

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

**MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO INTEGRADO E RECONSTRUÇÃO
PALEOGLACIAL NA BAÍA DO ALMIRANTADO, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA
MARÍTIMA**

CLEIVA PERONDI

Orientadora: Prof. Dra. Kátia Kellem da Rosa

PORTO ALEGRE/RS, NOVEMBRO, 2023.

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

**MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO INTEGRADO E RECONSTRUÇÃO
PALEOGLACIAL NA BAÍA DO ALMIRANTADO, ILHA REI GEORGE, ANTÁRTICA
MARÍTIMA**

CLEIVA PERONDI

Orientadora: Prof. Dra. Kátia Kellem da Rosa

BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Prof.^ª. Dra. Carina Petsch

Prof.^ª. Dra. Rosemary Vieira

Tese apresentada como
requisito parcial para
obtenção do título de
Doutora em Geografia.

PORTO ALEGRE/RS, NOVEMBRO, 2023.

CIP - Catalogação na Publicação

Perondi, Cleiva

Mapeamento geomorfológico integrado e reconstrução paleoglacial na baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica Marítima / Cleiva Perondi. -- 2023.

206 f.

Orientadora: Kátia Kellem da Rosa.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2023.

1. Bancos morânicos. 2. Mapeamento geomorfológico. 3. Fiorde. 4. Geleiras de maré. 5. ilha Rei George. I. da Rosa, Kátia Kellem, orient. II. Título.

“[...] Um homem precisa viajar [...] Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas próprias árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar o calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser. Que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver.”

Amyr Klink, livro *Mar sem Fim*

AGRADECIMENTOS

Ao findar esse doutorado, agradeço a todos que contribuíram para a concretização dessa pesquisa.

Um agradecimento especial aos meus familiares, que por vezes não entendiam minhas ausências em datas importantes, obrigada por tudo!

Ao Bruno que, ao meu lado, pacientemente, ouvia minhas histórias, descobertas, aflições e sempre tinha as melhores palavras para me acalmar e incentivar a seguir adiante. Você foi muito importante nessa caminhada!

Ao Guri que esteve ao meu lado, incansavelmente, todos os dias, desde o mestrado até aqui.

À minha orientadora Prof^a. Kátia, obrigada pelos incentivos, orientações, por acreditar em mim, e disponibilizar todos os recursos necessários para o desenvolvimento desse doutorado.

À banca, Prof^a Rosemary Vieira, Prof^a Carina Petsch e Prof. Arthur Ayres-Neto, agradeço a contribuição, parceria de dados e interpretações ao longo do doutorado.

Faço um agradecimento especial à Prof^a Rosemary Vieira, que esteve presente ao longo desse percurso acadêmico, por ter tornado o trabalho de campo na Antártica uma experiência incrível e com muito aprendizado.

Às minhas amigas Shaiane e Janayna, com quem divido as conquistas e preocupações, que me ouvem e tem uma palavra de incentivo. Vocês são especiais!

À Júlia Lorenz, colega que tenho grande estima, obrigada pelo apoio, e por dividir seu almoço, num sábado na UFRGS, e pelo lanche quando eu estava embarcando para Pelotas. Te estimo muito!

Agradeço ao Nicholas Pi pela valiosa ajuda com os dados sedimentológicos, ao Luis Felipe Velho e ao Fabio Magrani pela disponibilidade de dados, ao Professor Gilberto dos Santos e ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (UFRGS) pela disponibilidade de recursos técnicos para analisar as amostras sedimentares.

Agradeço ao Centro Polar e Climático, ao PROANTAR, à CAPES, ao CNPq, à UFRGS, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, seus funcionários e professores, pelo ensino e suporte necessário para o desenvolvimento da pesquisa de doutorado.

RESUMO

Para a península Antártica (PA) e as ilhas *Shetlands* do Sul há evidências de aumento de temperatura atmosférica maior que a média global desde 1850. O mapeamento das feições de relevo glaciais nessa região polar proporciona informações sobre a resposta das geleiras e os fiordes às mudanças climáticas. Diante disso, o objetivo desta tese é investigar a geomorfologia da Baía do Almirantado (BA) e suas áreas adjacentes, na ilha Rei George (IRG), e reconstruir a sua evolução ao longo do Holoceno e desde as últimas décadas. A tese propõe compreender alguns dos fatores condicionantes para as flutuações das geleiras. A partir da união dos dados batimétricos e modelos digitais de elevação subaéreos foram gerados dados geomorfométricos e perfis topográficos que integraram o fiorde e as áreas adjacentes. O mapeamento geomorfológico foi realizado com a interpretação de dados geomorfométricos, datações, imagens de satélite, trabalho de campo, análises sedimentares e registros sísmicos. Foi realizado o mapeamento das datações preexistentes na IRG. A reconstrução paleoglaciológica do fiorde e áreas livres de gelo envolveu a estimativa das retrações, avanços e da perda de espessura das geleiras. O modelo digital topobatimétrico mostrou contrastes geomorfológicos e topográficos na BA, os quais foram base para a identificação dos setores proximal, medial e distal. O ambiente de sedimentação moderno é caracterizado pela presença de geoformas glaciais que evidenciam a direção de fluxo glacial e regime termo-basal (e.g. pavimentos estriados, *eskers*, *flutings* e *drumlins*) e variações de extensão das geleiras (e.g. bancos morânicos e cristas morânicas). A análise granulométrica e morfoscópica das amostras sedimentares indicam características de depósitos morânicos e de sedimentos que passaram por transporte ativo e de depósitos subglaciais glaciofluviais. O setor proximal, com bancos morânicos proeminentes e lineações glaciais contrasta com os setores medial e distal, onde são identificados bancos morânicos extensos. O mapeamento geomorfológico integrado para a BA e adjacências proporcionou avançar na compreensão da continuidade espacial de processos proximais e distais da margem glacial atual como a interpretação de um *esker* preservado no setor glaciarino distal da geleira Viéville e que indica um fluxo glacial mais ativo e extenso que o atual. Foram estimadas as variações de espessura e das posições frontais das geleiras: Dobrowolski, Lange, Ecology e Wanda. A deglaciação na Enseada Martel após 3,5 mil anos AP. A reconstrução das variações da geleira Dobrowolski último evento Neoglacial indica: a) um banco morânico proeminente e a Unidade geomorfológica A registram o momento de estabilização da sua frente na PIG; b) taxas de recuo mais elevadas do que no período anterior caracterizam o estágio I e refletem a resposta à tendência de aquecimento e à perda do ponto de ancoragem da frente glacial; c) o estágio II (Unidade B) é registrado por bancos morânicos descontínuos e lineações glaciais formadas no contexto de um fluxo de gelo ainda ativo em um ponto mais profundo do fiorde; d) há lineações glaciais e as feições de relevo são menos preservados, revelando uma fase de rápida retração durante o estágio III (Unidade C); e) o estágio IV é caracterizado por bancos morânicos descontínuos (Unidade D) e pela maior perda anual de área glacial associada à perda de ancoragem em *pinnings points* e ao aumento do aquecimento atmosférico e oceânico. A evolução do fiorde caracteriza-se por: a) Em 9000 anos AP: uma paleogeleira de descarga possuía a sua frente ancorada na saída da BA, próximo à quebra da plataforma; b) 9000 anos AP até 7000 anos AP: a paleogeleira retraiu até o setor medial do atual fiorde, estabilizou sua frente entre 8000 e 7000 e formou um banco morânico (BM10); c) 7000 anos AP a 3500 anos AP: o paleofluxo glacial retraiu até a entrada das enseadas *Ezcurra*, *Mackellar* e no setor mais profundo da Martel, formando um banco morânico durante estabilização (BM7); d) 3500 anos AP a 2600 anos AP: o paleofluxo glacial retraiu para o interior das enseadas e houve um avanço e estabilização; e) 2600 a 1200 anos AP: as áreas rasas do fiorde ficaram livres de gelo; f) 1200 anos AP até a PIG (Pequena Idade do Gelo): as geleiras de circo na península Keller ocuparam seu vale na PIG, nas enseadas *Ezcurra*, *Mackellar*, nas margens leste e oeste da BA as geleiras ocuparam as reentrâncias próximas à

costa; g) posterior ao avanço das geleiras na PIG até meados do século XX, muitas geleiras no fiorde permaneceram em posições semelhantes; h) a retração foi mais acelerada nas últimas décadas quando comparada ao período anterior e há uma ampla resposta sedimentar. Os condicionantes do comportamento glacial das geleiras de maré foram: a variabilidade climática, a topografia do embasamento e do fiorde.

Palavras-chave: Bancos morânicos, mapeamento geomorfológico, geomorfometria, geleiras de maré, aquecimento atmosférico, Neoglacial, pontos de ancoragem, fiorde, lineações glaciais, variação na superfície glacial, retração glacial, glacimarinho, proglacial, Fiorde; Enseada Martel.

ABSTRACT

In the Antarctic Peninsula (AP) and the South Shetland Islands, there is evidence of atmospheric temperature increase greater than the global average since 1850. Mapping the glacial landforms in this polar region provides insights into the response of glaciers and fjords to climate change. Therefore, this thesis aims to investigate the geomorphology of Admiralty Bay (AB) fjord and its adjacent areas on King George Island (KGI) and reconstruct its evolution during the Holocene and in recent decades. The thesis aims to comprehend some factors influencing glacier fluctuations. Geomorphometric data and subaerial digital elevation models were combined to generate geomorphometric data and topographic profiles encompassing the fjord and surrounding areas. The geomorphometric, dating, satellite imagery, fieldwork, sedimentary and seismic data supported the geomorphological mapping. The fjord evolution, glacier retreats, advances, and ice surface variation estimates are presented. The topobathymetric digital model is used to identify the fjord topography and bathymetry and to characterize the subaerial, inner, middle, and outer submarine sectors. The modern sedimentation environment presented the glacial landforms that recorded the glacier flow direction and wet-thermal regime (e.g. striated pavements, eskers, flutings, drumlins), and glacier extent (e.g. morainic banks and morainic ridges). Granulometric and morphoscopic analysis of sediment samples indicates characteristics of subglacial glaciofluvial deposits and morainic deposits with active transport sediment origins. The inner sector, with prominent morainic banks and mega-glacial lineations, contrasts with the middle and outer sectors, where extensive morainic banks are identified. The distal glacimarine sector of the Vieville Glacier presented an esker that indicates a more active and extensive glacier flow than at present. Thickness variations and frontal positions of the Dobrowolski, Lange, Ecology, and Wanda glaciers were estimated. The Martel Inlet deglaciation began after 7000 BP, particularly after 3,500 years BP. The Dobrowolski Glacier had fluctuations since the last Neoglacial event: a) a prominent morainic bank related to PIG in the inner environment and Geomorphological Unit A, associated with a stabilization moment of its front; b) after the last significant front stabilization of the Dobrowolski Glacier, its margin experienced higher rates of retreat (Stage I) in response to warming trends and the loss of anchoring points; c) the stage II (Unit B) shown discontinuous morainic banks and mega-glacial lineations formed within the context of active ice flow; d) less preserved landforms and a phase of rapid ice flow recorded the Stage III (Unit C); e) stage IV is characterized by discontinuous morainic banks (Unit D) and the accelerated retreat linked to the loss of anchorage in pinning points and increased atmospheric and oceanic warming. The evolution of AB fjord is characterized by: a) 9000 years BP: a paleo-discharge glacier had its front anchored at the end of AB (near the platform break); b) 9000 years BP to 7000 years BP: the paleo-glacier retreated to the medial sector of the current fjord, stabilized its front between 8000 and 7000 years BP, and formed a morainic bank (BM10); c) 7000 years BP to 3500 years BP: the paleo-glacial flow retreated to the *Ezcurra*, *Mackellar* Inlets and a glacier advance recorded by a morainic bank (BM7); d) 3500 years BP to 2600 years BP: paleo-glacial flow retreated a glacier advance recorded by a morainic bank; e) 2600 to 1200 years BP: shallow areas of the fjord became ice-free; f) 1200 years BP until the LIA (Little Ice Age): cirque glaciers in Keller Peninsula occupied their valleys, glaciers front positions were near the coast in the *Ezcurra* and *Mackellar* Inlets and in eastern and western margins of AB; g) many glaciers in the fjord remained in

similar positions after the advance of glaciers in the LIA until the mid-20th century; h) retreat has been more rapid in recent decades compared to the earlier period, and there is a significant sedimentary response. The factors conditioning the glacial retreat pattern include climatic variability, the bedrock and fjord topography.

Keywords: morainic bank, Geomorphological mapping, geomorphometry, tidewater glaciers, warming trends, Neoglacial, anchoring points, glacial lineations, glacier surface variation, sedimentary response, retreat, glacimarine, proglacial, fjord, Martel Inlet.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	9
1.1 PRESSUPOSTOS DA PESQUISA	11
1.2 OBJETIVO GERAL	12
1.2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
1.3 JUSTIFICATIVA	13
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO E CLIMÁTICO	14
1.4.1 LOCALIZAÇÃO	14
1.4.2 CLIMATOLOGIA	16
1.4.3 GEOLOGIA	17
1.5 REFERENCIAL TEÓRICO-METODOLÓGICO	22
1.5.1 RECONSTRUÇÃO PALEOGLACIOLÓGICA E A GEOMORFOLOGIA GLACIAL	22
1.5.1.1 FORMAS E PROCESSOS GLACIAIS NOS AMBIENTES TERRESTRES E SUBMARINOS ...	22
1.5.1.1.1 AMBIENTE MARGINAL AO GELO TERRESTRE: PROCESSOS E FORMAS ASSOCIADOS A GELEIRAS TEMPERADAS	23
1.5.1.1.2 EVIDÊNCIAS GLACIOLÓGICAS E O MAPEAMENTO DE FORMAS DE RELEVO GLACIAIS SUBAÉREAS	27
1.5.1.1.3 EVIDÊNCIAS GLACIOLÓGICAS E O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO SUBMARINO EM AMBIENTES DE FIORDES INFLUENCIADOS POR GELEIRA DE DESCARGA	30
1.5.2 MODELOS DE SEDIMENTAÇÃO GLACIOMARINHA E A INTERPRETAÇÃO DAS FLUTUAÇÕES NAS GELEIRAS	32
1.5.2.1 MODELOS DE SEDIMENTAÇÃO GLACIOMARINHA EM FIORDES E AS FLUTUAÇÕES NAS GELEIRAS	35
1.5.2.2 AMBIENTE GLACIMARINHO: MODELOS DE SEDIMENTAÇÃO ASSOCIADOS A FIORDES.....	40
CAPÍTULO 2 - UMA REVISÃO SOBRE OS REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS DAS MUDANÇAS GLACIAIS NO HOLOCENO NA ILHA REI GEORGE	42
CAPÍTULO 3 - GEOMORPHOLOGY OF MARTEL INLET, KING GEORGE ISLAND, ANTARCTICA: A NEW INTERPRETATION BASED ON MULTI-RESOLUTION TOPO-BATHYMETRIC DATA	75
CAPÍTULO 4 - PALEOGLACIOLOGICAL RECONSTRUCTION AND GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF DOBROWOLSKI GLACIER, KING GEORGE ISLAND, ANTARCTICA	96
CAPÍTULO 5 - REGISTROS GEOMORFOLÓGICOS, A GEOCRONOLOGIA DO FIORDE E O COMPORTAMENTO DAS GELEIRAS NO HOLOCENO E DESDE MEADOS DO SÉCULO XX COMO RESPOSTA À VARIABILIDADE CLIMÁTICA	121
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	193

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- A) Mapa de localização da IRG. B) Mapa de localização do fiorde da BA na IRG, Antártica Marítima.	15
Figura 2 - Unidades litológicas da BA e adjacências.	18
Figura 3- Mapa estrutural da IRG, Antártica Marítima.	18
Figura 4 - Enseada <i>Mackellar</i> , IRG.	20
Figura 5 - Mapa com toponímias para a BA.	21
Figura 6 - Moraina lateral, Geleira Wanda, IRG.	25
Figura 7 - Esquema representando a formação de morainas finais, em geleiras com término em terra em ambiente glaciolacustre, durante processos de avanço e retração glacial na PIG 26	
Figura 8 - Aporte sedimentar e principais processos físicos dentro do fiorde.	33
Figura 9 - Modelo esquemático para fiordes temperados com aporte de água de degelo.	34
Figura 10 - Estratigrafia sedimentar glacialmarinha e a sequência temporal da retração glacial	36
Figura 11 - Sequência temporal da retração de geleira com frente aterrada no fundo marinho.	37
Figura 12 - Processos sedimentares no ambiente glacialmarinho relacionados a uma geleira temperada de maré (<i>tidewater</i>) ancorada.	39

LISTA DE ABREVIATURAS

AAEG: Área Antártica Especialmente Gerenciada

ATCPs: *Antarctic Treaty Consultative Parties*

BA: Baía do Almirantado

CNPq: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CPC: Centro Polar e Climático

EACF: Estação Antártica Comandante Ferraz

GEBCO: *General Bathymetric Chart of the Oceans*

GPS: Sistema de Posicionamento Global

GZW: *Grounding-Zone Wedges*

IPCC: Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas

IRG: Ilha Rei George

MDE: Modelo Digital de Elevação

MSGL: *Mega-Scale Glacial Lineations*

OPERANTAR: Operação Antártica Brasileira

PA: Península Antártica

PK: Península Keller

PROANTAR: Programa Antártico Brasileiro

REMA: Modelo de Elevação de Referência da Antártica

SIG: Sistema de Informações Geográficas

UMG: Último Máximo Glacial

UTM: *Universal Transversa de Mercator*

APRESENTAÇÃO DA ESTRUTURA DA TESE

Esta Tese de Doutorado, intitulada “**Mapeamento geomorfológico integrado e reconstrução paleoglacial na Baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica Marítima**”, foi desenvolvida entre abril de 2019 e setembro de 2023 no Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul em colaboração com o Centro Polar e Climático.

A Tese é composta das seguintes partes:

Capítulo I: Aspectos introdutórios: Trata sobre os aspectos introdutórios, objetivos e revisão bibliográfica.

Capítulos II, III, IV e V: Resultados na forma de artigos.

Capítulo II: Artigo publicado na Revista Para Onde, intitulado “Uma revisão sobre os registros paleoclimáticos das mudanças glaciais no Holoceno na ilha Rei George”. Autores: Cleiva Perondi, Kátia Kellem da Rosa, Rosemary Vieira e Carina Petsch.

Capítulo III: Artigo publicado nos Anais da Academia Brasileira de Ciências, intitulado “*Geomorphology of Martel inlet, King George Island, Antarctica: a new interpretation based on multi-resolution topo-bathymetric data*”. Autores: Cleiva Perondi, Kátia Kellem da Rosa, Rosemary Vieira, Fabio Magrani, Arthur Ayres-Neto e Jefferson Cardia Simões.

Capítulo IV: Artigo publicado na Revista Brasileira de Geomorfologia, intitulado “*Paleoglaciological reconstruction and geomorphological mapping of Dobrowolski Glacier, King George Island, Antarctica*”. Autores: Cleiva Perondi, Kátia Kellem da Rosa, Fabio Magrani, Carina Petsch, Rosemary Vieira, Arthur Ayres-Neto e Jefferson Cardia Simões.

Capítulo V: Metodologia, resultados e discussões sobre o mapeamento geomorfológico integrado para a área de estudo com o título “Registros geomorfológicos, a geocronologia do fiorde e o comportamento das geleiras no Holoceno e desde meados do século XX como resposta à variabilidade climática”

Capítulo VI: Conclusões e considerações finais: Esse capítulo apresenta as conclusões, lacunas da pesquisa e recomendações de pesquisas futuras.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A Criosfera abrange todo o ambiente caracterizado pela presença de neve e gelo, exercendo influência importante no clima do planeta (TURNER *et al.*, 2013). As geleiras fazem parte da Criosfera e são alvos de monitoramento diante das mudanças climáticas (AMBINAKUDIGE; JOSHI, 2012).

Em tempos recentes (século XX e XXI) são evidenciadas mudanças em ambientes polares relacionadas à tendência de aquecimento global (TURNER *et al.*, 2005; SIEGERT *et al.*, 2019). Para a Península Antártica (PA) e as ilhas *Shetlands* do Sul, como a ilha Rei George (IRG), há evidências de aumento de temperatura atmosférica maior que a média global desde 1850, trazendo consequências para a criosfera e a biosfera (SIEGERT *et al.*, 2019), como o degelo progressivo das geleiras (DZIEMBOWSKI; BIALIK, 2022).

Nas últimas décadas as mudanças de temperatura ocorridas na PA são expressivas, o oceano Antártico apresenta aumento de temperatura que influencia na desintegração e deglaciação do gelo (KEJNA; ARAZNY; SOBOTA, 2013). A IRG, atualmente, possui geleiras marinhas e terrestres. Geleiras com término marítimo podem apresentar área frontal em formato de falésia e desprendimento de *icebergs* (SIMÕES, 2004a). Geleiras com término em terra tem seu comportamento relacionadas ao clima (GLASSER *et al.*, 2011). Dessa forma, o clima é um fator importante para o controle de retração das geleiras, pois a mudança de temperatura e precipitação altera o regime de degelo (AQUINO, 1999).

O aquecimento nas regiões polares duplicou mais que a média global desde meados de 1850 e as geleiras da IRG respondem às recentes flutuações climáticas com a retração frontal e a exposição de novas áreas livres de gelo (SIEGERT *et al.*, 2019). As projeções apontam para aumento de temperatura na região da PA de 1° a 2°C no inverno e 0,5 a 1°C no verão para as próximas décadas (LI *et al.*, 2018).

Como resposta a esse cenário, a criosfera apresenta transformações ambientais, manifestadas através do balanço de massa, recuo das geleiras, aumento de áreas livres de gelo, aumento da presença de vegetação, exposição de relevo glacial, e outras mudanças geomorfológicas (CUFFEY; PATERSON, 2010; DIOLAIUTI; SMIRAGLIA, 2010; SIEGERT *et al.*, 2019). As paisagens recentemente livres de gelo são afetadas por mudanças geomórficas e biológicas (LEE *et al.*, 2017; ZNÓJ *et al.*, 2017).

O derretimento das geleiras e mantos de gelo trazem consequências como o aumento do Nível Médio dos Mares (NMM). O prognóstico para a elevação do NMM, até o ano de 2100, é de 0,28 m a 0,55 m, dependendo da emissão de gases de efeito-estufa na atmosfera (IPCC,

2023). Os efeitos destas mudanças climáticas na Antártica são monitorados devido a relevância climática e ambiental desta área do planeta, a qual possui cerca de 70% da água potável de todo o globo. Em 2023, foi observada uma nova extensão mínima de gelo marinho na Antártica, 36% inferior à média diária mínima de cobertura de gelo marinho entre 1979 e 2022 (PURICH *et al.*, 2023).

As geleiras são registros importantes para a reconstrução do paleoclima em diferentes escalas temporais (décadas a milênios). Estão presentes em quase todos os continentes e no Último Máximo Glacial (UMG) eram maiores em todas as regiões da Terra. Flutuações glaciais são elementos potenciais para avançar na compreensão de mudanças climáticas passadas, presente e futuras e essas mudanças frontais glaciais são registradas por morainas e outras formas de relevo glaciais. Apesar das geleiras refletirem as mudanças climáticas globais históricas de maneira praticamente homogênea, houve diferenças regionais no tempo e intensidade de resposta (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT, 2016). Estudos paleoglaciológicos focam em ciclos de glaciações e deglaciações ocorridos durante o Quaternário e os métodos para datações de registros sedimentares possibilitam extrair cronologias de ambientes glaciais (FASTOOK; HUGHES, 2013).

As rápidas mudanças observadas atualmente necessitam ser consideradas no contexto de uma escala de tempo mais longa para compreender a evolução local da paisagem e a contribuição global para o NMM (CARRIVICK *et al.*, 2020). Dados sobre as mudanças de término e área das geleiras no passado proporcionam informações sobre a resposta das geleiras ao recente desequilíbrio climático (FUGAZZA *et al.*, 2020). São informações relevantes para a extração de cenários para o futuro das geleiras e os ambientes proglaciais (ZEKOLLARI; HUSS; FARINOTTI, 2019; PETSCH *et al.*, 2020).

Neste contexto, fiordes mantêm relações de interações terrestres, criosféricas, oceânicas e atmosféricas dentro do sistema terrestre e são sensíveis às oscilações climáticas. Os processos que acontecem nos fiordes trazem respostas importantes de como estes respondem às modificações ambientais ligadas ao clima (BIANCHI *et al.*, 2020).

Os fiordes, de maneira geral, são profundos e localizados em áreas costeiras de médias e altas latitudes (BENN; EVANS, 2010), são produtos da erosão glacial ao longo de múltiplos ciclos glaciais cenozoicos tardios (DYER, 1997; BIANCHI *et al.*, 2020) e das flutuações do nível do mar desde o UMG (SYVITSKI; BURREL; SKEY, 1987). Estas áreas, de elevada sedimentação, são propícias para obtenção de registros paleoclimáticos e paleoambientais (HOWE *et al.*, 2010). As feições de relevo deposicionais submarinas, deixadas por antigos fluxos de gelo, ficam preservadas no fundo marinho por longo prazo em fiordes de altas

latitudes. A geometria e a disposição espacial das feições de relevo glaciais submarinas e seus sedimentos demonstram as posições de estabilização das frentes e mudanças nas paleogeleiras (DOWDESWELL *et al.*, 2016).

Geoformas subaéreas e submarinas glaciais deposicionais são objetos de estudo para analisar possíveis extensões pretéritas das geleiras. O ambiente proglacial e as suas feições de relevo subaéreas e submarinas documentam o passado das geleiras com dados referentes aos padrões de deglaciação, direção do fluxo do gelo, avanço, recuo, dinâmica e espessura destas (BENN; EVANS, 2010).

As áreas de baías e fiordes da região da PA são locais excelentes para estudos de deglaciação marinha, pois os avanços e recuos glaciais tem grande interferência nos processos de distribuição deposicionais e sedimentares (KHIM; YOON, 2003). As mudanças no ambiente antártico desde o UMG, onde extensas camadas de gelo cobriam as ilhas *Shetlands* do Sul e a região da PA, são documentadas em feições de relevo depositadas e preservadas no fundo submarino (Ó COFAIGH *et al.*, 2014) que, através de técnicas geofísicas, fornecem informações sobre antigas extensões glaciais. Dados batimétricos de alta resolução possibilitam reconstruir antigas extensões do fluxo de gelo (MAGRANI; AYRES-NETO; VIEIRA, 2015; DOWDESWELL *et al.*, 2016), assim como a integração com dados geomorfométricos e geomorfológicos de setores submarinos e subaéreo dos fiordes, como proposto nessa tese.

1.1 PRESSUPOSTOS DA PESQUISA

A baía do Almirantado (BA), considerada um fiorde, tem registros de inúmeras feições de relevo deposicionais que podem ser reveladas por dados de batimetria de alta resolução espacial. Estas geoformas contêm importantes informações sobre o fluxo de gelo que ocupou o fiorde no passado. Diante disso, a problemática desse estudo centrou-se em questões relacionadas a compreensão dos contrastes geomorfométricos, registros geomorfológicos nos ambientes submarinos e subaéreos, a sua cronologia, espacialização, integração e reconstrução da evolução paleoglaciológica na BA durante o Holoceno.

Ressalta-se que, anteriormente a 1956, não há registros detalhados da retração glacial das geleiras da área de estudo, dessa forma, não há dados da idade de formação de cristas morânicas e bancos morânicos na BA anteriores ao registro por sensores remotos. Para isso, a proposta contribuiu com um mapeamento geomorfológico que integra dos setores subaéreos e submarinos e revela como a morfologia marginal ao gelo (subaérea e submarina) se diferencia com a distância da atual margem frontal das geleiras. A pesquisa proporcionou informações

sobre quando e como eram os paleofluxos que ocuparam a BA no passado em sua máxima extensão.

Os dados submarinos evidenciaram diferenças entre as características referentes a tamanho, presença, espacialização e preservação dos bancos morânicos em um transecto de montante para jusante na BA e estas foram representadas no mapeamento geomorfológico. Estas informações foram base para demonstrar os sinais da variabilidade climática no Holoceno Médio e Tardio na região.

Com base nas feições de relevo identificadas, buscou-se respostas sobre como o paleofluxo glacial da BA, que formou e ocupou o fiorde, evoluiu desde os mais significativos eventos de aquecimento e de resfriamento como o início do Holoceno e eventos neoglaciais, como a Pequena Idade do Gelo (PIG) (1550-1800). Neste sentido, pode-se avançar nas características do paleofluxo glacial referentes à extensão, direção de fluxo e regime termal no passado, além de entender como essas características podem ser evidenciadas usando os registros geomorfológicos presentes no ambiente glaciomarinho e compreender como a retração glacial é influenciada pela existência de pontos de ancoragem e a geometria do fiorde.

De acordo com os tipos de feições deposicionais que foram encontradas na BA, obteve-se informações sobre a relação entre processos geomorfológicos, gênese das geoformas com o regime termal basal e forma da frente glacial das geleiras no passado. Há lacunas na compreensão de como foram os processos de avanços e retrações glaciais na BA ao longo do Holoceno. Também há pouco entendimento de que fatores interferiram nas respostas das geleiras à variabilidade climática. A caracterização geológica e geomorfométrica auxiliou no maior entendimento das implicações das características do embasamento rochoso e da perda da parte flutuante da geleira para o comportamento das geleiras no passado. As feições registradas no fiorde, incluindo os setores subaéreos, retratam episódios de avanços, estabilizações e retrações glaciais ao longo do Holoceno.

1.2 OBJETIVO GERAL:

O objetivo geral da tese é investigar a geomorfologia glacial para reconstruir a evolução do fluxo de gelo da BA, IRG, Antártica, ao longo do Holoceno e compreender a influência da topografia basal e da geomorfologia do fiorde na variação das posições frontais das geleiras.

1.2.1 Objetivos específicos

a. Analisar o histórico paleoclimático no Holoceno para a IRG e identificar as datações preexistentes;

- b. Interpretar a geomorfometria e elaborar o mapeamento geomorfológico glacial dos ambientes terrestres e submarinos da BA para compreender os processos glaciais e a cronologia das formas e ambientes;
- c. Inferir sobre o regime termal, direção de fluxo e mudanças na dinâmica glacial do fluxo de gelo que ocupava a baía do Almirantado no Holoceno;
- d. Gerar um modelo interpretativo e comparativo das diferentes fases de deglaciação do fiorde e detalhar os estágios para a geleira Dobrowolski desde o Neoglacial da PIG;
- e. Estimar e interpretar as variações na *grounding line* e espessura através de perfis de variação da superfície glacial de geleiras na BA em diferentes momentos do Holoceno e compreender os fatores que influenciam o comportamento das geleiras.

1.3 JUSTIFICATIVA

A escolha da área de estudo deu-se pela disponibilidade de banco de dados do fiorde e a possibilidade de realização de trabalho de campo para coleta de materiais no setor subaéreo da IRG. A utilização de dados batimétricos de alta resolução do ambiente submarino, associados a modelos digitais de elevação (MDE) para a IRG, imagens de satélite, sedimentologia e trabalho de campo, proporcionaram um maior entendimento da dinâmica geomorfológica glacial. Sendo possível observar contrastes entre feições deposicionais de mesoescala entre os ambientes deposicionais, padrões de retração das geleiras e diferenças geomorfométricas entre cada enseada da baía. A união de MDE's para a área de estudo, gerando um novo MDE integrado, e os produtos geomorfométricos gerados, viabilizaram um mapeamento geomorfológico integrado do ambiente subaéreo e submarino do fiorde.

Os produtos geomorfométricos integrados possibilitaram analisar e comparar as diversas bacias de drenagem glaciais que compõem a área de estudo, pois fornecem informações referentes a aspectos de orientação de vertentes, hipsometria e declividade. Estes parâmetros são base para compreender comportamentos semelhantes ou distintos entre as geleiras, além de auxiliar na identificação de feições de relevo de interesse e estabelecer a cronologia dos ambientes. O mapeamento geomorfológico integrado para a BA e adjacências proporcionará a identificação e espacialização das geoformas deposicionais e erosionais de mesoescala. Também possibilitará avançar na compreensão da continuidade de processos proximais e distais da margem glacial atual, que ocorrem no ambiente subaéreo e no ambiente submarino, além de fornecer informações sobre a evolução das geleiras que fluem para o fiorde durante o Holoceno.

Com base em produtos geomorfométricos, mapeamento geomorfológico e datações preexistentes, foi realizado um zoneamento por contexto geocronológico na área de estudo. Esta nova proposta metodológica mostrou novos resultados sobre as mudanças espaço-temporais na gênese de cristas morânicas e bancos morânicos e outros depósitos no ambiente proglacial de acordo com as mudanças na morfologia da frente da geleira e drenagem.

Estudos de reconstrução paleoglaciológicas fornecem dados importantes sobre o passado das geleiras e sua contribuição para a elevação do NMM, sendo assim, possibilitam extrair cenários futuros para elas em diferentes escalas de tempo (WITTHEHOUSE; BENTLEY; LE BROCCQ, 2012). A pesquisa promoveu o relevante avanço no entendimento do fluxo de gelo na BA, com ênfase na enseada Martel. O avanço no entendimento da configuração espacial dos antigos paleofluxos resultará na obtenção do grau de retração e na identificação de processos de avanço e estabilização da *grounding line* no tempo.

Estudos paleoclimáticos para a BA ajudam a preencher lacunas no conhecimento paleoglaciológico e paleoclimatológico existentes para essa região, especificamente de como e quando foram os eventos como: a deglaciação inicial e desde o UMG na BA, avanços glaciais registrados, como no Neoglacial (entre 2,6-1,6 mil anos AP) e na PIG, entre outros.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO E CLIMÁTICO

1.4.1 Localização

A IRG (62°12'0" S - 58°30'0" W) é a maior das *Shetlands* do Sul. Na IRG, especificamente na Enseada Martel, o Brasil mantém a Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF) destinada ao apoio das pesquisas no local. Outros oito países mantêm estações nessa ilha.

A IRG é coberta por uma calota de gelo que se divide em domos, conectados por bacias de drenagem, que fluem em direção ao ambiente glacialmarinho (BREMER; ARIGONY-NETO; SIMÕES, 2004b). Sua calota de gelo apresenta altitude máxima de aproximadamente 720 m (RÜCKAMP *et al.*, 2011). Ao Norte alcança o estreito de *Drake* e ao sul é separada da PA pelo estreito de *Bransfield* (BIRKENMAJER, 1980 b) (Figura 1A).

