras para os anos de 1988/1989 e 2020. Na terceira etapa, foi feita a geração do NDSI e NDWI para a validação dos *shapefiles*. Já a quarta parte dedica-se ao pré-processamento de imagens de radar para identificação da ALN transitória e identificação das zonas de radar. Na última parte do trabalho, foi realizada a produção de gráficos, a aplicação de análises estatísticas, assim como, a interpretação dos resultados.

3.1 Materiais

Os materiais utilizados para a realização deste estudo são *shapefiles* e outros dados *rasters* demonstrados na Quadro 1 e 2:

Shapefile	Ano	Fonte
GLIMS	2000	https://www.glims.org/
<i>Antarctic Digital Database (ADD)</i>	-	https://www.scar.org/resources/antarctic-digital-database/
<i>Dados Quantarctica</i>	-	https://www.npolar.no/quantarctica/

Quadro 1: Base de dados utilizada neste trabalho. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Os divisores de drenagem glacial de cada bacia utilizados foram os fornecidos pelo GLIMS e demonstraram-se essenciais para a comparação do comportamento individual de cada geleira. Outros dados utilizados, como batimetria, para compreensão das diferenças entre o fundo marinho nos setores, e informações da linha de costa, foram obtidos do ADD (GERRISH *et al.*, 2020) e do *Quantarctica*.

Dado/Sensor	Data de obtenção	Bandas	Resolução Espacial	Tipo de Dado	Fonte
Landsat 4 TM	27 de fevereiro de 1988	1, 2, 3, 4 e 5	30 m	Imagem óptica	https://earthexplorer.usgs.gov/
Landsat 4 TM	28 de janeiro de 1989	3,2,1	30 m	Imagem óptica	https://earthexplorer.usgs.gov/
Sentinel-2B	19 de janeiro de 2020	2, 3, 4, 8 / 11	10 m e 20 m	Imagem óptica	https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home
Sentinel-1 IW HH	20 de março de 2020	C	5x20 m	Imagem de radar	https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home
TanDEM-X	2016	X	12 m	Modelo digital de Elevação (MDE)	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863567
IBCSO	2013	-	500 m x 500 m	Modelo digital Batimétrico (MDB)	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.805736

Quadro 2: Imagens orbitais e modelo digital de elevação utilizados para obtenção dos resultados. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

O mapeamento da área de geleira para 2020 foi realizado com uma imagem Sentinel-2B (escolhida pela baixa cobertura de nuvens e por corresponder ao verão). Foi escolhido imagens do Sentinel para 2020 pela possibilidade de associação de imagens ópticas e de radar de um mesmo sensor. Para a obtenção da ALN transitória, utilizou-se uma imagem Sentinel-1 *Interferometric Wide Swath* (IW), que se aproxima de imagem utilizada por Braun *et al.* (2000). Não foram mapeados ALN transitória de anos anteriores, já que o objetivo era comparação com os dados fornecidos por Braun *et al.* (2000). As condições meteorológicas, de até quatro dias antecedentes à data de obtenção da imagem, foram verificadas a partir dos dados da *Dirección Meteorológica de Chile*.

O sensor Sentinel faz parte da missão *Copernicus* realizada pela Agência Espacial Europeia (ESA). Esse satélite é um instrumento importante para o monitoramento de mudanças ambientais, pois, para além de sua boa resolução espacial, seu tempo de revisita é baixo. Já, para os sensores ópticos, é de 5 dias e enquanto para o radar é de 12 dias, estes fatores são importantes para regiões de alta nebulosidade, como a IRG.

No mapeamento da área glacial para a década de 1980 utilizaram-se duas imagens Landsat 4 Thematic Mapper (TM) para obter a abrangência total da ilha com a menor quantidade de nuvens. As bandas utilizadas da imagem Sentinel-2B foram a

2 (azul ~490 nm), 3 (verde ~560 nm) 4 (vermelho ~665 nm) e 8 (NIR - Infravermelho Próximo ~842 nm) com 10 metros de resolução espacial e banda 11 (SWIR - Infravermelho de Ondas Curtas ~1610 nm) com 20 metros de resolução. Já para o sensor Landsat 4 TM, as bandas utilizadas foram 1 (azul 0.45 - 0.52 μm), 2 (verde 0.50 - 0.60 μm), 3 (vermelho 0.63 - 0.69 μm), 4 (NIR - Infravermelho Próximo 0.76 - 0.90 μm) e 5 (Infravermelho Médio 1.55 - 1.75 μm) com 30 metros de resolução espacial.

Para obtenção de valores de elevação foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) *TanDEM-X*, obtido por dados adquiridos pelo satélite *TerraSAR-X*. O MDE possui uma resolução espacial de 12 m (Braun *et al.* 2016), o qual, segundo Idalino *et al.* (2021), apresenta boa resolução para a identificação de macroformas na península Keller (PK) - IRG. Já para a informação batimétrica, utilizou-se o dado *Bathymetric Chart of the Southern Ocean* (IBCSO), com 500 m de resolução espacial, gerado por Arndt *et al.* (2013).

3.2 Pré-processamento das imagens ópticas e composição RGB

Os produtos Landsat-4 TM e Sentinel-2B utilizados necessitaram de correção atmosférica. Para esta etapa, foi empregado o complemento *Semi Automatic Classification* (SCP) (CONGEDO, 2016) do *software* livre QGIS 3.10.2. Esse complemento, segundo Hillebrand, Rosa & Bremer (2018), realiza a correção atmosférica através da subtração do objeto escuro (DOS1).

As imagens Landsat foram corregistradas com a imagem Sentinel-2B com um erro menor de 1 *pixel*. Um erro no corregistro de imagens de ± 1 *pixel* é admissível, com este valor já tendo sido encontrado por outros autores (NIE *et al.*, 2013; LI *et al.*, 2020).

As composições coloridas (RGB) utilizadas foram: 321 e 432 para as cenas Landsat-4 TM e Sentinel-2B, respectivamente. Essas foram realizadas através da ferramenta de composição de bandas no *software* ArcMap 10.5.1.

3.3 Pré-processamento da imagem de radar

As imagens de radar (Sentinel-1 IW) passaram pela etapa de pré-processamento através do *software* *Sentinel Application Platform* (SNAP), o qual é

um *software* livre desenvolvido para processamento de imagens dos sensores da ESA. O método para o pré-processamento foi realizado segundo metodologia disponibilizada pela ESA (2021) e disposta no seguinte fluxograma (Figura 7):

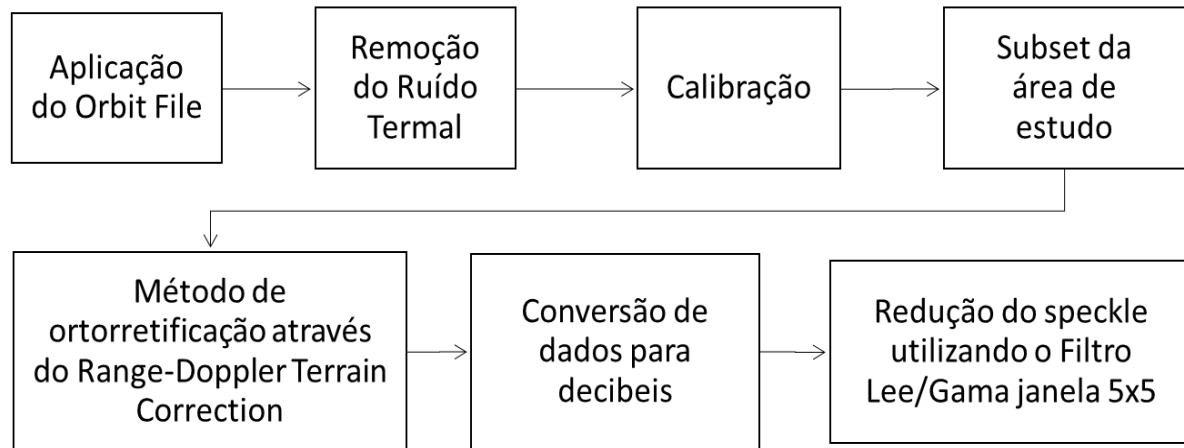


Figura 7: Fluxograma metodológico para o pré-processamento das imagens Sentinel-1 IW. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Segundo a ESA (2021), os dados relativos à órbita deste satélite não possuem acurácia precisa, assim, ao aplicar o *Orbit File* o produto recebe informações mais precisas sobre a posição e a velocidade do satélite. As imagens *Level-1 Ground* do Sentinel-1 necessitam passar por um processo de remoção do ruído termal, as correções radiométricas serão, então, segundo Won Jeong *et al.* (2017), um dos passos mais importantes do pré-processamento de imagens de radar. O ruído termal é uma energia de fundo e pode ser eliminado subtraindo o ruído pela intensidade da imagem. A calibração da imagem forneceu valores de retroespalhamento para os valores do pixel, o que possibilita a utilização quantitativa do produto. O *subset* forneceu um recorte da área de estudo, o que otimiza o tempo de processamento da imagem.

O método de ortorretificação, através do *Range-Doppler Terrain Correction* com o *DEM GETASSE30* fornecido pelo próprio *software*, realizou a compensação das distorções da imagem de radar devido a fatores como variações na topografia do terreno e inclinação do sensor. Também foi aplicado um filtro de redução do *speckle*².

² Salpico, interferência de textura granular existente nas imagens de radar.

Segundo Velho (2009), as imagens de radar sofrem o efeito “sal e pimenta” o que gera um ruído na imagem dificultando a interpretação. Para o autor, a redução do *speckle* tem como objetivo a subtração desse efeito, a utilização de filtragem única com o filtro *Lee* apresenta-se como uma opção para esse problema, se utilizou uma janela de 5x5.

3.4 Geração dos índices NDSI e NDWI para validação do *shapefile* manual e utilização de pontos de controle

Para o mapeamento de área das geleiras de estudo, gerou-se *shapefiles* com os novos valores de área para IRG baseado na delimitação visual das imagens de satélite. Na validação deste novo *shapefile* da área das geleiras, utilizou-se o índice NDSI e o índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI - *Normalized difference Water Index*), assim como, pontos de controle coletados em campo de 2020. A área da geleira ID GLIMS 287358 próxima ao pico Melville foi incorporada a geleira 289113.

Como outros autores demonstram, o sensor Landsat-4 TM (DOZIER, 1984) e Sentinel-2B (HILLEBRAND, ROSA & BREMER 2018) podem ser usados na discriminação de neve, gelo e nuvens. A imagem de 1988 abrangeu as geleiras ID GLIMS 289717, 289465, 289447, 289151 e 288181, já a de 1989, abrangeu as demais geleiras. Não foi possível utilizar imagens do mesmo ano porque havia cobertura de nuvens em alguns setores da IRG.

O NDSI foi escolhido por ser considerado um índice que auxilia na diferenciação dos alvos neve e área livre de gelo e foi gerado utilizando a metodologia de outros autores (MORRIS, POOLE & KLEIN, 2006; SILVERIO & JAQUET, 2012; OLIVEIRA, 2013; REKOWSKY, 2016; HILLEBRAND, ROSA & BREMER 2018). O método utiliza a banda do verde no espectro visível e do SWIR (banda 5 para sensor TM) para discriminar esses alvos e considera que a neve e o gelo irão refletir mais no visível (RACOVITEANU *et al.*, 2008). Há uma baixa reflectância da neve e a maior reflectância de alvos, como nuvens, entre o intervalo do espectro eletromagnético 1.57 - 1.78 μm (DOZIER, 1984; HALL, RIGGS & SALLOMONSON, 1995). A aplicação de índices mostra-se um método bastante eficiente, como demonstrado por outros autores, para a delimitação das feições glaciais. Neste sentido, Albert (2002) encontrou uma acurácia de 93,9% de precisão ao avaliar a aplicação do NDSI.

O NDWI foi empregado, pois segundo Hillebrand, Rosa & Bremer (2018), esse será mais eficaz para a delimitação de corpos aquosos. Na geração do NDSI, utilizou-se a seguinte razão de bandas:

$$NDSI (S2) = \frac{(Banda 3) - (Banda 11)}{(Banda 3) + (Banda 11)}$$

$$NDSI (L4) = \frac{(Banda 2) - (Banda 5)}{(Banda 2) + (Banda 5)}$$

Na geração do NDWI, utilizou-se a seguinte razão de bandas (MCFEETERS, 1996):

$$NDWI (S2) = \frac{(Banda 3) - (Banda 8)}{(Banda 3) + (Banda 8)}$$

$$NDWI (L4) = \frac{(Banda 2) - (Banda 4)}{(Banda 2) + (Banda 4)}$$

Visto que foram utilizadas imagens de distintos sensores (Landsat 4 e Sentinel 2B), os valores de reflectância foram distintos entre uma imagem e outra. Nesse sentido, foi considerado que as diferenças estão satisfatórias, pois outras pesquisas também encontraram valores diferentes.

Os produtos dos índices foram reclassificados em classes de rocha, nuvem, geleira e água. Para a imagem Sentinel-2B, os intervalos das classes abrangidos pelo NDSI (rocha, nuvem e geleira) foram definidos, através da observação do comportamento espectral dos alvos, como <0,2, de 0,2 a 0,7 e >0,7 respectivamente. O intervalo do NDWI definiu a classe de corpos aquosos como valores maiores que 0,2. Já para a imagem Landsat-4 TM, os intervalos do NDSI foram <0,1 para rocha, de 0,1 a 0,5 para nuvens e >0,5 para geleiras. Já o NDWI também teve seu intervalo definido como >0,2 para corpos aquosos.

Posteriormente, os arquivos *rasters* foram transformados para arquivos vetoriais e utilizou-se a ferramenta *merge* com o *shapefile* referente à água do NDWI e às feições rochosas, geleiras e nuvens do NDSI. A partir do arquivo vetorial, foi possível excluir os alvos que não correspondiam à classe à qual estavam enquadrados. Por exemplo, os *pixels* de feições rochosas com cobertura de neve que possuíam valor maior ou igual à classe geleira foram excluídos da análise (figura 8). Alguns *pixels* localizados no mar foram excluídos da análise porque obtiveram valor 0 (*No Value*).

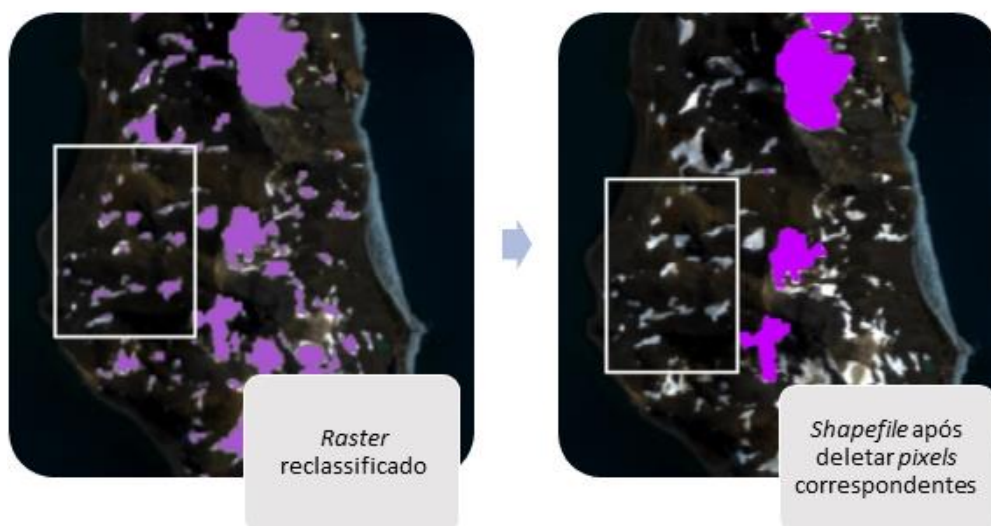


Figura 8: Processo de correção manual do *shapefile*, onde foram identificados *pixels* de confusão que obtiveram valores equivocados e foram excluídos da análise. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Durante o processamento, realizou-se um *buffer* de 200 metros a partir do vetor da linha de costa da IRG fornecido pelo ADD. E esse vetor foi interseccionado com o vetor de divisor de drenagens do GLIMS. A frente da geleira do GLIMS foi mesclada com o *buffer* da linha de costa. Realizou-se uma seleção por atributo para gerar um novo arquivo vetorial para as classes de geleiras, nuvens e água. Após, cada novo *shapefile* foi interseccionado com o vetor do *buffer*, a fim de que os valores gerados de área fossem obtidos a partir de cada divisor de drenagem identificado pelo GLIMS.

Nos vetores de nuvens e água selecionou-se, a partir da ferramenta de seleção por localização do ArcGis, apenas os *pixels* que se encontravam juntos ao polígono referente às geleiras. Alguns dos *pixels* de água ficaram sob as geleiras devido a presença de acumulação de água líquida supraglacial nesses setores. A partir desses *pixels* selecionados pela ferramenta, foi gerado um novo arquivo em formato vetor (Figura 9). Os erros e incertezas desta etapa de mapeamento foram quantificados de acordo com Stokes *et al.* (2019).

Os pontos de controle utilizados para comparação dos alvos foram coletados em campo em fevereiro de 2020 e tiveram as seguintes localizações: Moraina de Recessão (62°11'55.9" S 58°26'56.7" W), Bara Mor Lat - Moraina Lateral (62°11'53.5" S 58°26'56.7" W), Bara Sub1 (62°11'57.2" S 58°26'54.4" W), Bara Subsuperficial (62°11'58.7" S 58°26'53.7" W), Windy Mor1 (62°13'44.5"S 58°28'049"W), Windy Mor2 (62°13'43.8"S 58°28'02"W), Windy Mor3 (62°13'41.04"S 58°28'21.29W) e Windy Mor4 (62°13'49.5"S 58°28'04.6"W) (por Denni Moraes).