Na IRG há o campo de gelo Arctowski, que alimenta a geleira Lange com inclinação ao sul e outras com orientação norte, sua parte central e adjacências têm elevações de 600 m, enquanto os campos de gelo *Kraków* e *Warszawa* possuem menores elevações (400 m de elevação máxima) (RÜCKAMP; BLINDOW, 2012).

A BA (Figura 1B) está situada na costa sul da IRG, ela é considerada um fiorde por apresentar alto nível de erosão glacial e gradiente de aprofundamento a partir de sua cabeceira, podendo atingir em sua parte central profundidade maior que 500 m, a orientação do fiorde é SE-NNW (AQUINO, 1999).

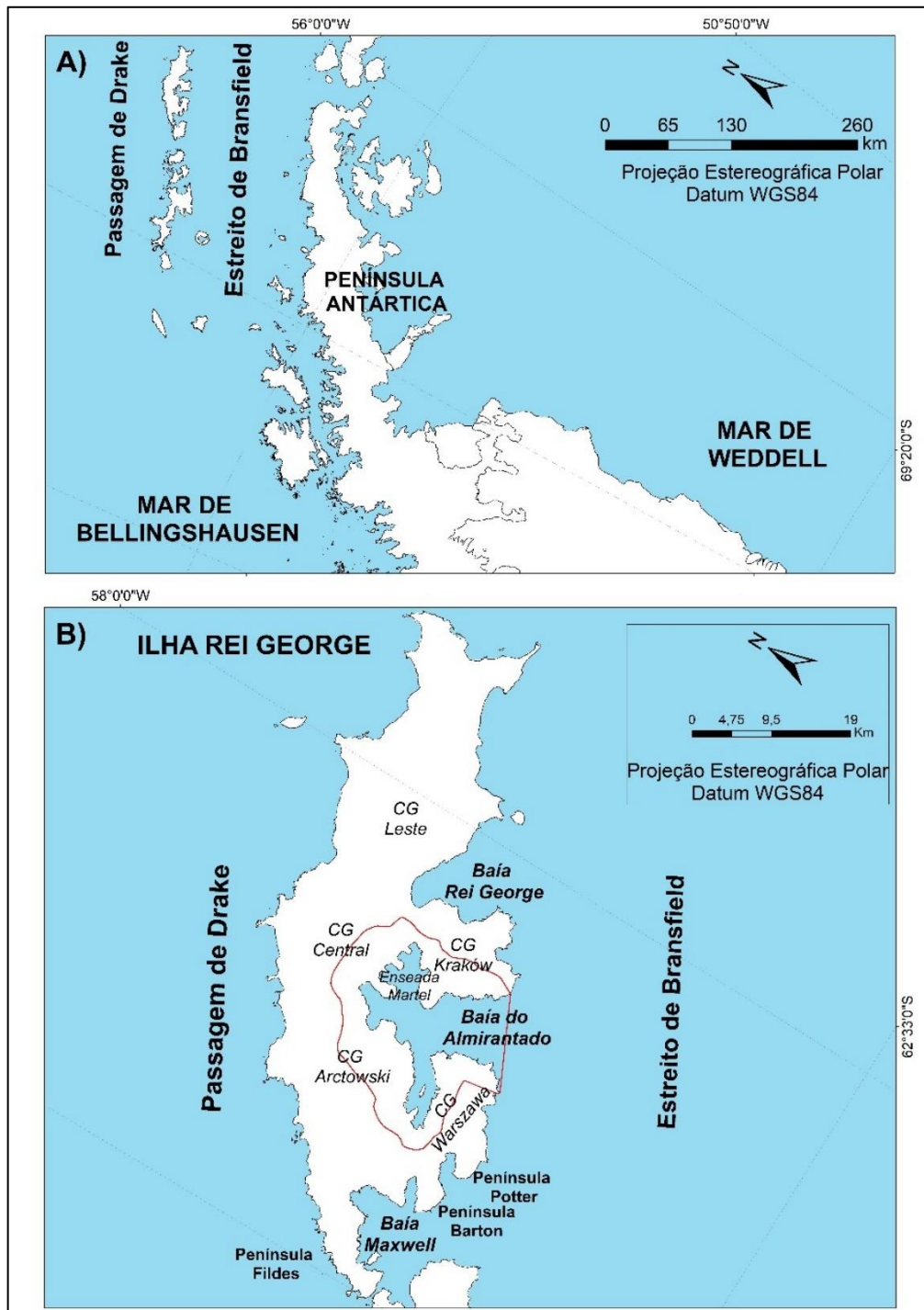


Figura 1- A) Mapa de localização da IRG. B) Mapa de localização da BA na IRG, Antártica Marítima. A linha vermelha representa a ASMA n°1. Dados: *Quantárctica* (MATSUOKA *et al.*, 2018).

As áreas livres de gelo adjacentes à BA, bem como o fiorde de mesmo nome, pertencem a Área Antártica Especialmente Gerenciada (AAEG, ASMA (*Antarctic Specially Managed*) em inglês) criada com o objetivo de atenuar impactos ambientais de ordem antrópica na Antártica (ARIGONY-NETO *et al.*, 2002). Os princípios da criação desta área protegida regem o planejamento e organização de atividades científicas e logísticas, cooperação entre os países que desenvolvem estudos na IRG, dentre outras questões que devem ser observadas para minimizar os impactos sobre esse ambiente, como o turismo, por exemplo (ATCPs, 1993). Esta área compreende 362 km² (ARIGONY-NETO *et al.*, 2002). Atualmente os ecossistemas protegidos em Áreas Antárticas Especialmente Protegidas (ASPAS) estão submetidos às rápidas transformações ambientais que afetam a biota local e o aporte sedimentar (ZNÓJ *et al.*, 2017).

A BA está inserida na ASMA n°1 (Figura 1B), que possui 360 km², incluindo áreas livres de gelo subaéreas, outras cobertas por geleiras e as águas da BA. A área é delimitada na margem sul pela Ponta Telefon (62°14' 09,3" S, 58° 28'00,5" W) até o ponto *The Tower* (58°28'48"W, 62°12'55"S), posteriormente, cruzando o campo de gelo *Warszawa*, em direção ao Pico *Jardine* (58°29'54"W, 62°10'03"S), seguindo na direção oeste na enseada *Ezcurra* e nordeste nas enseada *Mackellar* e *Martel*, abrangendo o *Ternick Needle* (62°04'52.6" S, 58°15'24.1" W) até o Cabo *Syrezol* (62°11'38.4" S, 58°16'29.6"W) na costa leste da BA. Uma pequena porção (7 km²) do Estreito de *Bransfield* faz parte da ASMA n°1 (PLANO DE MANEJO DA ASMA n° 1, 2023).

1.4.2 Climatologia

De acordo com sua localização, as ilhas *Shetlands* do Sul possuem clima subpolar marítimo (SETZER *et al.*, 2004). Essas ilhas são separadas da PA pelo estreito de *Bransfield*, a IRG apresenta média de temperatura nos meses de verão de 2°C, como consequência há maior ablação nesse período (DOMACK; ISHMAN, 1993).

Os ciclones são elementos condicionantes do clima na IRG que ocorrem no verão, principalmente (TURNER *et al.*, 2004). Esses ciclones trazem ar quente do Estreito de *Drake*, promovendo condições para ocorrência de chuvas, chuveiro e neve nos meses de verão, contudo, quando os ciclones se formam na região do Mar de Weddell, trazem para a IRG ar frio, neve e baixas de temperatura (SETZER *et al.*, 2004).

No período do verão pode haver temperaturas positivas na IRG (BRAUN *et al.*, 2001). A média de temperatura anual para a área é de -2,8°C, para os meses de inverno -15,5 a -1,0°C, para o período do verão varia de -1,3 a 2,7°C (FERRON *et al.*, 2004). Setzer *et al.* (2004)

afirmam que a região da BA tem verões curtos, temperaturas médias anuais baixas e ocorrência de *permafrost* em áreas de solos afastados da linha de costa. O clima é determinante para os ecossistemas terrestres da região da Antártica Marítima, principalmente nas áreas livres de gelo pois, nos meses de verão (dezembro a março), há mudanças nesses ambientes devido a presença de água no estado líquido, além do aumento de temperatura e atividade biológica. A retração contínua das geleiras modifica a paisagem, o microclima e a biota na IRG.

Anualmente a precipitação pode atingir 500 mm para áreas no nível marítimo, enquanto para áreas de topo pode variar de 800 a 2000 mm/ano (RAKUSA-SUSZEWSKI, 1993). A IRG é influenciada pela umidade da Antártica Marítima, com ocorrência de precipitação líquida principalmente nos meses de março e abril (SETZER *et al.*, 2004).

1.4.3 Geologia

A IRG situa-se no centro do arco magmático das Ilhas *Shetlands* do Sul (KRAUS; POBLETE; ARRIAGADA, 2010). A leste da BA há estratos marinhos/glacimarinhos do Oligoceno (BIRKENMAJER, 2003). A IRG esteve sujeita a deformação estrutural cenozoica (Figura 2), ligada a movimentos tectônicos da placa ao longo da margem do Oceano Pacífico, que resultou na formação de falhas de diferentes direções (TOKARSKI, 1987).

Situada em zona ativa tectonicamente, encontram-se falhas (Figura 3) resultantes do processo de deformação estrutural ocorrido na IRG, conforme Birkenmajer (1980a, 1983, 1989). Duas falhas importantes são registradas, com orientação ENE – WSW: a Falha *Ezcurra* (EF) e a Falha Collins (TOKARSKI, 1987). A IRG apresenta vários blocos tectônicos separados por sua direção E-W e W-NW, com terrenos desarticulados entre si, com sistema de falhamentos com tendência NW-SE. Essas falhas influenciam a forma das ilhas e se refletem na localização e orientação de baías e enseadas, como as enseadas *Ezcurra*, Potter e Collins *Harbour* (KRAUS; POBLETE; ARRIAGADA, 2010).

A Falha *Ezcurra* (com direção ENE-WSW) e a Falha Collins marcam a mudança de compressão para regime tectônico tensional no sul das ilhas *Shetlands* do Sul (KRAUS; POBLETE; ARRIAGADA, 2010). Outro conjunto de falhas transversais, com orientação NW-SE, demonstra uma fase de deformação durante o Cenozoico tardio que compensou as falhas da primeira geração, mais antigas, em até 15 km. Apesar dessa segunda geração de falhas serem mais curtas e menos incisivas que as anteriores, são mais numerosas. Uma terceira fase de deformação, mais jovem que as citadas anteriormente, envolveu o Bloco *Kraków* e pode estar relacionado a subsidência da Bacia de *Bransfield* e, portanto, sua abertura (BIRKENMAJER, 1982a).

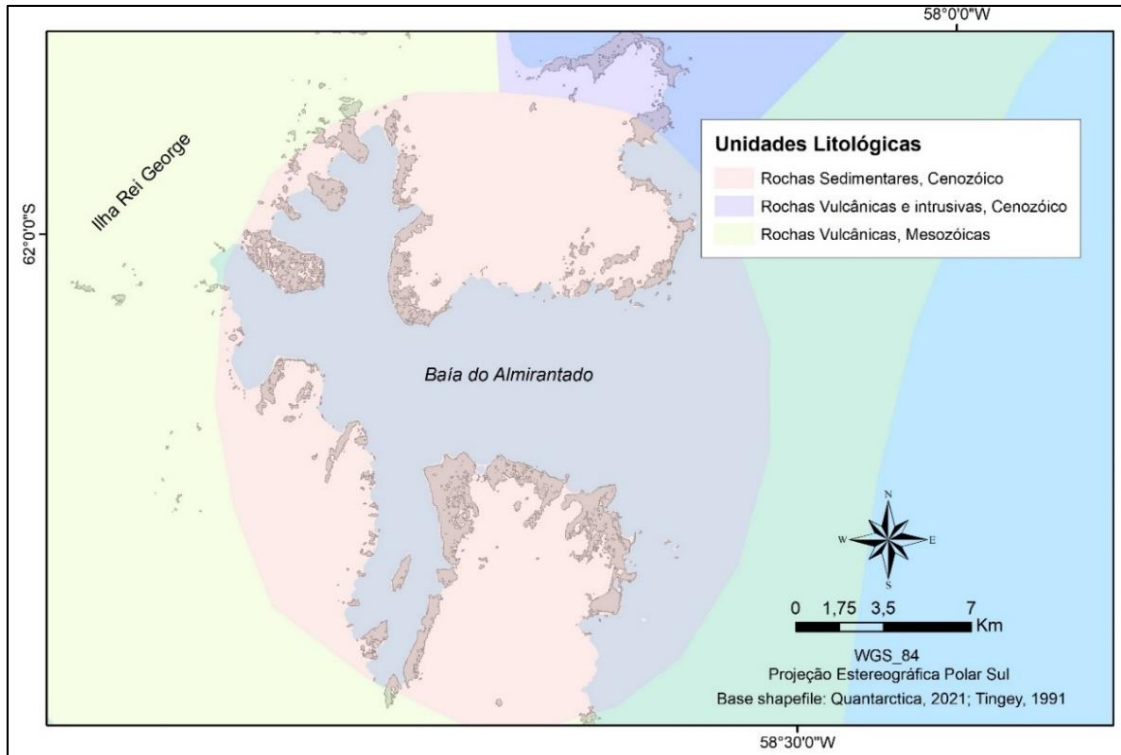


Figura 2 - Unidades litológicas da BA e adjacências. Fonte: Autora.

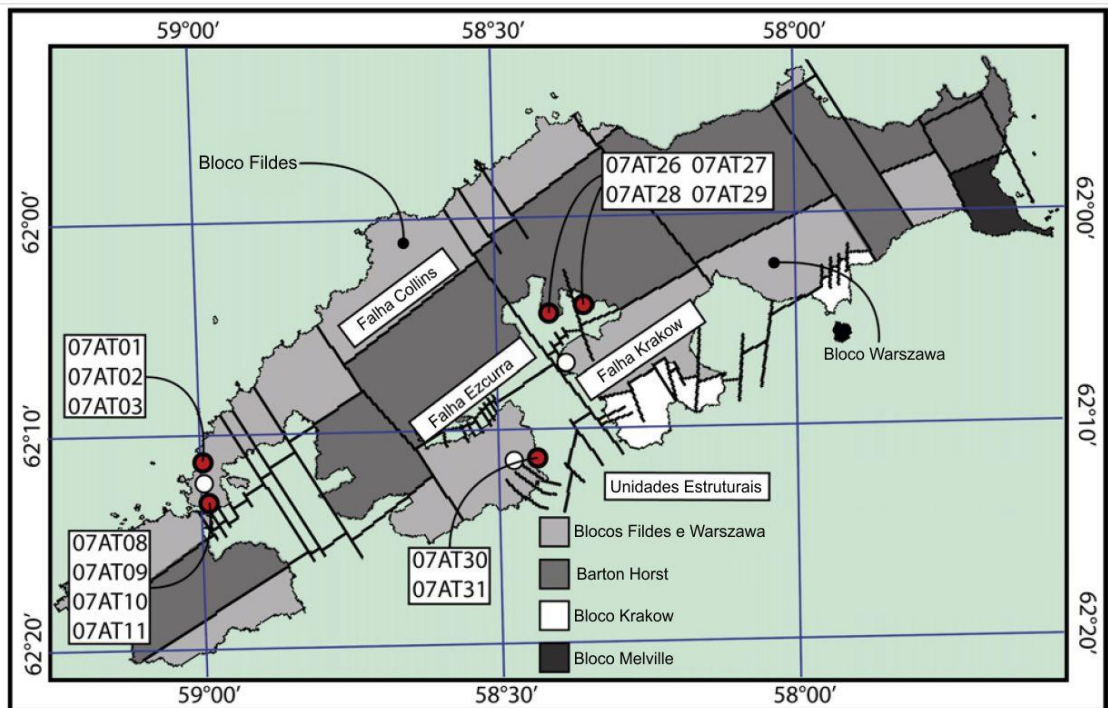


Figura 3- Mapa estrutural da IRG, Antártica Marítima. Fonte: Editado de Kraus; Poblete; Arriagada (2010).

O processo vulcânico mais antigo registrado é do Jurássico, que resultou em espessas camadas de basalto, andesitos e material piroclástico (BARTON, 1965). Em ilhas vizinhas a IRG, como *Deception* e *Nelson*, os processos vulcânicos mais recentes foram registrados em 1970 (GONZÁLEZ-FERRAN, 1991).

O embasamento rochoso da IRG é datado do Pré-cambriano ao Cenozoico, formado por rochas metassedimentares e vulcânicas extrusivas. Sua litoestratigrafia possui sedimentos do Paleozoico Superior, podendo estar metamorfizados devido ao vulcanismo ocorrido no Jurássico e Paleogeno ao Neogeno (BIRKENMAJER, 1991, 2003).

De maneira geral, a IRG é formada por blocos tectônicos com direção NE-SW, separados por falhas, constituindo *horsts* e *grábens* (GROENEWEG; BEUNGK, 1992) e suas principais unidades geotectônicas são as seguintes:

Horst Barton: consiste na parte mais alta e central da IRG, formada principalmente por vulcanitos calco-alcalinos intercalados por sedimentos de baixo grau metamórfico (TOKARSKI, 1987), datados de 66,7 a 26 Ma de anos (BIRKENMAJER, 2001).

Bloco Fildes: formados por lavas terrestres, dobrados, tufos, aglomerados basálticos e andesíticos, algumas rochas dacíticas com horizontes fósseis. Datações mostram que podem ser do Paleoceno Superior ao Eoceno Médio/Superior (TOKARSKI, 1987).

Bloco Warszawa: composto por vulcanitos, sem presença de dobramentos ou metamorfismo (TOKARSKI, 1987), datado de 77 e 37 Ma (GROENEWEG; BEUNGK, 1992).

Internamente à BA, há sucessões estratiformes vulcano-sedimentares de idade mesozoica representadas a oeste pelo Grupo Cardozo *Cove Group* e, pelo Grupo Martel, à leste e à norte, que podem pertencer ao Jurássico. Externamente à BA, há um complexo estratiforme vulcano-sedimentar do Eoceno- Mioceno Médio. Na zona costeira (campo de gelo *Kraków*) da IRG, entre a BA e a baía do Rei George, há estruturas estratiformes vulcano-sedimentares mais jovens, representando a atividade vulcânica do Pleistoceno inicial (BIRKENMAJER, 1980b).

Por ser amplamente coberta por gelo, a IRG diminui a ação de processos geológicos na superfície e os restringe principalmente à área costeira, em margens de geleiras e *nunataks*. Através da elevação isostática devido a deglaciação nos últimos 10 mil anos, há praias e costas rochosas recentes com sedimentos que variam entre areia e cascalho (BIRKENMAJER, 1980b).

A formação da BA tem origem no sistema de falhas e pela erosão glacial resultante da extensão máxima da cobertura glacial da IRG, no Quaternário (CLAPPERTON, 1990). A parte central do fiorde mostra um vale em U, com morainas e cristas que documentam as extensões máximas recentes; a parte norte da BA divide-se em três enseadas: *Ezcurra*, que possui profundidade média de 99 m, *Mackellar* e Martel localizam-se ao norte e à leste respectivamente da BA e apresentam profundidade média de 118 m com embasamento que guarda registro de intensa erosão glacial (RAKUSA-SUSZEWSKI, 1993). Esta área esteve

sujeita a diferentes glaciações e movimentos glacioeustáticos desde o início do Oligoceno (BIRKENMAJER, 1991).

Na parte central da enseada *Ezcurra* há presença de falhamentos (Falha *Ezcurra*) (BIRKENMAJER, 2002). Nas margens sul e oeste na enseada *Ezcurra* há presença de praias elevadas datadas do Holoceno; ao sul há morainas e depósito de tálus, leque de lavagem fluvial e intrusões verticais do Holoceno. Estruturas geológicas do grupo enseada *Ezcurra* do Oligoceno – Paleoceno. Na margem norte possui morainas, praias, aluvial *fans* e depósitos de tálus, datados do Neogeno e Holoceno, além de rochas vulcânicas e sedimentares do Paleoceno, um exemplo é o Pico *Jardine*, localizado na margem sul da enseada *Ezcurra*, que apresenta uma rocha intrusiva datada do Paleoceno/Eoceno (BIRKENMAJER, 2003). Datações em rochas do Pico *Jardine* mostram que sua formação é de $25,4 \pm 0,4$ Ma (GRADSTEIN; OGG; SMITH, 2004). Dentro da Enseada *Ezcurra* a formação mais antiga é composta por material grosseiro (BIRKENMAJER, 1982b).

A Enseada *Mackellar* (Figura 4) possui falhas tectônicas (BIRKENMAJER, 2003) e está alinhada NE-SW (GRUBER, 1989). A Formação glacial Znosko é a unidade litoestratigráfica mais antiga Grupo Cardozo *Cove* (BIRKENMAJER, 1982b), nela há registros de madeira petrificada. Sua parte superior é representado por um fluxo de lava andesítica e basáltico maciço. Nas partes inferiores e médias do Grupo Cardozo *Cove* há indícios de processos metamórficos de baixo grau, principalmente próximo a intrusões de *Wegger Peak Group* (BIRKENMAJER, 1982b). Datações próximas a *Furmanczyk Point* remetem a sua formação entre 50 e 40 Ma. A formação glacial Znosko possui registros de dois eventos importantes: extrusões de lavas de aproximadamente 60 Ma e um período de reaquecimento hidrotérmico de 42 Ma (SOLIANI JR; BONHOMME, 1994).



Figura 4 - Enseada *Mackellar*, IRG. Fonte: Bruno Nascimento (2020).

A enseada Martel é circundada por rochas metavulcânicas e metassedimentares do grupo Martel *Inlet*, que é formado pelos grupos: *Keller Peninsula*, *Visca Anchorage*, *Domeyko Glacier*, *Ulman Spur* e *Goetel Glacier* (BIRKENMAJER, 1982a). Há registros de lavas andesíticas e riodacíticas. Toda a sucessão litológica mostra evidências de baixo grau de metamorfismo (BIRKENMAJER, 1982b). Há datações de alguns pontos da enseada Martel, como em alguns locais da Ponta *Ullman* com rochas do tipo andesito, com formação de aproximadamente 48-40 Ma. O monte *Flagstaff* possui também rochas andesíticas de $37,3 \pm 1,5$ Ma e *Punta Plaza* com formações basálticas andesíticas de $39,9 \pm 3$ Ma e andesitos mais recentes de $4,63 \pm 1,4$ Ma. Na península Keller (Figura 5) datações indicam pontos formados entre 53-44 Ma, também com formações andesíticas. Em *Visca Anchorage* pontos mais recentes com formações basálticas andesíticas de 26,4 Ma aproximadamente (SOLIANI JR; BONHOMME, 1994).

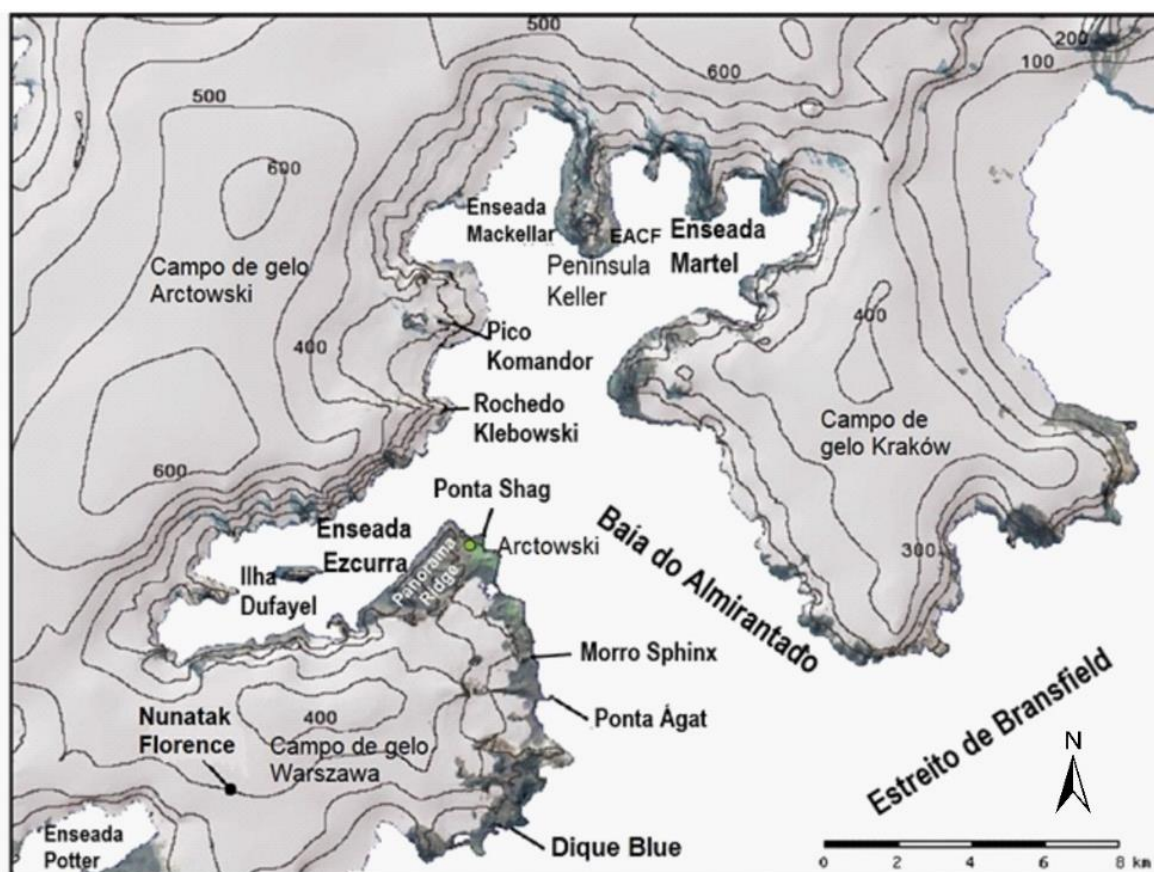


Figura 5 - Mapa com toponímias para a BA. Curvas de nível cedidas pelo Instituto de Geografia Física (*University of Freiburg, Germany*). A delimitação dos campos de gelo é baseada em Ruckamp e Blindow (2012). Fonte: Adaptado de Kraus; Pobleto; Arriagada (2010).

A parte central da BA é controlada por um sistema de falhas mais recente que o Grupo *Ezcurre* e Grupo Almirantado, representado pelo sistema de falhamentos *Kraków*, cuja

orientação é ENE-WSW, dessa forma a BA está inserida num grupo de blocos falhados tipo *Horst e Gráben*. A origem da mesma, com base na presença da cobertura glacial pretérita e sua dimensão, trata-se de um fiorde produzido por um sistema de falhas e erosão glacial no Quaternário (CLAPPERTON, 1990). A margem oeste da parte central da BA apresenta locais datados do Cretáceo Superior como as Pontas *Uchatka*, *Demay Dique Blue* do Paleogeno, algumas formações do Grupo Enseada Martel, *Arctowski Cove* e Ponta Thomas datados do Oligoceno/Paleoceno além de praias elevadas, morainas *ground*, morainas marginais e mediais, plantas fossilizadas e depósitos de tálus do Holoceno (BIRKENMAJER, 2003). *Ponta Llano*, tem formação datada de 77 ± 4 Ma, Pico *Zamek* datado de 66.7 ± 1.5 Ma (MOZER; PÉCSKAY; KRAJEWSKI, 2015).

1.5 REFERENCIAL TEÓRICO-METODOLÓGICO

1.5.1 Reconstrução paleoglaciológica e a geomorfologia glacial

A geomorfologia glacial visa estudar a influência que as geleiras têm na formação da paisagem, assim como obter informações da dinâmica glacial atual e pretérita (OTTO; SMITH, 2013), através de sedimentos e formas de relevo glaciais nas áreas livres de gelo (BENNET; GLASSER, 1996). Os sedimentos que formam cada feição deposicional têm características diferenciadas devido ao tipo de transporte, processo erosivo e temperatura basal da geleira, que pode ser compreendido através da análise de suas características texturais e morfológicas (BENNET; GLASSER, 1996).

1.5.1.1 Formas e processos glaciais nos ambientes terrestres e submarinos

A forma como a geleira transporta sedimentos é condicionada pelo seu regime termal, o qual varia com o tempo (BENN; EVANS, 2010). As geleiras temperadas possuem base termal úmida, ou seja, a temperatura do gelo está no ponto de fusão sob pressão, o que se difere das geleiras de base fria (base congelada) e das geleiras politermais (BENN; EVANS, 2010), estas são influenciadas pela mudança espacial e temporal de temperatura das massas de gelo (CUFFEY; PATERSON, 2010).

Geleiras de regime termal basal frio movimentam-se por deformação plástica nos cristais de gelo, transportando poucos sedimentos, enquanto geleiras de base úmida se movimentam através de deformação, deslizamento basal e fusão/recongelamento sob pressão, carregando parcela significativa de grãos (HAMBREY, 1994). As geleiras temperadas possuem altas taxas de sedimentação (BENNET; GLASSER, 1996; BENN; EVANS, 2010).

1.5.1.1.1 Ambiente marginal ao gelo terrestre: processos e formas associados a geleiras temperadas

No ambiente glacial há processos ocorrendo em diferentes setores das geleiras que, de acordo com Benn e Evans (2010), podem ser: supraglacial, englacial, subglacial e proglacial. A morfologia do grão sedimentar registra processos de modificação dos grãos e pode ser classificada em: arredondado (curvatura das bordas, esfericidade (dimensão dos três eixos do grão, onde eixo a é maior, b é intermediário e c é o menor) e textura (arredondamento superficial) (BARRET, 1980).

A morfologia do sedimento é um importante aspecto de análise pois possibilita reconstruir o padrão de transporte de detritos rochosos (BENN; BALLANTYNE, 1994). Sedimentos transportados na base da geleira podem apresentar superfície facetada (achatada com borda arredondada) e polida, podem ter sulcos e estrias, o raio entre os eixos c/a é alto, esférico com arredondamento (BENN; BALLANTYNE, 1994). O formato arredondado dos grãos ocorre quando foi transportado subglacialmente, passando por processos de abrasão, arredondando as bordas e realizando polimento das faces, enquanto o fraturamento cria bordas e faces angulares, resultando em um grau de arredondamento intermediário, maior raio entre os eixos c/a e a presença de sedimentos finos (BENN; EVANS, 2010). Geleiras temperadas produzem grande quantidade de água proveniente de degelo, que auxilia no processo de abrasão (BENNET; GLASSER, 1996).

Já os aspectos físicos de grãos transportados passivamente são pouco alterados (BENNET; GLASSER, 1996), pois há pouca quantidade de sedimentos em ambientes englaciais e supraglaciais, então o contato entre eles é pouco, podendo ser angulares e alongados com pequeno raio entre os eixos c/a (BENN; BALLANTYNE, 1994), além do predomínio de sedimentos grossos, finos escassos, distribuídos de forma unimodal (DREWRY, 1986).

O sistema deposicional subdivide-se em: ambiente de contato com o gelo, ambiente glaciofluvial, glaciolacustre e glaciomarinho (BENNETT; GLASSER, 1996). No setor frontal da geleira, com término em terra, a zona de contato com o gelo trata-se do ambiente marginal e a zona adjacente, influenciada por processos glaciais, envolve o ambiente proglacial. Em ambos os ambientes, há feições de relevo com gênese marginal ao gelo, subglacial, glaciofluvial e glaciolacustre. As características deposicionais da área proglacial revelam informações referentes aos tipos de transporte e processos erosivos a que os sedimentos foram submetidos (BENN; EVANS, 2010).

As feições de relevo subglaciais são acumulações de sedimentos dispostas transversal ou longitudinalmente abaixo do gelo, aparecendo somente após o recuo da geleira como, por

exemplo, os *drumlins*. Estas feições possuem a forma oval ou arredondada assimétrica com medidas que podem chegar a 50 m de altura e 3 km de comprimento, além de direção paralela ao fluxo de gelo, essa feição indica regime termal temperado da geleira (BENNET; GLASSER, 1996; BENN; EVANS, 2010).

Formas de relevo como *flutings*, *eskers*, *kames* e *kettles* possuem gênese glaciofluvial. Consideradas feições supraglaciais e englaciais, as cavidades de *kettles* têm origem no derretimento do gelo e sua topografia evolui de grandes quantidades de detritos retrabalhados, supraglacial e englacialmente, por sistemas de drenagem durante o derretimento da geleira (BENN; EVANS, 2010).

Flutings são feições de relevo com gênese subglacial, apresentam-se como cristas alongadas paralelas à direção do fluxo de gelo e denotam geleiras de pouca espessura e base úmida (BENNET; GLASSER, 1996). Essa feição de relevo pode atingir até 3 m de altura. É composta por *till* de alojamento, areias e cascalhos (BENNET; GLASSER, 1996). Possuem alto potencial de retrabalhamento, podendo ser facilmente degradada pela ação hídrica; sua formação é iniciada a sotavento de blocos *stoss and lee* alojado (BENN; EVANS, 2010).

Eskers são feições de relevo glaciofluviais e subglaciais, compostos por sedimentos heterogêneos como areia e cascalho glaciofluvial. Ocorrem em cristas arredondadas de diferentes tamanhos (HAMBREY, 1994). Geralmente são identificados em término de geleiras e onde há gelo estagnado (BENN; EVANS, 2010).

Kames são glaciofluviais marginais ao gelo e possuem cristas com topo plano. Também se encontram dispostos em forma de terraços de *kames*. São inclinados suavemente com a distância da margem do gelo e a sua presença indica redução da espessura glacial (BENN; EVANS, 2010).

As morainas são feições marginais ao gelo com origem associada a diversos processos, como a deposição de *till* por movimentos de massa e deformação glacioteclônica. Hambrey (1994) classifica as morainas em: morainas mediais, laterais, finais de avanço ou recessão, em montículo e de empurrão (*Push moraine*). Através de sua disposição espacial é possível inferir antigas posições laterais e frontais das geleiras, eventos como avanço e retração (KLEMAN *et al.*, 2006).

Morainas laterais (Figura 6) podem ser alongadas e formadas pela fusão de morainas do seu entorno, com formas assimétricas transversais em relação a posição da geleira (BENN; EVANS, 2010).

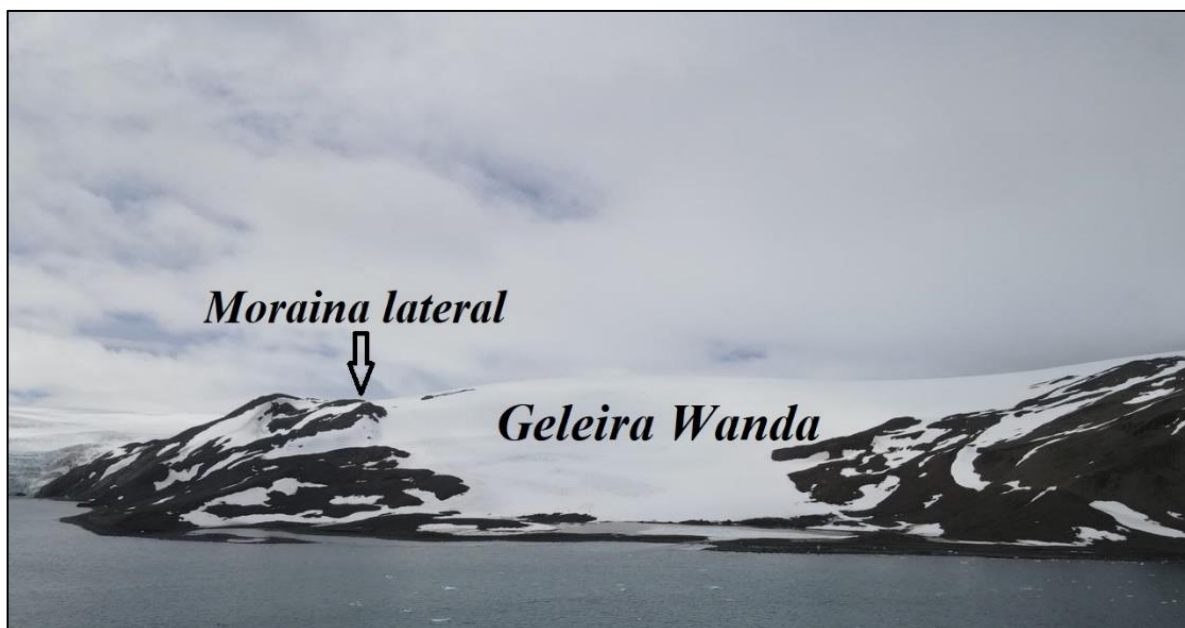


Figura 6 - Moraina lateral, Geleira Wanda, IRG. Fonte: Santos Nascimento (dezembro de 2020).

Morainas mediais podem estar presentes na área de ablação de algumas geleiras ativas. Possuem características retilíneas, podendo curvar-se pela pressão do gelo (HAMBREY, 1994) e sofrem retrabalhamento pelo degelo (BENN; EVANS, 2010).

As morainas *Hummockys* depositadas em montículos tem topografia irregular. Por originarem-se em margens frontais, são formas perpendiculares ao fluxo de uma geleira estagnada ou em retração (BENNET; GLASSER, 1996).

As morainas de empurrão (*push moraine*) caracterizam-se por ter cristas lineares e arqueadas. São de origem glaciotectônica e os sedimentos podem ser empurrados em seu processo de formação durante pequenos reavanços e estabilizações das geleiras no inverno. Podem ser encontradas em áreas livres de gelo em ilhas árticas e antárticas relacionadas à avanços glaciais na PIG (EVANS, 2003).

Morainas finais de avanço ou de recessão têm sua formação, geralmente, na margem frontal das geleiras onde há avanço e empurrão de sedimentos depositados anteriormente. Sua gênese ocorre em momentos de avanços glaciais sazonais ou em avanços de maior duração das geleiras (BENNET; GLASSER, 1996) (Figura 7).

Outros estudos citam morainas *ice cored* que se caracterizam por elevações desorganizadas, com cristas subparalelas ao gelo e por serem comuns em áreas planas. Essa feição pode apresentar-se com crista arqueada na área de antigas frentes de geleiras (DYKE; SAVELLE, 2000). Essa geoforma indica a forma da margem glacial e um lento derretimento da superfície à jusante (BENN; EVANS, 2010).

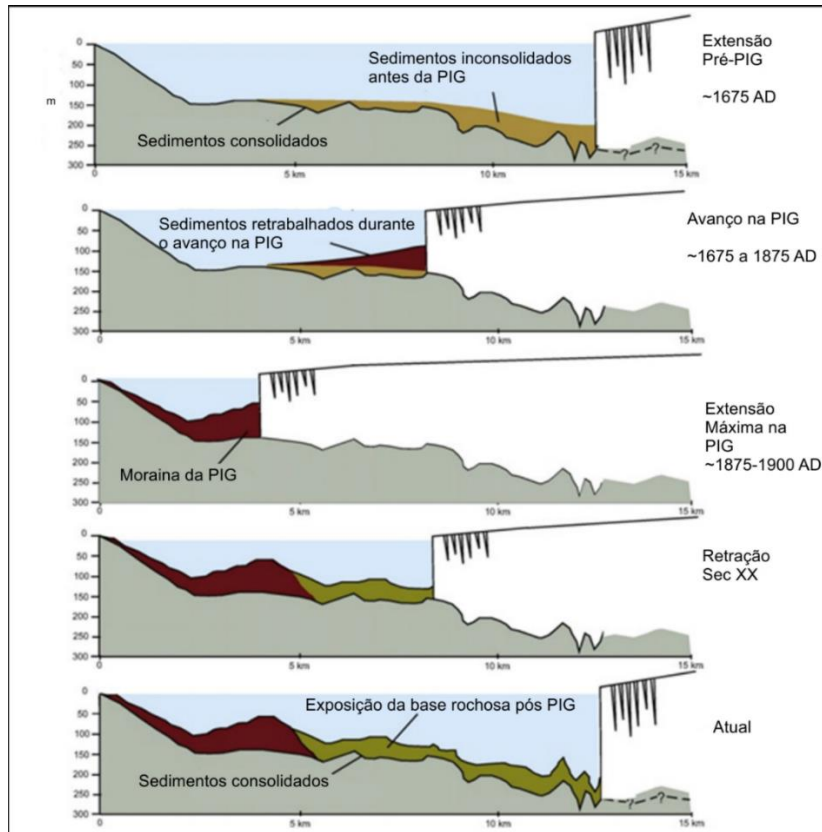


Figura 7 - Esquema representando a formação de morainas finais, em geleiras com término em terra em ambiente glaciolacustre, durante processos de avanço e retração glacial na PIG da geleira São Rafael, campo de gelo Norte da Patagônia. Fonte: Adaptado de Koppes *et al.* (2010).

Pode-se dizer que grandes morainas derivam de momentos em que as geleiras estiveram com suas margens estáveis, em equilíbrio (estado estacionário da margem glacial) com as condições climáticas (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT 2016). O tempo de resposta das geleiras (em escala anual ou decadal, ou mais lentas, multidecadal ou centenária) às mudanças externas, como alterações de temperatura, por exemplo, interferem na formação das morainas, pois influencia no fluxo sedimentar na margem da geleira, assim como interferem na sua degradação pós deposicional (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT 2016).

O comprimento da geleira também determina a formação da moraina (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT 2016). Geleiras de grande comprimento e com grandes alterações frontais depositam sequências de morainas extensas ao longo do vale (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT 2016). Morainas são importantes registros da história climática (PUTNAM *et al.*, 2012).

O aporte sedimentar do término glacial e do vale circundante influencia o tamanho da moraina. O fluxo de sedimentos de uma geleira está relacionado à dinâmica desta, pois influencia na erosão da base, além da contribuição das paredes dos vales (MACKINTOSH;

ANDERSON; PIERREHUMBERT 2016). Boulton (1986) afirma que sua gênese também está relacionada à geleiras de alta velocidade com altas taxas de desprendimento de *icebergs* resultando em morainas de empurrão bastante desenvolvidas, já em situações de baixa velocidade e baixo desprendimento, as morainas depositadas são pouco desenvolvidas e há leques coalescentes (BOULTON, 1986).

Após a deposição dos sedimentos que formam essa feição, há processos degradacionais que aumentam com o tempo de exposição, e que resultam em destruição de sequências de morainas (MACKINTOSH; ANDERSON; PIERREHUMBERT 2016). Geleiras com término em *outwash* tendem a depositar morainas laterais, pois em sua frente os sedimentos são retrabalhados por água de degelo (BENN *et al.*, 2003).

1.5.1.1.2 Evidências glaciológicas e o mapeamento de formas de relevo glaciais subaéreas

O mapeamento geomorfológico mostra-se uma ferramenta indispensável para pesquisas em geomorfologia, ele pode representar a cronologia das formas, disposição espacial, morfoestrutura, sua gênese e escala (LOWE; WALKER, 1997).

Feições de relevo glaciais deposicionais e erosionais são identificadas em mapeamentos e utilizadas como evidências para reconstrução de informações sobre o passado das geleiras, como mudanças nas condições termais, direção de fluxo do gelo, estágios de avanço ou retração (BENN; EVANS, 2010). Essas feições de relevo são interpretadas e reconhecidas por critérios de identificação em trabalhos de campo, através de sedimentos, imagens de satélite de alta resolução, MDEs e seus produtos geomorfométricos.

Há feições deposicionais em ambientes subglaciais, em contato com o gelo, que têm informações sobre direção do fluxo glacial e regime termal basal e são transversais ou longitudinais ao gelo ativo (BENNET; GLASSER, 1996). As feições formadas no ambiente marginal ao gelo possibilitam inferir sobre variações na posição frontal da geleira (BENNET; GLASSER, 1996).

Szilo e Bialik (2018) classificam as feições de relevo encontradas em sua área de estudo de acordo com sua origem, delimitando as seguintes classes: formas de relevo inclinadas, formas litorâneas, formas pós-glaciais e glaciais, formas glaciofluviais e fluviais.

Diversos autores realizaram um mapeamento geomorfológico com base em produtos de Sensoriamento Remoto para áreas glaciais como Hattestrand, Kolka e Stroeven, (2007), Andrade (2013), Rosa *et al.* (2016), Bonada, Rosa e Andrade, (2018), Perondi, Rosa e Vieira (2019).

Hattestrand, Kolka e Stroeven (2007) reconstruíram antigos padrões de deglaciação e direção do fluxo de gelo (Península Kola, Rússia) ao identificar *eskers*, *flutings* e morainas com dados de campo e imagens de satélite (Landsat 7). Com base no mapeamento gerado, inferiram que o fluxo de gelo mudou a direção durante o processo de deglaciação local desde o UMG.

Zemp *et al.* (2011) buscaram entender o comportamento de geleiras, na Noruega, Alpes e América do Sul, desde a PIG, com base em morainas. Para o sul da América do Sul, dados mostram significativas variações glaciares no passado, porém o número de cronologias ainda é escasso, para o sul dos Andes os registros mostram que as geleiras eram mais extensas antes do século XX.

Chandler *et al.* (2020) desenvolveram um zoneamento proglacial associado a uma geleira ativa e temperada em Fjallsjokull, sudeste da Islândia, com base na identificação de formas de relevo glaciais (e.g. morainas de empurrão de recessão, *flutings*, morainas arqueadas) e das mudanças espaço-temporais de processos deposicionais determinados por mudanças frontais da geleira e da drenagem proglacial. O mapeamento geomorfológico envolveu a integração de dados: imagens aéreas obtidas por veículos aéreos não tripulados (VANTs), LiDAR e fotografias aéreas de diferentes datas.

Os autores estabeleceram três zonas, proximal, medial e distal, delimitadas a partir de características morfológicas das morainas e o conjunto das formas deposicionais. A zona distal é caracterizada por leques de lavagem proglaciais, morainas (mais antigas) bem espaçadas, arqueadas, recessivas e amplamente lineares; a zona medial por morainas de empurrão/compressão e planície de lavagem proglacial, e a proximal (marginal ao gelo) por um conjunto de morainas de avanço anual, recentes, linhas com um padrão extremamente em zig-zag e com a forma em U (curva para cima) (quando vista de cima), sobrepostas e de baixa elevação, assim como cristas formadas pelo preenchimento sedimentar de fendas. A perda da continuidade das cristas morânicas é observada mais amplamente na zona distal (CHANDLER *et al.*, 2020).

Perondi, Rosa e Vieira (2019) realizaram o mapeamento geomorfológico de feições deposicionais de mesoescala (na margem leste do campo de gelo *Warszawa*, BA, IRG) com base em análises geomorfométricas (TanDEM-X) e imagens de satélite (WorldView-2 e Sentinel-2). Os autores identificaram a retração das geleiras com morainas laterais, frontais de recessão, latero-frontais, *eskers*, corpos hídricos como lagos e lagunas, canais de drenagem entrelaçados ou não.

Rosa *et al.* (2011; 2016), através de trabalho de campo, análises sedimentológicas e interpretação de imagens (Quickbird, CosmoSkyMed e TerraSar-X, Spot, Landsat e Sentinel), identificaram o recuo da geleira Wanda, IRG, através do mapeamento de cristas morânicas.

Andrade (2013) identificou visualmente, com o uso de imagens (COSMO SkyMed e Quickbird), Modelo Digital de Elevação (MDE) e técnicas de geoprocessamento, morainas em montículos (na península Potter, IRG), as quais são características de ambientes recessionais em contato com gelo. Bonada *et al.* (2018) também utilizaram imagens de radar COSMO-SkyMed e interpretação visual de perfis topográficos (na Península Potter, na IRG) para o mapeamento do ambiente proglacial.

Glasser *et al.* (2014) utilizaram registros morânicos e datações com núcleos cosmogênicos para indicar processos de retração glacial na parte norte da Península Ulu, ilha *James Ross*, por volta de 12.000 anos AP. Os autores encontraram o registro coincidindo com um pico de aquecimento registrado por Mulvaney *et al.* (2012) em testemunho de gelo do Monte Haddington, ilha *James Ross*.

Petsch (2018) identificou morainas de recessão e avanço para a área proglacial da geleira Collins, península Fildes, IRG, Antártica Marítima, com base em trabalho de campo, coleta sedimentar, MDE gerado a partir de imagens TanDEM-X, de imagem QuickBird e imagens TerraSAR X. A moraina de avanço é perpendicular ao fluxo glacial e encontra-se em setor proglacial distal à geleira, com altura entre 8 e 10 m, composta predominantemente por cascalho e areia. Datações por radiocarbono realizadas por Hall (2007) mostram que essa feição morânica formou-se no Holoceno Tardio, e pode ter sido formada por empurrão durante um avanço da geleira. Já as morainas de recessão supraglacial apresentam-se em montículos de 1 - 5 m de altura e cristas com 3 - 4 m de altura e comprimento maior que 10 m com sedimentos de cascalho fino e areia grossa, quase ausência de finos. Foram identificadas outras morainas de recessão, todas perpendiculares à geleira e compostas de maneira geral por areia e cascalho. Outros estudos para a península Fildes mostram cristas morânicas relacionadas ao Holoceno Tardio (BARIÓN *et al.*, 2023).

García *et al.* (2016) identificaram morainas recessionais e de avanço em *Marguerite Bay*, PA, com base em dados batimétricos e imagens de satélite para delimitar avanço e recuo do gelo. Bancos morânicos de avanço foram identificados como cristas longitudinais, formadas durante processos de reavanço da geleira. Os autores concluíram que houve atividade Neoglacial no Holoceno com reavanços da geleira de maré *Blind Bay* com base em moraina transversal que indica estabilização de gelo aterrado durante a PIG, acompanhada de pequenas morainas menores que indicam pequenos e intermitentes avanços.

Feições erosivas também podem ser usadas para a reconstrução do passado das geleiras. Glasser *et al.* (2014) utilizaram blocos erráticos (na ilha James Ross, nordeste da PA) e datação por núcleos cosmogônicos, para compreender a evolução glacial desde o Último Máximo Glacial. Os autores identificaram que depois de 18.000 anos AP houve diminuição da espessura de gelo coincidindo com aumento de temperatura atmosférica. Por volta de 6.000 anos AP a configuração desse manto de gelo era semelhante a atual. Bentley *et al.* (2006) reconstruíram, através de evidências geomorfológicas como datações com isótopos cosmogênicos em *nunatacs*, a configuração da camada de gelo da PA. Os autores inferiram que no Holoceno inicial a camada de gelo era de aproximadamente 300 m mais espessa que atualmente. Em 15.000 anos AP inicia diminuição de espessura glacial em *George VI Sound*. Em 7.200 anos AP o lado leste da PA já demonstrava avançada perda de espessura glacial.

De forma geral, verifica-se que há dois principais tipos de mapas geomorfológicos, mapas gerais que recobrem todos os aspectos geomorfológicos do relevo, e os mapas temáticos que cobrem um aspecto do relevo, como exemplo, a geomorfologia glacial, periglacial ou nival. Eles dependem de uma classificação de relevo de acordo com alguns parâmetros como agrupamento de formas de acordo com suas dimensões, idade, origem ou evolução (HUBBARD; GLASSER, 2005).

Essa forma de agrupamento deve estar presente na composição da legenda do mapa. Cooke e Doornkamp (1990) apresentam uma proposta de legenda onde as feições de relevo são apresentadas no mapa geomorfológico, sugerindo que as feições glaciais sejam agrupadas de acordo com sua gênese, como: glacial e periglacial e glaciofluvial. Os autores ressaltam que no contexto de cada agrupamento, as formas podem ser dispostas de acordo com sua escala.

Outros autores também utilizam essa forma de agrupamento nas legendas de mapas. Davies *et al.* (2013) apresentam na legenda do mapa geomorfológico glacial um agrupamento baseado na seguinte gênese das feições: depósitos glaciogênicos, cobertura de gelo e neve, terreno com detritos, *ice cored* moraina, feições paraglaciais e periglaciais. O mapa apresenta as feições em ordem cronológica para cada grupo.

1.5.1.1.3 Evidências glaciológicas e o mapeamento geomorfológico submarino em ambientes de fiordes influenciados por geleira de descarga

O fiorde é considerado um arquivo com dados paleoclimáticos e paleoambientais (HOWE *et al.*, 2010). Pelas características e espacialização das formas e sedimentos glaciocósmicos, podemos inferir dados sobre processos de glaciação (BENN; EVANS, 2010). Com o advento e aperfeiçoamento de técnicas para estudos geofísicos, é possível obter

informações de fundo marinho da região antártica com alta resolução (DOWDESWELL, *et al.*, 2016). Para as ilhas *Shetlands* do Sul, há registros sedimentares submarinos preservados, demonstrando configurações de paleogeleiras que são representados em dados de batimetria por *multibeam* (MAGRANI; AYRES-NETO; VIEIRA, 2015).

A análise de feições de relevo em ambientes submarinos, viabiliza informações sobre o comportamento pretérito glacial e os modos de erosão sedimentar, transporte e depósitos. Essas geoformas glacimarinhas podem ser categorizadas entre: subglaciais e marginais ao gelo. As feições subglaciais, como lineações glaciais de mega escala (MSGGL) e *drumlins*, possuem características alongadas e orientação paralela ao fluxo de gelo. Em contraponto, formas marginais ao gelo, como morainas e *Grounding-Zone Wedges* (GZW), são transversais à antiga direção de fluxo de gelo, mostram posições da frente da geleira e reavanços *grounding line* (DOWDESWELL *et al.*, 2016).

Feições de relevo submarinas são de interesse para estudos paleoglaciológicos, devido à sua significativa preservação em profundidades abaixo da influência das ondas (DOWDESWELL *et al.*, 2016).

Dowdeswell, Evans e Ó Cofaigh (2010) apontam que o Fiorde de Kangerlussuaq e geleira Kangerlussuaq, Groenlândia Oriental, é a principal fonte de aporte de sedimentos através de *rain-out* para ele. No ambiente submarino desse fiorde, foram interpretadas feições de relevo como lineações glaciais e *drumlins*, além de canais de degelo, com o auxílio de dados geofísicos. Os autores usaram as formas para inferir a antiga extensão do gelo e as condições de base úmida para o paleofluxo.

Nas ilhas *Shetlands* do Sul, há feições sedimentares deposicionais submarinas preservadas em áreas de fiordes, que possibilitam a reconstrução paleoglacial (MAGRANI; AYRES-NETO; VIEIRA, 2015). Esses registros são preservados por longos períodos, porém, podem ser retrabalhados pela sedimentação glacimarinha ou por avanços de geleiras (DOWDESWELL *et al.*, 2007).

Magrani, Ayres-Neto e Vieira (2015), através de perfis sísmicos e dado de batimetria, identificaram algumas feições de relevo deposicionais para a BA, com o intuito de reconstruir a evolução das geleiras desde o UMG. Os autores mostraram a presença de *drumlins* e bancos morânicos, que indicam onde possivelmente eram algumas posições da *grounding line*.

Ó Cofaigh *et al.* (2014), com o intuito de reconstruir a antiga extensão da plataforma de gelo da PA e ilhas *Shetlands* do Sul desde o UMG, utilizaram dados de batimetria e sísmica para identificar, no ambiente marinho, feições de relevo que contivessem registros de presença glacial em locais hoje ocupados por oceanos e baías. Os autores identificaram feições do tipo

drumlins, MSGL, canais de água de degelo, estrias e GZW em vales da PA. Estas feições mostraram direção de fluxo e extensão glacial. Os autores ainda realizaram datações em materiais sedimentares para inferir a cronologia da deglaciação para a PA e região.

Simms *et al.* (2011) analisaram registros geológicos e geomorfológicos marinhos como morainas do UMG, antigos canais de água de degelo, rochas *moutonnées*, *drumlins*, rochas estriadas, vales em circo referentes ao sul das ilhas *Shetlands* do Sul, integrados a dados sísmicos e datações por radiocarbono, e inferiram que o gelo, que recobria a IRG, avançava mais ao sul (até o estreito de *Bransfield*) e ao norte (onde se estendia por mais 50 km) do que a atual posição.

As feições de relevo submarinas depositadas em fiordes, quando preservadas, podem conter muitas informações sobre o passado do fluxo glacial, porém são suscetíveis ao retrabalhamento e podem ser cobertas por sedimentos glaciomarinhos (OTTESEN *et al.*, 2008). Feições de relevo glaciais submarinas são retrabalhadas por processos marinhos, como ondas, correntes e movimentos de massa, *icebergs*, que redistribuem os sedimentos. A ação de ondas modifica feições em áreas mais rasas (HOWE; PUDSEY, 1999).

1.5.2 Modelos de sedimentação glaciomarinha e a interpretação das flutuações nas geleiras

Os sedimentos depositados no fundo marinho de fiordes resultam de processos glaciais (glaciação e deglaciação) e glaciomarinhos (SYVITSKI; BURREL; SKEY, 1987). Depósitos de *till* são diamictos, de gênese glacial (supraglacial ou subglacial), não estratificados e mal selecionados, enquanto os sedimentos depositados por água de degelo são selecionados e estratificados (CHRISTOPHERSON, 2009).

Os sedimentos encontrados nos fiordes podem ter diferentes características, dependendo dos processos que são submetidos como, transporte, retrabalhamento e deposição (DOWDESWELL; SCOURSE, 1990). Quanto as origens diferentes dos sedimentos, Benn e Evans (2010), classificam em: a) detritos supraglaciais e subglaciais que foram depositados pela margem da geleira ou por *icebergs*; b) sedimentos subglaciais que surgem na *grounding line*; c) aporte de sedimentos para o ambiente glaciomarinho através do fluxo e água de degelo e por processos não-glaciais como rios e movimentos de massa.

Na região Antártica, a maioria das geleiras com término marinho fornecem sedimentos ao ambiente glaciomarinho através de *icebergs* e pelo degelo subglacial (Figura 8) (ANDERSON, 1999). O aporte de sedimentos terrígenos, em fiordes das ilhas *Shetlands* do Sul, é influenciado por plumas superficiais ricas em sedimentos ligadas à geleiras de maré, além

de águas vindas de derretimento superficial (GRIFFITH; ANDERSON, 1989). A BA possui diferentes processos de sedimentação glaciomarinha como, subglacial, fluxos de detritos e plumas de sedimentos (AQUINO, 1999).

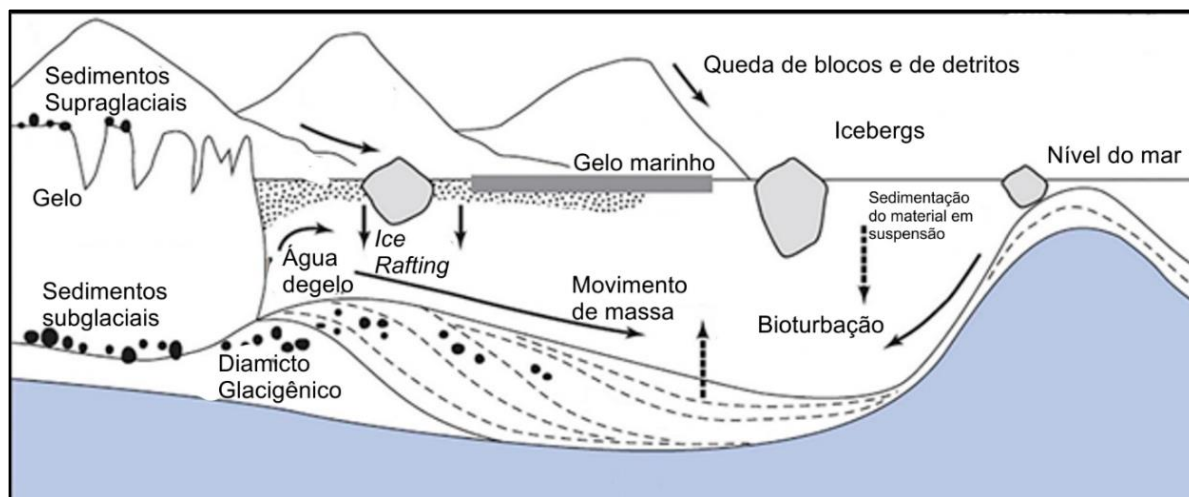


Figura 8 - Aporte sedimentar e principais processos físicos dentro do fiorde. Fonte: Adaptado de Howe *et al.* (2010).

Os sedimentos supraglaciais, englaciais e subglaciais são levados para o interior de fiordes por diferentes mecanismos (BENN; EVANS, 2010), principalmente através de água de degelo (POWELL; MOLNIA, 1989; HOWE *et al.*, 2010).

Os fiordes polares possuem aporte de sedimentos principalmente por despreendimento de *icebergs* e por *ice rafting* e a maior parte da sedimentação ocorre próximo à margem (DOMACK; ISHMAN, 1993; HAMBREY; GLASSER, 2012). Nestes, a sedimentação biogênica é dominante e a entrada terrígena é mínima (DOMACK; WILLIAMS, 1990), o que contrasta com os fiordes e baías das áreas subpolares da Península Antártica (GRIFFITH; ANDERSON, 1989; DOMACK; ISHMAN, 1993; ANDERSON, 1999; BOLDT *et al.*, 2013). As plumas de sedimentos transportam a maioria dos sedimentos de ambientes subpolares (DOMACK *et al.* 1994; ANDERSON, 1999). As plumas de sedimentos se originam na *grounding line* e geram depósitos glaciais e glaciomarinhos bem selecionados (DOMACK *et al.* 1994; ANDERSON, 1999).

De forma geral, a transferência de sedimentos em fiordes polares e subpolares pode ocorrer através de correntes de turbidez, fluxo de detritos e *rain out* (DOWDESWELL; VÁSQUEZ, 2013; JAEGER e KOPPES, 2016). A *rain-out* (chuva de detritos) ocorre em ambiente glaciomarinhos, ocasionada pela água de degelo com grande aporte sedimentar que adentra os corpos d'água. A parte sedimentar mais fina eleva-se em forma de plumas permanecendo em suspensão na água (ASSINE; VESELY, 2008). A decantação dessa porção

fina aliada à queda de grãos sedimentares advindos de *icebergs* ou plataformas de gelo originam diamictitos, que podem ser maciços ou levemente estratificados. A fração de sedimentos mais grossa é depositada em forma de lóbulos (ASSINE; VESELY, 2008).

Quanto ao aporte sedimentar terrígeno para fiordes, este também pode ocorrer por fluxos fluviais subaéreos (Figura 9). Na BA, por exemplo, as áreas periglaciais adjacentes também fornecem sedimentos, que ficam suspensos na água nos meses de verão (KIM *et al.*, 2004) e a lama é a fração granulométrica de maior importância no interior do fiorde (GRUBER, 1989).

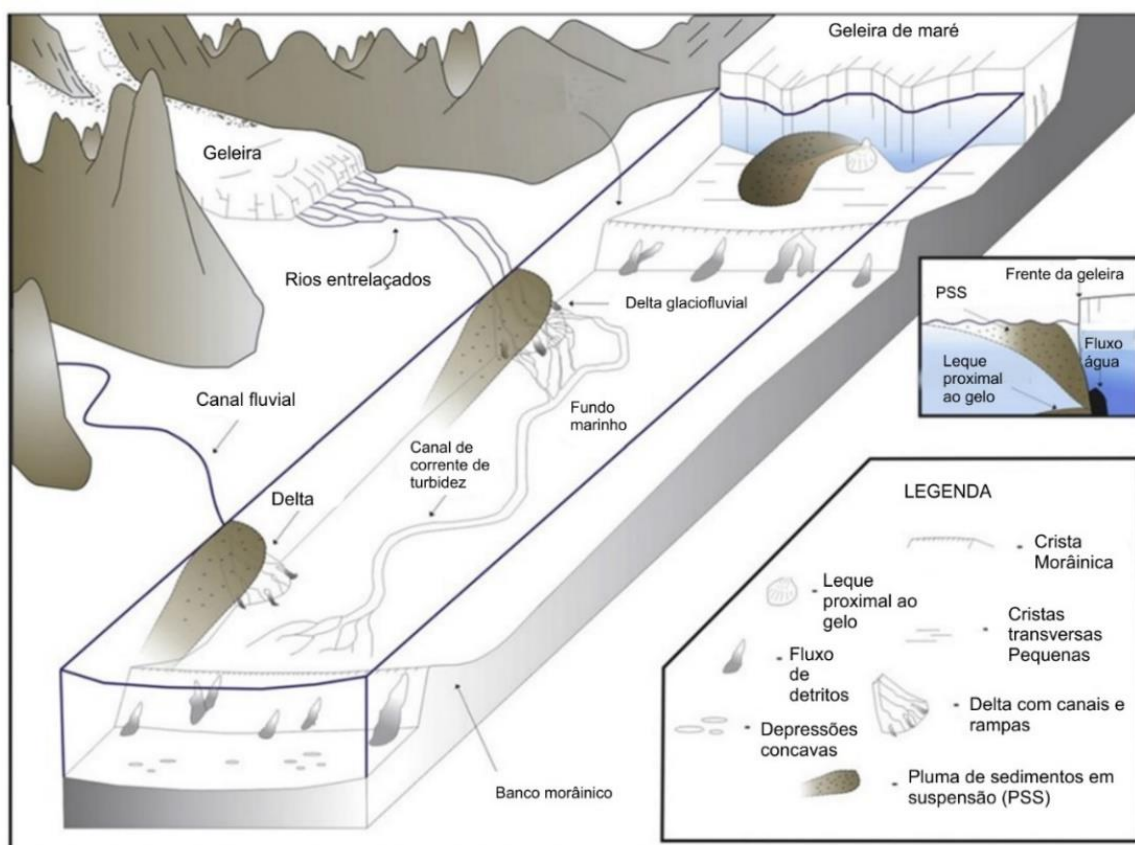


Figura 9 - Modelo esquemático para fiordes temperados com aporte de água de degelo. Fonte: Dowdeswell; Vásquez (2013).

De forma geral, a distribuição de sedimentos holocênicos em fiordes antárticos, apresentam taxas e distribuição heterogêneas, pois são condicionados pelas geleiras de maré, plataformas de gelo e canais de degelo que terminam no mar (AQUINO, 1999). As geleiras de maré promovem erosão e quantidade substancial de aporte sedimentar, ou seja, geram altas taxas de acumulação sedimentar glacialmarinha (KOPPES; MONTGOMERY, 2009), podendo ter dezenas de metros ao ano, no ambiente proximal ao gelo (COWAN; POWELL, 1991).

Há dois tipos de geleiras que influenciam na sedimentação de fiordes polares: a) fluxos de gelo de mantos de gelo e geleiras de maré onde o término seja aterrado abaixo do nível do mar e a linha de desprendimento coincide com a *grounding line*, b) plataformas de gelo e línguas

de geleiras flutuantes, ambas são controladas por água de derretimento glacial e mudanças no nível do mar (HOWE *et al.*, 2010; OVEREEM; SYVITSKI, 2010; Howe *et al.* (2010). Geleiras de maré (*tidewater*) ancoradas sofrem flutuações sazonais, avançando durante o inverno e retraindo durante o verão, por isso suas frentes apresentam-se bastante fraturadas, com fendas (AQUINO, 1999).

As taxas de sedimentação desse tipo de geleira são dependentes de fatores ligados à intensidade da água de derretimento (influencia o transporte via suspensão), do volume de sedimentos transportados no gelo, as condições do término (aterrada ou flutuante) (influencia o transporte sedimentar), o movimento do fluxo de gelo, as condições climáticas (temperadas, subpolar ou árida) (HAMBREY, 1994; BENNET; GLASSER, 1996). O transporte de sedimentos em águas de degelo em fiorde depende fortemente da concentração subglacial de sedimentos (ANDERSON, 1999). O ambiente glaciomarinho, e sua sedimentação, também é influenciado pelo relevo do fundo, a natureza das correntes oceânicas Howe *et al.* (2010).

Para ambientes polares e subpolares estima-se que o aporte sedimentar glacial reduz paralelamente à diminuição da água de degelo, pois há pouca água na interface gelo/rocha que serve para facilitar o deslizamento da geleira, erosão e transporte de sedimentos (CUFFEY *et al.*, 1999). A quantidade de detritos no corpo da geleira, a extensão do gelo marinho e o processo de controle do sedimento marinho está relacionado às condições climáticas (POWELL; DOMACK, 2002). Os sedimentos produzidos por geleiras de maré dependem, de maneira sensível, do seu comportamento (POWELL, 1991). Assim, os depósitos sedimentares registram as mudanças pretéritas nas condições climáticas de ambientes glaciais (ANDRESEN *et al.*, 2011).

1.5.2.1 Modelos de sedimentação glaciomarinha em fiordes e as flutuações nas geleiras

Na margem da geleira acontecem importantes processos sedimentares e as flutuações da mesma determinam a distribuição de sedimentos glaciais, ainda que os registros sedimentares em fiordes indicam que há uma alta complexidade no comportamento de cada geleira, pois seu recuo é assíncrono e diversificado (DOWDESWELL *et al.*, 2008).