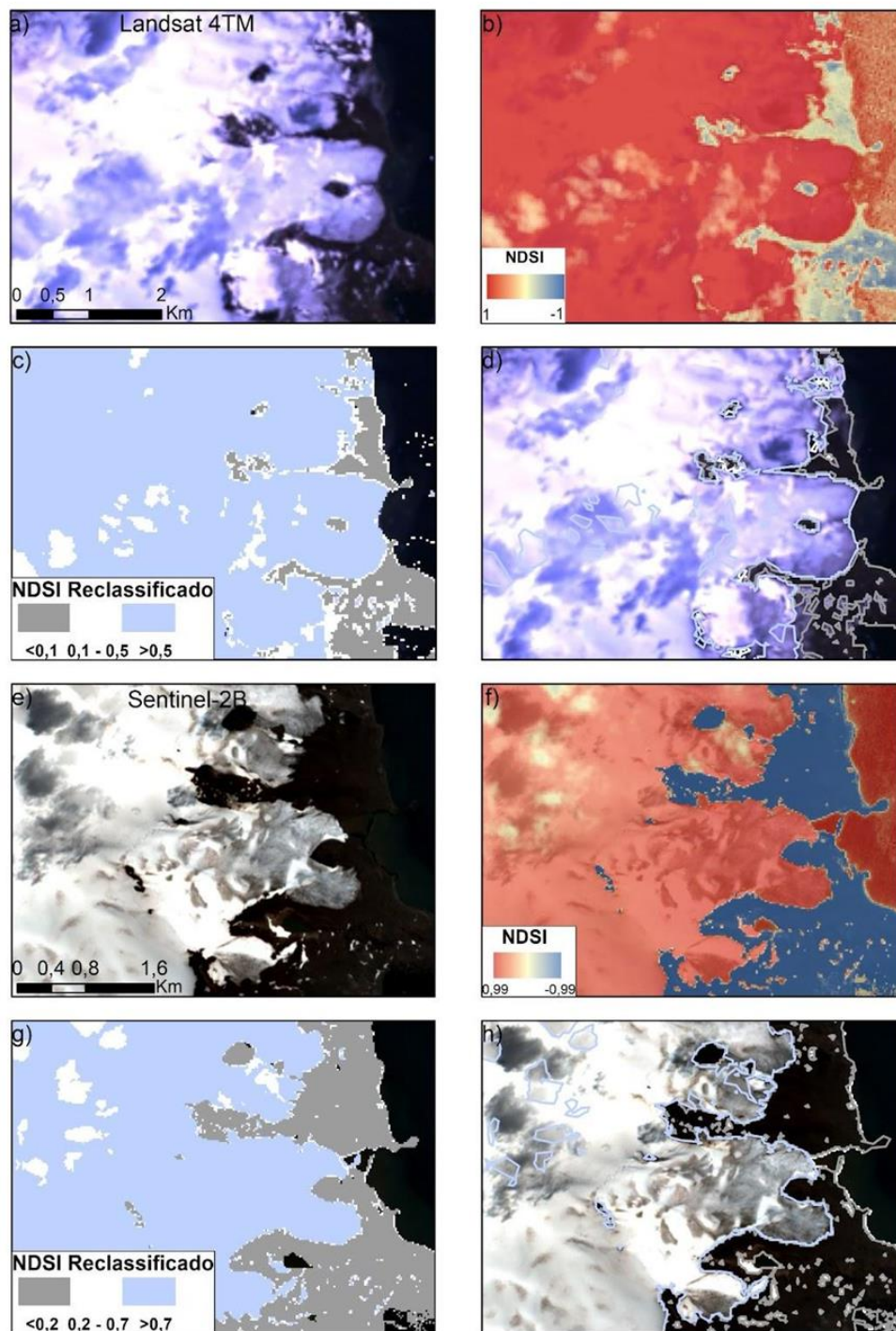


Figura 9: Classificação NDSI em uma complexa área selecionada para a validação, que compreende o campo de gelo Warszawa. (a) Imagem Landsat 4 TM (28 de janeiro de 1989) na composição RGB 321 mostrando as frentes das geleiras em contato com áreas livres de gelo. (b) Resultado da classificação NDSI mostrando os valores dos alvos no stretched. (c) Raster reclassificado usando o limiar $>0,5$ para geleiras. (d) Mapeamento final da cobertura glacial (linhas azuis) (após a aplicação da metodologia proposta) sobre a imagem L-4. (e) Imagem Sentinel-2 (9 de janeiro de 2020) na composição RGB 432 mostrando as frentes das geleiras em contato com áreas subaéreas livres de gelo. (f) Resultado da classificação NDSI mostrando os valores dos alvos no stretched. (g) Raster reclassificado usando o limiar $>0,7$ para geleiras. (h) Mapeamento final da cobertura glacial (linhas azuis) (após a aplicação da metodologia proposta) sobre a imagem S-2. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

3.5 Geração da Altitude da Linha de Neve Transitória

Foram identificadas duas zonas de radar na imagem Sentinel-1 IW e essas foram determinadas pelo retroespalhamento e pela altitude em que se encontravam, conforme a metodologia apontada por Zhou & Zheng (2017). A zona de neve úmida obteve valores de retroespalhamento < -13 dB, visto que, devido à presença de água, a neve úmida absorve mais radiação (ZHOU & ZHENG, 2017).

Identificou-se uma zona entre -15 e -17 dB e essa foi considerada como uma zona de gelo exposto. Valores menores que esses foram encontrados em alguns locais de menor elevação (< 300 m), principalmente próximo à costa PD. Fatores, como a presença de derretimento superficial na neve fresca sobre a classe de gelo exposto, pode influenciar a maior absorção de radiação, conforme figura 10. Assim, essas áreas não foram consideradas como neve úmida.



Figura 10: Exemplo de zonas a jusante da geleira com áreas de recongelamento e com presença de água supraglacial na Collins. (Fonte: Imagem disponibilizada por Carina Petsch).

A partir desses limites gerou-se um novo *raster* para a área, posteriormente esse *raster* foi transformado em *shapefile* e interseccionado com os divisores de drenagem do GLIMS. Alguns alvos, como a rocha exposta, foram influenciados por sombra e declividade e foram retirados da análise.

Foi encontrada uma ALN transitória mínima para a data de 20 de março de 2020 de 300 m de elevação. Esta condição foi definida de acordo com a observação das zonas de radar na imagem e do MDE (Figura 11), assim como contrastados com os limiares estabelecidos através do referencial bibliográfico.

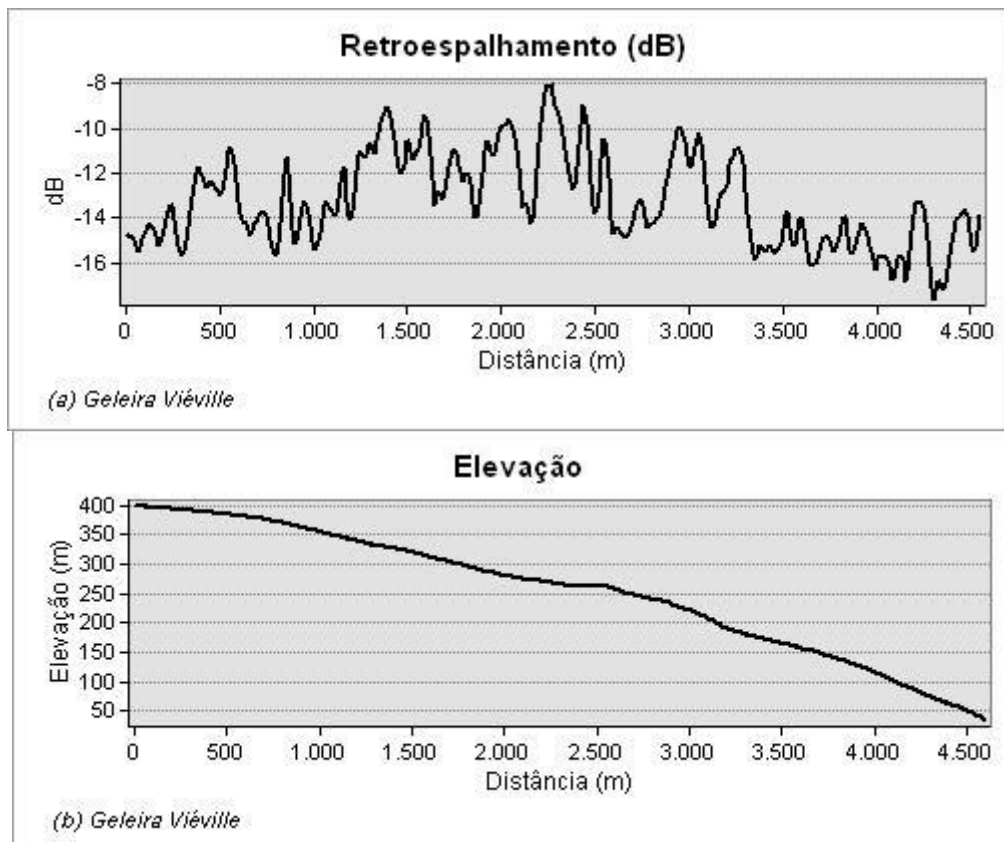


Figura 11: Perfis de retroespalhamento (dB) e elevação (m) no mesmo local da geleira Viéville - Campo de Gelo Kraków. Observa-se no perfil (a) que até por volta dos 1250 metros de distância os valores de retroespalhamento correspondem aos propostos com algumas elevações nestes valores em alguns setores; e através do perfil (b) nota-se que esta área corresponde aproximadamente à altitude de 300 metros considerada limite, assim através dos dois fatores essa área foi considerada como neve úmida; já no setor mais a jusante da geleira observa-se nos perfis uma área com valores de retroespalhamento mais baixos e de menores elevações, esta área considerou-se como gelo exposto. (Fonte: Elaboração das autoras, 2021).

3.6 Análises Estatísticas

Para melhor compreensão dos resultados e das dinâmicas atuantes na IRG, foram gerados gráficos de média e erro padrão para as geleiras voltadas para o setor da PD e para as voltadas para o EB. Assim como, foram elaborados gráficos de dispersão e correlação, utilizando o Excel, para fatores como perda de área glacial e distâncias batimétricas ou área acima da ALN transitória.

4. RESULTADOS

4.1 Identificação das zonas de radar

Há variações espaciais quando se observam os valores de retroespalhamento entre as geleiras ao analisar um perfil de montante à jusante, essas variações podem ocorrer até mesmo para a mesma geleira (Figura 12).

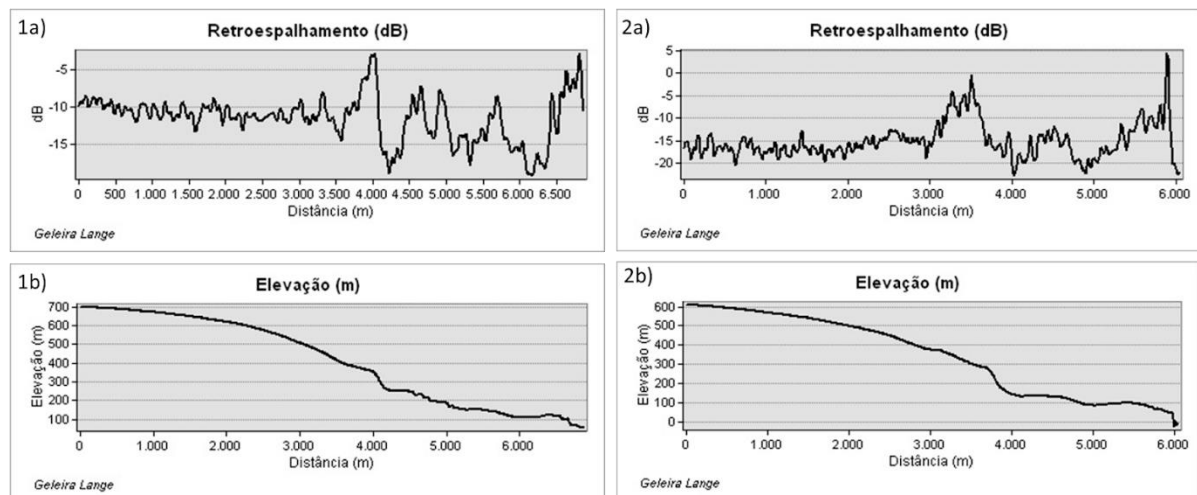


Figura 12: Perfis de retroespalhamento (dB) e elevação (m) em diferentes setores da geleira Lange - Campo de Gelo Arctowski. Observa-se nos quadros (1a) que os valores de retroespalhamento para setores mais elevados como observa-se no quadro (1b) estão próximos a -10 dB e que a partir de 3,5 km de distância do divisor da geleira ocorrem setores com maiores amplitudes de retroespalhamento, nesta região nota-se diferenças de elevação da geleira. Já para os quadros (2a) e (2b) observam-se valores correspondentes aos definidos neste estudo em distâncias de até 3 km do divisor da geleira. (Fonte: Elaboração das autoras, 2021).

Na geleira Lange, há valores distintos (próximos a -10 dB) de retroespalhamento esperados nas elevações \Rightarrow 300 m da geleira e há setores com maiores amplitudes de retroespalhamento a partir de 3,5 km de distância do divisor da geleira no perfil Figuras 12-1a e 12-1b. Enquanto que se observa a correspondência entre os valores de retroespalhamento mais baixos em distâncias de até 3 km do divisor da geleira e as elevações de 400 m (aproximadamente) e há um aumento nos valores de retroespalhamento a partir de 3 km - 4 km de distância do divisor (Figura 12-2a e 12-2b). Este padrão é observado ao longo dos campos de gelo da ilha (Figura 13). Nesse setor ocorre uma mudança de elevação marcada pela concavidade no perfil de elevação. Após essa mudança, ocorre um novo descenso dos valores de retroespalhamento no perfil com maiores amplitudes entre as cristas, já na região frontal da geleira ocorre um aumento dos valores de retroespalhamento.

Na imagem de radar Sentinel-1 IW, foi possível identificar duas zonas de radar dentre as propostas por Paterson (1994) (Quadro 3 e Figura 13): a zona de neve úmida e de gelo exposto. A zona de neve úmida é observada nas partes mais escuras e cobre grande parte dos campos de maior elevação.

Observa-se que no dia 16 de março e 17 de março havia probabilidade de precipitação líquida. No dia 18 de março, ocorreram máximas positivas apesar da média estar próxima a 0°C. Já nos dias 19 e 20 de março, não ocorreram temperaturas positivas, mas observa-se que as temperaturas foram próximas ao ponto de fusão da neve. Ocorreram precipitações no período de análise (Quadro 4).

Zona de Radar	Retroespalhamento (dB)	Sensor	Banda	Fonte
Gelo Exposto	-12 a -10 dB	ERS-1	C	Smith, L. <i>et al.</i> (1997)
	-13 a -10 dB	ERS-2	C	Braun <i>et al.</i> (2000)
	-14 a -6 dB	ERS-1/2	C	Rau <i>et al.</i> (2000)
	-17 a -15 dB	Sentinel-1	C	Este estudo
Neve úmida	-22 a -11 dB	ERS-1	C	Smith, L. <i>et al.</i> (1997)
	-22 a -15 dB	ERS-2	C	Braun <i>et al.</i> (2000)
	-15 a -25 dB	ERS-1/2	C	Rau <i>et al.</i> (2000)
	< 4 dB	Sentinel-1	C	Zhou & Zheng (2017)
	-29.9, -28.54 dB	Sentinel-1	C	Zhou, Liu & Zheng (2021)
	< -13 dB	Sentinel-1	C	Este estudo

Quadro 3: Intervalos de retroespalhamento para a Zona de Gelo Exposto e a Zona de Neve Úmida encontrados no presente estudo e por outros autores, assim como os sensores utilizados. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Estação Frei Montalva – Dados climatológicos para 14:00 hrs.				
Datas	Média °C	Min. °C	Max. °C	Precipitação
16/03/2020	2.1	1.4	2.9	1.0 mm
17/03/2020	1.1	0.1	2.0	1.2 mm
18/03/2020	-0.5	-3.5	2.6	-
19/03/2020	-2.1	-3.6	-0.5	0.3 mm
20/03/2020	-3.1	-6.2	0	-

Quadro 4: Dados climatológicos da estação antártica chilena Frei Montalva, com dados médios para a temperatura do ar superficial medida às 14 horas para os dias que antecedem a obtenção da imagem de radar Sentinel-1. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

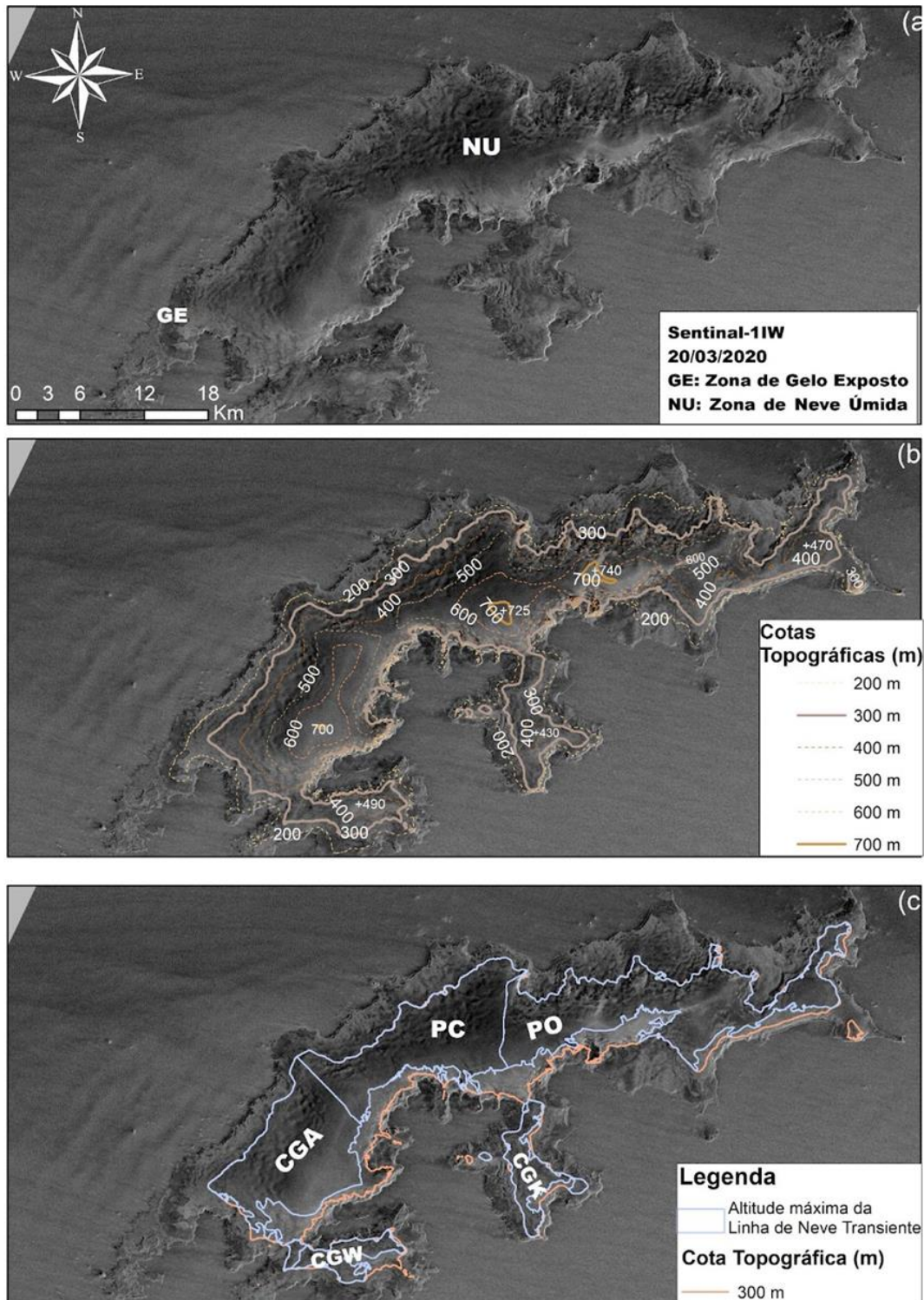


Figura 13: Imagem Sentinel-1 IW (20 de março de 2020) após as etapas de pré-processamento. (a) Identificação das zonas de radar da geleira presentes na data com base em Braun et al. (2000), onde encontrou-se Zona de Gelo Exposto e Zona de Neve Úmida. (b) Contornos topográficos obtidos através do modelo digital de elevação TanDEM-X. (c) Intersecção dos campos de gelo com ALN transitória e linha altimétrica de 300 metros, limite mínimo para a ALN transitória, CGA: Campo de Gelo Arctowski; CGW: Campo de Gelo Warszawa; CGK: Campo de Gelo Kraków; PC: Parte Central; PO: Parte Oriental. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021.)

4.2 Caracterização da Altitude da Linha de Neve transitória

Os campos que apresentaram valores para ALN transitória foram a PO, a PC, o CGW, o CGA e o CGK. Algumas geleiras localizadas na PK e o DB não apresentaram ALN transitória, já que, ou encontram-se em áreas menos elevadas que 300 metros, ou não possuíam os intervalos de retroespalhamento propostos. A PC possui maior área percentual de área na ALN transitória (55%) e elevação máxima de 726 m. Já, para os demais campos que se encontrou a ALN transitória, o que menos possui área percentual é o CGW (29%). O CGA possui área percentual de 53%, a PO apresentou 40% e o CGK apresentou valores de 33%.

A média das elevações máximas das geleiras para a IRG é de 432 metros aproximadamente. Nota-se que parte da ilha se encontra em elevações superiores a 300 m (553,78 km²) o que representa mais de 55% do total de área glacial da ilha. Já em relação a área total da ALN transitória (443,04 km²) equivale a 44,3% da área glacial total.

4.3 Validação do mapeamento e estimativa de variação de área glacial para os campos de gelo

A estimativa de área com cobertura glacial para 2020 é de 1006,04 km², já para 1988 - 1989 a estimativa de área é de 1107,38 km² no NDSI e o no NDWI para 2020. As vetorizações manuais obtiveram valores de 999,95 km² e 1104,8 km² para os respectivos anos. Os valores da vetorização manual foram utilizados no decorrer do estudo para comparativos percentuais de áreas já que as estimativas de erro foram baixas.

A diferença dos vetores do NDSI e dos vetores manuais são baixas (0,6% no ano de 2020 e 0,23% no ano de 1988/1989 para toda a IRG) e podem ser relacionadas à existência de áreas de contato das geleiras com feições rochosas como observado no CGW (Figura 14, e 15). Já na área selecionada de análise para a validação, a diferença foi de 0,89% e 0,16% respectivamente (CGW). Isto significa que temos uma incerteza menor que 1% para as estimativas de área total para toda a IRG. A validação foi considerada satisfatória ao observar a correspondência dos alvos com os pontos de controle (Figura 16).

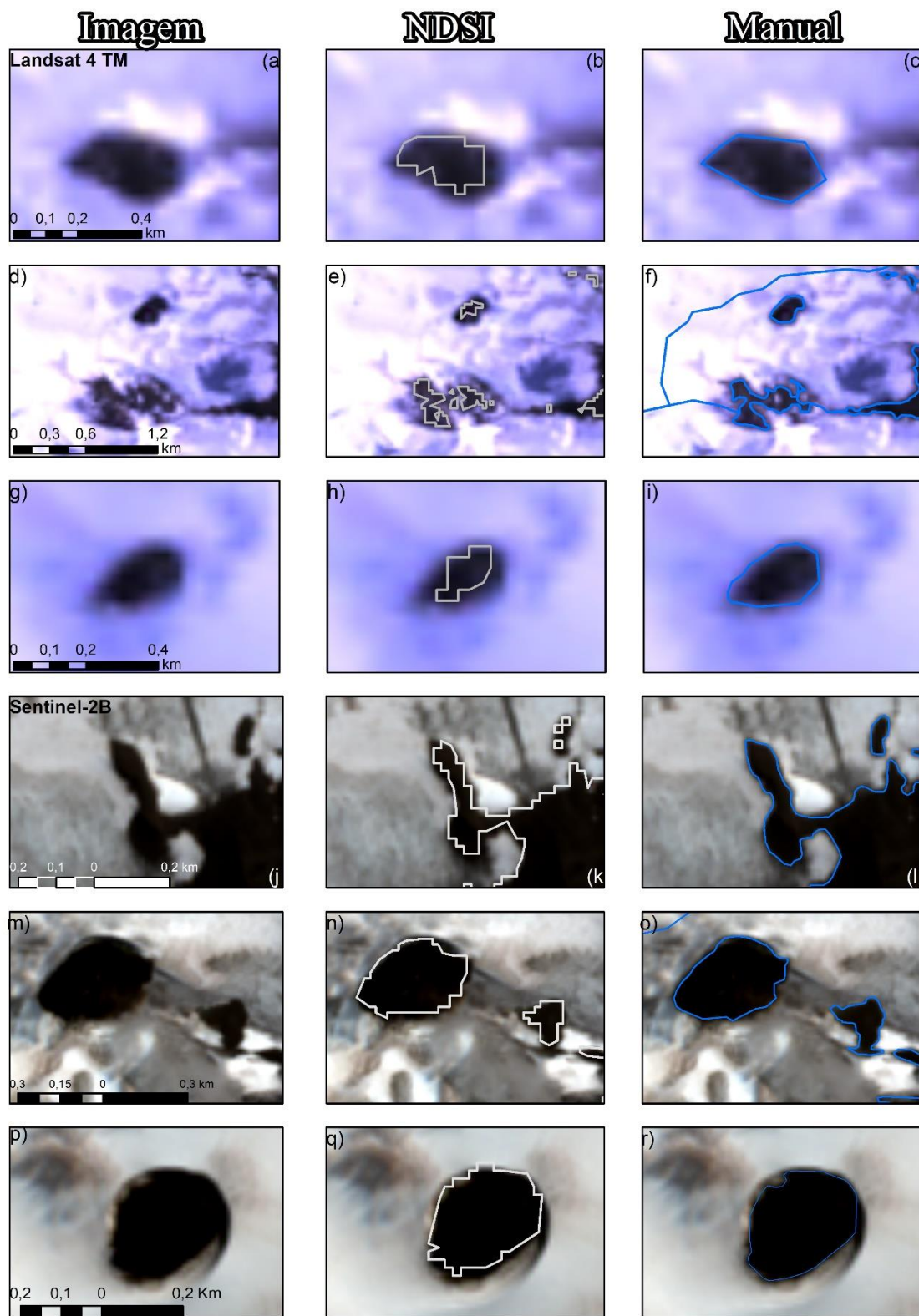


Figura 14: Zonas de contato entre geleira e feições rochosas demonstrando diferenças para a vetorização manual e para a vetorização automática através do NDSI na área teste localizada no Campo de Gelo Warszawa. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

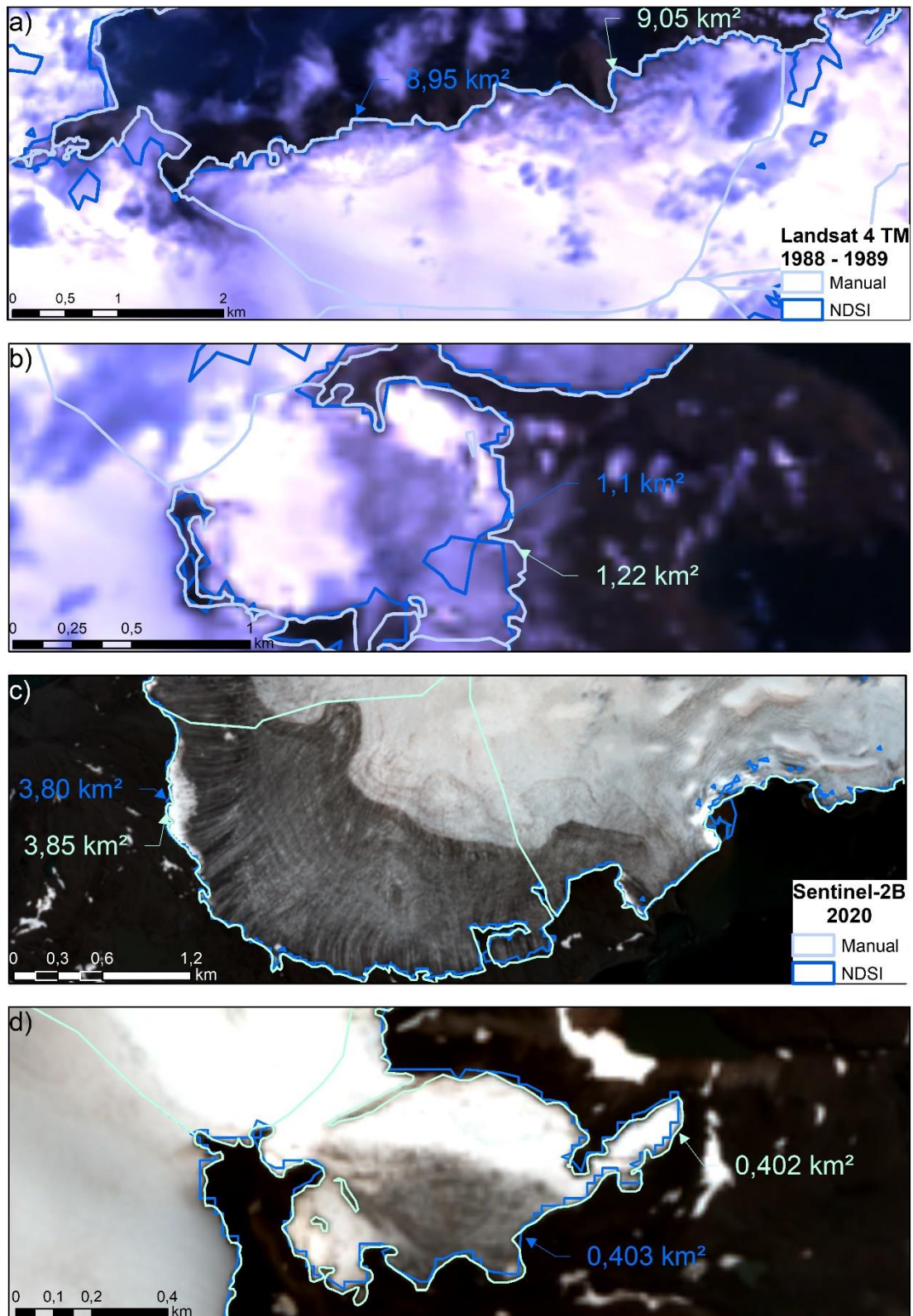


Figura 15: Diferenças de valores para vetorização manual e vetorização utilizando o índice NDSI utilizando as imagens Landsat 4 TM e Sentinel-2B para geleiras com distintos tipos de término localizadas no Campo de Gelo Warszawa. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

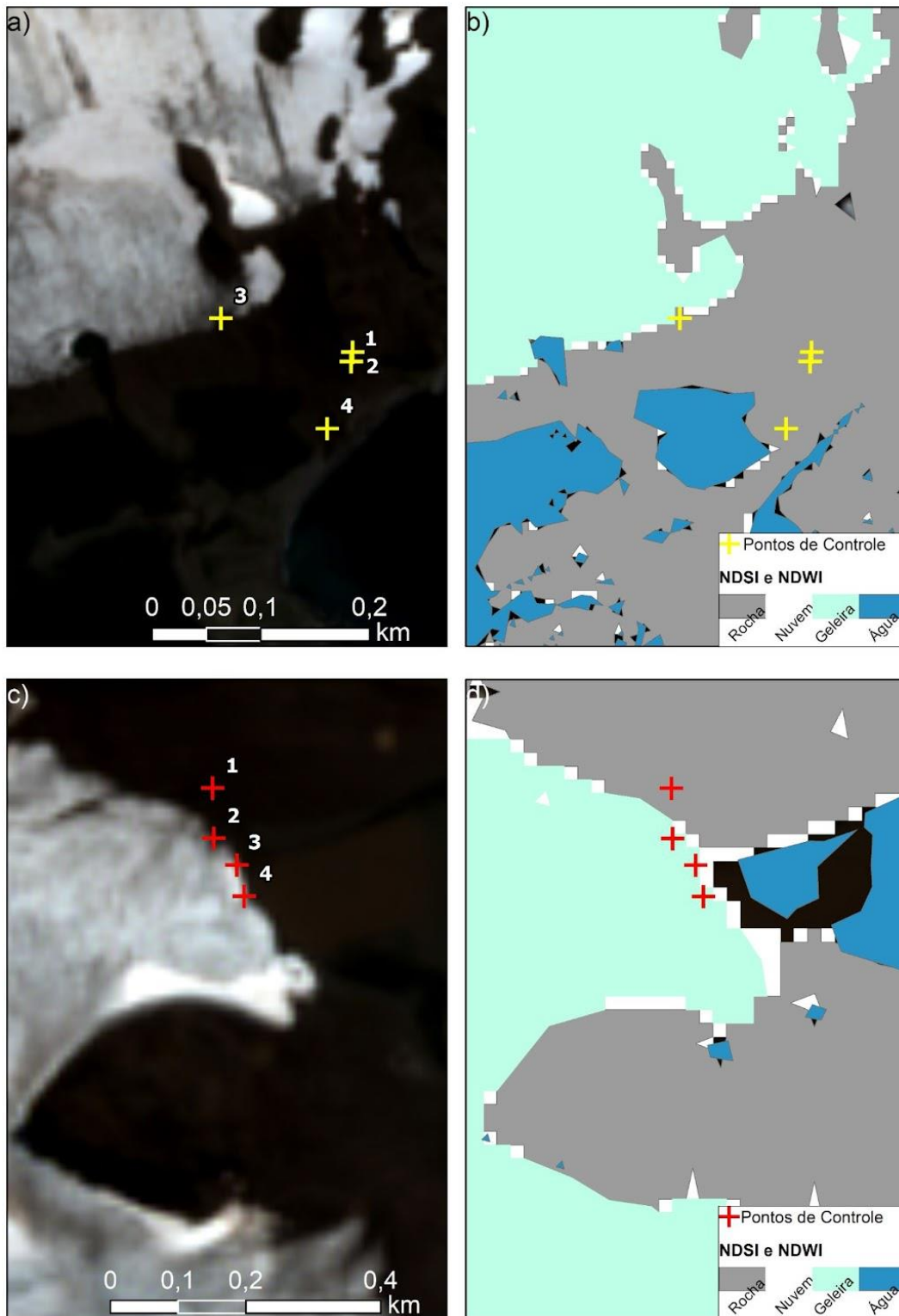


Figura 16: Pontos de controle obtidos em campo e a classificação automática obtida por NDSI e NDWI. (a) Imagem S-2B (obtida em 9 de janeiro de 2020) mostra a frente da geleira Windy - Windy Mor1 (1); Windy Mor2 (2); Windy Mor3 (3); e Windy Mor4 (4). (b) Pontos de controle obtidos em campo sobre a classificação automática obtida por NDSI e NDWI na frente da geleira Windy. (c) Imagem S-2B (obtida em 9 de janeiro de 2020) mostra a frente da geleira Baranowski - Moraina Lateral (1); Moraina de Recessão (2); Bara Sub1 (3); e Bara Subsuperficial (4). (d) Pontos de controle obtidos em campo e a classificação automática obtida por NDSI e NDWI na frente da geleira Baranowski. (Pontos de controle obtidos por Denni Moraes, durante OPERANTAR XXXVIII). Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

A perda de área total para a IRG no período de análise é de 101,34 km² para os valores dos índices e de 104,85 km² para a vetorização manual (Figura 17). Para o valor do NDSI e NDWI isto representa 9,15% de perda de área glacial na IRG em 32 anos (3,17 km² por ano). A batimetria é mais declivosa próximo à costa no setor voltado para o EB. Em relação às geleiras de término não marinho, só há uma voltada para a PD com essa característica (ID GLIMS 288746), às demais geleiras com esta características ou são a geleira Collins (ID GLIMS 288411) localizada no DB ou voltadas para EB. As maiores distâncias de cotas batimétricas para PD representam uma menor amplitude topográfica, ou seja, menor declividade, quando comparado ao setor costeiro do EB (Figura 17). As maiores variações de elevação podem ser observadas também para o setor sul da IRG (Figura 13b).

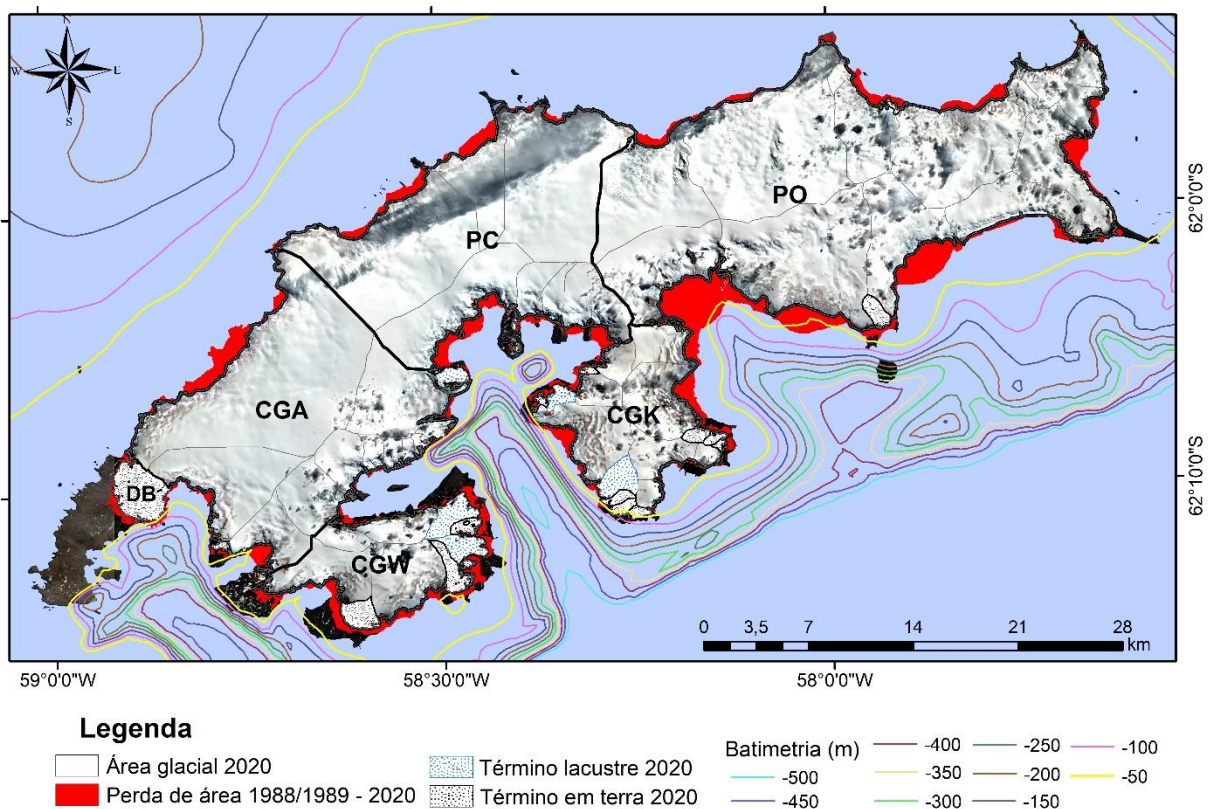


Figura 17: Perda de área das geleiras da Ilha Rei George entre 1988/-1989 (em vermelho) e 2020 (linha preta), com diferenciação das geleiras de término marinho e das de término em terra - terrestres ou lacustres. Assim como as linhas com cotas batimétricas para o entorno da IRG. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Conforme pode ser observado no gráfico sobre perda de área por campo de gelo na IRG (Figura 18 e Quadro 5), as geleiras na PK (geleiras sem campo de gelo) e o DB possuem os maiores percentuais de perda (28,2% e 17,4% respectivamente).