Benn e Evans (2010) dividem o preenchimento sedimentar dos fiordes em três etapas que ocorrem no tempo:

- a) *Fase deposicional durante o avanço da geleira*: A fase de avanço glacial é simbolizada pela presença de *till* basal ou uma superfície de erosão. Adiante dos limites da geleira, há extensas camadas de lama e *diamictons* que caracterizam a

deposição distal e podem estar sobrepostos por sedimentos glaciomarinhos mais recentes (BOULTON, 1990).

- b) *Fase de avanço máximo*: Durante o máximo glacial, os limites das geleiras estão ancorados em pontos de apoio (*pinning points*), onde há diminuição da taxa de desprendimento e uma maior estabilização da frente da geleira, e pode ocorrer a formação de bancos morânicos e leques de sedimentos na *grounding line*, além do aporte de sedimentos finos e lamas em suspensão.
- c) *Fase de recuo glacial*: Na fase de recuo glacial, setores deposicionais migram em direção às cabeceiras do fiorde e as estabilizações no recuo são registradas por bancos morânicos.

O sistema deposicional associado com a fase de recuo da geleira (aterrada no fundo marinho) é ilustrado por Powell (1981; 2005) em fiordes (Figuras 10 e 11). No ambiente marginal ao gelo há a presença de plumas de sedimentos, detritos subglaciais, deposição de sedimentos do tamanho de areia (junto ao banco morânico) e, distal à geleira, haverá deposição de sedimentos finos, além de blocos erráticos. Dessa forma, o setor distal a atual frente da geleira recebe sedimentos finos, os quais floculam, decantam e assentam lentamente, formando laminitos. Ao passo que a geleira retrai, os sedimentos finos são depositados e há a geração de laminações sobre o banco morânico mais antigo. E uma nova moraina é formada na atual frente da geleira (POWELL, 2005).

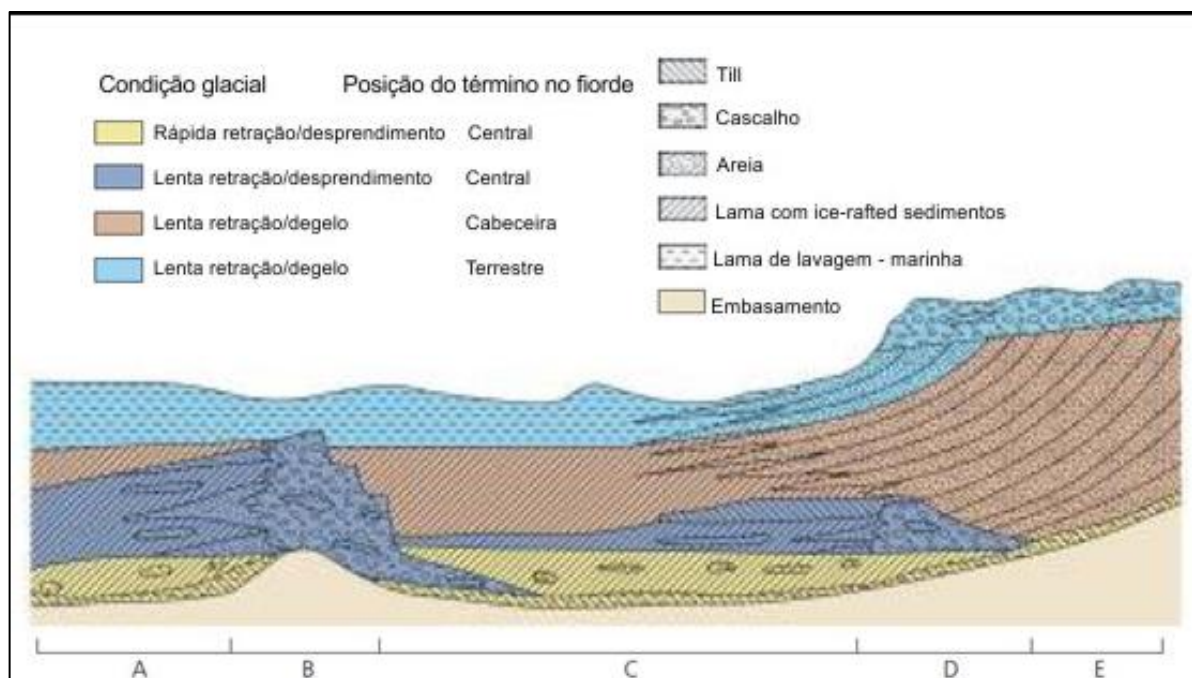


Figura 10 - Estratigrafia sedimentar glaciomarinha e a sequência temporal da retração glacial. Fonte: Powell (1981).

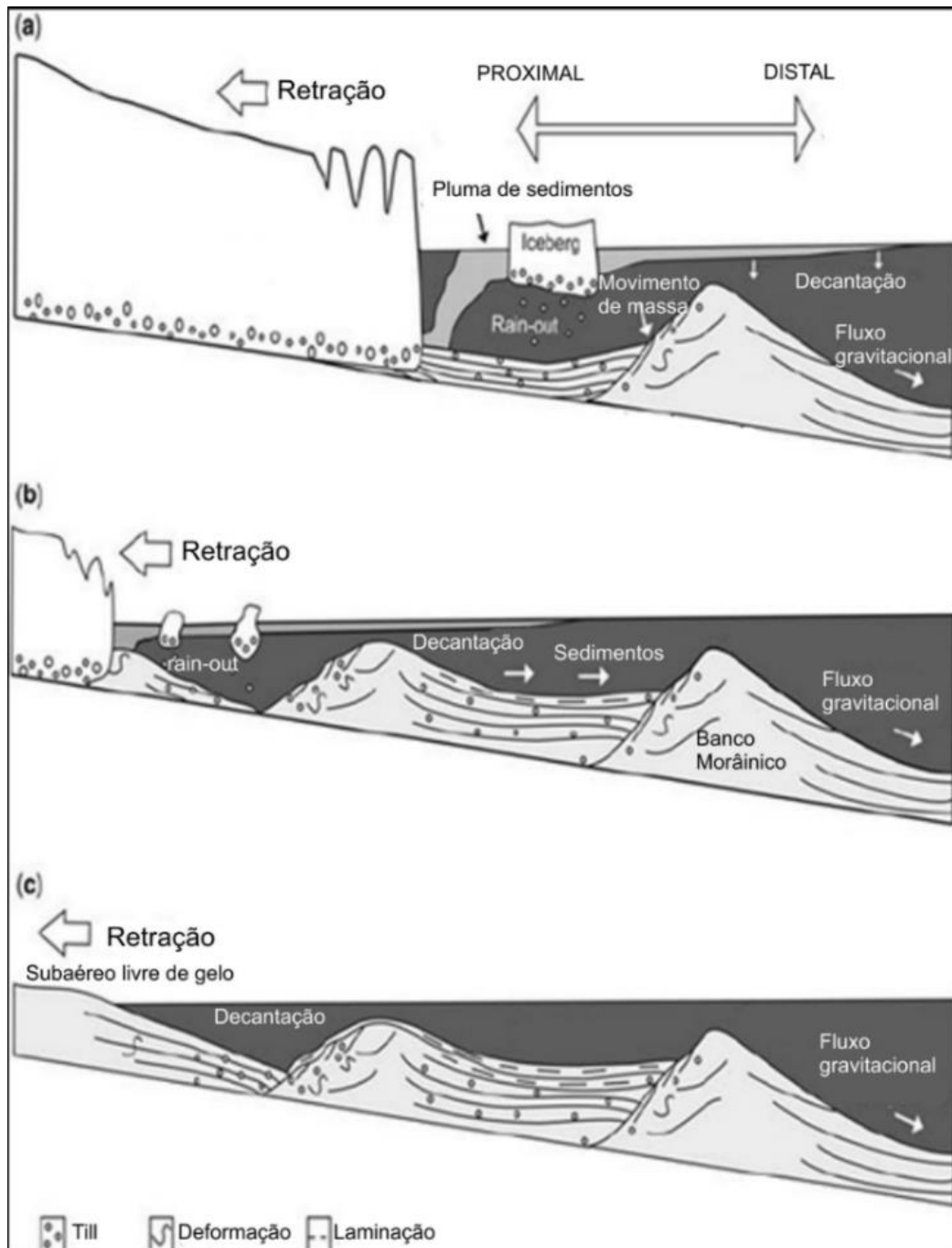


Figura 11 - Sequência temporal da retração de geleira com frente aterrada no fundo marinho. Fonte: Powell (2005).

Quando a geleira tem a frente flutuante, seu banco morânico encontra-se na *grounding line*, há plumas de sedimentos em suspensão e finos já sendo depositados na base da margem flutuante. Com o processo de retração acontecendo, o setor proximal ao gelo passa a ser distal e recebe deposição e laminação de sedimentos finos e, aquele que era distal, passa a não ter influência glacial nem plumas de sedimentos (POWELL, 1981). As geleiras com término no mar têm sua linha de desprendimento de *icebergs* influenciada pelo nível eustático. Em fiordes, a linha de desprendimento pode ser caracterizada por falésias de gelo. *Icebergs* desprendem-se

de plataformas de gelo, geleiras de maré e línguas de gelo, seu movimento pode ser lento, errático e com *grounding line* intermitente (ANDERSON, 1999). Sobre o *till* basal de um fiorde, a geleira pode retrair por desprendimento, não formando banco morânico, formando lama sobre o *till*. Nesse contexto, há contribuição de sedimentos mais grossos na saída do canal glaciofluvial junto ao banco morânico, gradando para lama em uma condição de frente com *calving*, podendo haver lenta retração, pois estava ancorada (POWELL, 1981).

Conformes os modelos de sedimentação apresentados, os sedimentos depositados no fundo marinho de um fiorde podem ser usados como indicadores da proximidade com a margem da geleira e os depósitos sedimentares em fiordes constituem cinco ambientes (SYVITSKI, 1993):

- a) **Contato com o gelo:** depósitos (*fans*) na *grounding line*, depósitos de *till* e morânicos e depósitos compactados por avanços das geleiras de maré.
- b) **Proximal ao gelo:** areias e diamictos depositados entre 2 e 50 km de distância da margem de uma geleira de maré
- c) **Distal ao gelo:** lama, sedimentação hemipelágica, sem influência direta do gelo.
- d) **Depósitos paraglaciais:** areia, lama, em fiordes há aporte significativo de sedimentos.

A sedimentação principalmente pode ocorrer no ambiente proximal à geleira ou distal, devido ao trabalho dos agentes de transporte e deposição como as correntes de degelo e gravitacional (ASSINE; VESELY, 2008).

Os sedimentos glaciectônicos e *till* de deformação laminados, estão relacionados à deposição subglacial, sendo encontrados no ambiente em contato com o gelo (Figura 12). Os diamictos estratificados são depositados proximal à margem, onde também há a elevada sedimentação pela descarga de água de degelo. No ambiente marginal ao gelo, há sedimentos de granulometria grosseira (primeira a sedimentar no ambiente subaquoso) relacionados à sedimentação direta pela geleira, são observados sedimentos glaciectônicos, *till* de deformação laminado, planície de drenagem subaquosa com sedimentos grosseiros, plumas de sedimentos e movimentos de massa. À jusante do banco morânico há depósitos de movimentos de massa (COWAN *et al.*, 1997; Ó COFAIGH; DOWDESWELL, 2001; JAEGER; NITTRouer, 2006; PENKROT *et al.*, 2018).

O ambiente proximal é caracterizado por laminação areia/lama e lama sobre aqueles sedimentos de granulometria grosseira, sendo relacionados à sedimentação direta pela geleira quando a margem desta estava em outra posição. Conforme a frente glacial recua, a contribuição

de areia diminui. Lamas bioturbadas massivas são encontradas quando o antigo setor marginal ao gelo é distal à atual margem e a sedimentação é baixa (COWAN *et al.*, 1997; Ó COFAIGH; DOWDESWELL, 2001; JAEGER; NITTRouer, 2006; PENKROT *et al.*, 2018).

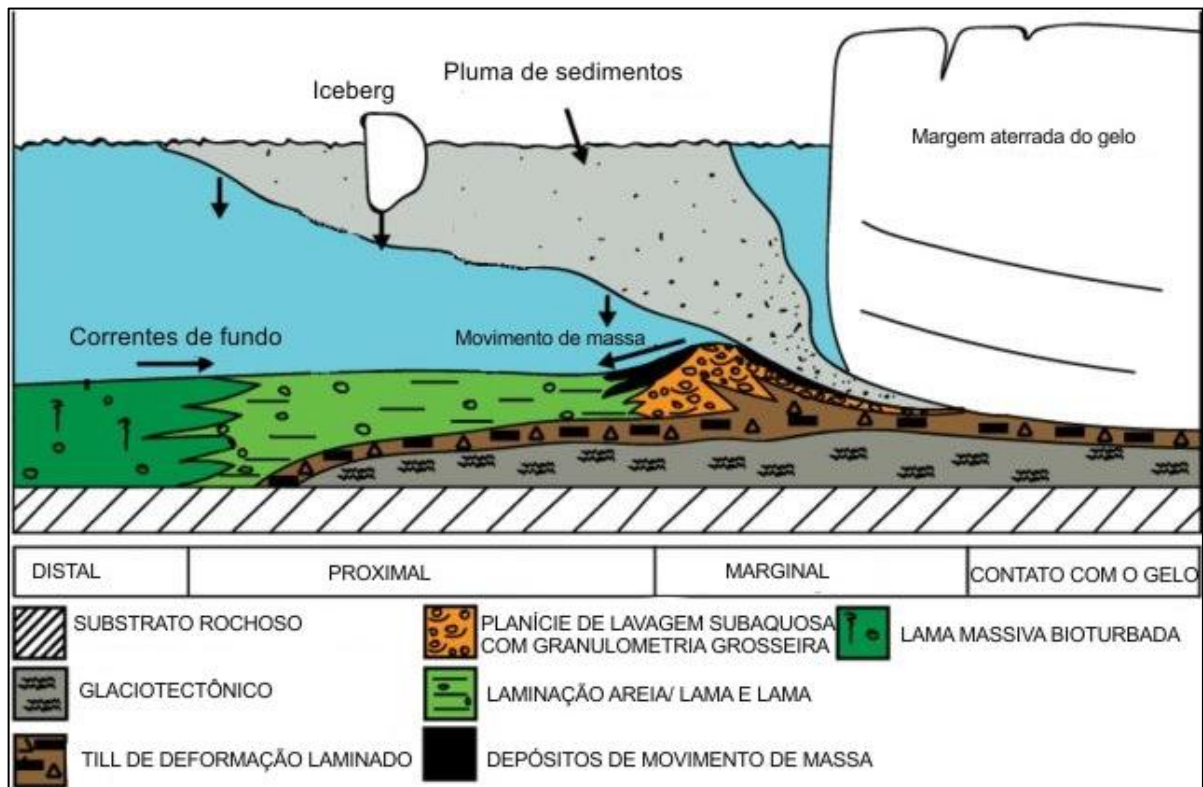


Figura 12 - Processos sedimentares no ambiente glacimarinho relacionados a uma geleira temperada de maré (*tidewater*) ancorada. Observa-se a disposição sedimentar relacionado à distância da margem da geleira. A litologia pode ser usada como indicadora da proximidade com a margem da geleira. Os diamictos estratificados são depositados próximo à margem, onde há a elevada sedimentação pela descarga de água de degelo. Lamas bioturbadas massivas são encontradas quando o antigo setor marginal ao gelo é distal à atual margem e a sedimentação é baixa. Modificado de: Ó Cofaigh; Dowdeswell (2001).

Observa-se a disposição sedimentar relacionado à distância da margem da geleira. A litologia pode ser usada como indicadora da proximidade com a margem da geleira. Os diamictos estratificados são depositados próximo à margem, onde há a elevada sedimentação pela descarga de água de degelo (Ó COFAIGH; DOWDESWELL, 2001).

Assim, o processo de deposição sedimentar é variável de acordo com a distância em relação à margem da geleira, pois os detritos são depositados pelas geleiras ou carregados por *icebergs* e ainda remobilizados por correntes oceânicas. A presença de sedimentos é alta próxima à margem das geleiras e diminui, assim como a granulometria, em direção à saída do fiorde (TRUSEL *et al.*, 2010). Os ambientes proximais às geleiras possuem sedimentos mais grossos, pois estão próximos às áreas fontes, são encontrados *till* de alojamento e de deformação (TRUSEL *et al.*, 2010). As amostras de sedimentos para a BA são compostas principalmente

por silte arenoso e areia siltosa. Os detritos mais finos são fornecidos geralmente por plumas de água de degelo e sedimentação hemipelágica. Os detritos mais grossos são aportados a fluxos de detritos em períodos de alta atividade da geleira e avanços da mesma (MAGRANI; AYRES-NETO; VIEIRA, 2015).

Considera-se que a circulação que acontece no fundo de fiordes tem influência sobre a distribuição dos sedimentos que entram como forma de grão, e a velocidade deposicional depende da sua granulometria. Com o aumento das partículas, podem ocorrer processos de aglomeração, floculação, peletização e *pellets* em diferentes colunas de água (HAMBREY, 1994), essa situação também acontece na BA, com a estratificação da água nos meses de verão (DOMACK; ISHMAN, 1993). A formação de uma circulação estratificada é típica de fiorde, pois eles marcam um setor de transição entre a terra e mar aberto, onde água doce e salgada se misturam através de fatores físicos e químicos (FRASER *et al.*, 2018).

Um fenômeno importante que acontece nos ambientes glaciomarinhos é a ressedimentação. Depósitos gerados a partir da remobilização de detritos fornecidos pelas geleiras, compõem parte das sucessões glaciomarinhas que são preservadas no registro estratigráfico (GAMA JR *et al.*, 1992).

O processo de ressedimentação envolve ações gravitacionais com deslizamentos, escorregamentos e correntes de turbidez (LOWE, 1982). Os deslizamentos de massa submarinos ocorrem nas paredes íngremes de fiordes (OTTESEN; DOWDESWELL, 2009). Correntes marinhas retrabalham materiais inferiores e transportam para longe sedimentos finos, principalmente em períodos com pouco aporte sedimentar (POWELL 1984).

1.5.2.2 Ambiente Glacimarinho: modelos de sedimentação associados a fiordes

O ambiente glacimarinho é entendido por Powell (1984) como local onde é depositado sedimento pela geleira no mar. Anderson e Molnia (1989) também definem o ambiente glaciomarinho como aqueles ambientes marinhos com proximidades com o gelo para que possa ser detectado uma assinatura glacial nos sedimentos. Esta pode ser tênue, pois os sedimentos depositados em ambiente glacial são transportados, algumas vezes, por agentes não glaciais ou por *icebergs*.

A BA é considerada um fiorde, essa feição é, geralmente, profunda, sendo encontrados em médias e altas latitudes (BENN; EVANS 2010) e esculpido por massas glaciais que formaram vales (DYER, 1997).

O fiorde, por sua localização é semiabrigado e com alta taxa de sedimentação (HOWE *et al.*, 2010). Os fiordes são sistemas instáveis, evoluem e mudam em escalas curtas de tempo,

são locais de acumulação sedimentares, podendo ser estreitos, profundos, paredes íngremes, entretanto também podem ser retilíneos e relacionados a presença de uma falha (BIANCHI *et al.*, 2020). Os componentes internos dos fiordes diferenciam-se condicionados pelos seguintes fatores físicos dominantes: comportamento da geleira (base úmida ou fria; frente terrestre ou *tidewater*; variações na posição frontal e histórico do nível do mar), aporte de água doce com sedimentos em suspensão, clima, oceanografia, instabilidade e inclinação, presença de falhas no ambiente subaéreo e submarino e fluxos gravitacionais (BIANCHI *et al.*, 2020).

A erosão glacial é condicionada pela velocidade do gelo e propriedades do substrato (BENN; EVANS 2010). Erosão acentuada está relacionada com fluxo de gelo de alta velocidade, esta muda com base nas características climáticas e topográficas, como vales estreitos que aumentam a dinâmica glacial (JOUGHIN *et al.*, 2014).

O desprendimento de *icebergs* em fiordes ocorre em resposta a instabilidade da frente da geleira, acentuada pela sua redução de fluxo (BENN; WARREN; MOTTRAM, 2007), ocorre principalmente em frentes glaciais que fluem para águas profundas (HOW *et al.*, 2019). As taxas de desprendimento de *icebergs* dependem da profundidade e largura do fiorde, em fiordes mais estreitos ou rasos as taxas são menores. Mudanças nas posições frontais das geleiras de maré são controladas pela velocidade do gelo e taxas de ablação frontal (CARR *et al.*, 2014), dessa forma, áreas mais rasas a frente da geleira tende a estabilizar, em *pinning points*. Se a geleira perder o contato com esse ponto de fixação as taxas de desprendimento de *icebergs* aumentam e, conseqüentemente, aumenta seu recuo (BIANCHI *et al.*, 2020). Geleiras de maré tendem a não responder linearmente e de forma assíncrona os sinais climáticos e oceanográficos regionais (MOTYKA *et al.*, 2017).

A geologia e topografia influenciam a formação do fiorde devido a intervenção das estruturas geológicas e topográficas na direção do fluxo glacial (BENN; EVANS, 2010). Dessa forma o alinhamento dos fiordes condiz com a disposição de falhas e intrusões (BENN; EVANS, 2010). Smith *et al.* (2017), em estudos para a Geleira *Pine Island*, na Antártica Ocidental, concluíram que altos topográficos servem como *pinning points* para a geleira, o que influencia em uma maior estabilidade de sua frente. Com a perda de espessura frontal, ela retrai e se desloca do ponto de ancoragem, o que repercute em uma maior taxa de retração.

CAPÍTULO II

ARTIGO PUBLICADO NA REVISTA PARA ONDE, INTITULADO “UMA REVISÃO SOBRE OS REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS DAS MUDANÇAS GLACIAIS NO HOLOCENO NA ILHA REI GEORGE”.

UMA REVISÃO SOBRE OS REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS DAS MUDANÇAS GLACIAIS NO HOLOCENO NA ILHA REI GEORGE

A review of the paleoclimatic records of glacial variations in Holocene in King George Island

Revisión de los registros paleoclimáticos de cambios glaciales en el Holoceno en la Isla Rey Jorge

Cleiva Perondi*

Kátia Kellem Rosa**

Rosemary Vieira***

Carina Petsch****

*Universidade Federal do Rio Grande do Sul – cleivaperondi@gmail.com.

** Universidade Federal do Rio Grande do Sul – katia.rosa@ufrgs.br.

*** Universidade Federal Fluminense – rosemaryvieira@id.uff.br.

**** Universidade Federal de Santa Maria – carinapetsch@gmail.com.

Recebido em 27/07/2021. Aceito para publicação em 12/07/2022.

Versão online publicada em 08/11/2022 (<http://seer.ufrgs.br/paraonde>)

Resumo:

O artigo objetiva realizar uma revisão sistemática de literatura sobre os registros paleoclimáticos da evolução da deglaciação no Holoceno e um mapeamento das datações existentes na ilha Rei George (IRG), Antártica Marítima. Buscou-se artigos publicados em inglês e português, publicados até 2022 em duas bases de dados, Portal de Periódicos da CAPES e *Science Direct*. Foram encontrados noventa e seis artigos e ao aplicar uma filtragem foram selecionados quinze artigos. Os registros evidenciam a evolução da cobertura glacial para a IRG: a) início da deglaciação ocorreu há 9000 anos AP e levou ao recuo das geleiras de descarga até a parte central dos fiordes; b) recuo da margem das geleiras de maré na Baía *Maxwell* até a cabeceira do fiorde (enseadas), entre 4,5 e 2,8 mil anos cal AP; c) avanço de geleiras há 3500 anos AP; d) geleiras oscilaram até 1700 anos AP e há registro de estabilização de frentes glaciais marinhas no período Neoglacial (entre 2600 e 1600 cal anos AP; e) houve avanço Neoglacial por volta de 1700 anos AP; f) evolução da deglaciação de plataformas rasas até 1200 anos cal AP; g) eventos frios Neoglaciais entre 250 e 450 anos AP. O inventário de informações geocronológicas e reconstruções paleoglaciais existentes para a região sintetizou evidências da evolução da deglaciação com momentos de estabilização e reavanços no Holoceno. De acordo com o mapeamento das datações demonstra-se que há poucos registros sedimentares datados para detalhar as flutuações das margens glaciais nas baías da IRG.

Palavras-chave: Feições de relevo glacial. Paleoclimatologia. Deglaciação. Avanço glacial. Pequena Idade do Gelo.

Abstract:

The work aims to carry out a systematic review of the literature on paleoclimatic records of the evolution of deglaciation in the Holocene in King George Island (KGI), Maritime Antarctic, and mapping their dating records. We searched for articles published in English and Portuguese, published until 2022 in two databases, Portal de Periódicos CAPES and Science Direct. Ninety-six articles were found, by applying a filtering, fifteen articles were selected. Records show the evolution of glacial cover for KGI: a) beginning of last deglaciation began 9 Ky BP and led to the retreat of the discharge glaciers to the central part of the fjords; b) retreat from the margin of the tidewater glaciers in Maxwell Bay to the head of the fjord (coves) between 4.5 and 2.8 Ky cal BP; c) advance of glaciers 3.5 k BP; d) glacier margins have fluctuations up to 1.7 years BP and there is record stabilization of marine ice fronts in the Neoglacial period (between 2.6 and 1.6 cal years AP; e) Neoglacial advance around 1.7 k BP; f) evolution of the deglaciation of shallow platforms up to 1.2 k BP; g) Cold Neoglacial events between 250-450 years BP. The inventory and synthesis of geochronological information and paleoglacial reconstructions for island evidence multiple stillstands or readvance during deglaciation from the Holocene. According to the mapping of the dating records was verified that the high-resolution well-dated archives are still needed from sensitive locations to improve to detail glacial margin fluctuations in KGI bays.

Keywords: Glacial landforms. Paleoclimatology. Deglaciation. Glacial Advance. Little Ice Age.

Resumen:

El artículo tiene como objetivo realizar una revisión sistemática de la literatura sobre registros paleoclimáticos de la evolución de la desglaciación en el Holoceno y un mapeo de la datación existente en la isla Rey Jorge, Antártica Marítima. Buscamos artículos publicados en inglés y portugués, publicados hasta 2022 en dos bases de datos, Portal de Periódicos CAPES y Science Direct. Se encontraron 96 artículos, aplicando un filtrado se seleccionaron quince artículos. Los registros evidencian la evolución de la cobertura glacial para la isla Rey Jorge: a) el comienzo de la desglaciación ocurrió hace 9000 años AP y llevó al retroceso de los glaciares de desbordamiento hasta la parte central de los fiordos; b) retroceso del margen de los glaciares de marea en la bahía Maxwell hasta la cabecera del fiordo (ensenadas) entre 4500 y 2800 cal años AP; c) avance de los glaciares hace 3500 años AP; d) los glaciares han oscilado hasta 1700 años AP y hay registro de estabilización de frentes glaciares marinos en el período Neoglacial (entre 2600 y 1600 cal años AP; e) avance neoglacial alrededor de 1700 años AP; f) evolución de la desglaciación las partes menos profundas de la plataforma hasta 1200 cal años AP; g) eventos fríos neoglaciales entre 250-450 años AP. El inventario de las informaciones geocronológicas y reconstrucciones paleoglaciares existentes para la región sintetizó evidencias de la evolución de la desglaciación con momentos de estabilización y reavances en el Holoceno. Según el mapeo de las fechas se demuestra que existen pocos registros sedimentarios fechados en alta resolución para detallar las fluctuaciones de los márgenes glaciares en las bahías de la isla Rey Jorge.

Palabras-clave: Relieve Glacial. Paleoclimatología. Desglaciación. Avance Glacial. Pequeña Edad de Hielo.

INTRODUÇÃO

Para a Antártica há um intenso debate científico sobre os padrões geográficos das implicações das mudanças climáticas recentes (OLIVA; RUIZ-FERNANDEZ, 2020). Diante da tendência de aquecimento atmosférico nas recentes décadas, relacionadas à intensificação da contribuição de gases que acentuam o efeito estufa, os estudos paleoclimáticos são relevantes para compreender as recentes variabilidades climáticas e projetar futuras mudanças no sistema climático terrestre (BRADKEY, 1999; RUDDIMAN, 2009; OLIVA; RUIZ-FERNANDEZ, 2020). Os padrões de mudanças climáticas passadas são documentados por dados proxies os quais são considerados substitutos dos dados instrumentais modernos (BRADKEY, 1999).

Dessa forma, é fundamental entender, no contexto de uma longa escala de tempo, quais são os efeitos das mudanças na temperatura média do ar nos sistemas glaciais e retroalimentações decorrentes (BRADKEY, 1999; RUDDIMAN, 2009). A história climática e glacial desde o Último Máximo Glacial (UMG) do fiorde da Baía do Almirantado (BA), assim como as enseadas *Martel*, *Ezcurra* e *Mackellar* está relacionada ao contexto de mudanças regionais das ilhas *Shetlands* do Sul. Verifica-se que os fiordes mantêm interações terrestres, criosféricas, oceânicas e atmosféricas dentro do sistema terrestre e são sensíveis às oscilações climáticas. Os processos de sedimentação que ocorrem nesses ambientes trazem informações de como estes respondem às modificações ambientais ligadas ao clima (BIANCHI *et al.*, 2020).

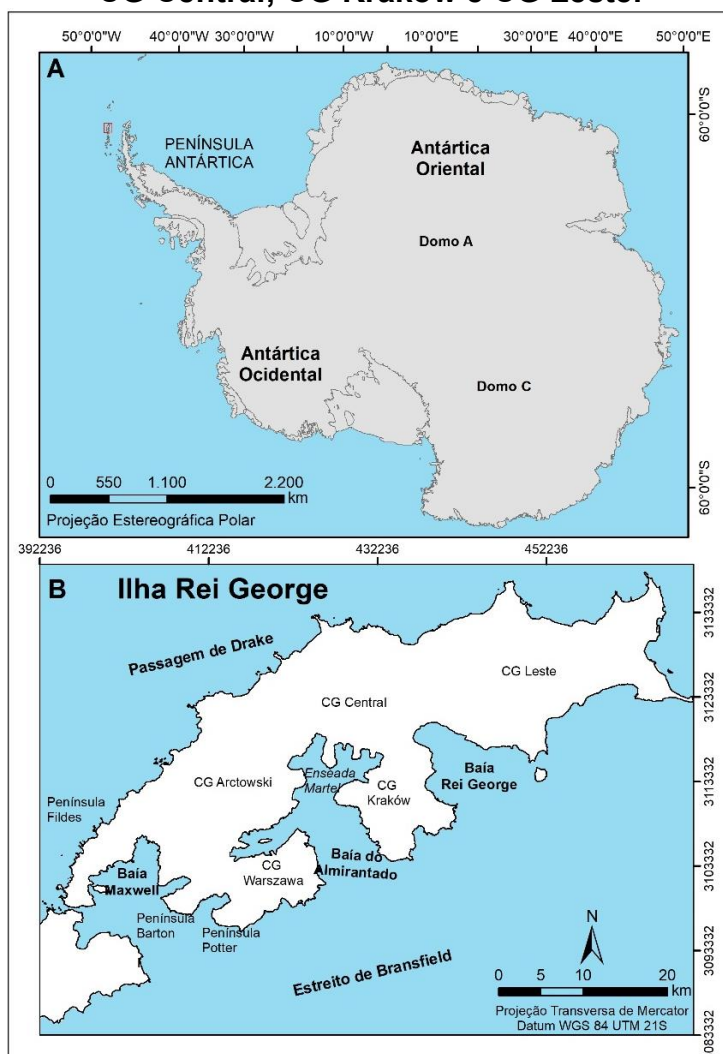
A porção central da BA revela um vale em U, com morainas que podem evidenciar a forma e extensão da margem das geleiras no passado. Assim, um inventário das informações geocronológicas e reconstruções paleoglaciais existentes para a região pode prover a interpretação da evolução da deglaciação e eventos de avanços no Holoceno na BA.

Sendo assim, o esforço de obter um referencial em um texto integrador dessas informações é relevante. Nesse viés, o artigo objetiva realizar uma revisão sistemática de literatura sobre os registros paleoclimáticos da evolução da deglaciação no Holoceno e um mapeamento das datações existentes na ilha Rei George (IRG), Antártica Marítima.

Um breve contexto climático e glaciológico da ilha Rei George

A IRG (62°12'0" S; 58°30'0" W) é a maior das ilhas *Shetlands* do Sul, sua área é de 1250 km², com 80 km em seu eixo sudoeste – nordeste e 15 km de largura aproximadamente, com 70 bacias de drenagem (BREMER, 1998). A maioria das geleiras são de desprendimento e fluem para baías, como a *Maxwell*, Rei George e Almirantado (Figura 1).

Figura 1 - B) Mapa de localização do fiorde da Baía do Almirantado na IRG, Antártica Marítima. Campo de Gelo (CG) Warszawa; CG Arctowski; CG Central; CG Kraków e CG Leste.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Na BA, predominam geleiras de término marinho, mas também há ambientes marginais ao gelo terrestres. Entre as geleiras de grande extensão estão a *Lange* (29,5 km² de área em 2000), *Viéville* (20,5 km²) e *Dobrowolski* (12,7 km²). Na BA o Brasil mantém a Estação Antártica Comandante Ferraz, a qual é destinada ao apoio das pesquisas na região.

Nas últimas décadas, as mudanças na temperatura do ar na Península Antártica (PA) são significativas, o aumento de temperatura no oceano antártico está relacionado à deglaciação (KEJNA; ARAZNY; SOBOTA, 2013). Entre 1981 e 2010, a estação Antártica de *Bellinghausen*, na porção sul da IRG, teve a maior temperatura média anual na PA (TURNER *et al.*, 2020). Pudelko *et al.* (2018) registraram mudanças anuais no número de dias com temperaturas positivas nas estações de *Bellinghausen*, *Jubany* e Ferraz na IRG de 1968 a 2010. O clima está relacionado ao controle de retração glacial, pois mudanças de temperatura alteram o regime de degelo (AQUINO, 1999) e o balanço de massa

das geleiras.

As ilhas *Shetlands* do Sul possuem clima subpolar marítimo, influenciado por ciclones que têm orientação de leste a oeste no entorno do continente antártico (SETZER et al., 2004). No período do verão pode haver temperaturas positivas na IRG (BRAUN et al., 2001). A média de temperatura anual para a área de estudo é de $-2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, sendo que para os meses de inverno varia entre $-15,5$ e $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e para o período do verão varia de $-1,3$ a $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (FERRON et al., 2004).