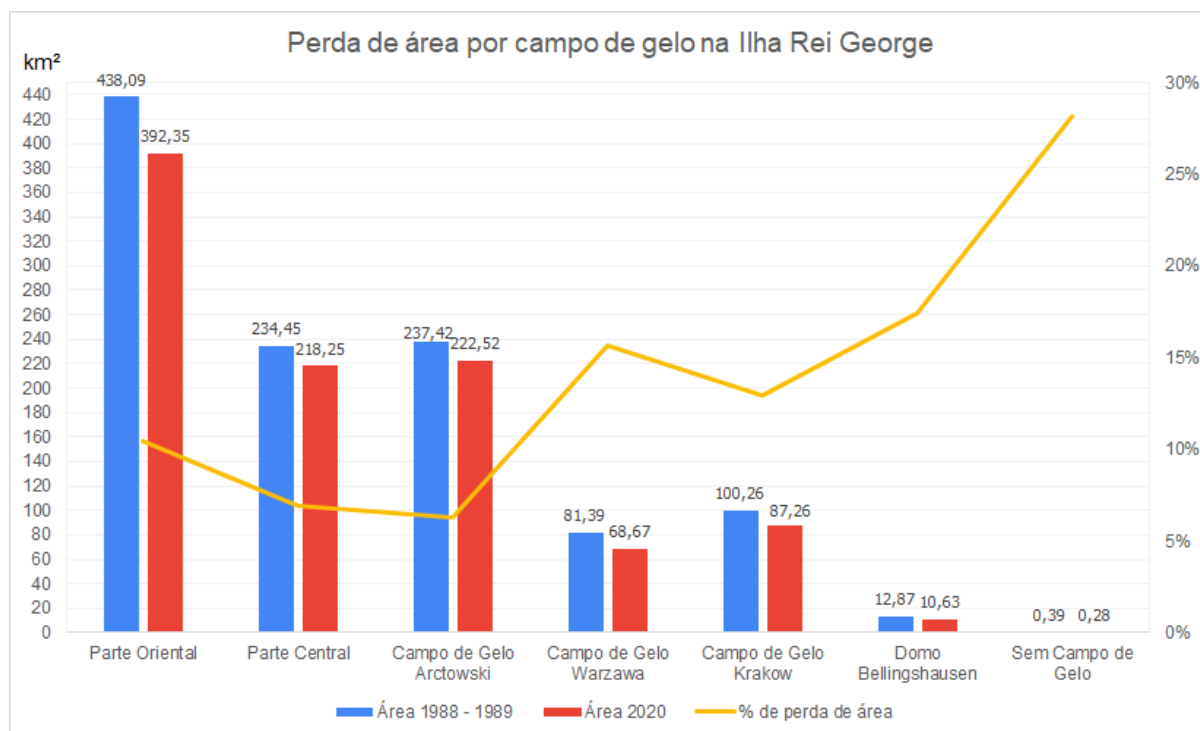


Figura 18: Perda de área por campo de gelo na ilha Rei George. As barras azuis mostram a área glacial de 1988 - 1989, as barras vermelhas representam a área de 2020 e a linha amarela representa a porcentagem de perda de área no período de análise para os campos de gelo. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

	Área 1988/1989	Área 2020	Perda de área 1988/1989 - 2020	% de perda de área 1988/1989 - 2020	Área acima da ALN transitória	% de área acima da ALN transitória	Elevação máxima	Número de geleiras
Parte Oriental	438,09	392,35	45,75	10,4%	156,36	40%	739 m	15
Parte Central	234,45	218,25	16,2	6,9%	120,69	55%	726 m	8
Campo de Gelo Arctowski	237,42	222,52	14,9	6,3%	117,42	53%	703 m	14
Campo de Gelo Warszawa	81,39	68,67	12,72	15,6%	19,6	29%	492 m	11
Campo de Gelo Krakow	100,26	87,26	13	13%	28,97	33%	434 m	18
Domo Bellingshausen	12,87	10,63	2,24	17,4%	0	0%	268 m	1
Sem Campo de Gelo	0,39	0,28	0,11	28,2%	0	0%	307 m	5

Quadro 5: Síntese dos resultados de área para o período de análise, perda de área glacial, percentual de perda, área acima da ALN transitória, percentual de área acima da ALN transitória, elevação máxima e número de geleiras dos campos de gelo da ilha Rei George. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

O CGW é um dos campos que apresentam a ALN transitória e possui o maior percentual de perda de área para o período de análise, com uma perda de 15,6%. O CGA apresentou perda de área percentual de 6,3% e o CGK, 13%. Já na PO a perda foi de 10,4%. Estes dados podem ser contrastados com a perda de área glacial, percentual de perda, área acima da ALN transitória, percentual de área acima da ALN transitória, elevação máxima e número de geleiras dos campos de gelo da IRG (Quadro 5).

Observa-se uma perda percentual de área glacial (98% para CGK e acima de 90% para os demais campos de gelo) em elevações de até 25 metros (Figura 19 e Quadro 6). Em relação às outras cotas, o CGW e o DB foram os que apresentaram maiores perdas percentuais.

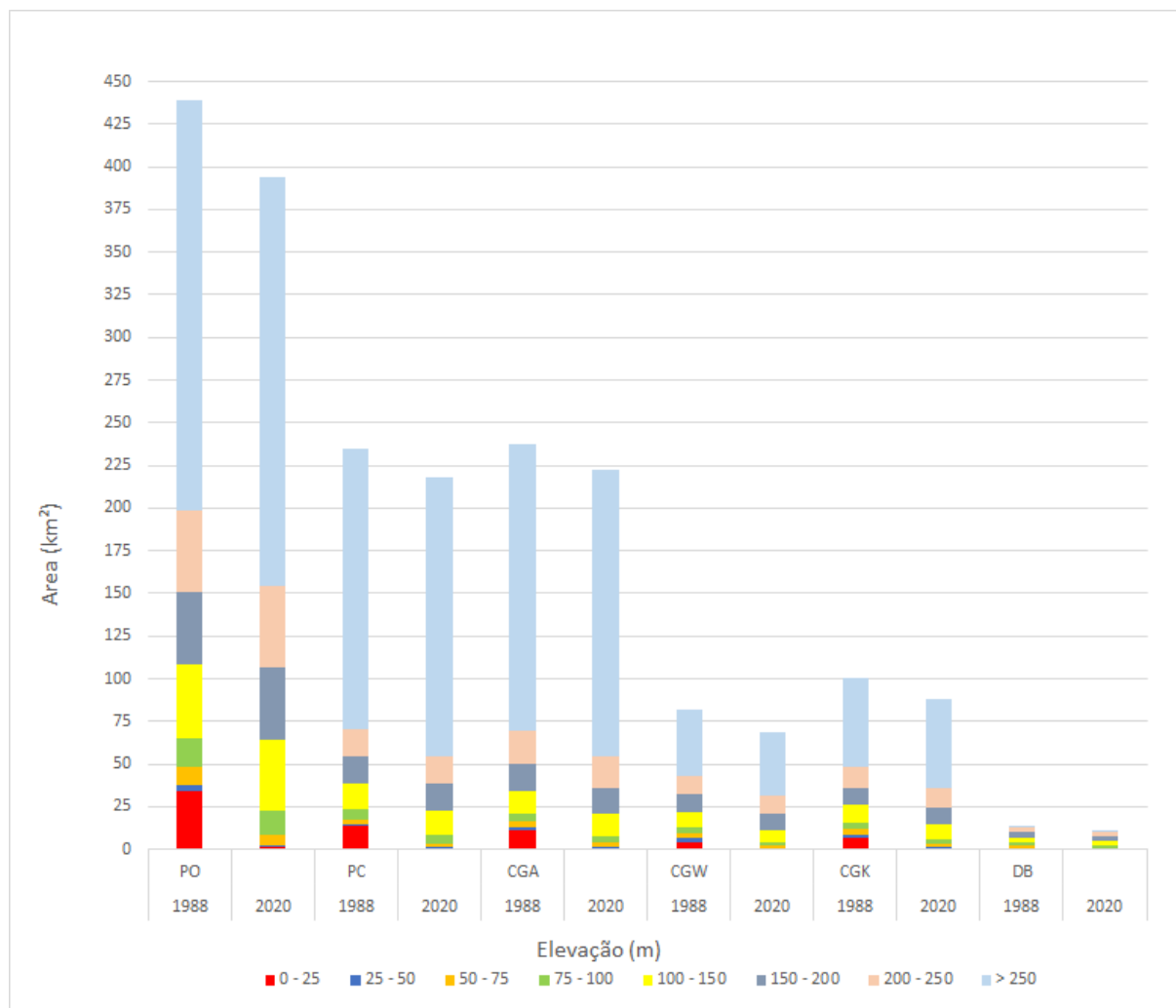


Figura 19: Comparativo da área dos campos de gelo para o período de análise separadas por cotas de elevação de 0 - 25 m, 25 - 50 m, 50 - 75 m, 75 - 100 m, 100 - 150 m, 150 - 200 m e maior que 250 m. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Perda percentual por cota de elevação para o período 1988 - 2020						
Elevação (m)	% Parte Oriental	% Parte Central	% Campo de Gelo Arctowski	% Campo de Gelo Warszawa	% Campo de Gelo Kraków	% Domo Bellingshausen
0 - 25	97%	94%	94%	96%	98%	97%
25 - 50	64%	49%	44%	82%	58%	85%
50 - 75	40%	27%	25%	51%	40%	69%
75 - 100	18%	16%	16%	49%	26%	23%
100 - 150	3%	4%	7%	18%	11%	4%
150 - 200	1%	1%	3%	10%	7%	1%
200 - 250	0%	1%	2%	5%	5%	0%
> 250	0%	0%	0%	1%	1%	0%

Quadro 6: Perda de área percentual no período de 1988/1989 - 2020 por cota de elevação conforme elevações estabelecidas através do Modelo Digital de Elevação TanDEM-X, os valores foram arredondados. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

O CGW apresentou 82% de perda para 25 - 50 m, 51% para 50 - 75 m, 49% para 75 - 100 m, 18% para 100 - 150 m, 10% para 150 - 200 m, 5% para 200 - 250 m e 1% para elevações maiores que 250 m - sendo o único campo de gelo que apresentou valores maiores que 1% para perda nessa cota, já que o CGK apresentou 0,67%. Já o DB apresentou 97% de perda para elevações até 25 m, e 85%, 69%, 23%, 4% e 1% respectivamente nas demais elevações.

Nota-se, pelo quadro 6, que todos os campos apresentaram perdas em elevações até 200 m. A perda média para a cota até 25 m é de 96%, já para as demais cotas é de, respectivamente, 63%, 42%, 25%, 8%, 4%, 2% e 0%. A PO obteve perdas significativas para as elevações de 0 - 25 m e de 25 - 50 (97% e 64%), acima da média percentual de perda em ambos os casos. Assim como o CGW e o DB.

Na figura 20(a) é apresentado o gráfico do percentual de perda de área média por setor da IRG, observamos que o setor voltado para o EB possui maiores perdas. Cada geleira nesse setor (58 no total) possui uma perda de área de aproximadamente 20,53% no período. Enquanto para PD este valor é de 9,38%. O setor do Drake (13 geleiras) possui maiores valores para erro padrão (0,034) enquanto o EB apresentou (0,025). Na figura 20(b) é apresentado o gráfico do percentual de perda de área média por tipo de término da IRG, incluindo a geleira Collins. Observamos que o tipo de término em terra é o qual possui maiores perdas. Cada geleira com esta configuração

de término (21 no total) possui uma perda de área de aproximadamente 32,4% no período. Já as de término lacustre (4 no total) possuem uma perda percentual de 17,6%. Para as de término marinho (47 no total) este valor é de 12,3%. Os valores de erro padrão para as geleiras de término em terra foram maiores (0,046), seguido pelas de término lacustre (0,037) e pelas de término em mar (0,019).

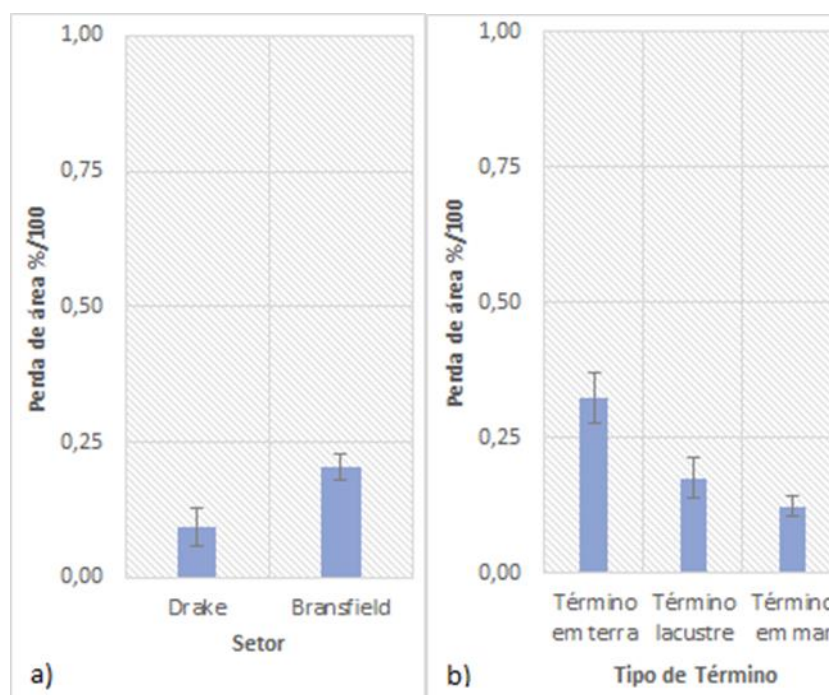


Figura 20: Gráfico do percentual de perda de área média das geleiras da IRG por setor e o erro padrão para amostra de análise, excetuando-se a geleira Collins, localizada no DB. (b) Gráfico do percentual de perda de área média das geleiras da IRG por tipo de término, término em terra, término lacustre ou término marinho, assim como o erro padrão para amostra, a qual contemplou todas as geleiras da área de estudo. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

Em relação a correlação da perda de área glacial associada a porcentagem de área da geleira acima da ALN transitória (Figura 21) obteve-se uma correlação negativa regular (-0,54). O coeficiente de determinação é de 29,5% para todas as geleiras da IRG. A média da porcentagem de área acima da ALN transitória para todas as geleiras da IRG é de 27,06%.

A correlação do percentual de perda de área glacial associada a elevação máxima das geleiras (Figura 22) obteve uma correlação negativa regular (-0,49). O coeficiente de determinação é de 23,96% para todas as geleiras da IRG. A elevação máxima das geleiras é de 739 metros aproximadamente.

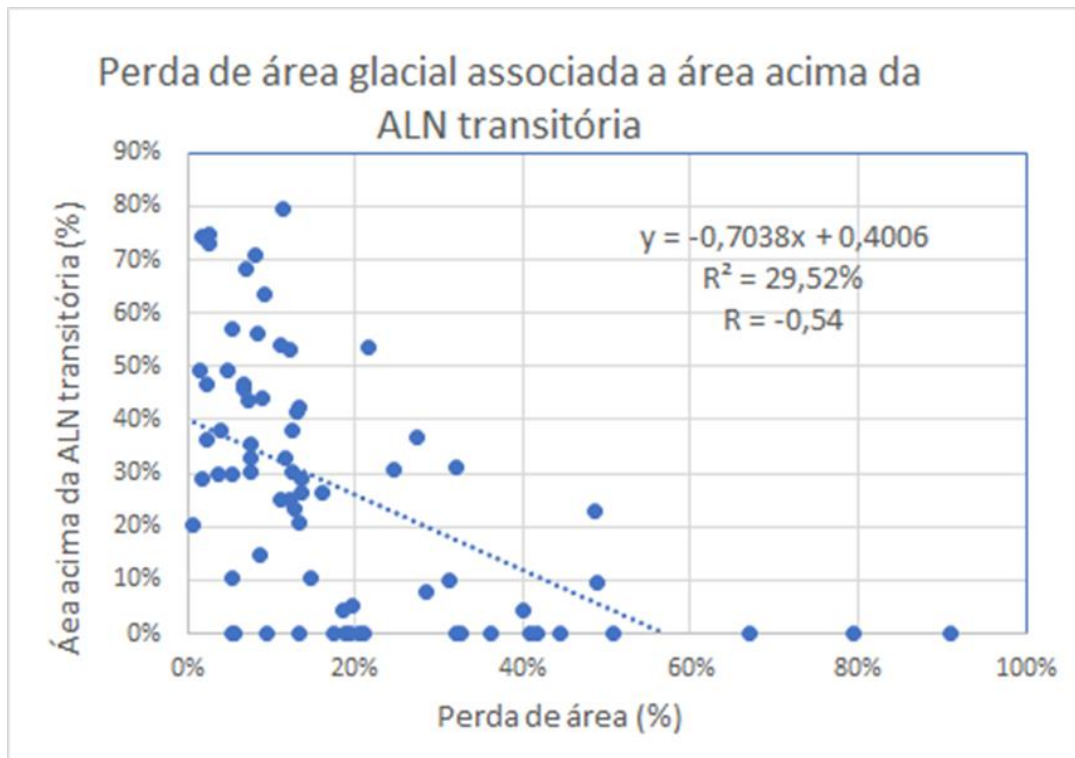


Figura 21: Gráfico do percentual de perda de área glacial correlacionado a porcentagem de área acima da ALN transitória com linha de tendência para os valores obtidos. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

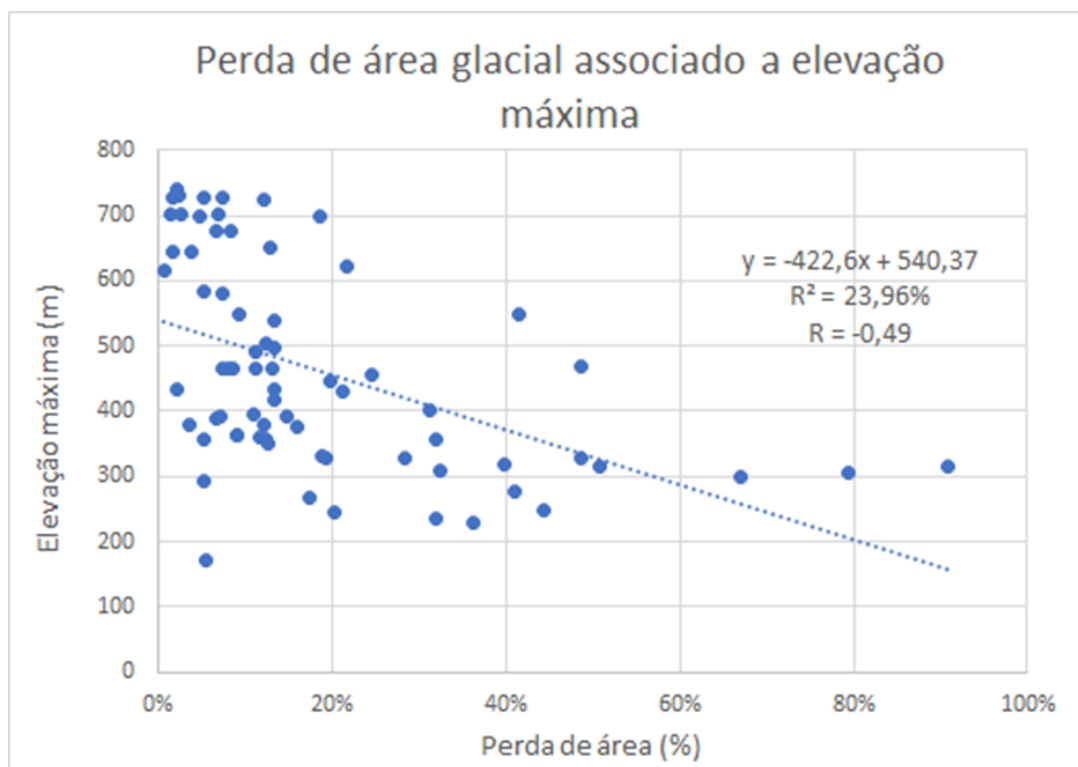


Figura 22: Gráfico do percentual de perda de área glacial correlacionado a elevação máxima das geleiras da ilha Rei George com linha de tendência para os valores obtidos. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

4.4 Análise de caso - as geleiras da Parte Oriental

No campo de gelo PO observou-se as maiores taxas de perda de área entre os campos de gelo que possuem maior área total e que também fluem para a PD - além do CGA e PC. Apesar deste campo possuir pontos elevados (elevação máxima de 739 metros) este campo, entre os três, é o que possui menor quantidade percentual de área em elevações superiores a 300 metros (50,7%), enquanto que a PC apresentou 67% e o CGA 65,4%.

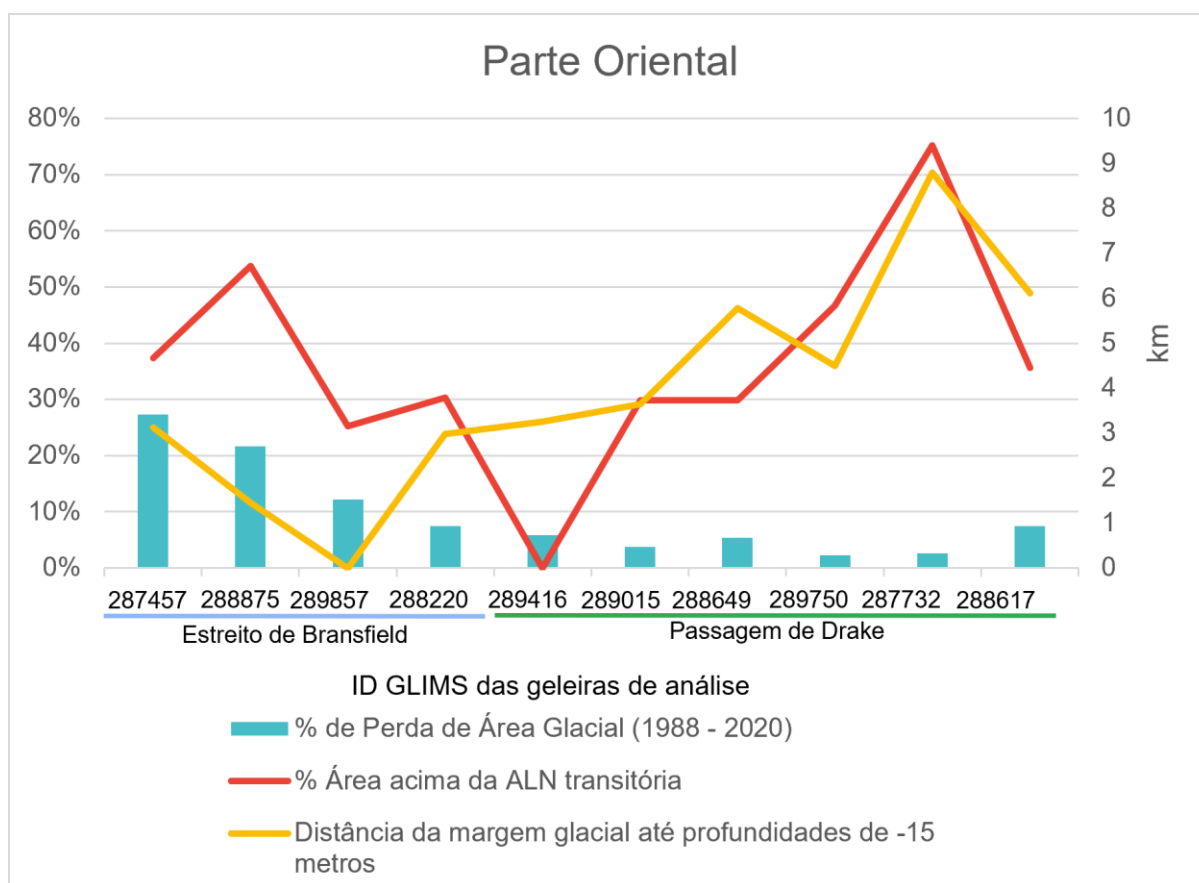


Figura 23: Gráfico das geleiras da Parte Oriental, excluindo-se as voltadas para a Baía Destruição e as de término em terra, com informações sobre a perda percentual de área para o período de análise em barras azuis, área percentual acima da ALN transitória em linha vermelha e distância em quilômetros da margem da geleira a cotas batimétricas iguais ou superiores a 15 m de profundidade em linha amarela. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

O gráfico (ilustrado na figura 23) foi realizado para o campo da PO, excluindo-se as geleiras voltadas para a Baía Destruição e as duas geleiras de término em terra, para 2020, presentes nesse campo de gelo. Observa-se que as geleiras voltadas para o EB, como a Polônia Piedmont (ID GLIMS 287457) e Hektor Icefall A (ID GLIMS

288875) obtiveram valores altos de perda de área e, respectivamente, 37,4% e 53,7% de área percentual acima da ALN transitória, já em relação a batimetria são geleiras que possuem pouca distância da curva de -15 metros. Em relação às geleiras voltadas para a PD, como a geleira Eldred (ID GLIMS 287732) e a geleira Drake (ID GLIMS 289750), obteve-se menores perdas e maior distância da curva batimétrica de -15 metros, a geleira Eldred ainda apresenta 75,2% de sua área acima ALN transitória.

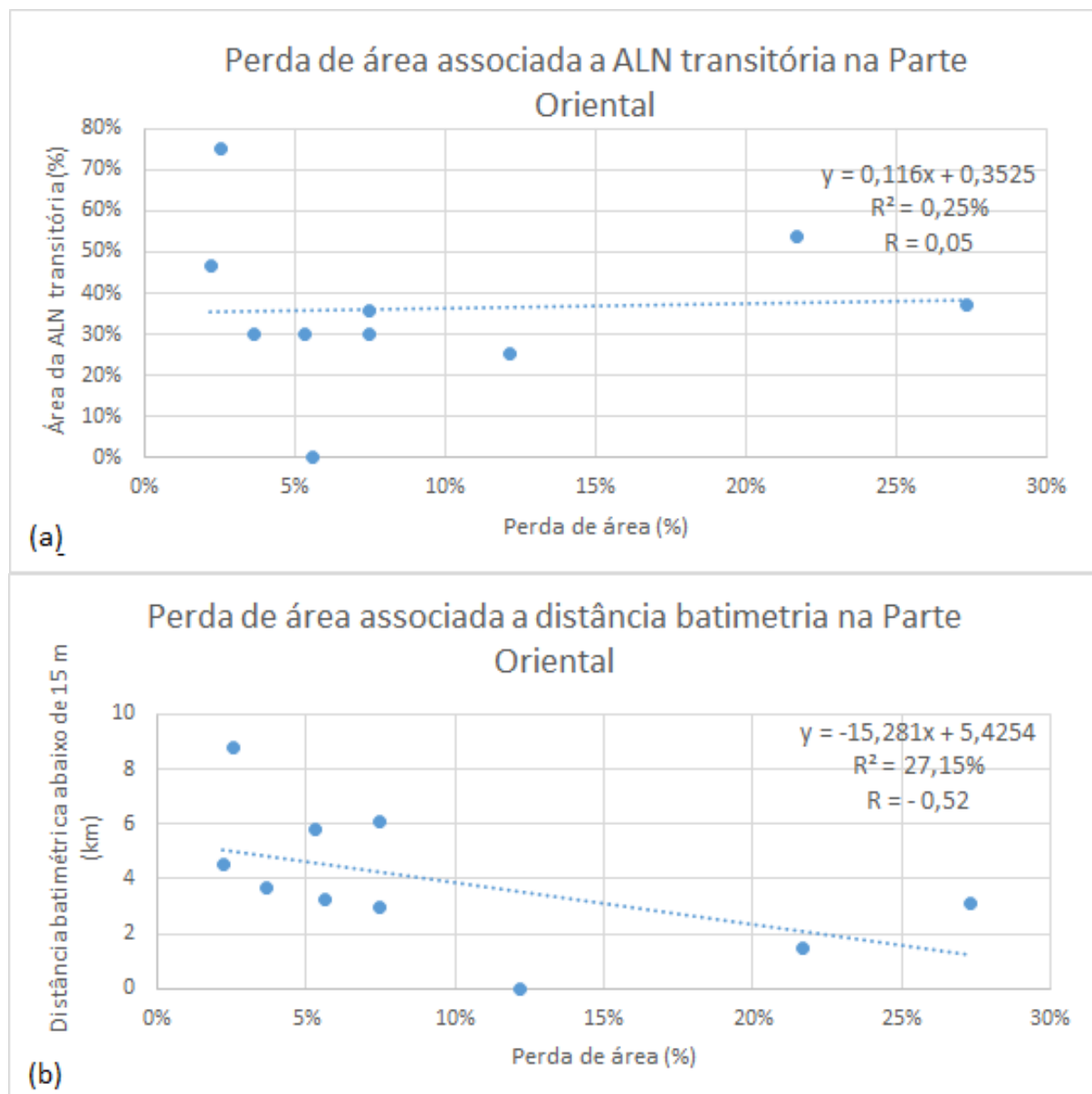


Figura 26: Gráficos de geleiras de análise da Parte Oriental da ilha Rei George. (a) Gráfico de correlação da perda de área glacial para o período de análise associado ao percentual de área da geleira para 2020 acima da ALN transitória. (b) Gráfico do percentual de perda de área glacial para o período de análise associada a distância da frente geleira até profundidades maiores ou iguais a 15 metros utilizando o MDB. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

A correlação entre os fatores de perda de área percentual e área percentual da ALN transitória em relação a área total de 2020 se demonstrou fraca (0,05) para as geleiras localizadas no campo de gelo PO (Figura 24). Já a perda de área percentual e a distância da curva de ≤ -15 metros apresentou uma maior correlação negativa (-0,52). Nos coeficientes de determinação, obteve-se um grau de dependência de 0,25%, entre a variável do percentual de área acima da ALN transitória e a perda de área percentual, e de 27,15%, entre a distância da curva de ≤ -15 metros e a perda de área percentual glacial.

5. DISCUSSÃO

5.1 Potencialidades e limitações da metodologia e dos dados usados no monitoramento das geleiras

5.1.1 Potencialidades e limitações para a obtenção das zonas de radar e ALN transitória

Quanto à associação com as zonas da geleira, identificou-se a zona de neve úmida compondo a parte de acumulação e a zona de gelo exposto na zona de ablação. A cobertura de nuvens em muitos dias do ano limita a disponibilidade de imagens ópticas na região (FATRAS, FERNANDEZ-PALMA & MARTILLO, 2020), assim, a utilização de sensores ativos demonstrou-se satisfatória para o monitoramento das zonas da geleira. Entretanto, verifica-se a necessidade de interpretar a imagem de radar junto aos dados meteorológicos para o melhor entendimento das zonas de radar observadas na imagem.

Os valores de retroespalhamento obtidos para as zonas de radar da geleira encontram-se em consonância com valores obtidos por outros autores ao utilizarem a banda C (Quadro 4). Para a zona de neve úmida na estação de ablação, Smith *et al.* (1997) encontrou valores de -11 a -22 dB, aproximando-se dos intervalos obtidos por Braun *et al.* (2000) para a IRG (-22 a -15 dB). Em relação à zona de gelo exposto, verifica-se maiores diferenças em relação aos valores encontrados no presente estudo e por Smith *et al.* (1997) (-12 a -10 dB) e Braun *et al.* (2000) (-13 a -10 dB). Uma maior umidade supraglacial nesta zona de radar parece contribuir para diminuir os valores de retroespalhamento encontrados nesta zona, pois há uma redução da penetração das microondas nesta superfície. Esse contexto da imagem foi inferido pela distribuição das médias de temperatura e precipitação.

Os limiares de valores de retroespalhamento do gelo exposto e da neve úmida não foram uniformes para todas as geleiras, como apontado na geleira Lange, devido a rugosidade superficial, granulometria da neve, conteúdo de água líquida, entre outros fatores, conforme apontado por Friedrich (1996) *apud* Rau *et al.* (2000). As maiores amplitudes observadas entre as cristas no perfil de retroespalhamento são

verificadas nas elevações superiores a 600 metros e vão ao encontro de Rau *et al.* (2000) (Figura 12.1a e 12.2a). Rau *et al.* (2000) aponta que os valores de retroespalhamento podem subir abruptamente em determinadas zonas da geleira, como acontece na Lange. Os pontos com variações de declividade das geleiras podem gerar respostas distintas do sinal de radar, assim como a rugosidade nos setores de fendas, geralmente localizados em direção à porção frontal das geleiras. Estes podem gerar reflexão difusa e as superfícies aparecem com tons de cinza mais claros nas imagens de radar. O fator de rugosidade é relevante na análise dos resultados, conforme denota Lewis e Henderson (1998). As diferenças dos valores de retroespalhamento encontradas também podem ser atribuídas à utilização de diferentes sensores entre os estudos para identificação dos alvos, pois a imagem Sentinel-1 possui ângulo de incidência de 20-45 graus e há repercussões na medida do sinal do retorno (pode aparentar ter maior rugosidade em maiores ângulos de incidência).

Simões *et al.* (1999) apontaram em seu estudo a elevação da ALN transitória para o período de meados de 1950 até 1988, esse estudo encontrou elevações semelhantes (300 metros) para a ALN transitória que a apresentada pelos autores. Os erros no MDE utilizado repercutem em confusões e incertezas nos valores mínimos da ALN transitória em alguns locais da área de estudo, esses locais coincidem com setores de maior declividade e possivelmente de fendas. Por isto, é relevante a utilização de MDE que tenham passado por etapas de processamento digital para a correção de incoerências de elevação relacionados ao método de geração e de aquisição.

5.1.2 Potencialidades e limitações do uso de índices espectrais

Os valores para os intervalos dos índices para gelo e neve, utilizando o NDSI, encontrados neste estudo são comparáveis aos obtidos por outros autores (Quadro 7). As diferenças de sensores utilizados podem colaborar para distintos valores de retroespalhamento do alvo. A aplicação de índices espectrais (NDSI e NDWI) demonstrou-se eficaz para a delimitação das feições e áreas glaciais para a região de análise, sobretudo por ser uma região sujeita a frequente cobertura de nuvens.

Limiar de retroespalhamento do NDSI para gelo e neve	Série temporal	Autor
0,39 e 0,47	<i>Landsat TM</i>	Silverio & Jaquet (2012)
0,4	<i>Landsat TM</i>	Morris, Poole & Klein (2006)
0,59	<i>Landsat TM</i>	Oliveira, A.(2013)
0,55 e 0,9	<i>Landsat TM</i>	Rekowsky (2016)
0,2 - 0,67 zona de neve úmida ou água e >0,67 zonas de neve	<i>Sentinel-2</i>	Hillebrand, Rosa & Bremer (2018)
>0,7 zona de gelo e neve	<i>Landsat TM</i>	Este estudo
>0,5	<i>Sentinel-2B</i>	Este estudo

Quadro 7: Intervalos de retroespalhamento para gelo e neve propostos por distintos autores em outros estudos, assim como o sensor utilizado por cada autor. Fonte: (Elaboração das autoras, 2021).

A avaliação da acurácia no mapeamento, segundo metodologia proposta por Albert (2002), foi considerada satisfatória (Figura 14 e 15). Os erros e incertezas podem ser explicados devido ao fato de que alguns *pixels* em zonas limites, como a classificação de *pixels* na classe “nuvem” onde estes localizam-se na margem glacial, pode ocorrer pois, um *pixel* vai ser a mescla dos diferentes alvos com as suas distintas respostas espectrais que se encontram presentes no local de análise (SHIMABUKURO & SMITH, 1991 *apud* XAVIER, VETTORAZZI & MACHADO, 2004), essa mistura espectral pode gerar tais erros. O ponto Bara Sub1, é um desses exemplos. Este ponto encontra-se na interface gelo/rocha, e ocorre a confusão do alvo com a classe nuvem, o que pode ocorrer devido ao fato dele localizar-se próximo à saída de um canal subglacial na área de estudo, podendo ocorrer uma mudança na resposta espectral devido à maior umidade na região, gerando uma mistura espectral.