A IRG encontra-se em uma zona tectonicamente ativa, com falhas resultantes do processo de deformação estrutural ocorrido na IRG (BIRKENMAJER, 1989). Duas falhas importantes são registradas, com orientação ENE – WSW, a Falha *Ezcurra* e a Falha *Collins* (TOKARSKI, 1987). A IRG, apresenta vários blocos tectônicos separados por sua direção E-W e W-NW, com terrenos desarticulados entre si, com sistema de falhamentos com tendência NW-SE (KRAUS; POBLETE; ARRIAGADA, 2010).

A gênese da BA está no sistema de falhamentos, assim como as suas enseadas *Ezcurra*, *Mackellar* e *Martel* (CLAPPERTON, 1990; RAKUSA-SUSZEWSKI, 1993). Esses fiordes estiveram submetidos a diferentes glaciações e movimentos glacioeustáticos, desde o início do Oligoceno (BIRKENMAJER, 1991).

MATERIAIS E MÉTODOS

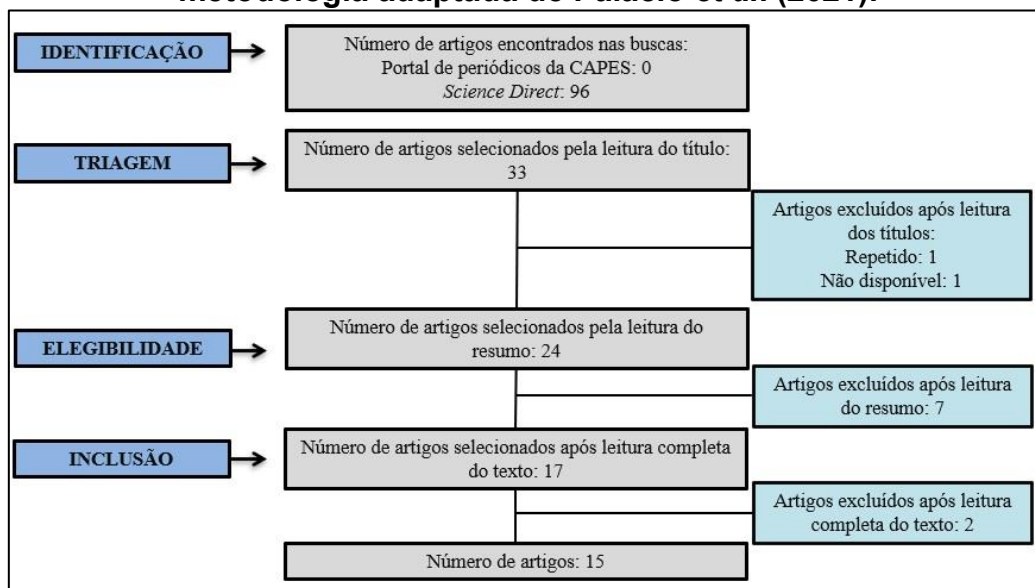
Levantamento bibliográfico

Salienta-se que foi escolhida a técnica de pesquisa bibliográfica para o desenvolvimento deste estudo, já que segundo Gil (2007), esta proporciona a investigação de mais fenômenos e uma área maior do que aquela que o pesquisador poderia diretamente avaliar. Para a Antártica, sobretudo, é essencial pois os trabalhos de campo realizados geralmente são em locais definidos e a possibilidade de fazer observações e coletas de dados em áreas mais amplas demanda de muita logística. Sendo assim, este estudo foi realizado com base em princípios da pesquisa integrativa, a qual visa analisar o conhecimento produzido atualmente sobre determinada temática, identificando, analisando e sintetizando resultados de diferentes estudos sobre o mesmo tema.

Para o desenvolvimento deste artigo foi realizada uma pesquisa bibliográfica baseada na busca de artigos em periódicos e capítulos de livros nas plataformas *Science Direct* e Portal de Periódicos da CAPES. Portanto, foi aplicada a metodologia de Palácio et al. (2021) que visou utilizar bases de dados com credibilidade científica, como artigos de periódicos em inglês e português, publicados até 2022.

Alguns critérios foram estabelecidos, além do uso das palavras-chave, pois nem todos os estudos científicos encontrados contemplavam os objetivos desta pesquisa (Figura 2). Nesse sentido, foram estabelecidas palavras-chave para os temas de interesse como: reconstrução de mantos de gelo, Holoceno, UMG, ilhas *Shetlands* do Sul, IRG e registros paleoclimáticos.

Figura 2 – Processo de seleção dos artigos nas bases de dados, metodologia adaptada de Palacio *et al.* (2021).



Fonte: Elaborado pelos autores.

Elaboração do mapa das datações existentes

Com base nas informações de datações contidas nos artigos utilizados para esta pesquisa bibliográfica, realizou-se um mapa com o intuito de espacializar e demonstrar onde há maior concentração de dados de datações para a IRG. Para isso, foi criado um arquivo shapefile com a localização das datações, utilizando o Sistema de Informações Geográficas (SIG) no ArcGIS™ 10.7.1. Na tabela de atributos foi inserido o número de pesquisas para cada um dos locais da IRG. Destaca-se que como as coordenadas geográficas da datação não estavam disponíveis em alguns trabalhos, se optou por inserir os pontos por áreas livres de gelo. A partir disso, usando a técnica de círculos geométricos proporcionais (MARTINELLI, 2003) o mapa foi gerado.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Registro do Último Máximo Glacial e a posterior deglaciação até a parte central dos fiordes

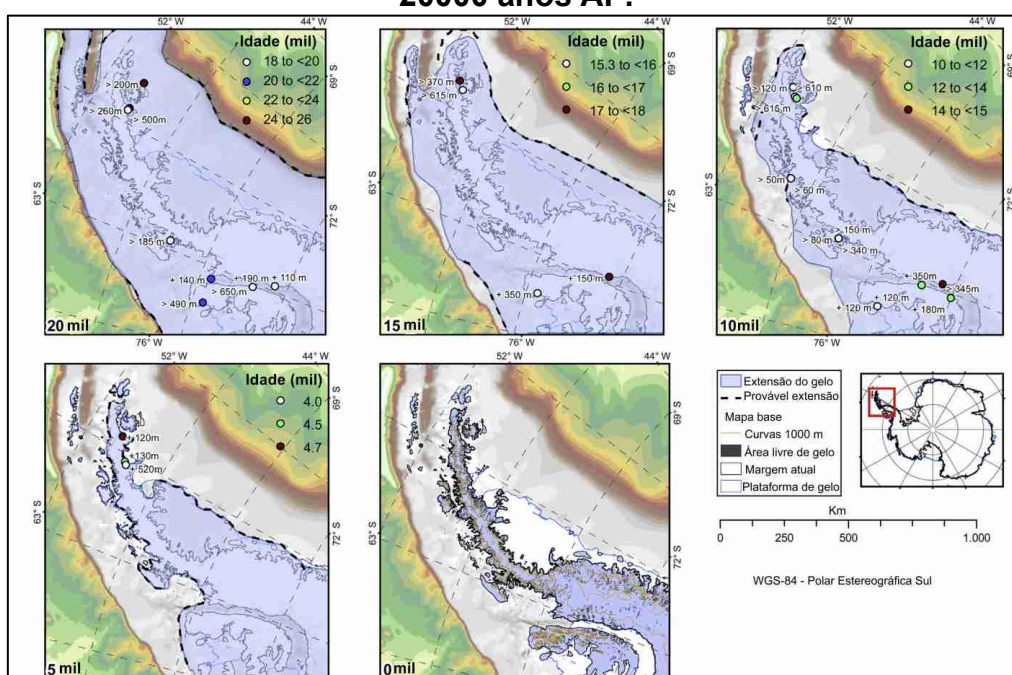
Os ciclos glaciais do Pleistoceno e do Holoceno na Antártica são registrados por testemunhos de gelo, registros marinhos e terrestres bem preservados, os quais representam a história climática do Hemisfério Sul e as interconexões climáticas com o Hemisfério Norte (BRADKEY, 1999; OLIVA; RUIZ-FERNANDEZ, 2020).

O UMG ocorreu há aproximadamente 21000 anos AP, o local mais notável desse evento é o Hemisfério Norte, onde mantos de gelo atingiram latitudes próximas a 45°N, dessa forma, uma grande porção da superfície terrestre entre

120°W e 90°E ao norte de 45°N, foi coberta por gelo modificando o clima do planeta (OLIVEIRA; CLAUZET; WAINER, 2007). Modelos de circulação atmosférico global indicaram uma temperatura do ar de 3,5 °C a 4 °C mais baixa que os dias atuais em escala global no UMG (HANSEN; TAKAHASHI, 1984).

Muitos estudos estimam que a última expansão máxima da cobertura glacial na região da PA tenha ocorrido entre 20000 e 18000 anos AP (INGÓLFSSON *et al.*, 1998). Ó Cofaigh *et al.* (2014) apontam que entre 25000 e 20000 anos a PA e as ilhas *Shetlands* do Sul estavam em sua extensão máxima de cobertura glacial, a partir do qual ocorreu o início da deglaciação (Figura 3).

Figura 3 - Reconstrução do manto de gelo da Península Antártica desde 20000 anos AP.



Fonte: Modificado de Ó Cofaigh *et al.* (2014).

O rápido fluxo das correntes de gelo derivadas do manto de gelo da PA no UMG é registrado em feições submarinas, como *Grounding-Zone Wedges* (GZW) e lineações glaciais de mega escala (*Mega-Scale Glacial Lineations* - MSGL) na plataforma externa do Vale Vega, ilha Vega, com mais de 1000 m de profundidade e localizado entre 63° e 67° ao nordeste da PA (HEROY; ANDERSON, 2005; BATCHELOR *et al.*, 2020).

Simms *et al.* (2011) através da batimetria e descrições de testemunhos de sedimentos e dados sísmicos, mapearam uma GZW que marca a extensão da calota glacial durante o UMG para a porção nordeste da IRG. Para a Baía *Maxwell* com o uso de dados sísmicos, batimétricos e datações por radiocarbono em testemunhos sedimentares, esclarecem a expansão ao sul da margem da calota de gelo das ilhas *Shetlands* do Sul. Esta alcançava o Estreito de *Bransfield*, que possui em seu ambiente glaciomarinho depósitos vindos de

fiordes em forma de leques, evidenciando presença de plataforma de gelo durante o UMG. Na Baía *Maxwell*, sedimentos glaciomarinheiros datam de 14,1 - 14,8 mil anos AP, aproximadamente.

Estudos de Fretwell *et al.* (2010) indicam que as ilhas *Shetlands* do Sul não foram ocupadas pelo manto de gelo da PA no UMG, mas por um sistema glacial independente e centralizado entre as ilhas *Robert* e *Greenwich*, localizadas ao sudoeste da IRG. Entre 20000 e 18000 AP no Pleistoceno Superior, ocorreu a extensão máxima da calota de gelo nas ilhas *Shetlands* do Sul (BIRKENMAJER, 1981). Neste período, a plataforma de gelo das ilhas *Shetlands* do Sul atingia, ao norte, uma extensão de 50 km em relação a sua atual localização, e ao sul, atingia os limites íngremes do Estreito de *Bransfield*. Na Baía *Maxwell* o paleofluxo glacial possuía aproximadamente 570 m de espessura (SIMMS *et al.*, 2011).

A deglaciação na Antártica teria iniciado entre 27 e 22 mil anos AP quando, de acordo com testemunhos de gelo, ou a partir de 18 mil anos AP, de acordo com testemunhos sedimentares lacustres, momento que a temperatura do ar iniciou a uma tendência de aumento (GIRALT *et al.*, 2020). Para a PA e região, a maioria das reconstruções *multiproxies* obtidas de sedimentos lacustres sugere um aquecimento Holocênico iniciando entre 11,5 e 9 mil anos BP, já a maioria dos processos de deglaciação são encontrados para 7 mil anos AP (ainda que algumas áreas da Península *Byers* ainda estivessem totalmente cobertas por gelo neste momento), enquanto o período Hipertermal de meados do Holoceno tenha ocorrido apenas entre 4,5 e 2 mil anos AP (GIRALT *et al.*, 2020).

Assim, verifica-se que a IRG passou por diversas fases de deglaciação desde o UMG (SEONG *et al.*, 2006). Ó Cofaigh *et al.* (2014) reconstruíram, através de dados marinhos e terrestres, a evolução da camada de gelo da PA e ilhas *Shetlands* do Sul com a deglaciação desde o UMG. Feições de relevo glaciais e subglaciais a leste e oeste da PA indicam diversas correntes de gelo que fluíam rapidamente ao longo de vales. A cronologia para o recuo da plataforma de gelo até os dias atuais é realizada por datações de radiocarbono em sedimentos glaciomarinheiros, lacustres e materiais orgânicos terrestres, além de datações com nuclídeos cosmogênicos em rochas.

Os estudos mostram que o processo de deglaciação é registrado na IRG, através da datação de materiais de fragmentos de conchas amostradas no ambiente glaciomarinheiro da Baía *Maxwell* (62°14'59" S; 58°50'59" W), em 13,7 mil anos AP (Ó CÓFAIGH *et al.*, 2014). Estes estudos corroboram com datações cosmogênicas em superfícies glaciais realizadas por Seong *et al.* (2009) na Península *Barton* (62°13'35" S; 58°46'44" W) IRG, que mostram o início da deglaciação em 15,5 ± 2,5 mil anos AP.

Fernandéz *et al.* (2021) realizaram datações por núcleos cosmogênicos ¹⁰Be em rochas ricas em quartzo e apontam para o início da perda de espessura glacial, a sudoeste da ilha *Livingston*, iniciado durante o UMG (22 mil anos AP, aproximadamente) e por volta de 14 a 13 mil anos AP esse processo foi intensificado, coincidindo com o começo da exposição de *nunataks*.

Pesquisas anteriores, como a de Sugden e Clapperton (1980), sugeriram que a deglaciação da região tenha começado anteriormente a 10000 anos AP. Já para Mäusbacher *et al.* (1989), que realizou datação com radiocarbono entre as ilhas Nelson e Rei George, o processo de deglaciação das ilhas *Shetlands* do Sul iniciou por volta de 8000 anos AP.

Com a evolução da deglaciação, a margem do gelo recuou aproximadamente 20 km na Baía *Maxwell*, IRG, até encontrar um ponto de ancoragem, onde ficou estabilizado até 10000 anos AP (SIMMS *et al.*, 2011). Por sua vez, há evidências que registram processos de deglaciação da IRG iniciados entre 9 e 5 mil anos AP (MÄUSBACHER *et al.*, 1989; HJORT; INGOLFSSON; BJÖRCK, 1992). No período de 9 mil anos AP, as geleiras da IRG tiveram retrações em direção às partes mais altas, deixando registrados pequenos fiordes, e algumas porções terrestres da IRG começaram a tornar-se áreas livres de gelo, intercalado por um reavanço por volta de 7 mil anos AP (MÄUSBACHER *et al.*, 1989).

Na Baía *Maxwell*, a variação nas taxas de carbono, sílica e diatomáceas, sugere rápido recuo glacial entre 10,1 e 8,2 anos cal AP (MILLIKEN *et al.*, 2009; Ó COFAIGH *et al.*, 2014). Por volta de 9 mil anos AP as geleiras de maré recuaram até a parte central do fiorde (SIMMS *et al.*, 2011).

Na área costeira das ilhas *Shetlands* do Sul são encontradas praias elevadas formadas pela elevação isostática devido a deglaciação após o UMG (JOHN; SUGDEN, 1971; BENTLEY *et al.*, 2005). Datação por radiocarbono em praias elevadas, com 18 a 21 m em relação ao nível médio dos mares, indicam sua formação há 7000 anos cal AP e a sua deglaciação por volta de 2000 anos AP (HALL, 2010).

Sugden e John (1973) constataram avanço glacial após 6000 anos AP. Barsch e Mäusbacher (1986b) dataram resquícios de pinguineiras de 6200 anos AP na península *Fildes* (62°12'20" S; 58°57'47" W), IRG, em praias com 18 m de elevação, que podem estar conexas ao ajuste glacioisostático ocorrido após a deglaciação. Para esse mesmo local praias holocênicas elevadas com 6 m de altitude datam de 7300 anos AP (JOHN; SUGDEN, 1971). Por sua vez, Rosa *et al.* (2013) identificaram em *Hennequin Point* (62°07'01" S; 58°23'12" W), IRG, praias elevadas, com formato lineares e curvas, paralelas à linha de costa.

Na Península *Fildes*, há evidências de recuo glacial holocênico com base na exposição de rochas estriadas (SEONG *et al.*, 2009) e início de sedimentação lacustre (MÄUSBACHER *et al.*, 1989). Ainda para a Península *Fildes*, os lagos *Kitezh* (62°11'59" S; 58°57'59" W) e *Long* (62°12'34" S; 58°58'30" W) estão localizados atrás de praias elevadas (16 m em relação ao nível médio dos mares), foram originalmente baías marinhas abertas e tornaram-se lagos durante o soerguimento glacioeustático da IRG. A transição do Holoceno Inferior levou a mudanças das condições marinhas para lacustres (MARTINEZ-MACCHIAVELLO *et al.*, 1996), conforme datações por radiocarbono em materiais com idade de 6000 anos AP no lago *Kitezh*, realizadas por Barsch e Mäusbacher (1986a) e Mäusbacher *et al.* (1989).

Os estudos paleoglaciológicos auxiliam na reconstrução de ambientes glaciais esclarecendo aspectos relacionados ao ritmo de avanços e recuos das geleiras desde o UMG. O entendimento da configuração ambiental desses locais ocorre

com base em testemunhos de gelo, registros de feições de relevo que ficam preservadas por longos períodos no ambiente subaéreo e nos fiordes.

Para as ilhas *Shetlands* do Sul, há registros mostrando que a expansão glacial máxima deu-se em torno de 20000 anos AP seguido por uma deglaciação das geleiras de maré até a parte central dos fiordes em aproximadamente 9000 anos AP. A obtenção desses registros ocorre através da identificação de feições de relevo glaciais, dados batimétricos, por meio de datações por radiocarbono em praias elevadas, sedimentos glaciomarinhas, lacustres, terrestres e datações por núclídeos cosmogênicos em rochas.

Holoceno Médio ao Holoceno Tardio – a deglaciação até a cabeceira dos fiordes e os reavanços glaciais

Na IRG, as geleiras estavam dentro dos seus limites atuais há 6000 anos AP (MARTINEZ-MACCHIAVELLO *et al.*, 1996, INGÓLFSSON, 2014) e posterior a 6000 anos AP a maior parte das geleiras da PA tinham tamanho semelhante ou menores ao atual (PALACIOS *et al.*, 2020). O recuo da margem das geleiras de maré na Baía *Maxwell* em fiordes tributários (enseadas/cabeceiras do fiorde) ocorreu entre 4,5 e 2,8 mil anos cal AP (YOON *et al.*, 2000). Embora que outro estudo afirme que este recuo tenha ocorrido há 5,9 mil anos AP (SIMMS *et al.*, 2011).

Estudos em sedimentos lacustres, turfeiras e musgos mostram que após as geleiras atingirem a costa atual seu recuo e desintegração foram mais lentos (BARSCH; MÄUSBACHER, 1986a; MÄUSBACHER *et al.*, 1989; ZALE; KARLÉN, 1989; MÄUSBACHER, 1991; INGÓLFSSON *et al.*, 1992; BJÖRCK *et al.*, 1996a e b; LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1996; HJORT *et al.*, 1997). Sendo assim, possivelmente na IRG as geleiras estavam nos limites atuais ou próximo a eles em 6000 anos AP (MARTINEZ-MACCHIAVELLO *et al.*, 1996).

Yoon *et al.* (2000) (Quadro 1) coletaram amostras de sedimentos nas Baías *Maxwell* (amostra S-19 coletada em 62°10'00" S; 58°30'00" W) e do Almirantado (amostra S-2 coletada em 62°08'00" S; 58°37'00" W), a 42 m de profundidade. Esses testemunhos sedimentares foram analisados quanto a presença de foraminíferos bentônicos, diatomáceas, carbono orgânico e sílica, com esses dados reconstruíram a paleoceanografia das baías e relacionaram com o processo de deglaciação da calota de gelo das ilhas *Shetlands* do Sul. Na Baía *Maxwell*, a baixa presença de diatomáceas, baixa sedimentação e esgotamento de carbono e sílica biogênica indicam um período frio entre 6200 e 4000 anos AP. A amostra S-19, obtida na Baía *Maxwell*, mostra que o início da sedimentação naquele ponto ocorreu em ± 6160 anos AP e a parte superior do testemunho é de ± 1280 anos AP.

Quadro 1 – Baía Maxwell. Resultados de datações AMS 14C e taxa de sedimentação dos testemunhos examinados.

Amostra	Profundidade de coleta (cm)	Idade (C14 BP)		Material
		Não corrigida	Corrigida	
Core S-19	20	2580±60	1280±60	Carbono orgânico
Core S-19	85	2860±60	1560±60	Carbono orgânico
Core S-19	140	5150±80	3850±80	Carbono orgânico
Core S-19	190	6130±120	4830±120	Carbono orgânico
Core S-19	230	7460±70	6160±70	Carbono orgânico
Core S-2	7	2160±60	860±60	Foraminífero calcítico
Core S-2	78	2460±50	1160±50	Foraminífero calcítico
Core S-2	118	2820±50*	1520±50	Foraminífero calcítico
Core S-2	118	2730±50*	1530±50	Carbono orgânico
Core S-2	128	3100±60	1800±60	Foraminífero calcítico

*Foi verificado se a datação em materiais diferentes de um mesmo local produz resultados idênticos, tanto em amostras de foraminíferos como em carbono orgânico. Não houve diferença significativa, de acordo com o quadro acima.

Fonte: Yoon *et al.* (2000).

Na BA, Birkenmajer *et al.* (1985) realizaram datações em testemunho de sedimento com 50 cm (turfeiras) coletadas em *Point Thomas* (62°16'79" S; 58°47'37" W, junto à estação polonesa *Arctowski*), onde mostra que a idade mínima de deglaciação para o local deu-se por volta de 5600 anos AP. Datações em musgos localizados nas margens da IRG assim como na Ilha Elefante mostram que também teve episódios de degelo em 5500 anos AP (BJÖRCK *et al.* 1991). Este período está relacionado ao *optimum* climático, com condições mais úmidas e quentes, até 4500 anos AP (OLIVA *et al.*, 2016).

Datações por radiocarbono em musgos e em turfeiras na margem leste do campo de gelo *Warszawa*, IRG, próximo à Estação Antártica Polonesa *Arctowski*, e ao sul da geleira *Ecology* (62°10'5" S; 58°35'83" W), apontam para uma fase de deglaciação nesta área há 4950 anos AP (BIRKENMAJER *et al.*, 1985) e 5000 a 4000 anos AP (FABISZEWSKI; WOJTUŃ, 1993; 1997). Este último registro está relacionado a idade da tundra amostrada de *Liano Point* (62°10" S; 58° 27'W), na face oeste de uma colina localizada a 200 m da costa e em uma cota de 36 m em relação ao nível médio dos mares.

No Holoceno, várias pesquisas sugerem que houve um avanço nas geleiras da PA e região, evidenciado por morainas de avanço e praias elevadas ao sul das ilhas *Shetlands* do Sul (SUGDEN; JOHN, 1973). Dessa forma, Mäusbacher (1991) e Ingólfsson (2014) verificaram evidências de expansão glacial para a IRG entre 5 e 4 mil anos AP, bem como há registros de avanço para este período para a ilha *Brabant*, em 5300 anos AP (HANSOM; FLINT, 1989; INGÓLFSSON, 2014). Para a Ilha *James Ross*, há dados sugerindo avanço glacial em 4600 anos AP (RABASSA, 1983).

Um *óptimum climático* (Máximo termal de meados do Holoceno Tardio) foi registrado para a PA entre 4,5 e 2,5 mil anos AP (INGOLFSSON, 2013). Ou entre 3169 e 2120 ano AP (STERKEN *et al.*, 2012). Ademais, datações por radiocarbono em morainas sugerem um avanço expressivo da geleira *Collins*, na Península de *Fildes*, IRG, em 3500 anos cal AP (HALL, 2007; 2009).

Oliva *et al.* (2016) denominam o evento de resfriamento climático e aumento do volume de gelo na PA como a Neoglaciação ocorrida entre 3000 e 900 anos AP. Os autores vão ao encontro do que sintetiza Björck *et al.* (1996a) ao reconhecer o período de 3000 anos AP como aquele em que as condições climáticas foram mais frias e secas, este que persistiu até 1.500 anos AP. De acordo com Oliva *et al.* (2016), depois deste Neoglacial, as condições climáticas foram mais quentes e mais úmidas, porém ainda mais frias quando comparadas ao *optimum* climático anterior ao Neoglacial. Na PA as geleiras passaram por avanços e retrações nos últimos 2500 anos (SUGDEN; JOHN, 1973; CURL, 1980; BIRKENMAJER, 1981; CLAPPERTON; SUGDEN, 1988; ZALE; KARLÉN, 1989; CLAPPERTON, 1990; LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1996; 2016) (Quadro 2).

Wöfl *et al.* (2016) identificaram um complexo morânico recente à frente da enseada *Potter* (IRG), e concluíram que essa feição está relacionada a mudanças nas condições climáticas e consequente estabilização da geleira *Fourcade* no período Neoglacial (entre 2600 e 1600 cal anos AP).

Quadro 2 - Síntese da evolução climática desde o UMG para a IRG obtida pela pesquisa e os referenciais bibliográficos.

Anos AP	Varição Climática	Flutuação paleoglaciológica	Registro paleoclimático
25000-18000	Tendência a resfriamento atmosférico	Máxima expansão glacial da PA e ilhas próximas (UMG)	Feições submarinas na plataforma externa (INGÓLFSSON, HJORT; HUMLUM, 1998; Ó COFAIGH <i>et al.</i> , 2014)
Anos AP	Varição Climática	Flutuação paleoglaciológica	Registro paleoclimático
Depois de 18000	Tendência a aquecimento atmosférico	Registro de diminuição da espessura do gelo na ilha <i>James Ross</i>	Glasser <i>et al.</i> (2011)
15500 ± 25000	Tendência a aquecimento atmosférico	Registro de deglaciação na Península <i>Barton</i> , baía <i>Maxwell</i>	Datação de materiais de fragmentos de conchas amostradas no ambiente glaciomarinho (Ó COFAIGH <i>et al.</i> , 2014)
13700	Tendência a aquecimento atmosférico	Registro da continuidade do recuo glacial na baía <i>Maxwell</i>	Datação cosmogênica de material rochoso superficial (SEONG <i>et al.</i> , 2009)
Antes de 10000	Tendência a aquecimento atmosférico	Deglaciação das ilhas <i>Shetlands</i> do Sul	John (1972), Sudgen; Clapperton (1980), Hjort; Ingolfsson; Björck, (1992); Ingolfsson <i>et al.</i> (1992)
10000	Tendência a aquecimento atmosférico	A margem do gelo na Baía <i>Maxwell</i> recuou até aproximadamente 20 km para um <i>pinning point</i> em meio ao fiorde.	Simms <i>et al.</i> , 2011

10100 – 8200	Tendência a aquecimento atmosférico	Variação nas taxas de sedimentação de materiais carbonáticos, sílicos e diatomáceas na Baía <i>Maxwell</i>	Datação por radiocarbono em sedimentos marinhos (MILLIKEN <i>et al.</i> 2009).
Entre 9000-5000	Tendência a aquecimento atmosférico	Deglaciação da IRG	Mäusbacher <i>et al.</i> (1989); Martinez-Macchiavello <i>et al.</i> (1996).
±7000	Tendência a resfriamento atmosférico	Grande avanço das geleiras na IRG	Mäusbacher <i>et al.</i> (1989); Hjort; Ingolfsson; Björck (1992); Ingolfsson <i>et al.</i> (1992).
Antes de 6000 anos	Tendência a aquecimento atmosférico	Praias holocênicas elevadas na costa atual em até 20 m na IRG devido ao derretimento de parte da cobertura glacial	Barsch; Mäusbacher (1986b)
6000 anos AP	Tendência a aquecimento atmosférico	Degelo na IRG	Datação de sedimentos lacustres na Península <i>Fildes</i> (MARTINEZ-MACCHIAVELLO <i>et al.</i> , 1996)
6000-5000	Tendência a aquecimento atmosférico	Uma maior deglaciação na IRG	Hjort; Ingolfsson; Björck (1992); Ingolfsson <i>et al.</i> (1992)
3000 anos	Tendência a resfriamento atmosférico	Provável avanço das geleiras nas ilhas <i>Shetlands</i> do Sul	Mäusbacher <i>et al.</i> (1989)
Entre 3000-1000	Tendência a resfriamento atmosférico	Reavanço nas geleiras <i>outlet</i> das ilhas <i>Shetlands</i> do Sul ao longo dos vales glaciais atuais	Barsch; Mäusbacher (1986)
Entre 3000-2500	Máximo termal do Holoceno (condições mais úmidas e amenas)	Deglaciação	Björck <i>et al.</i> (1993)
Anos AP	Variação Climática	Flutuação paleoglaciológica	Registro paleoclimático
2500	Tendência a resfriamento atmosférico	Expansão glacial	Björck <i>et al.</i> (1993)
Entre 1800-1200	Tendência a resfriamento atmosférico	Expansão glacial	Seong <i>et al.</i> (2006); Sugden; John (1973)
1900	Tendência a aquecimento atmosférico	Deglaciação até as partes mais rasas do fiorde da Baía do Almirantado	Yoon <i>et al.</i> (2000)
1200	Tendência a aquecimento atmosférico	Evolução da deglaciação da plataforma rasa da Baía do Almirantado	Yoon <i>et al.</i> (2000)
1200	Tendência a aquecimento atmosférico	O Fiorde tributário da Baía do Almirantado tornou-se água aberta	Yoon <i>et al.</i> (2000)
~730; ~180	Tendência a resfriamento atmosférico	Avanço glacial na IRG	Datações liquenométricas (CURL, 1980; BIRKENMAJER, 1981;

(em 1240, 1720, 1780-1822)			CLAPPERTON; SUGDEN 1988; BJÖRCK <i>et al.</i> , 1996b)
1868 - 1915	Tendência a resfriamento atmosférico	Formação de morainas durante a PIG	Datações liquenométricas (ANGIEL; DAŹSKI, 2012).
450-250 anos cal AP	Tendência a resfriamento atmosférico	Reavanço das geleiras na IRG	Datações por luminescência em morainas terrestres. (SIMMS <i>et al.</i> , 2012)

Fonte: Elaborado pelos autores.

A reconstrução da temperatura baseada no registro de testemunho de gelo de idade até 50000 AP coletado na ilha *James Ross*, considerado o mais próximo da IRG obtido neste período, evidencia que plataformas de gelo se estendiam próximo ao setor norte da PA no Holoceno Superior durante um resfriamento pronunciado a partir de 2500 AP (MULVANEY *et al.*, 2012). Este resfriamento foi parte da variabilidade climática em escala de milênios de anos com anomalias opostas nos lados Oriental e Ocidental da Antártica (MULVANEY *et al.*, 2012).

Na Baía *Maxwell*, geleiras de maré recuaram entre 4,5-2,8 mil anos AP, com presença de gelo em pequenas enseadas até 1700 anos AP (YOON *et al.*, 2000). Simms *et al.* (2011) identificaram um avanço Neoglacial por volta de 1700 anos AP ao analisarem registros na Baía *Maxwell*. A deglaciação da plataforma rasa da BA (enseada *Martel*) ocorreu entre 1900-1200 anos cal AP (YOON *et al.*, 2000).

Para a enseada *Martel*, há estudos que realizaram datações em foraminíferos demonstrando possíveis datas de sua deposição. Como exemplo, Yoon (2000), que obteve coleta de foraminíferos na enseada *Martel* (62°12'0" S; 58°30'0" W), próximo à geleira *Dobrowolski*, identificou um depósito morânico que registrou o avanço glacial. O início da deposição sedimentar ocorre em aproximadamente 1800 anos AP e a parte superior do testemunho sedimentar (7cm) data de ±860 anos AP. Os registros sedimentares indicam que a plataforma mais rasa ao longo da margem da BA foi deglaciada há cerca de 1900 anos cal AP e tornou-se totalmente água aberta em 1200 anos cal AP (YOON, 2000) (Quadro 2).

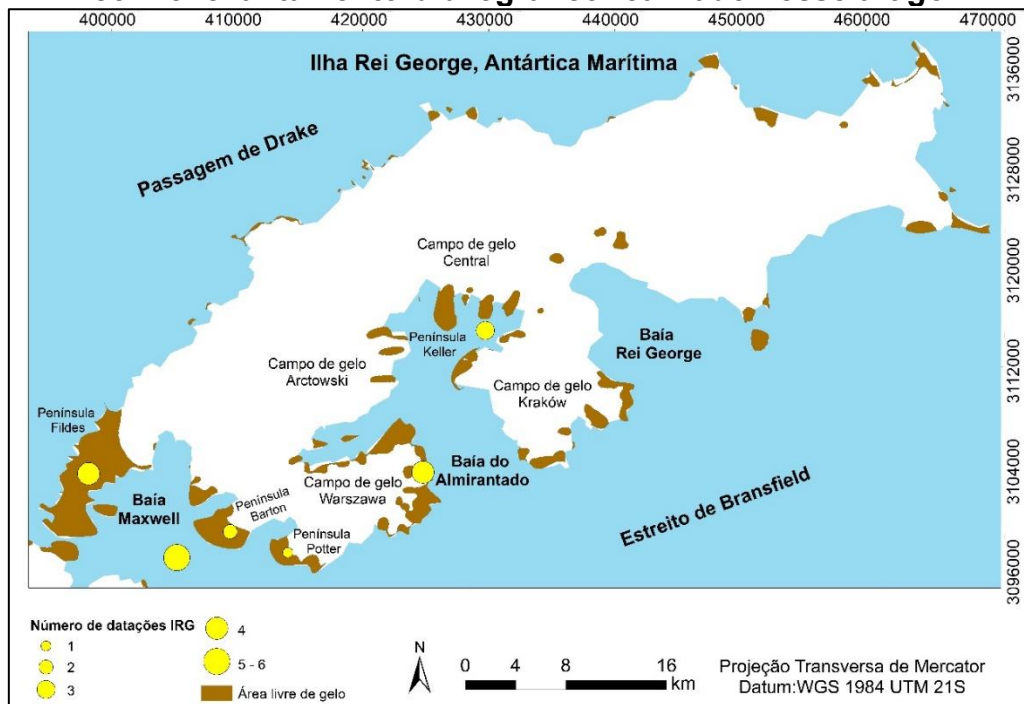
Alguns estudos apontam para uma configuração glacial na IRG semelhante aos limites atuais em aproximadamente 6000 anos AP e afirmam que a partir desse momento o processo de recuo das geleiras foi mais lento. A área de estudo também passou por uma fase de *óptimum* climático (Máximo termal do Holoceno) em 4500 anos AP, momento de condições mais úmidas e amenas e por um avanço glacial expressivo registrado na península *Fildes* em 3500 anos AP, com condições climáticas mais frias e secas. Com tendência de aquecimento atmosférico, a partir de 1900 anos AP, ocorreu a evolução da deglaciação da plataforma rasa da BA, seguida por reavanços glaciais.