5.2 Mudanças na cobertura glacial da IRG e o surgimento de novas áreas livres de gelo devido à elevação da linha de frente das geleiras

Em 2020, a IRG mostrou uma menor área percentual de cobertura glacial (80,5%) quando comparado aos valores (93%) encontrados por Braun & Rau (2000) para o ano de 96/97. A continuidade da perda de área das geleiras, nas últimas

décadas na ilha, vai ao encontro do que foi apontado em estimativas de outros estudos no local para anos anteriores a 2020 (ARIGONY-NETO *et al.*, 2001; RÜCKAMP *et al.*, 2011; ROSA *et al.*, 2015a; ROSA *et al.*, 2015b; SIMÕES *et al.*, 2015; PETSCH, 2018; PUDEŁKO *et al.*, 2018; SZIŁO & BIAŁIK, 2018; PERONDI, ROSA & VIEIRA 2019; OLIVEIRA, M. *et al.*, 2019 e PERONDI *et al.*, 2020). Também se evidencia a elevação de 50 m da ALN transitória no período de análise quando comparado aos demais autores, como Braun *et al.* (2000), o qual identificou a altitude da linha de neve em 250 m. a. s. l.

Este estudo encontrou perda de área glacial de 3,2 km²/ano para o período de análise, Ruckamp *et al.* (2011) obteve 2,5 km²/ano para 2000 - 2008. Essas taxas menores para o período de análise dos outros autores podem ser devido ao período de breve resfriamento atmosférico entre os anos 2000 – 2010, como apontado por Carrasco, Bozkurt & Cordero (2021). Se compararmos com o estudo realizado por Simões *et al.* (1999) que encontraram 7% de retração glacial (1956 – 1995), enquanto para o período de 2000 – 2008, Ruckamp *et al.* (2011) identificou 1,6% de perda, ou seja, há taxas percentuais de perda de área (9,12%) mais aceleradas para o período de estudo - de três décadas.

Nos últimos 50 anos, grandes áreas ao longo da costa sul da IRG tornaram-se livres de gelo. Vários novos *nunataks* surgiram, ilustrando uma redução significativa da espessura de algumas geleiras (PUDEŁKO *et al.*, 2018). Das geleiras de término em terra, obteve-se 10,62 km² de perda de área glacial entre 1988/1989 - 2020 e isso corresponde ao total de novas áreas livres de gelo (subaéreas) para este período de análise. E como observado por Perondi *et al.* (2020), das geleiras de término em terra na IRG em 2019, a mudança de 25% de frente destas ocorreu nas últimas duas décadas. Para geleiras de término lacustre, verifica-se 3,24 km² de perda de área para a análise temporal.

A perda de área das geleiras de término em terra (incluindo as lacustres) gera novas áreas livres de gelo e impõe ao ambiente novas dinâmicas e configurações ambientais. Conforme apontado por Rosa *et al.* (2021), houve o aumento de área de lagos glaciais para o período (1988-2000/2003) de 316%, enquanto para o intervalo de 2000/2003-2020 o aumento é de 103%. Para a península Fildes, Petsch *et al.*

(2019) aponta que com a retração da geleira Collins, e surgimento de novas áreas proglaciais, pode se ter a colonização de novas áreas de campos de musgos.

O gráfico relativo à perda de área por cota de elevação reitera a possibilidade do surgimento de novas áreas livres de gelo devido à elevação da frente glacial. Como apontado por Braun & Rau (2000), 30% da IRG está em elevações inferiores a 250 metros. Os dados obtidos neste estudo indicam que as áreas que sofreram maior perda glacial são as localizadas em elevações de até 250 metros, este intervalo é responsável por 97% da área na qual ocorreram perdas glaciais. Esse cenário é preocupante sobretudo para geleiras de menor elevação. A geleira Collins - DB, por exemplo, possui elevações máximas de 270 metros. Ruckamp *et al.* (2011) aponta que, caso as taxas de aquecimento atmosférico mantenham-se, essa geleira desaparecerá em cerca de 285 anos.

Já, para os campos mais elevados como o da PO, é possível o surgimento de novas áreas livres de gelo caso ocorra a manutenção deste cenário de perda de área glacial, visto que esse campo detém maiores taxas de retração entre os campos de gelo de maior elevação, principalmente em elevações até 50 metros, e possui 49,3% de sua área em elevações inferiores a 300 metros.

De forma geral, as mudanças apontadas para os campos de gelo na área de estudo estão relacionadas com a tendência de aumento de temperatura atmosférica na região da PA entre 1948 e a primeira década do século XXI (BRAUN & GOßMANN, 2002; VAUGHAN *et al.*, 2003; FERRON *et al.*, 2004; TURNER *et al.*; 2005a). Entende-se que a volta à tendência de aquecimento atmosférico, conforme apontado por Carrasco, Bozkurt & Cordero (2021), para meados de 2010-2020 pode influenciar a continuidade de perda de área glacial para a região.

Para a região verifica-se, também, um aumento nos dias de precipitação líquida e de neve desde a década de 50 (TURNER *et al.*, 2005b). Observa-se um aumento de dias com temperatura positiva para o período de 1979 - 2019, com registro de altas temperaturas do ar, inclusive para os meses de março, abril, outubro e novembro.

A maior frequência de fases positivas do Modo Anular do Hemisfério Sul e o El Niño Oscilação Sul pode ocasionar em mudanças para a região quando se analisa determinadas escalas temporais (BERS *et al.*, 2013). Conforme apontado por Turner

et al. (2021), sobre as perdas de ozônio estratosférico e o gelo marinho, reitera-se a importância da compreensão da interação desses com a IRG.

5.3 Diferenças no comportamento das frentes entre os campos de gelo e a influência de fatores ambientais locais

5.3.1 - A elevação e a ALN como fatores condicionantes

Todos os campos de gelo apresentaram perda de área glacial. As perdas de área percentual nas cotas >150m de elevação é maior nos campos de gelo Kraków e Warszawa. No entanto, as maiores perdas encontram-se nos campos de menor elevação e/ou que não possuem área acima da ALN transitória (Tabela 5). Assim, entende-se que esses fatores estão correlacionados às perdas de área verificadas para a ilha (Figura 21 e 22).

Sobre a perda de área glacial associada ao percentual de área acima da ALN transitória para todas as geleiras da IRG (Figura 21), observa-se uma correlação regular e negativa (-0,54). Assim, entende-se que quanto maior o percentual de área acima da ALN transitória, menor será a perda de área glacial, como já foi apontado por Bakke & Nesje (2011). Em relação às elevações máximas das geleiras (Figura 22), quanto mais elevadas as geleiras, menor será a perda de área.

A PO tem menor percentual de área acima de 300 metros do que o CGA e o PC (maiores áreas acima da ALN transitória na ilha e possivelmente maior espessura). Essas diferenças podem ser explicadas pela maior descarga de gelo nos setores voltados para os fiordes e para EB, o que principalmente influencia nas perdas do PO, o qual tem mais geleiras voltadas para o setor sul da ilha (fiordes e EB) do que o CGA e o PC. Foram encontradas maiores variações de elevação no EB do que na PD. Braun & Goßmann (2000) destacam que há declividades mais suaves nas costas norte e noroeste, o que contrasta com as declividades mais íngremes das costas ao sul da Ilha

Uma das geleiras (ID GLIMS 289416) da PO não apresentou área acima da ALN transitória e apresentou baixos valores de perda de área percentual (5,62%). Dentre essas geleiras da amostra da PO, ela é a de menor área. Osmanoğlu *et al.*

(2013) identificaram as velocidades de fluxo para as geleiras, e apesar dos autores utilizarem outros divisores de drenagem, nota-se que a região na qual está localizada essa geleira (ID GLIMS 289416), apresenta menores taxas para velocidade do fluxo. Essas discrepâncias podem explicar a baixa correlação entre área percentual acima da ALN transitória e perda percentual de área na amostra da PO, visto que o tamanho da amostra para o gráfico de perda de área glacial associada ao percentual de área acima da ALN transitória (Figura 24(a)) é pequena, contrastando com a correlação obtida ao analisar-se todas as geleiras da IRG.

5.3.2 - A retração de geleiras de término em terra

Conforme apontado por Cook *et al.* (2014), geleiras de menor área respondem mais rápido às mudanças de temperatura. Na IRG as geleiras de término em terra têm a característica de possuírem menor extensão do que as de desprendimento com término em mar. Assim, mudanças nestes locais podem estar relacionadas à área das geleiras, assim como às mudanças na temperatura atmosférica, entre outros fatores.

Nos campos de gelo Warszawa e Kraków (os quais possuem perdas de área de 15,6% e 13%, respectivamente) há a ocorrência de geleiras de término terrestre, e os valores percentuais para esses campos contrastam com os campos onde há maior número de geleiras de término em mar (geleiras de maré e de desprendimento) como ocorre ao norte (setor da ilha voltado para o Drake). Destaca-se, também, a elevada perda de área da geleira Collins (17,4%), a qual possui término terrestre e localiza-se no DB. Para essa geleira, em projeções futuras, Petsch *et al.* (2020) demonstram a continuidade da tendência de retração glacial desta para cenários futuros de aquecimento atmosférico.

Uma das geleiras na PK (ID GLIMS 289231), as quais possuem a característica de serem pequenas geleiras de circo, apresentou baixo percentual de retração para o período de análise (5,33%) - mesmo não possuindo área acima da ALN transitória. Essa redução pode dar-se pois, algumas geleiras pequenas com essa configuração de término são praticamente estagnadas e não se verifica retração. Simões *et al.* (2004) aponta que para o período de 1979-2000 essas geleiras perderam de 44 - 83% de sua área, e que algumas geleiras desta área podem ter partes estagnadas e

podem desaparecer caso as mudanças climáticas e as tendências de aquecimento persistam. Dentre estas geleiras da Keller, excetuando-se a geleira ID GLIMS 289071, todas as demais possuem áreas menores que 0,1 km² e segundo o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) o critério de tamanho mínimo para ser considerado geleira é que possua áreas maiores a 0,1 km². Assim, essas geleiras podem ser consideradas para o ano de 2020 glaciaretos, para o período de análise observou-se que um destes glaciaretos tinha área maior a 0,1 km² para 1988/1989, sendo antes, considerada como, de acordo com o quesito de tamanho, geleira.

Braun & Goßmann (2002) apontaram maiores perdas percentuais para geleiras de término em terra na Baía do Almirantado, devido às suas menores proporções de área. Assim como, evidenciado neste estudo (Figura 20b), entende-se que as geleiras de término em terra são sensíveis a mudanças de temperatura média superficial do ar (DAVIES *et al.*, 2014), e que a retração contínua dessas geleiras é uma resposta a essas mudanças de temperatura.

5.3.3 - A retração de geleiras de término em mar e seus condicionantes

As geleiras de término em mar, por responderem às forçantes da atmosfera e do oceano, têm suas respostas condicionadas a uma maior pluralidade de fatores, logo, são mais dinâmicas. Assim, a compreensão de seu comportamento denota uma maior abrangência de condicionantes.

As geleiras de término em mar da IRG estão voltadas para dois setores distintos - o Estreito de Bransfield e a Passagem de Drake. O que faz com que essas geleiras estejam sujeitas a situações diferentes de batimetria e de correntes oceânicas.

Moffat & Meredith (2018) classificam o EB com uma batimetria íngreme e profunda, assim como apontam a influência da CDW em algumas partes do estreito. A intrusão de CDW provindas do EB pode ocorrer na Baía de Maxwell, conforme estudo de Llanillo *et al.* (2019). Entende-se que a CDW é um fator que deve ser compreendido melhor para a região, pois essa corrente pode ter também alguma influência sobre as maiores perdas de área percentual das geleiras de término marinho voltadas para o EB, já que aportará águas mais aquecidas, e as geleiras

desse setor podem estar sujeitas a maiores profundidades de ancoragem de sua frente. Nesse sentido, é importante a compreensão como a CDW pode influenciar a Baía Sherratt e a Baía Rei George, as quais são mais abertas para o EB e podem passar por maiores interações com as águas provindas dele, já que esta parte apresenta maiores perdas percentuais.

O campo de gelo PO encontra-se sujeito às forças de ambos os setores. Ele possui a maior área glacial e encontra-se voltado tanto para o setor da PD quanto para o EB. No setor voltado para EB há as baías mais abertas (Baía Rei George e Baía Sherratt) e uma maior influência de águas provindas do EB. Enquanto os outros campos que possuem conexão com os dois setores, PC e CGA, fluem para fiordes no setor voltado para o EB, e possuem menores perdas percentuais de área (6,9% e 6,3%) do que a PO.

Outro campo que possui conexão com a Baía Rei George é o CGK, o qual apresentou as maiores perdas percentuais de área glacial para elevações de até 25 metros. Essas perdas podem ser explicadas pela retração glacial da geleira Anna Sul, a qual encontra-se voltada para esta baía, possuindo maior interação com o EB, diferente de outras geleiras que estão voltadas para enseadas e baías (por exemplo, a Enseada Martell e a Baía do Almirantado). O oceano mostra-se como uma força para a retração frontal das geleiras (COOK *et al.*, 2016). Diversas pesquisas indicam que a tendência no aumento da temperatura do ar nas últimas décadas está relacionada à redução do gelo marinho e o aumento das temperaturas oceânicas pode acarretar maior derretimento basal de geleiras de descarga, repercutindo nas dinâmicas em relação à espessura, retração e perda de massa (REEH *et al.*, 2001; RIGNOT *et al.*, 2001; RIGNOT & STEFFEN, 2008). A compreensão do papel do gelo marinho tanto no setor do EB, quanto no setor da PD, e suas implicações nas dinâmicas dos setores ainda é necessário, como apontado por Simões *et al.* (1999).

Outro ponto de distinção entre as geleiras destes dois setores é a diferença de espessura das geleiras. Em estudo realizado por Osmanoğlu *et al.* (2013) nota-se que as geleiras voltadas para o EB, principalmente as presentes na Baía do Almirantado e as do CGK, possuem menores espessuras de suas frentes, do que as voltadas para o setor da PD. Neste mesmo estudo os autores apresentam os valores de descarga das geleiras, onde grande parte desta descarga dá-se por geleiras

voltadas para a PD (excetuando-se duas geleiras voltadas para a Baía Rei George e a geleira Lange), mas mesmo estas geleiras da PD possuindo maiores valores de descarga, estas geleiras, como observado no presente estudo, são as que possuem maiores áreas percentuais acima da ALN transitória.

Shahateet *et al.* (2021) apontaram uma tendência a um balanço de massa negativo para o período de 2013-2017 para as ISS. Sobre a perda de área, entende-se que, para além da influência da área do campo de gelo acima da ALN transitória, a batimetria também exerce um papel na perda de área das geleiras de término em mar, pois essa influenciará no ponto de ancoragem das geleiras. O gráfico sobre distância batimétrica (Figura 24(b)) apresentado, mostra que, as geleiras de término marinho da PO voltadas para a PD estão sujeitas a condições mais rasas do que as de término marinho voltadas para o EB. No PD, o fundo marinho possui maior distância entre a profundidade de até -15 metros do que as voltadas para o EB. Geleiras de desprendimento são sensíveis a mudanças na espessura do gelo, pois a geleira pode ser mais estável com uma maior resistência ao fluxo em condição de maior espessura. De acordo com as cotas batimétricas se observa que as maiores perdas percentuais de área se encontram no setor voltado para o EB, esse cenário estende-se para as demais geleiras da IRG (Figura 20b). Assim, os menores intervalos de distância entre as profundidades das cotas batimétricas do setor do EB podem ocasionar em maiores irregularidades e rugosidades no assoalho marinho na região e em condições desfavoráveis à ancoragem das geleiras voltadas para o EB. Essa situação pode promover uma maior formação de fendas glaciais devido ao maior atrito provocado pelo movimento da geleira de deformação basal e o substrato rochoso de maior rugosidade. Assim, as geleiras voltadas para o EB podem ter maiores taxas de desprendimentos percentuais em relação a sua área total e as voltadas para PD tenham melhores condições de ancoragem da sua frente e maior estabilidade. Esses fatores explicam os seus menores valores percentuais de perda de área média.

Como resultado, observa-se que, assim como denotam Braun & Goßmann (2000), nem todas as geleiras respondem similarmente às mudanças observadas no tempo. Os autores constataram que, ao analisar as décadas anteriores a 2000, que algumas geleiras como a Lange (CGA) e a Viéville (CGK) retraíram mais do que outras, que permanecem mais estáveis na ilha. O presente estudo encontrou geleiras

como a Ana (ID GLIMS 287457) e a Anna Sul (ID GLIMS 289487 e 288032), relacionadas aos campos de gelo PO e CGK, com mais intensa retração. Essas grandes retrações podem ser atribuídas à dinâmica de ajustamento da língua da geleira a uma posição de estabilidade (BRAUN & GOßMANN 2000). Por exemplo, grandes profundidades da água na frente da geleira contribuem para o maior desprendimento, e morainas e feições do embasamento rochoso contribuem para uma maior estabilidade da frente da geleira flutuante (BRAUN & GOßMANN 2000).

Variações na profundidade do ambiente glaciomarinho e seu controle no grau de retração das geleiras de descarga também foi identificado por Hill *et al.*, (2018) no norte da Groenlândia e por outros autores em muitas regiões da Groenlândia (THOMAS *et al.*, 2019). Os autores mostraram que geleiras ancoradas em setores marinhos mais profundos têm graus mais altos de retração quando comparadas àquelas que estão em setores mais rasos, pois essas sofrem maior fricção basal e lateral, o que influencia nas taxas de desprendimento.

Esse cenário é observado através da correlação entre a perda de área percentual e a distância batimétrica abaixo de -15 metros na PO, onde pode ser considerada uma correlação regular. Observa-se que o sentido da correlação é negativo, ou seja, à medida que aumenta a distância entre a frente da geleira e profundidades maiores que -15 metros menor será a perda de área da geleira. Esta correlação reitera as observações realizadas por Braun & Goßmann (2002), que identificaram maior perda glacial, entre as geleiras de término marinho, para as que possuíam ancoragem em profundidades maiores no fiorde.

Os resultados para a IRG vão ao encontro de outras pesquisas. Simões *et al.* (2017) ao analisar duas geleiras na PA, concluiu que a combinação de fatores como declividade, área, elevação e orientação, ou mesmo a mudança no término (como a perda de plataformas flutuantes) promovem diferentes sensibilidades das geleiras às mudanças climáticas.

Idalino *et al.* (2019) evidenciaram que a magnitude da resposta de cada geleira do Monte Melimoyu (Patagônia Chilena), reflete às forçantes climáticas, mas pode ser modulada pelos fatores topográficos, como a declividade, a qual pode estar relacionada à declividade da topografia basal. Os autores apontam a relevância da

investigação do balanço de radiação de cada geleira e do fator de redistribuição de neve pelo vento.

As diferenças existentes nos climas locais, de orientação, tamanho, inclinação, e de velocidade individual das geleiras pode explicar o comportamento diferente de cada uma delas (NESJE, 1992; CASASSA et al., 1997; HARRISON & WINCHESTER, 1998). Além disso, o efeito de uma determinada flutuação climática no balanço de massa da geleira depende da distribuição área-altitude da geleira (NESJE & DAHL, 2000).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo viabilizou a verificação e comparação das mudanças de área para a IRG desde a década de 1980, além de compreender as diferenças ao analisar individualmente as geleiras e os campos de gelo, e discutir as correlações entre as características da área de estudo e os padrões espaço-temporais das mudanças.

A geração de *shapefiles* com informações quanto à área total e linha de frente para 1988/1989 e 2020 das geleiras da IRG auxilia a continuidade do monitoramento ambiental da área. Os SIG's permitiram uma maior integração dos fluxos de trabalho, assim provou-se relevante a geração de *shapefiles* atuais das geleiras para o comparativo de atributos com os dados já existentes. Tal como, a validação através dos índices espectrais desses dados para a sua publicação e disponibilização científica. Por meio deste estudo, foi possível a atualização dos dados referente a área até a década presente, assim como a obtenção de dados para geleiras que nunca foram alvo de monitoramento de variação de área total (como algumas das geleiras voltadas para a PD).

A integração de imagens ópticas com SAR prova-se útil para esta região. Já que há baixa disponibilidade de imagens ópticas sem coberturas de nuvens e há maiores dificuldades para a realização de trabalhos de campo na região.

As geleiras da IRG apresentam diferenças entre a área atual, a ALN e há contrastes entre as retrações. A ALN transitória foi identificada em uma altitude mínima de 300 metros e a ilha possui 55% de área glacial acima desta elevação. Todos os campos apresentaram perda de área glacial para elevações de até 200 metros. Com a elevação da frente das geleiras é esperado o surgimento de novas áreas proglaciais, o que pode ocasionar em mudanças nos processos de sedimentação e bióticos da área.

As geleiras e campos de gelo (campos de gelo Warszawa, Kraków, o Domo Bellingshausen e as geleiras da Península Keller) com ALN mais elevadas ou com menor área acima deste limite apresentaram maiores perdas de áreas (percentuais). Estes campos de gelo possuem geleiras de menores dimensões e de término em terra.

Já entre os campos de gelo de maiores elevações entende-se a necessidade de observação das dinâmicas na Parte Oriental da IRG, já que este possui maiores percentuais de áreas abaixo de 300 metros que os demais (PC e CGA), e possui maiores percentuais de perda de área glacial e maiores percentuais de elevação em menores elevações.

De forma geral, as geleiras marinhas com sua frente em porções mais rasas (Passagem de Drake) apresentaram menores perdas que as de situações de maior profundidade oceânica (Estreito de Bransfield). Isso pode se dar pois as geleiras em situações de maior profundidade estão sujeitas a diferenças de espessura e velocidade de fluxo, assim como a piores condições de ancoragem. Associado a isso pode ser que ocorra maior interação com a CDW neste setor.

Assim, o trabalho de conclusão de curso contribuiu com o monitoramento e o avanço na compreensão das mudanças ambientais na região nas últimas décadas. As diferenças de ALN transitória, espessura da frente flutuante da geleira e profundidade da água na frente da geleira são fatores importantes a serem considerados em predições para as geleiras. Futuros estudos podem contribuir para investigar fatores que influenciam a perda de massa como o derretimento superficial e mesmo na acumulação, como a precipitação de neve, assim como o entendimento do papel da CDW e do gelo marinho na área e suas interações com as geleiras de descarga.

Para estudos futuros, são relevantes mapeamentos com maior detalhamento temporal da região investigada. A análise de séries climáticas para o estudo dos padrões de ventos, anomalias de temperatura por setor (EB e PD) e precipitação poderá auxiliar na compreensão das respostas das geleiras. O estudo sobre os microclimas na região também é relevante. A atualização dos divisores de drenagem, principalmente para os setores com maiores perdas glaciais, também se faz necessária, visto que a morfodinâmica destes setores estão alterando-se.

REFERENCIAL

ALBERT, Todd H. Evaluation of Remote Sensing Techniques for Ice-Area Classification Applied to the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru, **Polar Geography**, v. 26, n. 3, p. 210–226, 2002.

AQUINO, Francisco E.; SETZER, Alberto; SIMÕES, Jefferson C. The sub-antarctic atmospheric circulation between 15°W and 90°W and its effects on the climates of the Antarctic Peninsula and southern South America. *In: Antarctic Peninsula Climate Variability: Observations, Models and Plans for IPY Research*, University of Colorado, Boulder, Colorado, EUA. p. 19. 2006.

ARENDRT, Anthony *et al.* Randolph Glacier Inventory [v2.0]: a dataset of global glacier outlines. Global Land Ice Measurements from Space. **GLIMS Technical Report**. Boulder Colorado, USA. Digital Media. 2012.

ARNDT, Jan E. *et al.* The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0—A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters. **Geophysical Research Letters**, vol. 40 (12), pg. 3111 – 3117, 2013.

ARIGONY-NETO, Jorge. **Implantação e uso de sistema de informação geográficas para a Área Antártica Especialmente Gerenciada Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica**. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

BACH, Eviatar; RADIC, Valentina; SCHOOF, Christian, How sensitive are mountain glaciers to climate change? Insights from a block model, **Journal of Glaciology**, v. 64, n. 244, p. 247–258, 2018.

BAKKE, Jostein; NESJE, Atle. Equilibrium-Line Altitude (ELA). *In: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht: Springer, 2011. p. 268 - 276.

BARTON, C. Michael. The geology of the South Shetland Islands: The stratigraphy of King George Island. **British Antarctic Survey Scientific Bulletin**, v. 44, 33 p., 1965.

BARR, Iestyn D.; LOVELL, Harold, A review of topographic controls on moraine distribution, **Geomorphology**, v. 226, p. 44–64, 2014.

BAUMGARTNER, François *et al.* Spectral and angular ground-based radar backscatter measurements of Greenland snow facies, *in: IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, v. 2, p. 1053–1055 v.2, 1999.

BEERS, A. Valeria *et al.* Analysis of trends and sudden changes in long-term environmental data from King George Island (Antarctica): relationships between global climatic oscillations and local system response. **Climatic Change**, 116, pg. 789 - 803. 2013.

BENN, Douglas I. *et al.* Glaciated valley landsystems. In D. J. A. Evans (Ed.), **Glacial landsystems**. London: Arnold. 2003.

BENN, Douglas I.; LEHMKUHL, Frank. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments, **Quaternary International**, v. 65–66, p. 15–29. 2000.

BENN, Douglas I.; WARREN, Charles R.; MOTTRAM, Ruth H., Calving processes and the dynamics of calving glaciers, **Earth-Science Reviews**, v. 82, n. 3–4, p. 143–179, 2007.

BENN, Douglas I.; EVANS, David J. A. **Glaciers & Glaciation**. Hodder Education, 2° Ed. 2010. Abingdon, Oxfordshire. 2010.

BENNETT, Matthew R., Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance, **Earth-Science Reviews**, v. 61, n. 3, p. 309–339. 2003.

BINDSCHADLER, Robert *et al*, Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year, **The Cryosphere**, v. 5, n. 3, p. 569–588. 2011.

BJØRK, Anders A. *et al*, An aerial view of 80 years of climate-related glacier fluctuations in southeast Greenland, **Nature Geoscience**, v. 5, n. 6, p. 427–432, 2012.

BRAUN, Matthias; RAU, Frank. Using a multi-year data archive of ERS SAR imagery for the monitoring of firn line positions and ablation patterns on the King George Island ice cap (Antarctica). **Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow**. Dresden, Alemanha. 1, p. 281 - 291. 2000.

BRAUN, Matthias *et al*. Development of radar glacier zones on the King George Island ice cap, Antarctica, during austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR data. **Annals of Glaciology**, v. 31, p. 357-363. 2000.

BRAUN, Matthias; GOßMANN, Hermann, Glacial Changes in the Areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Maritime Antarctica, *in*: BEYER, Lothar; BÖLTER, Manfred (Orgs.), **Geocology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes**, Berlin, Heidelberg: Springer, p. 75 - 89. 2002.

BRAUN, Matthias. H.; BETSCH, Tobias; SEEHAUS, Thorsten. King George Island TanDEM-X DEM, link to GeoTIFF. **PANGAEA**, 2016. Disponível em: <doi.org/10.1594/PANGAEA.863567>. Acesso em: 18 de novembro de 2020.

BUIZERT, Christo; HELSEN, Michiel, Firn, *in*: FOWLER, Andrew; NG, Felix (Orgs.), **Glaciers and Ice Sheets in the Climate System**. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment., p. 255–278. 2021.

CARR, J. Rachel; STOKES, Chris; VIELI, Andreas, Recent retreat of major outlet glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic, influenced by fjord geometry and sea-ice conditions, **Journal of Glaciology**, v. 60, n. 219, p. 155–170, 2014.

CARRASCO, Jorge F.; BOZKURT, Deniz; CORDERO, Raul R. A review of the observed air temperature in the Antarctic Peninsula. Did the warming trend come back after the early 21st hiatus?, **Polar Science**, vol. 28, 2021.

CERECEDA-BALIC, Francisco; RUGGERI, Maria F.; VIDAL, Victor. Glacier Retreat Differences In Chilean Central Andes And Their Relation With Anthropogenic Black Carbon Pollution, *in*: **2020 IEEE Latin American GRSS ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS)**, p. 434 - 440. 2020.

CHRISTOPHERSON, Robert W.; BIRKELAND, Ginger H. **Geossistemas: Uma introdução a geografia física**. 9ª ed. Porto Alegre: Bookman. 2017.

COGLEY, J. Graham *et al.* Glossary of glacier mass balance and related terms, **IHP-VII Technical Documents in Hydrology**, v. 86. 2011.

CONGEDO, Lucas. Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. Release 6.0.1.1. Disponível em: <DOI:10.13140/RG.2.2.29474.02242/1>. Acesso em: 18 de novembro de 2021.

COOK Alison J. *et al.* 2005. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. **Science** 308, pg. 541-544. 2005.

COOK, Alison J. *et al.*, A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s, **Antarctic Science**, v. 26, n. 6, p. 614–624, 2014.

COOK, Alison J. *et al.*, Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula, **Science**, v. 353, n. 6296, p. 283–286, 2016.

COPLAND, Luke. Retreat/Advance of glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 934 - 938. 2011.

CUFFEY, Kurt M.; PATERSON William S. B. **The Physics of Glaciers**. 4th ed. Burlington, MA: Butterworth-Heinemann/Elsevier, 2010.

CULLEN, Nicolas J.; CONWAY, Jonathan P., A 22 month record of surface meteorology and energy balance from the ablation zone of Brewster Glacier, New Zealand, **Journal of Glaciology**, v. 61, n. 229, p. 931–946, 2015.

CURL, James E. A Glacial History of South Shetlands Islands, Antarctica. **Institute of Polar Studies**, n° 63. 1980.

DAVIES, Bethan J. *et al.*, Modelled glacier response to centennial temperature and precipitation trends on the Antarctic Peninsula, **Nature Climate Change**, v. 4, n. 11, p. 993–998, 2014.

DOBHAL, Dwarika B. Glacier. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 376 – 377, 2011.

DOMACK, Eugene *et al.*, Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch, **Nature**, v. 436, n. 7051, p. 681–685, 2005.

DOZIER, Jeff, Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 22(3), pg. 323–328. 1984.

DYURGEROV, Mark; MEIER, Mark, *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*. Occasional papper, **Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado**, v. 58, 2005.

DYURGEROV, Mark; MEIER, Mark F.; BAHR, David B. A new index of glacier area change: a tool for glacier monitoring, **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 192, p. 710–716, 2009.

ENDERLIN, Ellyn M. *et al*, Evolving Environmental and Geometric Controls on Columbia Glacier's Continued Retreat, **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 123, n. 7, p. 1528–1545, 2018.

ESA. **Sentinel User Guides**. 2021. [Online]. Disponível em: <<https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/home>>. Acesso em: 20 de maio de 2021.

FALK, Ulrike; LOPEZ, Damian; SILVA-BUSSO, Adrian, Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modelling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula., **The Cryosphere**, v. 12 (4), p. 1211 - 1232. 2018.

FATRAS, Christophe; FERNANDEZ-PALMA, Beatriz; MARTILLO, Carlos. Estimating ice retreat on Greenwich island – Antarctica between 1956 and 2019 using optical and SAR imagery. **Polar Science**, 24:100526. 2020.

FAVIER, Lionel *et al*, Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability, **Nature Climate Change**, v. 4, n. 2, p. 117–121, 2014.

FERRANDO, Francisco F. A.; VIEIRA, Rosemary; ROSA, Kátia K. Sobre el calentamiento global en la isla Rey Jorge: procesos y evidencias en el Glaciar Wanda y su entorno. **Investigaciones Geográficas**, N° 41, p. 25 - 40. 2009.

FERRON, Francisco *et al*, Air Temperature Time Series for King George Island, Antarctica, **Pesquisa Antártica Brasileira (Braz Antarct Res)**, v. 4, p. 155 - 169. 2004.

FOUNTAIN, Andrew. Temperate Glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 1145 - 1150. 2011.

FREZZOTTI, Massimo; OROMBELLI, Giuseppe. Glaciers and ice sheets: current status and trends. **Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali**, v. 25, p. 59–70. 2014.

GAO, Jay; LIU, Yansui. Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: A review, **Progress in Physical Geography - PROG PHYS GEOG**, v. 25, p. 520–540, 2001.

GERRISH Laura; FRETWELL Peter; & COOPER Paul. High resolution vector polylines of the Antarctic coastline (7.3) **UK Polar Data Centre**, Natural Environment Research Council, UK Research & Innovation. 2020. Disponível em: <<https://www.add.scar.org/>>. Acesso em: 18 de novembro de 2021.

GJERMUNDSEN, E., *et al.* Assessment of multispectral glacier mapping methods and derivation of glacier area changes, 1978–2002, in the central Southern Alps, New Zealand, from ASTER satellite data, field survey and existing inventory data. **Journal of Glaciology**. Vol. 57(204), pp. 667-683. 2011.

GLASSER, Neil F. Polythermal Glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 865 - 867. 2011.

GLIMS & NSIDC. **Global Land Ice Measurements from Space glacier database. Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A.** 2005, atualizado 2018. DOI:10.7265/N5V98602

GREVE, Ralf; BLATTER, Heinz. **Dynamics of Ice Sheets and Glaciers**. 1th ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2009.

HAEBERLI, Wilfried; HOELZLE, Martin, 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**, v. 21, p. 206–212, 1995.

HAEBERLI, Wilfried. Glacier Mass Balance. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 399 - 406. 2011.

HALL, Dorothy K.; RIGGS, George A.; SALOMONSON, Vincent V., Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data, **Remote Sensing of Environment**, v. 54, n. 2, p. 127–140, 1995.

HEWITT, Kenneth. Dynamics of Snow and Ice in Glacier Basins, *in*: HEWITT, Kenneth (Org.), **Glaciers of the Karakoram Himalaya: Glacial Environments, Processes, Hazards and Resources**, Dordrecht: Springer Netherlands, p. 163–185. 2014.

HILL, Emily *et al.* Dynamic changes in outlet glaciers in northern Greenland from 1948 to 2015, **The Cryosphere**, 12, 3243–3263, 2018.

HILLEBRAND, Fernando L.; ROSA, Cristiano N. Da; BREMER, Ulisses F. Mapeamento das zonas de neve úmida e de percolação por meio do Sentinel-2. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 96–103, 2019.

HOCK, Regine, HUSS, Matthias, Chapter 9 - Glaciers and climate change. *In*: LETCHER, Trevor M. (Org.). **Climate Change**. Elsevier, 3° Ed. Pg 157-176. 2021.

HUTTER, Kolumban. Thermo-mechanically coupled ice-sheet response — cold, polythermal, temperate. **Journal of Glaciology**, v. 39, n. 131, p. 65–86, 1993.

IDALINO, Filipe D. *et al.* Recent glacier variations on Mount Melimoyu (44°50'S-72°51'W), Chilean Patagonia, using Sentinel-2 data. **Geocarto International.**, v.33, p.1 - 36, 2019.

IDALINO, Filipe D. *et al.* Avaliação da acurácia vertical de Modelos Digitais de Elevação para mapeamento de ambientes glaciais e periglaciais da Península Keller, Antártica Marítima. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, nº 1. 2021.

IRVINE-FYNN, Tristram *et al*, Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada, **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, p. 892–909, 2006.

JIAHONG, Wen *et al*. Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica, **Advances in Polar Science**, v. 5, n. 1, p. 52–61. 1994.

JIAHONG, Wen *et al*, Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica, **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 105–109, 1998.

JISKOOT, Hester. Dynamics of glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, 2011. p. 245 - 254.

JONSELL, Ulf Y. *et al*, Sensitivity of a distributed temperature-radiation index melt model based on AWS observations and surface energy balance fluxes, Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica. **The Cryosphere**, v. 6, n. 3, p. 539–552. 2012.

JOUGHIN, Ian; ABDALATI, Waleed; FAHNESTOCK, Mark. Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier, **Nature**, v. 432, n. 7017, p. 608–610, 2004.

JOUGHIN, Ian *et al*, Continued evolution of Jakobshavn Isbrae following its rapid speedup, **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. F4, 2008.

KEEGAN, Kaitlin, Snow Metamorphism and Firn Compaction, *In*: **Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences**, Elsevier, 2021.

KEJNA, Marek. Air temperature on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica, **Polish Polar Research**, v. 20, p. 183–201. 1999.

KING, John C.; HARANGOZO, Stephen A. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes, **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 571–575. 1998.

KING, Michalea D. *et al*. Dynamic ice loss from the Greenland Ice Sheet driven by sustained glacier retreat, **Communications Earth & Environment**, v. 1, n. 1, p. 1–7. 2020.

KONZ, Markus. Transient Snow Line. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 1204. 2011.

KUMAR, Amit. Terminus. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 1154 - 1155. 2011.

LAMSAL, Min Raj. A Brief Introduction of Physics of Glaciers and Avalanches, **Himalayan Physics**, v. 3, p. 60–63, 2012.

LANG, M.W.; TOWNSEND, P.A.; KASISCHKE, E. S. 2008. Influence of incidence angle on detecting flooded forests using C-HH synthetic aperture radar data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 46(2):535-546. 2008.

LI, Da; SHANGGUAN Donghui; ANJUM Muhammad N. Glacial lake inventory derived from Landsat 8 OLI in 2016–2018 in China–Pakistan economic corridor. **ISPRS Int J Geo-Inf.** 9, n. 5: 294. 2020.

LEE, Jason *et al*, Simulation of a tidewater glacier evolution in Marian Cove, King George Island, Antarctica, **Geosciences Journal**, v. 12, n. 1, p. 33–39, 2008.