Pequena Idade do Gelo na ilha Rei George, Antártica Marítima

De acordo com o levantamento bibliográfico realizado nesse artigo, observa-se que os estudos que incluem datações na IRG, estão concentrados,

principalmente, na Baía *Maxwell* (6 publicações), Península *Fildes* (4 publicações), e em menor quantidade em outros setores, como na margem leste do campo de gelo *Warszawa* (4 publicações), enseada *Martel* (3 publicações), Península *Barton* (2 publicações) e Península *Potter* (1 publicação) (Figura 4).

Figura 4 - Mapa com a espacialização das datações na IRG de acordo com o levantamento bibliográfico realizado nesse artigo.



Fonte: Elaborado pelos autores.

De forma geral, nas ilhas *Shetlands* do Sul, Curl (1980), Birkenmajer (1981), Clapperton e Sugden (1988) e Björck *et al.* (1996b) encontraram evidências para expansões glaciais na forma de morainas de avanço e estas são encontradas cobrindo as praias elevadas Holocênicas. Há datações de reavanços nos anos de 1240, 1720, 1780 – 1822 (CURL, 1980; BIRKENMAJER, 1981). Nesse viés, datações em morainas, na ilha *Livingston*, mostram um avanço glacial há 300 anos atrás, ou seja, em 1650 (BJÖRCK *et al.*, 1996a; OLIVA *et al.*, 2016).

A ocorrência de eventos frios Neoglaciais estão conexos à PIG, o que foi registrado por morainas terrestres identificadas por Hall (2007), por Simms *et al.* (2012) e por Angiel e Dąbski (2012), todas localizadas na IRG. Datações liquenométricas no sul das ilhas *Shetlands* do Sul datam essa expansão em 1240, 1720 e entre 1780 e 1822 (BIRKENMAJER, 1981). As geleiras oscilaram na PA e região nos últimos 3 ou 2,5 mil anos AP devido à variabilidade climática e os avanços glaciais ocorridos nas ilhas *Shetlands* do Sul foram relacionados com resfriamento da PIG (INGOLFSSON, 2014).

Hall (2007) obteve registros morânicos (datação por radiocarbono) de aproximadamente 650 – 260 anos cal AP relacionados a um último avanço da geleira *Collins* (62°10'04" S; 58°53'22" W), na península *Fildes*. Datações em líquens confirmam que as morainas mais antigas da geleira *Ecology* (IRG), tem

formação entre 1880 e 1915, demarcando a extensão glacial da PIG no local (ANGIEL; DAŹSKI, 2012). Seong *et al.* (2006) evidenciaram avanço nas geleiras, entre os anos de 1200 e 1800, com base em datações por radiocarbono em morainas. No mesmo sentido, Simms *et al.* (2012) apontam para o reavanço das geleiras na IRG durante eventos de clima frios, há 450-250 anos cal AP, com base em datações por luminescência óptica estimulada em morainas terrestres.

Há datações para as praias elevadas nas ilhas *Shetlands* do Sul que indicam a sua formação entre 200 e 700 anos AP. Os autores atribuem este estágio de formação de praias elevadas também ao rápido recuo pós PIG, sendo que a formação da praia resulta da maior exposição às ondas durante os períodos de redução do gelo marinho observada a partir da comparação com os *proxies* de gelo marinho do Holoceno (SIMKINS, 2014).

Há morainas laterais e terminais que marcam antigas extensões das geleiras *Noble*, *Flagstaff* e *Ferguson*, na Península *Keller* (62°05'12" S; 58°23'50" W) (IRG) e algumas registram avanço glacial de cerca de 740 anos atrás (BIRKENMAJER 1979).

A extensão máxima das geleiras na IRG durante o Holoceno Tardio (últimos 4200 anos aproximadamente), é marcada por extensas morainas *ice-cored*, que se formaram ao final da PIG no início do século XX. Estudos liquenométricos das idades de morainas na Área Antártica Especialmente Protegida (ASPA) 128 (62°12'0" S; 58°30'0" W), IRG, indicam que o recuo da geleira após a PIG foi relativamente lento até a década de 1940 (ANGIEL; DAŹSKI, 2012). A ocorrência da PIG também foi registrada por cristas transversais distais marinhas no setor interno dos fiordes na PA (GARCÍA *et al.*, 2016).

Observando a história paleoclimática desta região da Antártica com as demais regiões da Antártica, observa-se um sincronismo, principalmente quando se considera os registros das mudanças climáticas nos últimos 2000 anos (MOY *et al.*, 2009).

A temperatura atmosférica reconstruída a partir do testemunho JRI (parte norte da PA) evidencia o resfriamento pronunciado há 600 AP (MULVANEY *et al.*, 2012). De forma geral, a Antártica passou por condições mais frias e mais secas, com maiores velocidades de vento e uma maior extensão do gelo marinho na PIG (BERTLER; MAYEWSKI; CARTER 2011) e aumento dos ventos de Oeste (MAYEWSKI *et al.*, 2004; YAN *et al.*, 2005) relacionado à tendência de migração do cavado circumpolar em direção ao polo, que tem sido expresso por uma tendência positiva no Modo Anular Sul (SAM).

Mosley Thompson *et al.* (1990) mostraram a reconstrução da temperatura atmosférica para a PIG na Antártica, com base em um testemunho de gelo obtido na Estação *Siple* na PA (bem datado e em uma área de alta acumulação de neve). Os autores têm registros de temperatura até 1430 DC, ou seja, abrange o último Neoglacial (1500 – 1900 DC). Morgan (1985), por exemplo, indica um amplo período de resfriamento entre 1500 e 1850, seguido pelo gradual aquecimento até o presente, com registros de testemunho de gelo no Domo *Law* (66°46' S; 112°48' E). O registro de temperatura no Domo C (74°39'S; 124°10'E) sugere condições de resfriamento de 1200 a 1800 (BENOIST *et al.*, 1982). Dados para o Mar de *Ross* evidenciam que durante a PIG as temperaturas da superfície eram de aproximadamente 2 °C mais baixas, assim como menores temperaturas para a superfície do mar no Oceano Antártico, aumento da

extensão de gelo marinho, fortes ventos catabáticos e atenuação de acúmulo nival. De maneira geral, nesse período, a Antártica foi mais fria e tempestuosa (BERTLER; MAYEWSKI, CARTER, 2011).

Simms *et al.* (2021) realizaram datações em praias elevadas de três locais da região da PA, ilha *Joinville*, ilha *Greenwich* e Baía de *Marguerite*, evidenciando que a PIG ocorreu entre os anos de 1550 e 1860 CE e podem ter ocorrido dois avanços diferentes no período. Esse processo de resfriamento indica, não somente um fato local, mas faz parte de um padrão climático regional e contemporâneo a registros de resfriamento em outras partes da terra. Devido a sincronidade, esses fatos são atribuídos a dinâmica da atividade solar ou vulcânica.

Por fim, destaca-se que a PIG foi definida com base em avanços glaciais em outros continentes, como na Europa, com clima mais frio em todo o Hemisfério Norte (GROVE, 1988). Trata-se de uma mudança importante ocorrida nos últimos cinco mil anos e sugere-se que ela seja o evento mais recente de *Dansgaard-Oeschger*, que são oscilações climáticas abruptas em grande escala no último período glacial (GROVE, 1988). A Nova Zelândia que tem relação climática (KIDSTON; RENWICK; MCGREGOR, 2009) e oceânica (CARTER *et al.*, 2008) com a Antártica também passou por um resfriamento que teve início entre 1250 e 1350 DC, com pico entre 1500 e 1650 DC (LORREY *et al.*, 2008). O sul da América do Sul passou por mudanças climáticas, com registro de avanço de geleiras marcados pela formação de morainas recessionais de avanço entre 1600 e 1900 aproximadamente (KOCH; KILIAN, 2005; MOY *et al.*, 2009).

As datações revelam que assim como na América do Norte, a Antártica também passou por um período de resfriamento mais recente, a PIG, esse momento de resfriamento e expansão glacial na IRG é evidenciado com base na obtenção de datações e a presença de feições de relevo glaciais erosivas e deposicionais, as quais auxiliam na reconstrução precisa das flutuações glaciais ao longo do Holoceno para as baías e enseadas da IRG. Estes dados contribuem para a extração de geocronologias do ambiente glacial, os fiordes, por exemplo, auxiliam os estudos paleoglaciológicos e paleoclimáticos uma vez que guardam por longos períodos geofomas glaciais preservadas, registrando antigas posições das geleiras.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apresentou-se uma pesquisa bibliográfica sobre a evolução dos limites glaciais desde o UMG até a posição atual das frentes das geleiras na IRG. Destaca-se a importância do levantamento bibliográfico e compreensão dos dados já obtidos para a área de estudo, haja vista que pode-se compreender o comportamento das geleiras para toda a IRG, o que seria difícil de ser realizado diante das questões logísticas e financeiras que envolvem a pesquisa de campo na Antártica. A partir dos resultados desta pesquisa, o projeto para a IRG irá avançar, buscando dados para uma porção específica, a baía do Almirantado, por se constituir em uma área de rápidas mudanças ambientais e que demanda de análises temporais.

Os registros na IRG mostram que há evidências: a) início da deglaciação da IRG iniciaram há 9000 anos AP levando a ao recuo das geleiras de descarga até a parte central dos fiordes, formando feições de relevo submarino; b) relacionado ao *optimum* climático desde 4500 anos AP é registrado o recuo da margem das geleiras de maré na Baía *Maxwell* até a cabeceira do fiorde (enseadas) (entre 4500 e 2800 anos cal AP); c) avanço nas geleiras há 3500 anos AP; d) as geleiras passaram por avanços e retrações até 1700 anos AP e há registro de estabilização da geleira *Fourcade* (que flui para um fiorde tributário do fiorde *Maxwell*) no período Neoglacial (entre 2600 e 1600 cal anos AP); e) registros em duas áreas da IRG e na parte nordeste e Baía *Maxwell* identificaram um avanço Neoglacial por volta de 1700 anos AP; f) deglaciação da plataforma rasa do fiorde tributário da BA (enseada *Martel*) iniciado em 1900 e evoluído em 1200 anos AP; g) eventos frios Neoglaciais conexos à PIG e morainas terrestres.

Há uma variedade de arquivos e *proxies* que cobrem o Holoceno e a deglaciação desde o UMG. A maior parte dos dados que mostram a expansão glacial e a história de deglaciação é comprovada por depósitos marinhos datados por radiocarbono. Os registros datados são principalmente relacionados a praias elevadas e depósitos lacustres, os quais tiveram contribuição glacial. Há poucos registros datados por liquenometria e datação por radiocarbono em depósitos morânicos.

Verifica-se que os fiordes registram as informações de como as geleiras de descarga da ilha respondem às modificações ambientais ligadas ao clima. O estudo apresentado mostra a relevância da obtenção de um maior número de registros sedimentares datados no ambiente marinho das baías da IRG. São necessários registros de datações marinhas que cubram toda a BA e suas enseadas, ou alguns pontos estratégicos que permitam reconstruir espacial e temporalmente a evolução da deglaciação no Holoceno para toda a BA com mais precisão. De acordo com o levantamento bibliográfico realizado nesse artigo, observa-se que há mais estudos de datações para as áreas da Península *Fildes* e Baía *Maxwell* enquanto para as demais áreas da IRG as datações são escassas (Figura 4). A obtenção destas informações auxilia na geocronologia de ambientes, assim como podem servir de apoio ao mapeamento geomorfológico e reconstrução da margem glacial.

Considera-se relevante que a interpretação destes registros paleoclimáticos nos últimos 2000 anos possa ser amplamente discutida com enfoque nos aspectos que relacionam os mecanismos forçantes e interconexões interanuais entre esta região da Antártica e as demais regiões, assim como as interconexões entre as altas latitudes e as baixas latitudes.

A continuidade de estudos que mostram a configuração espacial das geoformas deposicionais e erosivas nos fiordes e a reconstrução da história glacial destes, representarão um avanço no maior entendimento dos registros de avanços e retrações glaciais na IRG.

Agradecimentos: Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR),

Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) e Centro Polar e Climático (CPC).

REFERÊNCIAS

- ANGIEL, P.J.; DAŹSKI, M. Lichenometric ages of the little ice age moraines on King George Island and of the last volcanic activity on penguin island (West Antarctic). **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, Sweden, v. 94, n. 3, p. 395–412, 2012.
- AQUINO, F.E. **Sedimentação moderna associada à geleira de maré Lange, ilha Rei George, Antártica**. 106 p. Dissertação de mestrado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1999.
- BARSCH, D.; MÄUSBACHER, R. Beiträge zur Vergletscherungsgeschichte und zur Reliefentwicklung der Südshetland Insel. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Germany, v. 61, p. 25–37, 1986a.
- BARSCH, D.; MÄUSBACHER, R. New Data on the relief development of the South Shetland Islands. **Antarctic- Interdisciplinary Science Review**, England, v. 11 n. 2, p. 211–218, 1986b.
- BATCHELOR, C.L.; MONTELLI, A.; OTTESEN, D.; EVANS, J.; DOWDESWELL, E.K.; CHRISTIE, F.D.W.; DOWDESWELL, J.A. New insights into the formation of submarine glacial landforms from high-resolution Autonomous Underwater Vehicle data. **Geomorphology**, London, v. 107396, 2020.
- BENOIST, J.P.; JOUZEL, J.; LORIUS, C.; MERLIVAT, L.; POURCHET, M. Isotope climatic record over the last 2.5 ka from Dome C, Antarctic, ice cores. **Annals of Glaciology**, Cambridge, v. 3, p. 17-22, 1982.
- BENTLEY, M.; HODGSON, D.; SMITH, J.A.; COX, N. Relative sea-level curves for the South Shetland Islands and Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 24, p. 1203-1216, 2005.
- BERTLER, N.A.N.; MAYEWSKI, P.A.; CARTER, L. Cold conditions in Antarctic during the Little Ice Age — Implications for abrupt climate change mechanisms. **Earth and Planetary Science Letters**, Northern Ireland, v. 308, n. 1-2, p. 41–51, 2011.
- BIANCHI, T.S.; ARNDT, S.; WILLIAN, E.N.A.; BENN, D.I.; BERTRAND, S.; CUI, X.; FAUST, J.; KOZIOROWSKA-MAKUCH, J.; CHRISTOPHER, M.M.; SAVAGE, C.; SMEATON, C.; SMITH, R.; SYVITSKI, J. Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). **Earth Science Review**, USA, v. 203, p. 103145, 2020.
- BIRKENMAJER, K. Age of the Penguin Island Volcano, South Shetland Islands (West Antarctic), by the lichenometric method. **Bulletin Polish Academy of Sciences**, Warsaw, v. 27, n. 1-2, p. 69-76, 1979.
- BIRKENMAJER, K. Raised marine features and glacial history in the vicinity of Arctowski Station, King George Island (South Shetland Islands, Antarctic). **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 29, n. 2, p. 109-117, 1981.

BIRKENMAJER K. Pre-Quaternary glaciations of West Antarctic: Evidence from the South Shetland Islands. **Polish Polar Research**, Warsaw, p. 5 n. 3-4, p.319 - 329, 1985.

BIRKENMAJER, K. King George Island. In: DALZIEL, I.W.D.; BIRKENMAJER, K.; MPODOZIS, C.; RAMOS, V.A.; THOMSON, M.R.A (Eds.). **Tectonics of the Scotia Arc. Antarctica**, p. 144-121, 1989.

BIRKENMAJER, K. Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, west Antarctic: evaluation of data. In: THOMSON, M.R.A.; CRAME, J.A.; THOMSON, J.W. (Eds.). **Geological evolution of Antarctic**. Cambridge: Cambridge University Press, 1991, p. 627-632.

BJÖRCK, S.N.; MALMER, C.; HJORT, P.; SANDGREN, Ó.; INGÓLFSSON, B.; WALLÉN, R.I.L.; SMITH, B.; LIEDBERG, J. Stratigraphic and paleoclimatic studies of a 5,500-year-old moss bank on Elephant Island, Antarctic. **Arctic and Alpine Research**, London, v. 23, p. 361–374, 1991.

BJÖRCK, S.; HÅKANSSON, H.; OLSSON, S.; BARNEKOW, L.; JANSENS, J. Paleoclimatic studies in South Shetland Islands, Antarctic, based on numerous stratigraphic variables in lake sediments. **Journal of Paleolimnology**, Switzerland, v. 8, p. 233–272, 1993.

BJÖRCK, S.H.; OLSSON, S.; ELLIS-EVANS, C.; HUMLUM, O.; LIRIO, J.M. Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, USA, v. 113, p. 195–220, 1996a.

BJÖRCK, S.; HJORT, C.; INGÓLFSSON, O.; ZALE, R.; ISING, J. Holocene deglaciation chronology from lake sediments. In: LOPEZ-MARTÍNEZ, J.; THOMSON, M.R.A.; ARCHE, A.; BJÖRCK, S.; ELLIS-EVANS, J.C.; HATHWAY, B.; HERNÁNDEZ-CIFUENTES, F.; HJORT, C.; INGÓLFSSON, O.; ISING, J.; LOMAS, S.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; SERRANO, E.; ZALE, R.; KING, S. (Eds.). **Geomorphological Map of Byers Peninsula, Livingston Island**. Cambridge: **British Antarctic Survey**, Cambridge, 1996b, p. 49–51.

BRADKEY, R.S. **Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary**. USA: Elsevier Academic Press, International Geophysics Series. 1999, v. 68, 614 p.

BRAUN M.; SAURER H.; VOGT S; SIMÕES J.C.; GROSSMANN H. The Influence of Large-scale Atmospheric Circulation on the Surface Energy Balance of the King George Island Ice. **International Journal of Climatology**, Czech Republic, v. 21, p 21–36, 2001.

BREMER, U.F. **Morfologia e bacias de drenagem da cobertura de gelo da ilha Rei George, Antártica**. 117p. Dissertação de mestrado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1998.

CARTER, L.; MANIGHETTI, B.; GANSEN, G.; NORTHCOTE, L.; SW Pacific modulation of abrupt climate change during the Antarctic Cold Reversal-Younger Dryas. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, USA, v. 260, p. 284–298, 2008.

CLAPPERTON, C.M.; SUGDEN, D.E. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctic. **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 7, p. 185–198, 1988.

CLAPPERTON, C.M. Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area. **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 9, p. 229–252, 1990.

CURL, J.E. A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctic. **Institute of Polar Studies Report**, USA, v. 63, 129 p. 1980.

FABISZEWSKI, J.; WOJTUŃ, B. Peat-forming vegetation. In: RAKUSA-SUSZCZEWSKI (Ed.). **The Maritime Antarctic Coastal Ecosystem of Admiralty Bay**. Warsaw: Polish Polar Research, 1993, p. 189–1195.

FABISZEWSKI, J.; WOJTUŃ, B. The occurrence and development of peat mounds on King George Island (Maritime Antarctic). **Acta Societatis Botanicorum Poloniae**, Poland, v. 66, n. 2, p. 223–229, 1997.

FASTOOK, J.L.; HUGHES, T.J. New perspectives on paleoglaciology. **Quaternary Science Reviews**, 80, 169–194, 2013.

FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, J.M.; OLIVA, M.; PALACIOS, D.; GARCIA-OTEYZA, J.; NAVARRO, F.J.; SCHIMMELPFENNIG, I.; LÉANNI, L.; TEAM, A. Ice thinning on nunataks during the glacial to interglacial transition in the Antarctic Peninsula region according to Cosmic-Ray Exposure dating: Evidence and uncertainties. **Quaternary Science Reviews**, v. 264, 107029. 2021.

FERRON, F.A.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E.; SETZER, A.W. Air Temperature Time Series for King George Island, Antarctic. **Pesquisa Antártica Brasileira**, Brasil, v. 4, p. 155–169, 2004.

FRETWELL, P.T.; HODGSON, D.A.; WATCHAM, E.; BENTLEY, M.J.; ROBERTS, S.J. Holocene isostatic uplift of the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, modelled from raised beaches. **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 29, p. 1880–1893, 2010.

GARCÍA, M.; DOWDESWELL, J.A.; NOORMETS, R.; HOGAN, K.A.; EVANS, J.; Ó COFAIGH, C.; LARTER, R.D. Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behaviour since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 153, p. 122–138, 2016.

GIL, A. C. Como elaborar projetos de pesquisa. 4. ed. São Paulo: Atlas, 2007.

GIRALT, S.; HERNÁNDEZ, A.; PLA-RABES, S.; ANTONIADES, D.; TORO, M.; GRANADOS, I.; OLIVA, M. Holocene environmental changes inferred from Antarctic lake sediments. In: OLIVA, M.; RUIZ-FERNANDEZ, J. (Eds.). **Past Antarctic: Paleoclimatology and Climate Change**. London: Academic Press, 2020, p. 51 – 65.

GLASSER, N.F.; SCAMBOS T.A.; BOHLANDER J.; TRUFFER M.; PETTIT, E.; DAVIES, B. J. From ice-shelf tributary to tidewater glacier: continued rapid recession, acceleration and thinning of Röhss Glacier following the 1995 collapse

of the Prince Gustav Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, Cambridge, v. 57, p. 397–406, 2011.

GROVE, J.M. **The Little Ice Age**. London: Methuen, 1988. 498 p.

HALL, B.L. Late-Holocene advance of the Collins ice cap, King George Island, South Shetland islands. **The Holocene**, United Kingdom, v. 17, p. 1253-1258, 2007.

HALL, B.L. Holocene glacial history of Antarctica and the sub-Antarctic islands. **Quaternary Science Review**, v. 28, p. 2213–2230. 2009.

HALL, B.L. Holocene relative sea-level changes and ice fluctuations in the South Shetland Islands. **Global and Planetary Change**, China, v. 74, p.15-26, 2010.

HANSEN, J.E.; TAKAHASHI, T. **Climate process and climate sensitivity**. Geophysical Monograph Series, v. 29. 1984, 368 p.

HANSOM, J.D.; FLINT, C.P. Short notes. Holocene ice fluctuations on Brabant Island, Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, Cambridge. v. 1, p. 165–166, 1989.

HEROY, D.C.; ANDERSON, J.B. Ice-sheet extent of the Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum (LGM) e insights from glacial geomorphology. **GSA Bulletin**, USA, v. 117, p. 1497-1512, 2005.

HJORT, C.; INGOLFSSON, O.; BJÖRCK, S. The last major deglaciation in the Antarctic Peninsula region. A review of recent Swedish Quaternary research. In: YOSHIDA, Y.; KAMINUMA, K.; SHIRAIISHI, K. (Eds.). **Recent Progress in Antarctic Earth Science**. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1992, p.741–743.

HJORT, C.; INGÓLFSSON, Ó.; MÖLLER, P.; LIRIO, J.M. Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Journal of Quaternary Science**, United Kingdom, v. 12, p. 259–273, 1997.

INGOLFSSON, O.; HJORT, C.; BJÖRCK, S.; SMITH, R. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Boreas**, Dinamarca, v. 21, n. 3, p. 198–222, 1992.

INGÓLFSSON, O.; HJORT, C.; BERKMAN, P.; BJÖRCK, S.; COLHOUN, E.; GOODWIN, I.D.; HALL, B.; HIRAKAWA, K.; MELLES, M.; MOLLER, P.; PRENTICE, M. Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. **Antarctic Science**, Cambridge, v.10, p. 326–344, 1998.

INGÓLFSSON, Ó. Late Quaternary of Antarctica. **Encyclopedia of Quaternary Science**, p. 216–223. 2013.

INGÓLFSSON, Ó. Late Quaternary Glaciation of Antarctica. **Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences**. 2014.

JOHN, B.S.; SUGDEN, D.E. Raised Marine Features and Phases of Glaciation in the South Shetland Islands. **British Antarctic Survey Bulletin**, Cambridge, v. 24, p. 45-111, 1971.

JOHN, B.S. Evidence from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctic. In: SUGDEN, D.E.; PRICE, R.J. (Eds.). **Polar Geomorphology**. London: Institute of British Geographers, 1972, p. 75–92.

KEJNA, M.; ARAZNY, A.; SOBOTA, I. Climatic change on King George Island in the years 1948 – 2011. **Polish Polar Research**, Warsaw, v. 34, n. 2, p. 213-235, 2013.

KIDSTON, J.; RENWICK, J.A.; MCGREGOR, J. Hemispheric scale seasonality of the southern annular mode and impacts on the climate of New Zealand. **Journal of Climate**, New York, v. 22, p. 4759–4770, 2009.

KOCH, J.; KILIAN, R. ‘Little Ice Age’ glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, Southernmost Chile. **The Holocene**, United Kingdom, v.15, p. 20–28, 2005.

KRAUS A.S.; POBLETE, B.F.; ARRIAGADA C. Dike systems and their volcanic host rocks on King George Island, Antarctica: Implications on the geodynamic history based on a multidisciplinary approach. **Tectonophysics**, v. 495, p. 269–297, 2010.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; THOMSON, M.R.A.; ARCHE, A.; BJÖRCK, S.; ELLIS-EVANS, J.C.; HATHWAY, B.; HERNÁNDEZ-CIFUENTES, F.; HJORT, C.; INGOLFSSON, O.; ISING, J.; LOMAS, S.; MARTÍNEZ DE PISON, E.; SERRANO, E.; ZALE, R.; KING, S. Geomorphological Map of Byers Peninsula, Livingston Island. BAS GEOMAP Series, Sheet 5-A, 1:25,000, with supplementary text. **British Antarctic Survey**, Cambridge, 65 p. 1996.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SCHMID, T.; SERRANO, E.; MINK, S. NIETO, A. GUILASSO, S. Geomorphology and surface landforms distribution in selected ice-free areas in the South Shetland Islands, Northern Antarctic Peninsula Region. **Cuadernos de Investigaciones Geográficas**, Espanha, v. 2, n. 42, p. 435-455, 2016.

LORREY, A.; WILLIAMS, P.; SALINGER, J.; MARTIN, T.; PALMER, J.; FOWLER, A.; ZHAO, J.; NEIL, H. Speleothem stable isotope records interpreted within a multi-proxy framework and implications for New Zealand paleoclimate reconstruction. **Quaternary International**, Beijing, China, v. 87, p. 52–75, 2008.

MACKINTOSH, A.N.; ANDERSON, B.M.; PIERREHUMBERT, R.T. Reconstructing Climate from Glaciers. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, n. 1, p. 649–680, 2016.

MARTINELLI, M. **Mapas da Geografia e Cartografia temática**. 6 ed. Editora Contexto: 2003, 144 p.

MARTINEZ-MACCHIAVELLO J.C.; TATUR, A.; SERVANT-VILDARY S.; DEL VALLE, R. Holocene environmental change in a marine-estuarine-lacustrine sediment sequence, King George Island, South Shetland Islands. **Antarctic Science**, Cambridge, n. 8, p. 313–322, 1996.

MATSUOKA, K.; SKOGLUND, A.; ROTH G. 2018. Quantarctica [Dataset]. Norwegian Polar Insitute.

MATSUOKA, K.; SKOGLUND, A.; ROTH, G.; DE POMEREU, J.; GRIFFITHS, H.; HEADLAND, R.; HERRIED, B.; KATSUMATA, K.; BROCCO A.; LICHT, K;

MORGAN, F.; NEFF P.D.; RITZ, C.; SCHEINERT M.; TAMURA, T.; VAN DE PUTTE, A.; BROEKE, M.; DESCHWANDEM A.; DESCHAMPS-BERGER, C.; LIEFFERINGE, B.; TRONSTAD, S.; MELVÆR, Y. Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands. **Environmental Modelling & Software**, v.140, 105015, 2021.

MÄUSBACHER, R.; MÜLLER, J.; MUNNICH, M.; SCHMIDT, R. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). **Zeitschrift für Geomorphologie**, Germany, v. 33, p. 219-234, 1989.

MÄUSBACHER, R. Die Jungkvartäre Relief- und Klimageschichte im Bereich der *Fildeshalbinsel*, Süd-Shetland-Inseln, Antarktis. **Heidelberger Geographische Arbeiten**, Germany, v. 89, 207p. 1991.

MAYEWSKI, P.A.; MAASCH, K.A.; WHITE, J.W.C.; STEIG, E.J.; MEYERSON, E.; GOODWIN, I.; MORGAN, V.I.; VAN OMMEN, T.; CURRAN, M.A.J.; SOUNEY, J.; KREUTZ, K. A 700-year record of Southern Hemisphere extratropical climate variability. **Annals of Glaciology**, Cambridge, 39, 127–132, 2004.

MILLIKEN, K.T.; ANDERSON, J.B.; WELLNER, J.S.; BOHATY, S.M.; MANLEY, P.L. High resolution Holocene climate record from *Maxwell Bay*, South Shetland Islands, Antarctic. **Geological Society of American Bulletin**, USA, v. 121, p. 1711-1725, 2009.

MORGAN, V.I. An oxygen isotope-climate record from Law Dome, Antarctic. **Climatic Change**, USA, v. 7, n. 4, p. 415-426, 1985.

MOSLEY-THOMPSON, E.; THOMPSON, L.; GROOTES, P.; GUNDESTRUP, N. Little Ice Age (Neoglacial) paleoenvironmental conditions at Siple Station, Antarctic. **Annals of Glaciology**, Cambridge, v. 14, p. 199-204, 1990.

MOY, C.M.; MORENO, P.; DUNBAR, R.B.; KAPLAN, M.R.; FRANÇOIS, J.P.; VILLALBA, R.; HABERZETTL, T. Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. (Eds.), **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. USA: Developments in Paleoenvironmental Research, Springer Science, 2009, p. 353-393.

MULVANEY, R.; ABRAM, N.J.; HINDMARSH, R.C.A. ARROWSMITH, C.; FLEET, L.; TRIEST, J.; SIME, L.C.; ALEMANY, O.; FOORD, S. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. **Nature**, London, v. 489, p.141-144, 2012a.

Ó COFAIGH, C.; DAVIES, B.J.; LIVINGSTONE, S.J.; SMITH, J.A.; JOHNSON, J.S. HOCKING, E.P.; HODGSON, D.A.; ANDERSON, J.B. BENTLEY, M.J.; CANALS, M. DOMACK, E.; DOWDESWELL, J.A.; EVANS, J.; GLASSER, N.F.; HILLENBRAND, C.; LARTER, R.D.; ROBERTS, S.J.; SIMMS, A.R. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Review**, Montreal, v. 100, p. 87-110, 2014.

OLIVA, M.; ANTONIADES, D.; GIRALT, S.; GRANADOS, I.; PLA-RABES, S.; TORO, M.; SANJURJO, J.; LIU, E. J.; VIEIRA, G. The Holocene deglaciation of

the Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctic) based on the dating of lake sedimentary records. **Geomorphology**, Selbustrand, Norway, v. 261, p. 89–102, 2016.

OLIVA, M.; RUIZ-FERNANDEZ, J. (Eds.). **Past Antarctic: Paleoclimatology and Climate Change**. London: Academic Press, 2020. 297 p.

OLIVEIRA, A.; CLAUZET, G.; WAINER, I. Estudo comparativo de simulações paleoclimáticas na região do Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos-SP, v. 22, n.1, p. 21–37, 2007.

PALACIO, D.Q.A.; PINTO, A.G.A.; ROCHA, P.G.L.; SOARES, S.L.; RABELO, I.S.R.; ARANHA, A.C.M. Aspectos relacionados à saúde do jovem escolar: uma revisão. **REAS**, v. 3, n. 4, 2021.

PALACIOS, D.; RUIZ-FERNÁNDEZ, J.; OLIVA, M.; ANDRÉS, N.; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, J.M.; SCHIMMELPFENNIG, I.; LEANNI, L.; GONZÁLEZ-DÍAZ, B. Timing of formation of neoglacial landforms in the South Shetland Islands (Antarctic Peninsula): Regional and global implications. **Quaternary Science Reviews**, v. 234, p. 106248. 2020.

PUDEŁKO, R.; ANGIEL, P.; POTOCKI, M.; JĘDREJEK, A.; KOZAK, M. Fluctuation of Glacial Retreat Rates in the Eastern Part of Warszawa Icefield, King George Island, Antarctic, 1979–2018. **Remote Sensing**, Switzerland, v. 10, n. 6, 892, 2018.

RABASSA, J. Stratigraphy of the glacial deposits in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula. In: EVENSON, E.; SCLUCHTER, C.; RABASSA, J. (Eds.). **Tills and Related Deposits**. Rotterdam: A. A. Balkema Publishers, 1983, p. 329–340.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S. The Maritime Antarctic Coastal Ecosystem of Admiralty Bay. **Polish Academy of Sciences**, Warsaw, v. 16, p. 27-30. 1993.

ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; MENDES, J.R.C.; SOUZA, J.R.; SIMÕES, J.C. Compilation of geomorphological map for reconstructing the deglaciation of ice-free areas in the *Martel* inlet, King George Island, Antarctic. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília-DF, v. 14, p. 181-187, 2013.

RUDDIMAN, W.F. **Earth's Climate**. New York: W.F. Freeman and Company, 2009, 465 p.

SEONG, Y.B.; LIM, H.S.; YOON, H.I.; LEE, Y.I.; KIM, Y.; OWEN, L.A., A preliminary geomorphic overview of Late Quaternary glacier fluctuations in the South Shetland Islands, West Antarctic. **Journal of the Korean Geographical Society**, South Korea, v. 41, p. 513-526, 2006.

SEONG, Y.B.; OWEN, L.A.; LIM, H.S.; YOON, H.I.; KIM, Y.; LEE, Y.I.; CAFFEE, M.W. Rate of late Quaternary icecap thinning on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctic defined by cosmogenic ³⁶Cl surface exposure dating. **Boreas**, Dinamarca, v. 38, p.207-213, 2009.

SETZER, A.W.O.; FRANCELINO, M.R.; SCHAEFER, C.E.G.R.; COSTA, L.V.; BREMER, U.F. Regime climático na Baía do Almirantado: relações com o ecossistema terrestre. In: SCHAEFER, C. (Ed.). **Ecossistemas costeiros e**

monitoramento ambiental da Antártica Marítima. Minas Gerais: Viçosa: Núcleo de Estudo de Planejamento e Uso da Terra - NEPUT, 2004, p. 1–13.

SIMKINS, L.M. **Antarctic raised beaches: Insight on geochronology, relative sea level, and coastal processes.** 165 p. Doctoral thesis. California. University of California. 2014.

SIMMS, A.R.; MILLIKEN, K.T.; ANDERSON, J.B.; WELLNER, J.S. The marine record of deglaciation of the South Shetland Islands, Antarctic since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Review**, Montreal, v. 30, p.1583-1601, 2011.

SIMMS, A.R.; IVINS, E.R.; DEWITT, R.; KOUREMENOS, P.; SIMKINS, L.M. Timing of the most recent Neoglacial advance and retreat in the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula: insights from raised beaches and Holocene uplift rates. **Quaternary Science Reviews**, Montreal, v. 47, p. 41–55, 2012.

SIMMS, A.R.; BENTLEY, M.; SIMKINS, L.; ZURBUCHEN, J.; REYNOLDS, L.; DEWITT, R.; THOMAS, E. Evidence for a “Little Ice Age” glacial advance within the Antarctic Peninsula e Examples from glacially overrun raised beaches. **Quaternary Science Review**, Montreal, v. 271, 2021.

STERKEN, M.; ROBERTS, S.J.; HODGSON, D.A.; VYVERMAN, W.; BALBO, A.L.; SABBE, K.; MORETON, S.; VERLEYEN, E. Holocene glacial and climate history of Prince Gustav Channel, northeastern Antarctic Peninsula. **Quaternary Science Reviews**, v. 31, p. 93–111. 2012.

SUGDEN, D.E.; JOHN, B.S. The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctic. In: VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (Ed.). **Palaeoecology of Africa, the Surrounding Islands and Antarctic.** Cape Town: Balkema, 1973, p.141–159.

SUGDEN, D.E.; CLAPPERTON, C.M. West Antarctic Ice Sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area. **Nature**, London, v. 286, p. 378–381, 1980.

TOKARSKI, A.K. Structural events in the south *Shetlands* islands (Antarctica). III. *Barton* Horst, King George Island. **Studia Geologica Polonica**, v. 90, p. 7-38. 1987.

TURNER, J.; MARSHALL, G.J.; CLEM, K.; COLWELL, S.; PHILLIPS, T.; LU, H. Antarctic temperature variability and change from station data. **International Journal of Climatology**, Czech Republic, v. 40, p. 2986–3007, 2020.

WÖLFL, A.C.; WITTENBERG, N.; FELDENS, P.; HASS, H. C.; BETZLER, C.; KUHN, G. Submarine landforms related to glacier retreat in a shallow Antarctic fjord. **Antarctic Science**, Cambridge, v. 28, p. 475–486, 2016.

YAN, Y.; MAYEWSKI, P.A.; KANG, S.; MEYERSON, E. An ice-core proxy for Antarctic circumpolar zonal wind intensity. **Annals of Glaciology**, Cambridge, 41, 121–130, 2005.

YOON, H.H.; PARK, B.K.; KIM, Y.; KIM, D. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fiorde margins in the South Shetland Islands, Antarctic during the last 6000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, USA, v. 157, p. 189-211, 2000.

ZALE, R.; KARLÉN, W. Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. **Geografiska Annaler**, Sweden, v. 71, p. 211–220. 1989.

CAPÍTULO III

ARTIGO PUBLICADO NOS ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS,
INTITULADO “*GEOMORPHOLOGY OF MARTEL INLET, KING GEORGE ISLAND,
ANTARCTICA: A NEW INTERPRETATION BASED ON MULTI-RESOLUTION TOPO-
BATHYMETRIC DATA*”.



GEOSCIENCES

Geomorphology of Martel inlet, King George Island, Antarctica: a new interpretation based on multi-resolution topo-bathymetric data

CLEIVA PERONDI, KÁTIA KELLEM DA ROSA, ROSEMARY VIEIRA, FABIO JOSÉ G. MAGRANI, ARTHUR AYRES NETO & JEFFERSON C. SIMÕES

Abstract: This study investigated the terrestrial and submarine geomorphology and glacial landform records in the Martel inlet (King George Island) using a multi-resolution topobathymetric data based on seismic, multibeam surveys and terrestrial satellite datasets (REMA DEM). Geomorphometric analysis provided glacial landforms and sedimentary processes interpretation. The submarine sector has a mean depth of 143 m, a maximum depth of 398 m, and most of it has a low slope (0° – 16°). Steep slopes ($>30^{\circ}$) are found along the mid-outer sectors transition area. The continental shelf was divided into inner fjord (49 m depth), middle fjord (119 m), and outer fjord (259 m), based on depth, elevation and slope. The topobathymetric digital model provides evidence of geomorphological contrasts between these zones in the fjord's seafloor and subaerial environments. A prominent morainal bank in the transition between the inner and middle parts marks the limit of a past stationary stage of the Dobrowolski-Goetel ice margin. Streamlined glacial lineations demonstrate a NE-SW past ice flow direction and a wet-based thermal regime. The combined analysis of submarine and subaerial landforms enable the understanding of the former glacier configuration and its deglaciation history.

Key words: Antarctic fjord, submarine landform, multibeam bathymetry, glacier forelands, palaeoglacial history.

INTRODUCTION

Fjords are generally deep and coastal areas, mostly located at medium and high latitudes (Benn & Evans 2010). The characteristic morphology of fjords is the product of erosion by outlet glaciers over multiple late Cenozoic glacial cycles (Dyer 1997, Bianchi et al. 2020) and sea-level fluctuations since the Last Glacial Maximum (LGM) (Syvitski et al. 1987). Tectonic structures, including faults, pre-existing fractures, and intrusions influence the formation of fjords and govern the alignment of the ice flow (Glasser & Ghiglione 2009, Benn & Evans 2010).

Fjord sedimentary processes and deposits reflect ice-contact, proximal, distal, and paraglacial (subaerial) depositional environments (Syvitski 1993). Therefore, their glacial marine environments are governed by processes linked to glaciers, oceans, and the biosphere that transport, deposit, and rework their sediments (Dowdeswell & Scourse 1990).

In glacial marine environments, glacial marine landforms are produced at either the margins of a grounded tidewater glacier or at the grounding zone of floating ice shelves (Powell 1984, Dowdeswell et al. 2016). Fluctuations in these tidewater terminus positions are governed by the balance between ice velocity, ice calving,

bedrock instabilities, atmospheric dynamics, and frontal ablation rates (Otero et al. 2017, Bianchi et al. 2020). Thus, controlling factors such as fjord bathymetry and topography exert a strong influence on the response of tidewater glaciers to climate change (Bianchi et al. 2020).

Located at King George Island (KGI), Admiralty Bay (AB) is an example of a fjord-system, with an area of 122 km² (Siciński et al. 2011). Martel Inlet (MI) is a semi-closed fjord inside AB that is aligned to the SW. The area is characterized today by the presence of relatively small, highly crevassed tidewater glaciers (Ajax, Stenhouse, Goetel, Dobrowolski, and Krak) with steep slopes. Some glaciers are land terminating, including Wanda, Dragon, and Professor. The glacierized area in MI has undergone recent changes and lost about 6.64 km² of its ice mass (13.2% of the total area) since 1979 (Rosa et al. 2013).

During the LGM, glaciers reached the Bransfield Strait and filled the fjords (John & Sugden 1971). Since the LGM, the South Shetland Islands (SSI) have experienced progressive postglacial warming, with a few minor cooling events associated with glacier advances (Hall 2007). Various stages of deglaciation in KGI have been suggested from the early to middle Holocene (Mausbacher 1991). Terrestrial evidence in the SSI suggests mild and humid climatic conditions peaking between 3.0 and 2.8 cal ka BP (Björck et al. 1993). Between 4.5 and 2.8 ka BP tidewater glaciers on the KGI retreated from the tributary fjords in Maxwell Bay (Yoon et al. 2000), although ice may have persisted in small coves until 1.7 cal ka BP (Simms et al. 2011). At the AB margin, studies suggest deglaciation of the shallow marine platform around 1.9 and 1.2 cal ka BP (Yoon et al. 2000, Simms et al. 2011). Some Late Holocene marine and terrestrial records from the SSI (Fabrés et al. 2000) indicate warmer temperatures between 1.4 and 0.55 cal ka BP and a cooler period at 0.55 and 0.05 cal ka

BP (Fabrés et al. 2000). Radiocarbon dates from moraines indicate an advance of the Collins Ice Cap on the Fildes Peninsula (King George Island) after ~650 cal a BP (~AD 1300). This advance is the most extensive of the last 3,500 cal (Hall, 2007).

Magrani et al. (2015) showed a variable and irregular bottom morphology of AB and the submarine landforms observed in the modern setting of MI and AB. The submarine and terrestrial landforms oriented transverse to the direction of ice flow to reveal long-term changes in glacier terminus position (Dowdeswell et al. 2016, Chandler et al. 2016).

This study investigated the terrestrial and submarine geomorphological records of Martel Inlet based on multi-resolution topobathymetric data. The MI geomorphology, physiography and topography characterization reveals the different depositional sectors of Martel Inlet, and their linkages and contrasting's. The goals of this study are to characterize the paleo-ice flow (past ice flow direction and a basal-thermal regime) and to provide some evidence for the recent and long-term glacial changes in the region.

STUDY AREA AND ENVIRONMENTAL SETTING

The Martel Inlet (62°06'S, 58° 20'W) (Figure 1), located at Admiralty Bay, King George Island (KGI), South Shetland Islands (SSI), northern Antarctic Peninsula region (Figure 1A), is an area of special interest for the Brazilian Antarctic Program (PROANTAR).

MI is linked to the Ezcurra fault (Figure 1C) system (NE-SW), Barton Horst, and Warszawa tectonic blocks (Birkenmajer 1991). A new system of transverse faults, including the Kraków Fault (N-S), formed at approximately 54 Ma and remained active until 21 Ma due to movements

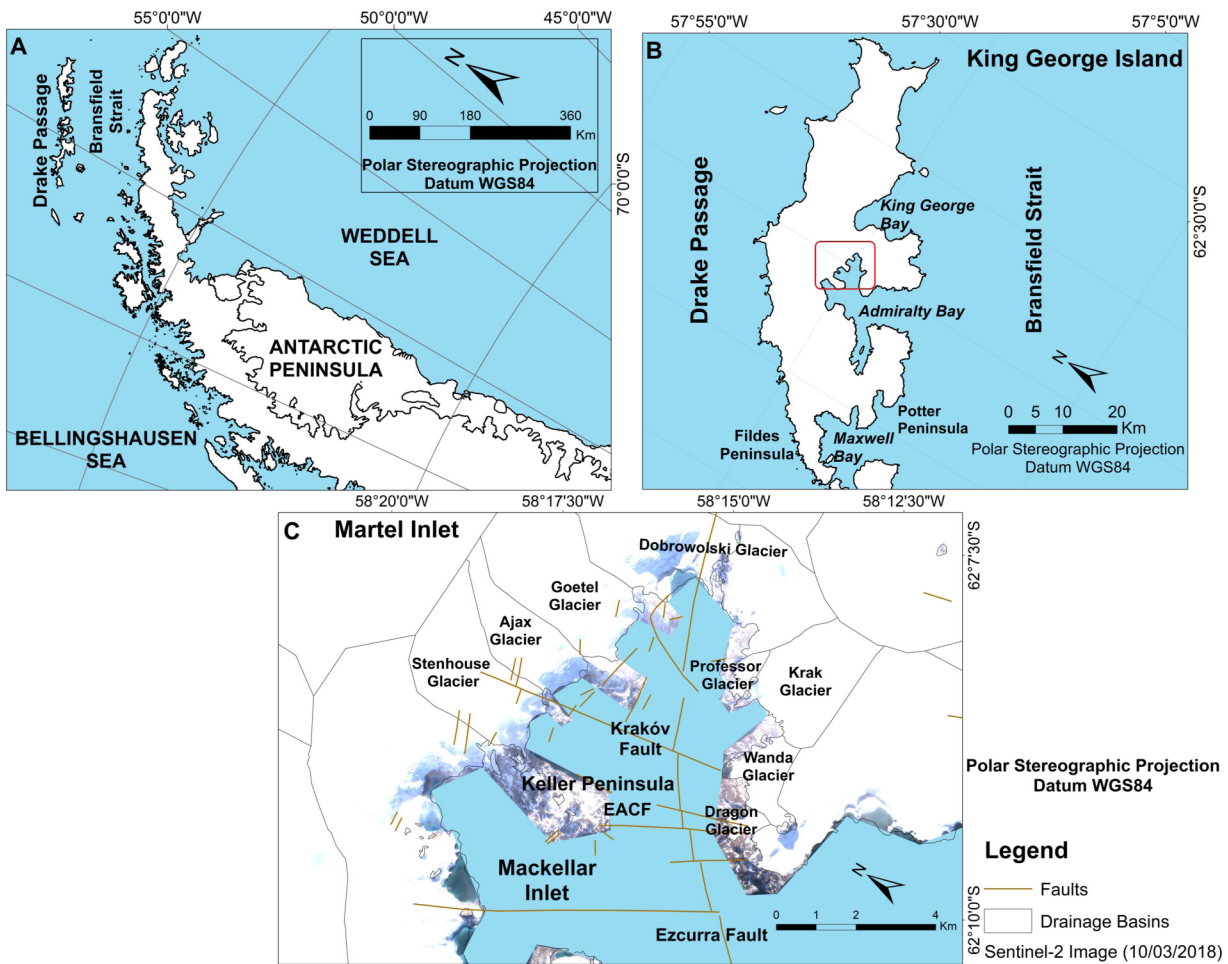


Figure 1. Location map. a) KGI location northeast of the Antarctic Peninsula. b) Location of Martel Inlet (MI) on King George Island. c) MI and the current glaciers. Comandante Ferraz Antarctic Station (EACF). Data source: Quantarctica (Matsuoka et al. 2018).

along strike-slip faults (Birkenmajer 1991). The stratigraphic sequence of the Martel Inlet Group includes Late Cretaceous to early Miocene, calc-alkaline, predominantly volcanic rocks (basalts and andesites, with minor dacitic and rhyolitic lavas and pyroclastic rocks associated with volcanoclastic sedimentary rocks (Thomson et al. 1983, Birkenmajer 1991).

Precipitation in KGI is characterized by high annual variability, with an estimated mean of 701.3 mm during the 1968–2011 period (Kejna et al. 2013). The mean annual air temperature is approximately -1.5 °C, with the mean warmest month in January (2.4 °C) and the coldest month in June (-5.6 °C) (2012 observations by

Sobota et al. (2015). Comin & Justino (2017) additionally showed an increase of 0.8–1 °C in air temperature during 1955–2010. Kejna et al. (2013) and Sobota et al. (2015) argued that the warming atmospheric trend directly interferes with the mass balance of glaciers in the KGI.

DATASETS AND METHODOLOGY

Topobathymetric data (4-meter spatial resolution)

The bathymetric data of the MI at 4-meter spatial resolution were obtained by geophysical surveys and the data comprises almost the entire underwater part of Martel inlet, except

for the sector 1.030 km away from Krak Glacier, ice-margin and new ice-free submarine areas since 2000).

Seismic and bathymetric data were multi-resolution data and were collected from three Brazilian Antarctic Expeditions (OPERANTAR): OPERANTAR XXVIII, OPERANTAR XXXI, and OPERANTAR XXXII aboard the Polar Ship Admiral Maximiano (H41), with the support of the Brazilian Antarctic Program (PROANTAR), using both Edgetech 512i sub-bottom and Kongsberg SBP 300 profilers, and a Simrad EM 302 multibeam echo sounder (frequency: 30 kHz). The sub-bottom profiler Kongsberg SBP 300 was operated with a ping-rate of 1000 ms, 2 ms pulse, and frequency envelope from 2.5 to 6.5 kHz. Magrani et al. (2015) shown the track map with the locations of the profiler lines of the sub-bottom SBP 300, Kongsberg and Edgetech 3200 surveys (Figure 2). The Simrad EM 302 multibeam, aboard the SKUA boat, was used to obtain coverage of all depths (including the <-200m) in five non-uniform spacing and parallel transects along the fjord. The areas near the Krak Glacier

ice-margin (within 1,030 m of the ice-margin) and the new ice-free submarine areas (<170 m of the distance of the ice-margins) are not covered by EM302 multibeam. Bathymetry data does not cover some areas close to the ice margin (<170 m of the distance), because very shallow areas have been avoided, due to the accumulation of small icebergs. The bathymetry and topography of these sectors were covered by the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) and REMA2 data (based on near-neighbor algorithm).

Reference Elevation Model of Antarctica (REMA) at 2-meter spatial resolution was used as the basis for interpretation of the onshore geomorphology. The REMA is a time-stamped digital surface model (DSM) of Antarctica, which includes data from WorldView-1, WorldView-2, and WorldView-3, and from a small number from GeoEye-1 images, acquired between 2009 and 2017, with most collected in 2015 and 2016, over the austral summer seasons (mostly December to March). Each DEM was vertically registered for satellite altimetry measurements (Cryosat-2 and ICESat), resulting in absolute uncertainties of

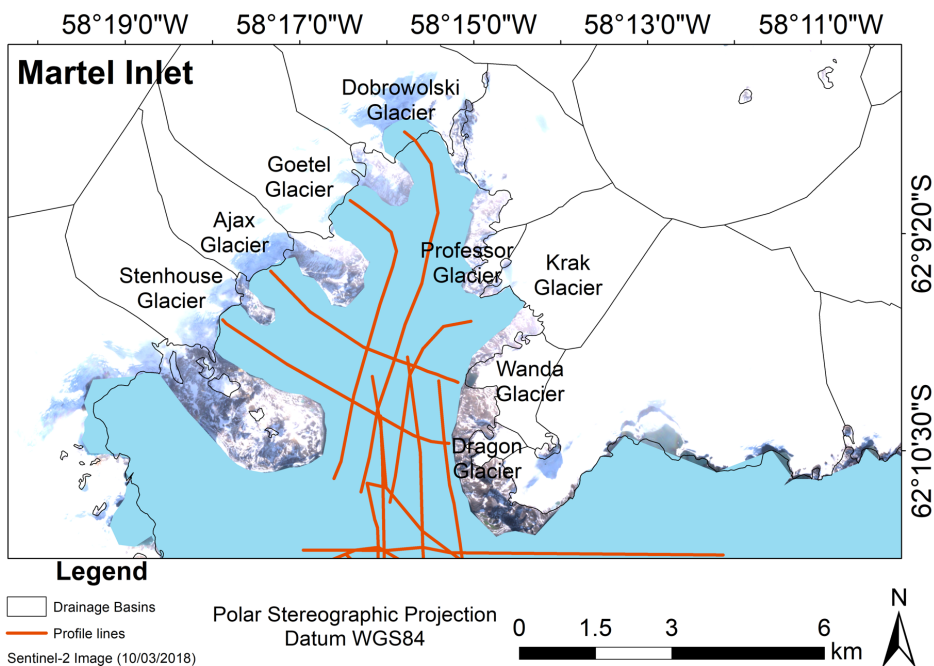


Figure 2. Track map with the locations of the profiler lines of the SBP 300, Kongsberg and Edgetech 3200 sub-bottom, and Simrad 302 surveys.

less than 1 m over most of its area (Howat et al. 2019).

The REMA model-derived DEM and the bathymetric-derived product were combined using ArcGIS™ software. Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation was applied to produce a final topobathymetric-derived product for Martel Inlet according to Ajvazi & Czimmer (2019).

Geomorphometric products

Hypsometric, slope, and bathymetric profile analyses were performed. Increments of 2° were used for the classification of slopes. Geomorphometric products were processed using ArcGIS™ software.

Seismic observations

The sub-bottom profiler records by Magrani et al. (2015) (based on 2009 and 2013 field activities) and geomorphological observations based on 2007, 2010, and 2011 field activities were compiled and analyzed. The seismic or sub-bottom data was only used to extract seafloor depth and no seismic facies analysis was performed.

The subaerial (glacial and terrestrial parts of foreland), inner, middle, and outer submarine environment classification was based on depth, elevation and slope.

The submarine geomorphological mapping combined ice-marginal and subglacial landforms based on identification criteria (Table I). The dimensions, number of landforms, width, length, profile asymmetry, and spatial distance between ridges were identified to describe the landforms. The approach was based on previous work by Gehrmann & Harding (2018). The landforms were then compared to identify the differences between environments.

Chronological interpretation

For the chronological interpretation of the ice-marginal landforms, the morainal banks were grouped as follows: young (since 1970) and old (before 1970) using Sentinel-2 imagery (2018); glacial outlines (1979, 1988, 2000, and 2018) are based on GLIMS (2000), Arigony-Neto (2002), and Perondi et al. (2020).

We interpreted the ice-margin position and retreat of the glaciers based on the spatial layout of the moraines, following the approach in previous studies of glacial reconstruction (Boulton et al. 1985, Punkari 1995, Cuffey et al. 2000, Kleman et al. 2006).

RESULTS

Submarine topography and physiography of MI

The average water depth of the MI undersea sectors is 143 m, standard deviation of 111 m and maximum depth of 398 m, respectively (Table II, Figure 3). The MI bathymetry map (Figure 3 and 4) shows there are distinct geomorphometric characteristics between undersea and subaerial environments with the greatest depths the outer sector. The submarine environment has a smaller elevation range (398 m) than the subaerial elevation range of 729 m (Table II and Figure 4). The MI submarine area has an average slope of 8.7°, with the steepest slopes (>30°) in middle sector and along its outer boundary (Table III and Figure 5).

Inner Martel Inlet

The inner submarine sector ranges from 0 to 2200 m from the ice-margin. The sector has the shallowest mean depth (49 m) (Figure 4 and Table IV) of the MI submarine environment. The mean slope is 9.33°. The ice-proximal to ice-marginal and the inner/middle transition environments have steep gradients (> 30°) (Figures 5, 6).

Table I. Criteria for glacial submarine landforms identification.

Landform	Depositional Environment	Genetic process	Identification criteria	Relevance
Morainal bank	Ice-marginal. Glacier grounding line position (Streuff <i>et al.</i> 2015). They are deposited at or close to the grounding lines of water-terminating glaciers (Benn & Evans, 2010)	Formed by movement of glacial sediments at past glacier margin positions (Streuff <i>et al.</i> 2015). These ridges could be of glaciotectonic origin and reflect pushed-up, folded, and/or thrust sub- or proglacial environment (Streuff <i>et al.</i> 2015). Formed during a late winter readvance, followed by a summer retreat. Long-term changes in mass balance leading to major glacier advances or readvances also generate large push-moraines (Boulton 1986).	Transverse ridge (Streuff <i>et al.</i> , 2015).	Mark the extent of glaciers (Streuff <i>et al.</i> 2015).
Streamlined glacial ineation	Subglacial landform is produced at the base of an active tidewater glacier (Flink <i>et al.</i> 2015, Arndt & Evans 2016).	Formed by the deposition of glacial deposits (Clark, 1993), and subglacial processes (Arndt & Evans 2016).	There are sedimentary elongate ridges with typical lengths of up to a few tens of kilometers, widths of a few hundred meters, and amplitudes of a few meters (Stokes & Clark 2002).	Provides direct evidence for the former presence of grounded, fast-flowing ice and can be used to infer palaeo-ice stream flow directions (Dowdeswell <i>et al.</i> 2006)

Table II. Hypsometric statistics for submarine and subaerial sectors in Martel Inlet.

STATISTICS OF THE HYPSONETRIC MAP					
Sectors	Elevation (m)	Minimum (m)	Maximum (m)	Mean (m)	Standard Deviation
Subaerial	0/729	0	729	360	192
Submarine	0/-398	0	-398	-143	111

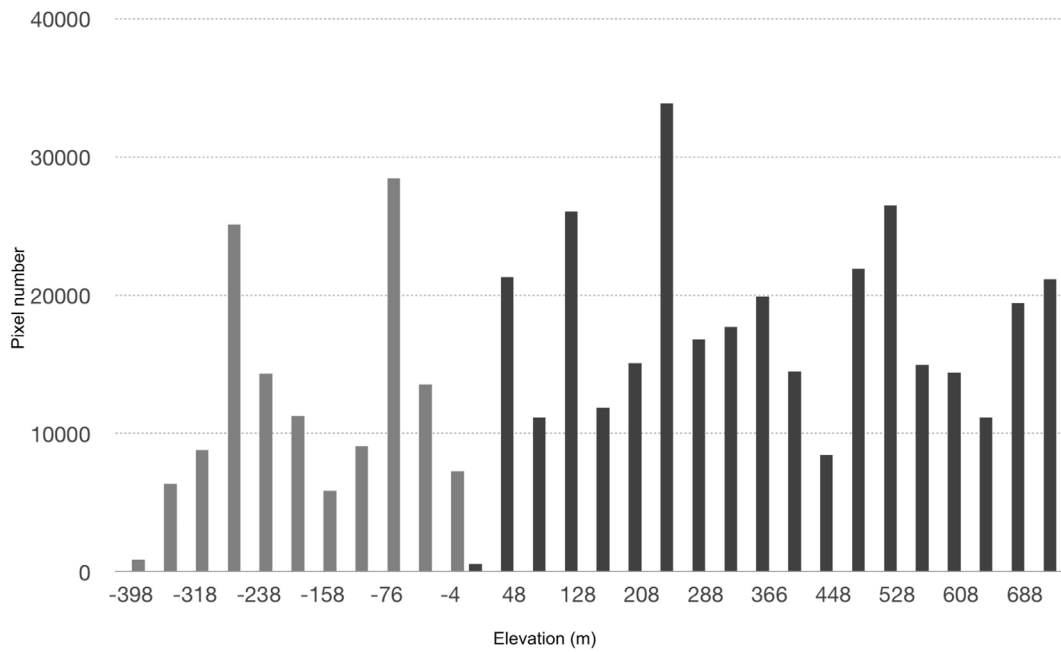


Figure 3. Distribution of subaerial and elevations.

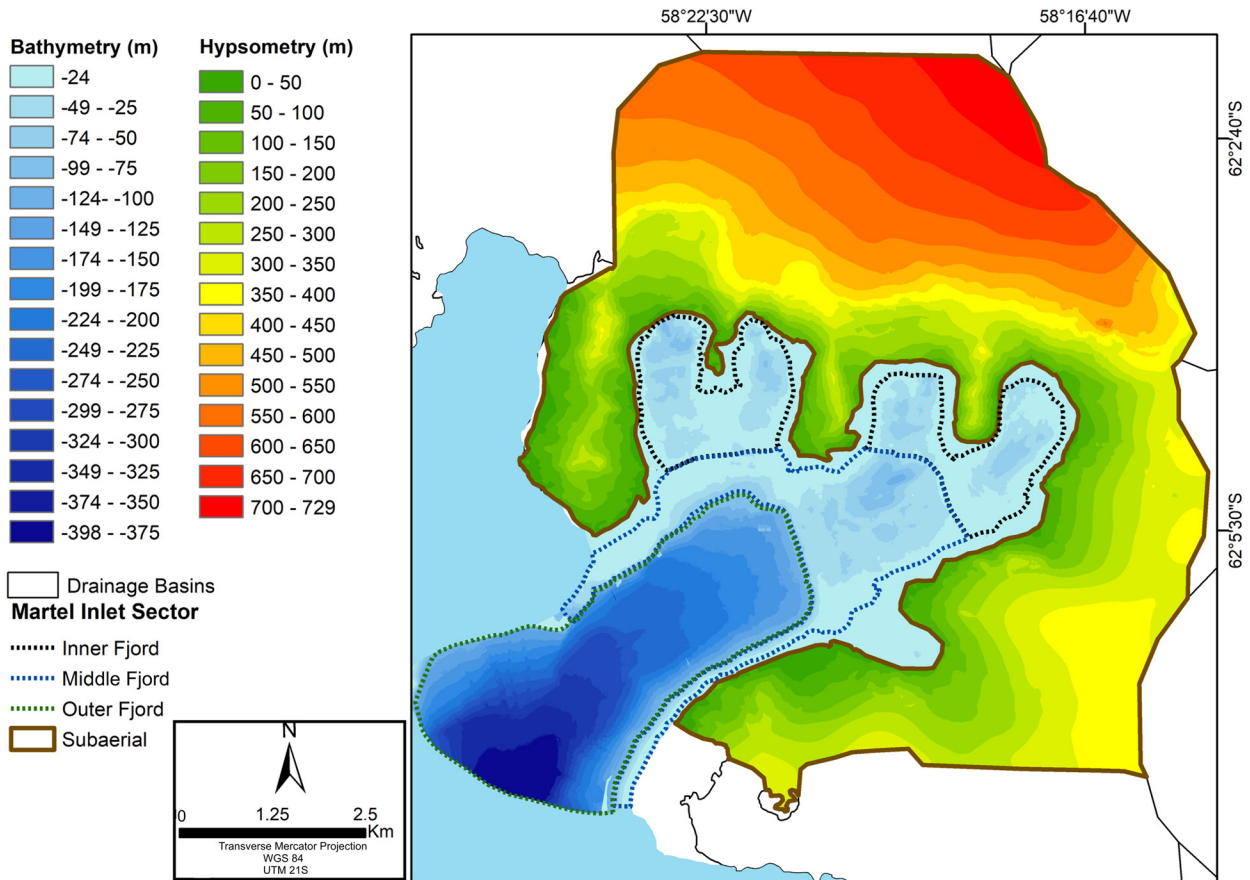


Figure 4. Bathymetric/hypsometric map of MI submarine and subaerial environments.

Table III. Absolute and relative areas, statistics of the slope classes at each sector.

SLOPE							
SUBAERIAL AREAS				SUBMARINE AREAS			
Classes (Degree)		Area (%)	Area (km ²)	Classes (Degree)		Area (%)	Area (km ²)
0 – 2		15.6	7.6	0 – 2		17.7	4.1
2 – 4		28.8	14	2 – 4		19.6	4.5
4 – 6		18.3	8.9	4 – 6		16.2	3.7
6 – 8		13.2	6.4	6 – 8		13.1	3
8 – 10		8	3.9	8 – 10		10.2	2.3
10 – 12		5.1	2.5	10 – 12		7.9	1.8
12 – 14		3.1	1.5	12 – 14		6	1.4
14 – 16		1.2	0.6	14 – 16		2,1	0.5
16 – 18		0	0	16 – 18		0	0
18 – 20		0	0	18 – 20		0	0
20 – 22		0	0	20 – 22		0	0
22 – 24		0	0	22 – 24		0	0
24 – 26		0	0	24 – 26		0	0
26 – 28		0	0	26 – 28		0	0
28 – 30		0.6	0.3	28 – 30		0.9	0.2
30 – 32		1	0.5	30 – 32		1.4	0.3
32 – 34		0.8	0.4	32 – 34		1	0.2
34 - 36		0.6	0.3	34 - 36		0.8	0.2
36 – 38		0.6	0.3	36 – 38		0.6	0.1
38 – 40		0.4	0.2	38 – 40		0.4	0.1
40 – 42		0.4	0.2	40 – 42		0.3	0.1
42- 44		0.4	0.2	42- 44		0.3	0.1
44- 46		0.2	0.1	44- 46		0.2	0.1
>45		1.6	0.8	>46		1.30	0.3
Minimum (Degree)	Maximum (Degree)	Mean (Degree)	Standard Deviation	Minimum (Degree)	Maximum (Degree)	Mean (Degree)	Standard Deviation
1	83	8	10	1	88	8.7	9.9

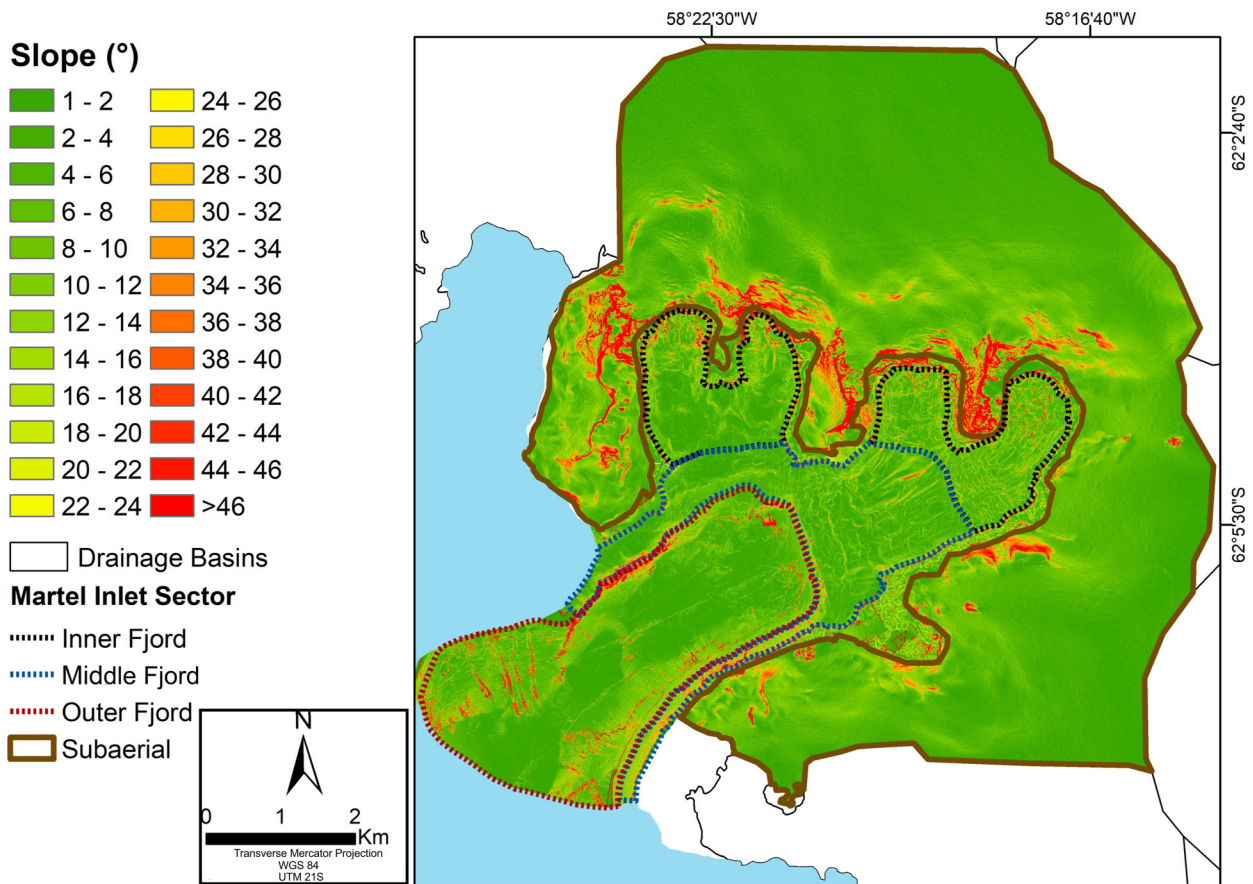


Figure 5. MI submarine and subaerial slope map.