LEWIS, Anthony J.; HENDERSON, Floyd M., Radar fundamentals: The Geoscience Perspective. In: F.M. HENDERSON & A.J. LEWIS (eds.). **Principles & Applications of Imaging Radar: manual of remote sensing**. 3rd ed., .2, John Willey, New York, p.: 131 - 181. 1998.

LIVERMORE, R. A.; WOOLLETT, R. W., Seafloor spreading in the Weddell Sea and southwest Atlantic since the Late Cretaceous, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 117, n. 3, p. 475–495, 1993.

LLANILLO, Pedro J. *et al*. Oceanographic Variability induced by Tides, the Intraseasonal Cycle and Warm Subsurface Water intrusions in Maxwell Bay, King George Island (West-Antarctica). **Nature: Scientific Reports**, 9, num. 18571. 2019.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, Jerónimo *et al*. Geomorphology and landforms distribution in selected ice-free areas in the South Shetland Islands, Antarctic Northern Peninsula region, **Cuadernos de Investigación Geográfica**, v. 42, n. 2, p. 435–455. 2016.

LUCKMAN, Adrian *et al*, Calving rates at tidewater glaciers vary strongly with ocean temperature, **Nature Communications**, v. 6, 2015.

MACKINTOSH, Andrew N.; ANDERSON, Brian M.; PIERREHUMBERT, Raymond T. Reconstructing Climate from Glaciers, **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, n. 1, p. 649–680. 2017.

MAGALHÃES, Newton de *et al*, Amazonian Biomass Burning Enhances Tropical Andean Glaciers Melting, **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 16914, 2019.

MALDONADO, Andrés *et al*. Small ocean basin development along the Scotia–Antarctica plate boundary and in the northern Weddell Sea, **Tectonophysics**, v. 296, n. 3, p. 371–402, 1998.

MALDONADO, Andrés; DALZIEL, Ian W. D.; LEAT, Philip T. The global relevance of the Scotia Arc: An introduction, **Global and Planetary Change**, v. 125, p. A1–A8. 2015.

MASSOM, Robert A. *et al*, Antarctic ice shelf disintegration triggered by sea ice loss and ocean swell, **Nature**, v. 558, n. 7710, p. 383–389, 2018.

MAURER, Josh M. *et al*, Acceleration of ice loss across the Himalayas over the past 40 years, **Science Advances**, v. 5, n. 6. 2019.

MCFEETERS Stuart K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. **International Journal of Remote Sensing**, 17 (7): 1425-1432. 1996.

MEIER, Mark F., Proposed Definitions for Glacier Mass Budget Terms, **Journal of Glaciology**, v. 4, n. 33, p. 252–263, 1962.

MENDES, Claudio W. J **Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

METEOCHILE. **Dirección Meteorológica de Chile - Servicios Climáticos**. Disponível em: <<https://climatologia.meteochile.gob.cl/>>. Acesso em: 18 de novembro de 2021.

MOFFAT, C; MEREDITH M. Shelf–ocean exchange and hydrography west of the Antarctic Peninsula: a review. **Philos Trans A Math Phys Eng Sci.**, 376 (2122). 2018.

MOORE, Peter; IVERSON, Neal; COHEN, Denis, Ice flow across a warm-based/cold-based transition at a glacier margin, **Annals of Glaciology**, v. 50, p. 1 - 8. 2009.

MORRIS, Jennifer; POOLE, Alan; KLEIN, Andrew, Retreat of Tropical Glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as Measured from ASTER and Landsat Images. *In: 63° Eastern Snow Conference*. Newark, Delaware, Estados Unidos da América. 2006.

MURRAY, Tavi *et al.* Ocean regulation hypothesis for glacier dynamics in southeast Greenland and implications for ice sheet mass changes, **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115. 2010.

NIE, Yong; LIU, Qiao; LIU Shiyin. Glacial Lake Expansion in the Central Himalayas by Landsat Images, 1990–2010. **PLOS ONE**, 9(3): e92654. 2013.

NOAA. **Climate Change: Glacier Mass Balance**. Autora: Rebecca Lindsey. 2020. Disponível em: <<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-glacier-mass-balance>>. Acesso em: 20 de maio de 2021.

NPOLAR. **Quantarctica**. Disponível em: <<https://www.npolar.no/quantarctica/#toggle-id-3>>. Acesso em: 20 de maio de 2021.

OBARD Rachel W.; BAKER Ian; LOMANOCO, Rachel W. Firn. *In: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht: Springer, 2011. p. 290 - 293.

OERLEMANS, Johannes, Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen, **Journal of Glaciology**, v. 38, n. 129, p. 223–232, 1992.

OERLEMANS, Johannes. **Glaciers and Climate Change**. Rotterdam: A.A. Balkema Publishers. 2001.

OHMURA, Atsumu; KASSER, Peter; FUNK, Martin, Climate at the Equilibrium Line of Glaciers, **Journal of Glaciology**, v. 38, n. 130, p. 397–411, 1992.

OLIVEIRA, Ana M. S. D. F. **Variações na extensão da cobertura de gelo do Nevado Cololo, Bolívia**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

OLIVEIRA, Manoela A. G. *et al*, Variação de área das geleiras do campo de gelo Kraków, Ilha Rei George, Antártica, no período entre 1956 - 2017. **Caminhos de Geografia**, v. 20, n. 70, p. 55–71, 2019.

OLIVEIRA, Manoela A. G. **Evolução de lagos marginais ao gelo em resposta à retração em resposta à retração de geleiras nas Ilhas Nelson e Rei George, Antártica Marítima**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2020.

OSMANOĞLU, B., *et al*. Surface velocity and ice discharge of the ice cap on King George Island, Antarctica. **Annals of Glaciology**, 54(63), pg. 111-119. 2013.

ÖSTREM, Gunnar, The Transient Snowline and Glacier Mass Balance in Southern British Columbia and Alberta, Canada, **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 55, n. 2, p. 93–106, 1973.

PAN, Baotian, *et al*. Glacier variations in response to climate change from 1972 to 2007 in the western Lenglongling mountains, northeastern Tibetan Plateau. **Journal of Glaciology**, vol. 58(211), pg. 879-888. 2012.

PANCHUK, Karla. 16.2 How glaciers work. *In: Physical Geology*: BCcampus, 2021. Disponível em: <<https://opentextbc.ca/geology/chapter/16-2-how-glaciers-work>>. Acesso em: 20 de maio de 2021.

PARK, Byong-Kwon *et al*, Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 633–635, 1998.

PATERSON, William S. B., **Physics of Glaciers**. 3th ed. Butterworth-Heinemann. 1994.

PAUL, Frank; KÄÄB, Andreas; HAEBERLI, Wilfried. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies, **Global and Planetary Change**, v. 56, n. 1, p. 111–122. 2007.

PAUL, Frank *et al*. Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modelling, **Global and Planetary Change**, v. 55, n. 4, p. 343–357. 2007.

PAUL, Frank, *et al*. The glaciers climate change initiative: Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. **Remote Sensing of Environment**. Vol. 162. Pg. 408-426. 2015.

PETSCH, Carina. **Evolução hidro geomorfológica da zona proglacial da Geleira Collins, Ilha Rei George, Antártica**. 2018. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

PETSCH, Carina *et al.* Cambios climáticos y aumento de la vegetación en la Península Fildes, Antártica. **Revista Investigaciones Geográficas**. 57, pg. 18-31. 2019.

PETSCH, Carina *et al.* Los efectos de los cambios climáticos en los sistemas glaciales, proglaciales y periglaciales del glaciar Collins, isla Rey Jorge, Antártica, del final de la Pequeña Edad del Hielo al siglo XXI. **Investigaciones Geográficas: Boletín - Instituto de Geografía, Universidad Nacional, Autónoma de México**, num. 103. 2020.

PERONDI, Cleiva; ROSA, Kátia K.; VIEIRA, Rosemary, Caracterização geomorfológica das áreas livres de gelo na margem leste do campo de gelo Warszawa, Ilha Rei George, Antártica marítima. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2. 2019.

PERONDI, Cleiva *et al.* Recentes alterações nas geleiras e nos sistemas paraglaciais, Antártica Marítima. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 6, n. 2, p. 292–301, 2020.

PORTER, David *et al.* Bathymetric control of tidewater glacier mass loss in northwest Greenland, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 401, p. 40–46, 2014.

PUDEŁKO, Rafał *et al.* Fluctuation of Glacial Retreat Rates in the Eastern Part of Warszawa Icefield, King George Island, Antarctica, 1979–2018, **Remote Sensing**, v. 10, 2018.

QUINCEY, Duncan; BISHOP, Michael. Optical Remote Sensing of Alpine Glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, 2011. p. 783 - 793.

RACHLEWICZ, Grzegorz. Mid-winter thawing in the vicinity of Arctowski Station, King George Island. **Polish Polar Research**, v. 18, n. 1, p. 15 - 24. 1997.

RACOVITEANU, Adina E. *et al.* Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing, **Journal of Glaciology**, v. 54, n. 186, p. 499–510, 2008.

RAU, Frank *et al.* Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability, **Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow.**, v. 1, p. 317–327, 2000.

RAU, Frank *et al.* Variations of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula, **Annals of Glaciology**, v. 39, p. 525–530, 2004.

RAU, Frank *et al.* Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory, **Institute For Physical Geography Freiburg**, 2005.

RAYNAUD, Dominique, PARRENIN, Frédéric. Ice Cores, Antarctica And Greenland. *In*: GORNITZ, Vivien (eds) **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments**. Springer, Dordrecht. 2009.

REEH, N. *et al.*, Sea ice and the stability of north and northeast Greenland floating glaciers, **Ann. Glaciol.**, 33, 474–480, 2001.

REKOWSKY, Isabel C. **Variações de área das geleiras da Colômbia e da Venezuela entre 1985 e 2015, com dados de sensoriamento remoto**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

REKOWSKY, Isabel C.; BREMER, Ulisses F.; VEETIL, Bijeesh K., Variações de área das geleiras da Colômbia e da Venezuela entre 1985 e 2015, com dados de Sensoriamento Remoto. **Geociências (São Paulo)**, v. 37, n. 3, p. 569–581, 2019.

RIGNOT, Eric *et al.* Contribution to the glaciology of northern Greenland from satellite radar interferometry, J. **Geophys. Res.-Atmos.**, 106, 34007–34019, 2001.

RIGNOT, Eric; STEFFEN, K.: Channelized bottom melting and stability of floating ice shelves, **Geophys. Res. Lett.**, 35, 2–6, 2008.

RIGNOT, Eric *et al.*, Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017, **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 116, n. 4, p. 1095–1103, 2019.

RINTERKNECHT, Vincent. Deglaciation. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 192 - 196. 2011.

ROE, Gerard, BAKER, Marcia; HERLA, Florian. Centennial glacier retreat as categorical evidence of regional climate change. **Nature Geoscience**, 10, 95–99. 2017.

ROSA, Kátia K. *et al.* Compilation of geomorphological map for reconstructing the deglaciation of ice-free areas in the Martel inlet, King George Island, Antarctica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n.2, p. 181 – 187, 2013.

ROSA, Kátia K. *et al.* Recent changes in the Wanda Glacier, King George Island, Antarctica, **Pesquisas em Geociências**, v. 42, n. 2, p. 187–196, 2015a.

ROSA, Kátia K. *et al.* Análise das mudanças ambientais da Geleira Viéville, Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica, **Pesquisas em Geociências**, v. 42, n. 1, p. 61–71, 2015b.

ROSA, Kátia K. *et al.* Caracterização geomorfológica da Ilha Rei George, Antártica. *In*: XII SINAGEO: Paisagem e Geodiversidade. 2018. Ceará. **Anais...** 2018.

ROSA, Kátia K. *et al.* Contrasting responses of land-terminating glaciers to recent climate variations in King George Island, Antarctica, **Antarctic Science**, v. 32, n. 5, p. 398–407, 2020.

ROSA, Kátia *et al.* Expansion of glacial Lakes on Nelson and King George Islands, Maritime Antarctica, from 1986 to 2020, **Geocarto International**, p. 1–9, 2021.

RÜCKAMP, M. *et al.* Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade, **Global and Planetary Change**, v. 79, p. 99–109. 2011.

RUDDIMAN, William. F. **Earth's Climate: Past and Future**. W. H. Freeman and Company, 2° Ed. New York, 2008.

RUDDIMAN, William F., The Anthropocene, **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 41, n. 1, p. 45–68, 2013.

SCAMBOS, Ted *et al.* The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, v. 46, n. 154, p. 516-530, 2000.

SCAR. **Anantarctic Digital Database (ADD)**. 2020. Disponível em: <<https://www.scar.org/resources/antarctic-digital-database/>>. Acesso em: 20 de maio de 2021.

SCHWANK, Franciele *et al.*, Anomalously high arsenic concentration in a West Antarctic ice core and its relationship to copper mining in Chile. **Atmospheric Environment**, v. 125, part A, p. 257-264, 2016.

SCHOSSLER, Venisse *et al*, Anomalias da circulação atmosférica Antártica na primavera de 2016 como indutoras de uma ciclogênese explosiva no Rio Grande do Sul. **Revista Geografia - PPGeo UFJF**, v. 8, n. 2, p. 54–64, 2019.

SHAHATEET, Kaian *et al.* Geodetic Mass Balance of the South Shetland Islands Ice Caps, Antarctica, from Differencing TanDEM-X DEMs. **Remote Sensing**, 13(17), 3408, 2021.

SHRESTHA, Arun B. Climate change and glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 145 - 152. 2011.

SILVA, Aline B. **Análise espacial e temporal das mudanças nas geleiras da península Antártica**. Tese (Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica) - Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande. 2016.

SILVA, Aline B.; ARIGONY-NETO, Jorge; BICCA, Cleidir E. Caracterização geomorfológica das geleiras da Península Antártica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, 2019.

SILVA, Aline B., *et al.* Spatial and temporal analysis of changes in the glaciers of the Antarctic Peninsula. **Global and Planetary Change**, v. 184, 2020.

SILVERIO, Walter; JAQUET, Jean-Michel Multi-temporal and multi-source cartography of the glacial cover of Nevado Coropuna (Arequipa, Peru) between 1955 and 2003, **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 18, p. 5876–5888, 2012.

SIMÕES, Carolina L. *et al.* Collins Glacier Retreat Process and Regional Climatic Variations, King George Island, Antarctica, **Geographical Review**, v. 105, p. 462–471. 2015.

SIMÕES, Carolina L. **Retração das geleiras Drummond e Widdowson em respostas às recentes mudanças ambientais na Península Antártica (1957 - 2016)**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2017.

SIMÕES, Jefferson C. *et al.* Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica, **Annals of Glaciology**, v. 29, p. 220–224. 1999.

SIMÕES, Jefferson C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 119 - 154. 2004.

SIMÕES, Jefferson C. *et al.* Small cirque glaciers retreat on Keller Peninsula, Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, 4, pp. 49-56. 2004.

SMITH, Ben *et al.* Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes, **Science**, v. 368, issue 6496, p. 1239–1242, 2020.

SMITH, Laurence *et al.*, Seasonal climatic forcing of alpine glaciers revealed with orbital synthetic aperture radar. **Journal of Glaciology**, vol. 43 (145), pg. 480 – 488, 1997.

SOHN, Hong-Gyoo; JEZEK, Kenneth C; VAN DER VEEN, Cornelis. Jakobshavn Glacier, west Greenland: 30 years of spaceborne observations. **Geophysical Research Letters**, v. 25, 1998.

SOTILLE, Maria; BREMER, Ulisses F.; SIMÕES, Jefferson C. Avanço e retração de área glacial no extremo norte da península Trinity, Antártica, entre 1988 e 2015. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 31, 2016.

STOKES, Chris R. *et al.* Widespread distribution of supraglacial lakes around the margin of the East Antarctic Ice Sheet, **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 13823, 2019.

SZIŁO, Joanna; BIALIK, Robert. Recession and Ice Surface Elevation Changes of Baranowski Glacier and Its Impact on Proglacial Relief (King George Island, West Antarctica), **Geosciences**, v. 8, p. 355, 2018.

THOMAS, R., *et al.* Recent changes on Greenland outlet glaciers, **J. Glaciol.**, 55, 147–162, 2009.

TEIXEIRA, Sheila G. **Radar de abertura sintética aplicado ao mapeamento e reconhecimento de zonas úmidas costeiras**. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 2011.

TURNER John, *et al.* 2005a. Antarctic climate change during the last 50 years. **Int J Climatol** 25: 279–294. 2005a.

TURNER, John *et al.* A positive trend in western Antarctic Peninsula precipitation over the last 50 years reflecting regional and Antarctic-wide atmospheric circulation changes, **Annals of Glaciology**, v. 41, p. 85–91. 2005b.

TURNER, John *et al.* Extreme Temperatures in the Antarctic, **Journal of Climate**, v. 34, n. 7, p. 2653–2668. 2021.

VAUGHAN, David G. *et al.* Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change** v. 60, n. 3, p. 243–274. 2003.

VAUGHAN, David G. *et al.* Observations: Cryosphere. In: STOCKER, Thomas F. *et al.* (eds.) **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. p. 317 - 382. 2014.

VELHO, Luiz F. **Utilização do filtro Lee na redução do speckle em imagens SAR usadas na determinação da velocidade de fluxo de geleiras da Península Antártica**. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

VIELI, Andreas. Tidewater Glaciers. In: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 1175 – 1178, 2011.

VIELI, Andreas; NICK, Faezeh M., Understanding and Modelling Rapid Dynamic Changes of Tidewater Outlet Glaciers: Issues and Implications, **Surveys in Geophysics**, v. 32, n. 4, p. 437–458, 2011.

VIGANÒ, Alfio *et al.*, The Marmolada Glacier: An investigation of natural weathering and anthropic pressure through chemical analyses of melting water and ice, **Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, v. 26, p. 71–75, 2003.

ZEMP, Michael *et al.*, Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century, **Journal of Glaciology**, v. 61, p. 745–762, 2015.

XAVIER, Alexandre C.; VETTORAZZI, Carlos A.; MACHADO, Ronalton E. Relação entre índice de área foliar e frações de componentes puros do modelo linear de mistura espectral, usando imagens ETM+/Landsat, **Engenharia Agrícola**, v. 24, p. 421–430, 2004.

ZHOU, Chunxia; ZHENG, Lei, Mapping Radar Glacier Zones and Dry Snow Line in the Antarctic Peninsula Using Sentinel-1 Images. **Remote Sensing**, 9 (11). 2017.

YAMAGUCHI, Satoru; FUJITA, Koji, Modeling Glacier Behavior Under Different Precipitation Seasonalities, **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 45, n. 1, p. 143–152, 2013.

WARREN, Charles R. Calving glaciers. In: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, pg. 105 – 106, 2011.

WON JEONG, Park *et al.*, Efficient Thermal Noise Removal for Sentinel-1 TOPSAR Cross-Polarization Channel, **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. PP, p. 1–11, 2017.