Transverse to the fjord axis, ridges of different sizes and shapes occur in the inner part of the MI. These landforms occur at a distance of 200–2000 m from the Goetel, Ajax, Stenhouse, and Dobrowolski glacier ice margins. These landforms are interpreted as morainal banks (Figure 7). They are approximately 20 m wide, 8–35 m high, and 20–1000 m long.

The spatial distance between ridges changed from 60 m for proximal morainal banks (located at < 300 m) to 100 m for distal banks (1800 m).

The morainal banks located approximately 300 m from the Ajax-Stenhouse, Goetel, and Dobrowolski glacier fronts have approximate widths of 40, 33, and 50 m, respectively. They are characterized by sinuous and discontinuous shapes.

The two outermost morainal banks appear to be related to Ajax-Stenhouse (at 62 m water depth) and Goetel glaciers (at 70 m water depth) and are located between 2050 and 1360 m from the ice margin. They have an approximate amplitude of 40 m a width of 130 m and are characterized by a curvilinear shape.

A prominent and outermost morainal bank in the inner fjord was identified at a water depth of 34 m and 2000 m from the Dobrowolski ice margin. This feature has the steepest downstream gradient (Figures 5, 6). It has an approximate elevation of 30 m (reaching a height of 60 m at some points), a length of 675 m, and a width of 50 m, and is characterized by a curvilinear shape. This landform separates the inner and middle parts of the MI.

Table IV. Hypsometric and bathymetric statistics by MI sectors.

STATISTICS OF THE HYPSONETRIC MAP					
Sectors	Elevation range (m)	Minimum (m)	Maximum (m)	Mean (m)	Standard Deviation
Subaerial	0 to 729	0	729	360	192
Submarine Inner	0 to -117	-3.33	-117	-49	20.9
Submarine Middle	0 to -188	0	-188	-55	25.5
Submarine Outer	0 to -398	0	-398	-247	77

Streamlined sedimentary glacial lineations were identified on the inner-fjord seafloor (500 – 1420 m from the ice margin). These streamlined landforms have an almost parallel orientation to the fjord axis (NE-SW direction). They are 200–300 m long and 15–30 m wide, with a mean elevation of 5 m, and are characterized by a curvilinear shape. The innermost features are smaller, aligned to N-S and NNE-SSW, and it appears that the landforms are overprinted by transverse small ridges.

Middle Martel Inlet

The middle submarine sector is located between the inner and outer sectors and has a 8,200 distance from the Dobrowolski ice margin. The mean depth was 55 m (Figures 4, 5, and Table IV). The mean slope was 13.2°. The slope is characterized by a gentle gradient. Variations in water depths between 80 to 60 m and steep gradients are observed near the northern and southern coasts (Figures 4, 6). There is a steeper gradient in middle/outer transition in comparison with the inner/middle transition. The Inner/middle transition has characterized by landforms groups change.

Morainal banks occur on the middle-fjord seafloor. These landforms occur transversely to the fjord axis ridges, 2200 to 4000 m from the ice margin. Morainal banks have a height of approximately 10–60 m, a length of <1000 m, and a width of 80–930 m. The crests of the highest

and outermost morainal banks in this sector are at 65 m water depth.

Streamlined glacial lineations (SGL; e.g., Niessen et al. 2013) were identified with a parallel orientation to the fjord axis (NE-SW direction) and located 2,250–3,000 m from the Dobrowolski ice margin. These features have an approximate height of 10 m, a length of 400 m, and a width of 50 m, and are characterized by their straightness.

Outer Martel Inlet

The outer submarine sector is the most distal in MI and is located 9365 m of the distance of the Dobrowolski ice margin. The mean depth was 247 m (Figure 4 and Table IV). The mean slope was 12°. The slope is characterized by a gentle gradient.

Morainal banks (Figure 7) were identified only in three sectors and are 20–30 m high, 120–520 m long, and 20 m wide. SGL were not identified in the outer-fjord seafloor (Figure 7).

MORPHOLOGY OF THE SUBAERIAL MARTEL INLET

The subaerial sector of MI (glacierized and subaerial foreland environments) includes glaciers and ice-free areas that deliver sediment and meltwater to MI. It has a mean elevation of 360 m and a maximum elevation of 729 m (with a standard deviation of 192 m) (Table IV and

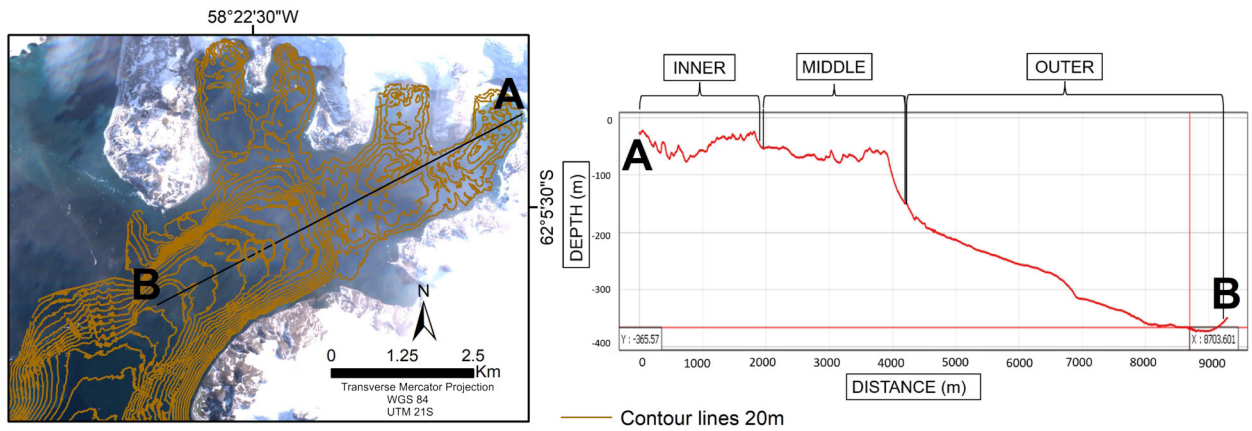


Figure 6. (1) Profile location map and contour topographic map with 20 m depth intervals; (2) Submarine topographic profile of MI. Letter A indicates the beginning of the profile and B the end of the profile.

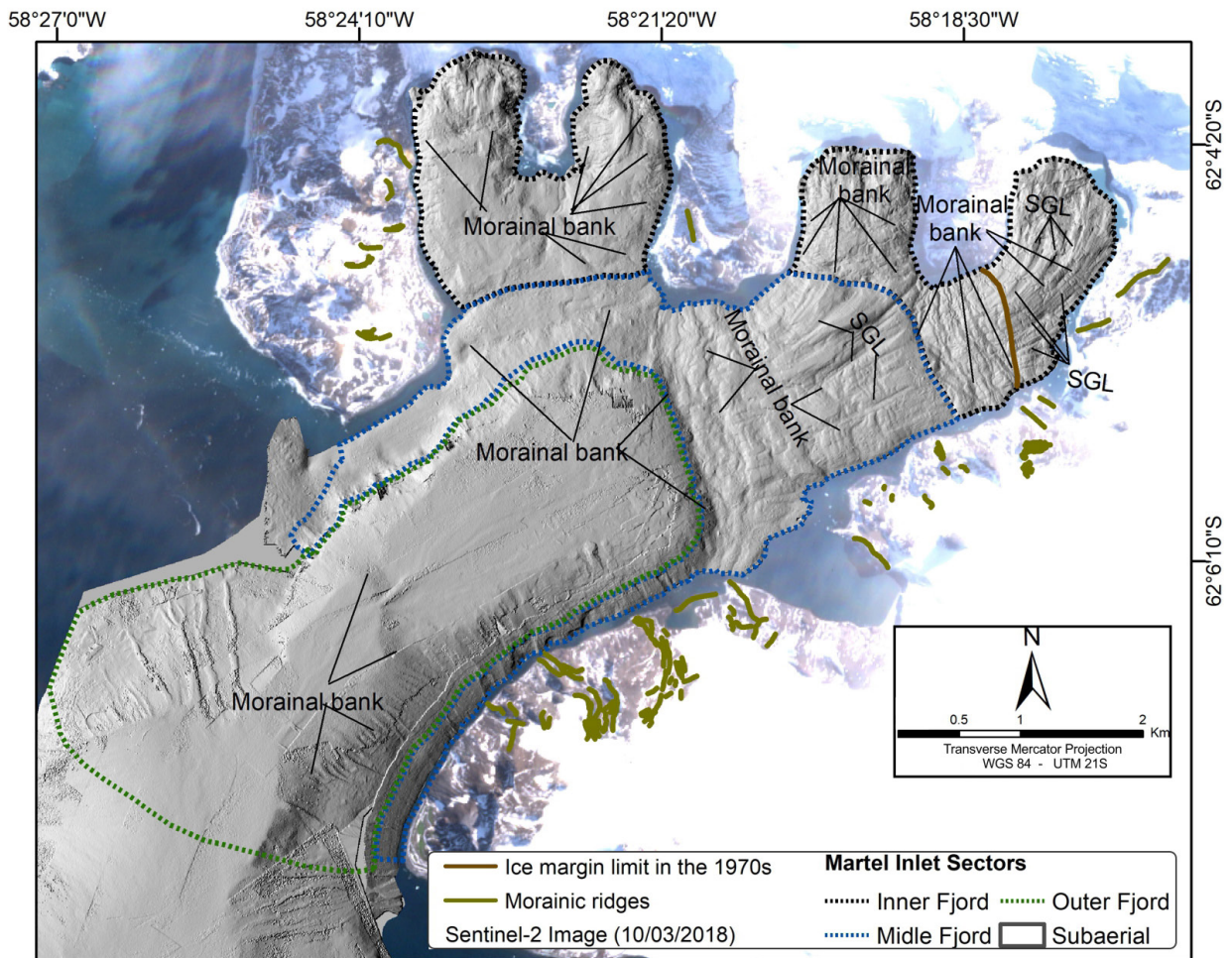


Figure 7. Streamlined glacial lineations (SGL) and ice-marginal landforms identification in shaded relief visualization of multibeam bathymetry data, overlaid on Sentinel-2 image collected in 10/03/2018.

Figure 4). 82% of the sector has a gentle slope gradient (< 10°) (Table III). The steepest areas correspond to rocky slopes and the Stenhouse, Goetel, Dobrowolski, and Ajax glaciers. The inclination directions of hillsides are mainly oriented southwest and south.

Glacial depositional features, including small recessional moraine ridges, and flutings were identified mainly in Wanda Glacier proglacial sector (Table V). Flutings are deposits 3 m long, regularly spaced and aligned parallel to the direction of ice flow

Proglacial lakes, lagoons and drainage channels are observed in Wanda Glacier foreland. Paraglacial action was identified with ravine processes, reworking of continuous

morainical ridges and the presence of vegetation cover areas.

Larger transversal to ice-flow ridges are identified in Wanda, Dragon and Professor Glacier forelands and are characterized as old moraine ridges (exposed by glacier fluctuations before 1970).

DISCUSSION

Subaerial and submarine physiographic and topographic linkages and contrasts

The four sectors examined in this study have distinct morphological characteristics. The submarine physiography of the inner sector differs from the others because it displays the smallest topographic range of all sectors.

Table V. Description of glacial relief features found in the ice-free sub-aerial sector of MI.

Landform	Morphology	Glaciological significance
Lateral and frontal/recessional morainic ridges	<p>Linear and sinuous ridges with positive relief. Ice-marginal landforms are located at the Wanda, Professor, and Dragon glaciers foreland.</p> <p>Most of these lateral moraines have a northeastern orientation, while the ones located on the most recent depositional margins have a northwestern orientation. A frontal moraine located at a recently ice-free area along the Wanda Glacier front has a northwestern alignment.</p>	<p>They were linked to stages of still stand and recession of the glacier margins.</p> <p>The landforms mark the outermost limit of glacier margins during still stand conditions and indicate the past glacial extent and ice-margin form.</p>
Striated deposits	<p>Subglacial erosional landforms formed in the direction parallel to the ice flow. These feature are identified by Rosa et al. (2013).</p>	<p>Subglacial meltwater action and wet thermal basal regime. Ice flow direction.</p>
Flutings	<p>Small-scale features streamlined and elongated in shape, with their long axes orientated in the direction of ice flow. These feature are identified by Rosa et al. (2013).</p>	<p>Wet basal-thermal regime of the glacier and ice flow direction.</p>

The greatest depths in the fjord were located in the outer fjord. The outer fjord exhibits a U-shaped valley formed by ice flow from three tributary glaciers (northern and eastern sides of the MI). In the middle sector, a shallower valley, with steeper slopes, may have been filled by sediments supplied as a result of erosional glacial processes.

Most of the middle and outer-fjord are smoother, and the inner-fjord is rougher (Figure 7). The distinction between submarine sectors was made based on contrasts in depth, elevation and slope.

In addition to the presence of a more prominent morainal bank in the inner sector, there are other contrasts between the morainal banks distributed in MI (Table VI). These are related to frontal stabilizations of the Dobrowolski-Professor-Krak-Goetel glacial system and are higher amplitude in the inner than in the middle and outer-fjord sectors.

In the inner and middle MI sectors, some morainal banks crests were larger, and more spaced (distances of 100 m to 500 m between their crests) than others. There are two areas in

the inner (-49 m mean depth) and middle (-55 m mean depth) sectors with push morainal banks closely spaced, compared to the other sectors of the inner, middle, and outer-fjord seafloor. In the middle and outer-fjord seafloor, morainal banks lie in an N-S orientation (Figure 7) and reflect the shape of the past glacier front.

The presence of steep submarine terrains in the middle sector (near middle and outer sector limits) provides favorable conditions for the development of gravity flows. There is a successive reworking process of the depositional features and there are links between the foreland and underwater processes. The most distal zone to the current glacial margin (Outer), before the LIA, shows reworked glacial deposits and marine sediment cover. It displays relief features in the middle sector, which are reworked, discontinuous and sparse. The inner sector, more recently exposed compared to the other sectors, displays more preserved relief features, mainly those exposed after 1970, as morainal banks. This sector receives the current input of sediments due to its proximity to the glacier front and the adjacent ice-free areas.

Table VI. Morphological characteristics of the landforms identified in the submarine environments of MI.

Morphosedimentary system	Morphology	Maximum length	Distribution in MI	Interpretation
Glacial advance and glacier stabilization	Discontinuous ridges, arranged in the N-S direction, transverse to ice flow.	632 m	Inner	Push morainal bank
	Discontinuous morainal ridges of different sizes. Further from the glacier the ridges become sparser. In the Inner environment, there are morainal banks with N-S direction and W-E.	50 - 1000 m	Inner, Middle, and Outer	Push morainal bank
Rapid ice flow	Lineations aligned in the southwest direction and transverse to the morainal banks.	200 - 500 m	Inner and Middle	Streamlined glacial lineations

In the subaerial sector, the features and their spatial arrangement also show processes of frontal glacial retraction, and sediments and water supply through melt-water channels to the glacimarine environment can be observed. To the areas exposed for a longer period (before LIA) (middle and outer sector), the influence of the glacier becomes less considerable in comparison to the marginal sector towards the ice (inner sector), and depositional landforms are less well preserved. Glacial geomorphological processes and contrasts between subaerial and undersea environments still are in course with the distance from the current glacial margin.

The modern environment and recent glacial retreat pattern

The inner submarine sector contains ice-contact, marginal, proximal, and distal (0 to 2,200 m from the actual ice margin) glacimarine environments according to the Syvitski (1993) classification. The topographic characteristics of the inner-fjord are mainly due to the presence of a variety of modern, sub-parallel morainal banks interpreted as annual push moraines.

Morainal banks in the inner sector are, in general, discontinuous and larger than those found in most parts of the middle sector. In the inner sector, a modern morainal bank is observed, older than the 1970s. Although the present study does not provide specific dating for each morainal bank, the age analysis was based on a remote sensing database.

The Ajax, Stenhouse, Dobrowolski, and Goetel glaciers have recorded recent recessional morainal banks (young, since 1979). These features show the patterns of tidewater glacier retreat caused by regional warming during the last century. The crests of the youngest morainal banks are situated at 329, 524, 525, and 1300 m from the Ajax, Stenhouse, Goetel, and Dobrowolski ice-margins, respectively. In

the 1970s, glacier fronts were proximal to these morainal banks.

The Wanda, Professor, and Dragon glaciers were land-terminating during this period and their recent retreat is recorded in the subaerial environment. In subaerial areas, frontal moraines were generally curved, reflecting the shape of the glacier's previous front.

Morainal banks in the inner sector, close to the Keller Peninsula (Figure 7), are grouped, irregular, and have been reworked by marginal ice flow. The absence of streamlined glacial lineation in this MI sector may also be a consequence of a wide layer of fine sediment covering the bottom. Glacial and marine processes transport and rework the glacimarine sediments (Dowdeswell & Scourse 1990).

Terrestrial and submarine evidence of the long-term changes in the glaciers

MI topographic profiles show that the outermost push morainal bank in the inner sector has a pronounced over-steepening on the upper proximal slope and ice-marginal depositional features of similar morphology have been related to the stages of ice-margin re-advancing in southeastern Iceland by Chandler et al. (2016).

The distal inner morainal bank recorded the last long period of stabilization for the Dobrowolski-Goetel glacial system before 1970. This feature marks the maximum length of a glacier and a long stillstand period of its terminus while grounded (e.g. Hambrey 1994, Glasser et al. 2005, Benn & Evans 2010, Streuff et al. 2015). The terrestrial extensive distal morainic ridges near the Wanda ice-margin were identified in this study. Boulton (1986) affirmed that long-term changes in mass balance, leading to major glacier advances or readvances, also produce large push moraines. Neoglacial cold events were associated with the LIA 450–250 cal yr BP (1500–1700 AD) by Simms et al. (2012), which has

been recorded by distal transverse ridges in the inner sector of the fjords in Antarctic Peninsula, as reported by Shevenell et al. (1996), Guglielmin et al. (2007), García et al. (2016) and by terrestrial morainic ridges (Hall, 2007, Dąbski et al. 2020) on Fildes Peninsula which indicate that a frontal moraine formed during the LIA.

The morainic bank in the middle sector provides records of the long-term glacial change in the region and marks a long stillstand of grounding line position during an earlier neoglacial event. These results agree with those of Wöflfl et al. (2016), who showed that the outermost moraine of the Potter Cove (KGI) probably originated from a distinct stillstand of the glacier front. The authors attributed this landform to a change in climatic conditions and stabilization of the retreating Fourcade Glacier during the neoglacial period (between 2.6 and 1.6 cal kyr BP). Generally, the moraines in the inner parts of fjords developed during glacial readvances and recessional moraine ridges resulting from glacial stillstands during deglaciation (Powell 1983, Ottesen & Dowdeswell 2006, Wöflfl et al. 2016).

The size and spacing of features marginal to the ice, including recessional moraines and morainal banks reflect the duration of the stabilization of the ice-margin. From the current front of the Dobrowolski Glacier to the end of the MI, there are sectors of moraine containing more continuous and less spaced ridges than in other sectors, where we can find less continuous and more spaced ridges. Moraine sectors with more continuous ridges and less spaced from each other are contiguous with the rocky outcrop alignments in the subaerial sector.

Elevated submarine rocky outcrops in these sectors may have acted as pinning points (e.g. the distal area of the inner sector in front of Dobrowolski glacier) and influenced the stabilization of the glacier margin. Once fully

detached from this anchorage point, the loss of stabilizing effects of the topographic pinning points resulted in the susceptibility to a rapid glacier retreat. Smaller and more spaced annual moraines reflect higher rates of glacial ablation and retreat (Bradwell et al. 2013).

The long-term changes in calving rates and mass balance could have been the driver of the changes between the morainal bank patterns in the inner-fjord. Boulton (1986) demonstrated that a high ice velocity just exceeded by the calving rate produces closely spaced push-moraines, while a low velocity in combination with a high calving rate results in well-separated and poorly developed push-moraines.

The outer-fjord has a distinct but smooth-shaped old morainal bank that is characterized as a submarine sill. The oldest is present in the outer sector (a morainal bank with an elevation of 40 m in relation to its base) but some were also found in the middle sector (morainal bank with 100 m height) and inner sector (30 m). In addition to the exposure time, the variation in the size of the grounding line and the morainal bank is related to the thermobasal regime of the glacier and erosional and depositional rates (Powell & Alley, 2013).

Proximal to the Dobrowolski glacier front, the streamlined glacial lineations have higher ratio elongation values (e. g. 8 – 7.5) than the more distant ones (e. g. 3.8 – 5.3 values). The lineations were formed earlier than the small ridges, as indicated by the observation that the small ridges cross-cut the lineations, as identified by Wöflfl et al. (2016) in Potter Cove (Maxwell Bay).

Drumlins, studied in a previous paper by Magrani et al. (2015) in MI, were identified as streamlined glacial lineations in that paper due to the radius values of such landforms in inner and middle sectors.

These lineations were not observed on the seafloor near the Wanda, Dragon, Professor, and Krak glaciers and Stenhouse-Ajax system. This may be related to the existence of conditions of slow ice-flow. However, others subglacial landforms, including striated pavements (Rosa et al. 2013) and flutings, were indicative of wet-based thermal and sliding glaciers.

Glacial lineations were also identified by Arndt (2018) in fjords in East Greenland. These features are formed under conditions of rapid glacial flow, are generally a few meters high in relation to their base (up to 50 m), and are spatially aligned to the direction of ice flow (Dowdeswell et al. 2004). Some of these elongated features initiate at knolls, such as crag-and-tails or drumlins (Arndt, 2018). Subglacial features such as these represent a wet-based thermal regime (Benn & Evans 2010). Arndt and Evans (2016) propose that streamlined glacial lineations are subglacial depositional features that involve active ice flow.

Streamlined glacial lineations are aligned N-S and NNE-SSW near the ice margin of the inner sector and change to NE-SW in the deep zones of the inner and middle sectors. These characteristics indicate that the paleo-ice flow direction changed.

Streamlined glacial lineations are larger and more widely spaced in the middle sector compared to those in the inner sector. The difference in the size of the features in each environment may be related to the erodibility of the bedrock. Thus, it appears that the glacial paleo-ice flow that united the Dobrowolski-Goetel glacial system and filled the middle sector was probably faster and thicker than current glaciers. Dowdeswell et al. (2004) noted that glacial lineations suggest a past presence of fast-flowing ice flow at the time of their formation and are conditioned by a deformable sedimentary layer at the bed.

This outermost morainal bank in the outer-fjord probably coincides with a topographic change in the basement (a higher cross-fjord elevation) and is related to a pinning point (between 100 m and 200 m water depth: Figures 6, 7). This area exhibits the steepest gradient, which is related to the Krakow fault (Figure 1C). The steep slopes, positive mass balance, ice thickness, and greater ice velocity suggest a strong glacial erosion potential in the past (Rippin et al. 2003).

The paleo-ice flow was controlled according to the orientation of the Ezcurra Fault (NE-SW). The cliffs of the valley are linked to the Ezcurra fault due to the differential erosion in MI. The Ajax-Stenhouse tributary ice-flow direction is linked to the Krakow fault-aligned N-S (Birkenmajer 1991).

The outermost morainal bank provided a stabilization for past ice-margin position at the head of the steep slope that lies seaward of it. Once detached from this topographic position the glacier was able to retreat more rapidly, with more widely spaced moraines and less continuous crests. The bathymetry and topography exert a prominent control on the tidewater glacier response to climate changes (Bianchi et al. 2020).

The hypsometric and slope values of the new DEM are in good agreement with the Admiralty Bay DEM by Rosa et al. (2014) for subaerial foreland. The advantage of the multisource and multi-resolution DEM is the automatic processing and an appropriate morphological profile that revealed the subaerial and submarine processes and glacial dynamics. The new DEM has great potential to facilitate integrated geomorphological analysis and shows actual glacier elevations.

CONCLUSIONS

The combination of DEMs and geomorphometric products for the subaerial and submarine environments in the MI showed geomorphological contrasts between the depositional environments and the pattern of glacial shrinkage since the Late Holocene. Some stabilization phases were followed by periods of more rapid retreat, as suggested by the larger spacing between morainal banks. Integrating geomorphometric and geomorphological high-resolution data from submarine and subaerial sectors of the fjord enable the understanding of the former glacier configuration and its deglaciation history.

The morainal banks formed at the last maximum advance in the LIA mark the maximum length of a glacier and a long stillstand period of its terminus while grounded.

The inner sector, close to the coastline, is quite distinct because it displays larger morainal banks, which are less reworked compared to the middle and outer regions, possibly due to the shorter duration of exposure to glacial and oceanic sedimentation. Landforms in this sector have greater amplitude when compared to other landforms, whereas in the middle sector, there is a shallower U-shaped valley, compared to downstream.

The geomorphological interpretation demonstrates a wet-based thermal regime and confluent flow direction NE-SW for past paleo-ice flow. It was possible to infer the behavior of glacial flow in the past through the presence and spacing between features, which revealed a history of deglaciation during the late Holocene.

The topography of the MI environment influenced the anchoring positions of the glacier ice margin flowing along the fjord and their ice margin stabilization in the past.

Statistical and geomorphological analysis integrated the subaerial and submarine areas and provided the distinction for each different sector. The foreland sector has links with the submarine environment through sediment input carried by the meltwater flows.

The analysis of submarine and subaerial glacial landforms will enable future studies to reconstruct fluctuations in the extent of glaciers flowing into the MI.

Acknowledgments

We acknowledge the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) Project 465680/2014-3 (INCT da Criosfera), Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Brazilian Antarctic Program (PROANTAR), Foundation of Research Support of the State of Rio Grande do Sul (FAPERGS) for financial support, and Postgraduate Program in Geography of the UFRGS.

REFERENCES

- AJVAZI B & CZIMBER K. 2019. A comparative analysis of different DEM interpolation methods in GIS: case study of Rahovec, Kosovo. *Geodesy Cartogr* 45: 43-48.
- ARIGONY-NETO J, SIMÕES JC, BREMER UF & DANI N. 2002. Perspectivas para o gerenciamento ambiental da Baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica. *Rev Dep Geogr* 15: 92-99.
- ARNDT JE & EVANS J. 2016. Glacial lineations and recessional moraines on the continental shelf of NE Greenland. *Geol Soc Mem* 46: 263-264.
- ARNDT JE. 2018. Marine geomorphological record of Ice Sheet development in East Greenland since the Last Glacial Maximum. *J Quat Sci* 33: 853-864.
- BENN DI & EVANS DJA. 2010. *Glaciers and glaciation*. London: Hodder Education, 802 p.
- BIANCHI TS ET AL. 2020. Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). *Earth Sci Rev* 203: 103145.
- BIRKENMAJER K. 1991. Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, west Antarctica: evaluation of data. In: Thomson MRA et al. (Eds), *Geological evolution of Antarctica*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 627-632.

- BJÖRCK S, HÅKANSSON H, OLSSON, BARNEKOW L & JANSSENS J. 1993. Palaeoclimatic studies in South Shetland Islands, Antarctica, based on numerous stratigraphic variables in lake sediments. *J Paleolimnol* 8: 233-272.
- BOULTON GS. 1986. Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology* 33: 677-698.
- BOULTON GS, SMITH GD, JONES AS & NEWSOME J. 1985. Glacial Geology and Glaciology of the Last Mid-latitude Ice Sheets. *J. Geol Soc London* 142: 447-474.
- BRADWELL T, SIGURÐSSON O & EVEREST J. 2013. Recent, very rapid retreat of a temperate glacier in SE Iceland. *Boreas* 42: 959-973.
- CHANDLER BM, EVANS DJA & ROBERTS DH. 2016. Characteristics of recessional moraines at a temperate glacier in SE Iceland: Insights into patterns, rates and drivers of glacier retreat. *Quat Sci Rev* 135: 171-205.
- CLARK CD. 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surf Proc Land* 18: 1-29.
- COMIN AN & JUSTINO F. 2017. Investigação Climatológica na Península Antártica e no Arquipélago das Shetlands do Sul. *Anuário IGEO* 40: 74-81.
- CUFFEY KM, CONWAY H, GADES AM, HALLET B, LORRAIN R, SEVERINGHAUS JP, STHEIG EJ, VAUGHN B & WHITE JWC. 2000. Entrainment at cold glacier beds. *Geology* 28: 351-354.
- DĄBSKI M, ZMARZ A, RODZEWICZ M, KORCZAK-ABSHIRE M, KARSZNIA I, LACH K M, RACHLEWICZ G & CHWEDORZEWSKA K J. 2020. Mapping Glacier Forelands Based on UAV BVLOS Operation in Antarctica. *J Remote Sens* 12: 630.
- DOWDESWELL JA & SCOURSE JD. 1990. On the description and modelling of glacial marine sediments and sedimentation. In: Dowdeswell JA et al. (Eds), *Glacial Marine Environments: Process and Sediments*. Geological Society Special Publication, 53, p. 1-13.
- DOWDESWELL JA, Ó COFAIGH C & PUDSEY CJ. 2004. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. *Geology* 32: 13-16.
- DOWDESWELL JA, OTTESEN D & RISE L. 2006. Flow-switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology* 34: 313-316.
- DOWDESWELL JA, OTTESEN D & NOORMETS R. 2016. Submarine slides from the walls of smeerenburg fjorden, NW Svalbard. In: Dowdeswell JA et al. (Eds), *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. vol. 46. Geological Society, London, Memoirs, p. 105-106.
- DYER KR. 1997. *Estuary – A Physical Introduction*. 2nd ed. Londres: John Wiley, 195p.
- EVANS DJA. 2003. *Glacial landsystems*. Hodder–Arnold, 545 p.
- FABRÉS J, CALAFAT A, CANALS M, BARCENA MA & FLORES JA. 2000. Bransfield Basin fine-grained sediments: late-Holocene sedimentary processes and Antarctic oceanographic conditions. *Holocene* 10: 703-718.
- FLINK AE, NOORMETS R, KIRCHNER N, BENN DI, LUCKMAN A & LOVELL H. 2015. The evolution of a submarine landform record following recent and multiple surges of Tunabreen glacier, Svalbard. *Quat Sci Rev* 108: 37-50.
- GARCÍA M, DOWDESWELL JA, NOORMETS R, HOGAN KA, EVANS J, COFAIGH C & LARTER RD. 2016. Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behaviour since the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev* 153: 122-138.
- GEHRMANN A & HARDING C. 2018. Geomorphological Mapping and Spatial Analyses of an Upper Weichselian Glacitectonic Complex Based on LiDAR Data, Jasmund Peninsula (NE Rügen). *Germany Geosc* 8: 208.
- GLASSER NF & GHIGLIONE MC. 2009. Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology* 105: 291-302.
- GLASSER NF, JANSSON NK, HARRISON S & RIVERA A. 2005. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology* 71: 263-277.
- GLIMS. 2000. Global Land Ice Measurements from Space. Available in: <http://www.glims.org/> Access in: 15/01/2021.
- GUGLIELMIN M, CONVEY P, MALFASI F & CANNONE N. 2007. Glacial fluctuations since the medieval warm period at Rothera point (western Antarctic Peninsula). *Holocene* 17: 1253-1258.
- HALL BL. 2007. Late-Holocene advance of the Collins ice cap, King George island, South Shetland islands. *The Holocene* 17: 1253-1258.
- HAMBREY M. 1994. *Glacial Environments*. London: UCL Press, 296 p.
- HOWAT IM, PORTER C, SMITH BE, NOH MJ & MORIN P. 2019. The Reference Elevation Model of Antarctica. *The Cryosphere* 13: 665-674.
- JOHN BS & SUGDEN DE. 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. *Brit Antarct Surv B* 24: 45-111.

- KEJNA M, ARAZNY A & SOBOTA I. 2013. Climatic Change on King George Island in the Years 1948 – 2011. *Pol Polar Res* 34: 213-235.
- KLEMAN J, HATTESTRAND C, STROEVEN AP, JANSSON KN, DE ANGELIS H & BORGSTROM I. 2006. Reconstruction of paleo-ice sheets – inversion of their glacial geomorphological record. In: Knight PG (Ed), *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell, Oxford, p. 192-198.
- MAGRANI F, AYRES-NETO A & VIEIRA R. 2015. Glaciomarine sedimentation and submarine geomorphology in Admiralty Bay, South Shetland Islands, Antarctica. *IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium (RIO Acoustics)*, Rio de Janeiro, p. 1-6.
- MATSUOKA K, SKOGLUND A & ROTH G. 2018. Quantarctica Dataset. Norwegian Polar Insitute.
- MÄUSBACHER R. 1991. Die Jungkvartare Relief – und Klimageschichte im Bereich der Fildeshalbinsel, Süd-Shetland-Inseln, Antarktis: *Heidelberger. Geogr A* 89: 207.
- NIESSEN F ET AL. 2013. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin. *Nat Geosci* 6: 842-846.
- OTERO J, NAVARRO FJ, LAPAZARAN JJ, WELTY E, PUCZKO D & FINKELNBURG R. 2017. Modeling the controls on the front position of a tidewater glacier in Svalbard. *Front* 5.
- OTTESEN D & DOWDESWELL JA. 2006. Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. *J Geophys* 111.
- PERONDI C, ROSA KK, PETSCH C, IDALINO FD, OLIVEIRA MAG, LORENZ JL, VIEIRA R & SIMÕES JC. 2020. Recentes alterações nas geleiras e nos sistemas paraglaciais, Antártica Marítima. *Regne* 6: 292-301.
- POWELL RD. 1983. Glacial-marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska. IN: Molnia BF (Ed), *Glacial-marine sedimentation*. Plenum Press, New York, p 185-232.
- POWELL RD. 1984. Glacimarine process and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glaciers sediments based on Quaternary examples. *Mar Geol* 57: 1-52.
- POWELL RD & ALLEY RB. 2013. Grounding-Line Systems: Processes, Glaciological Inferences and the Stratigraphic Record, in *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*. *Antarct Res Se* 2: 169-187.
- PUNKARI M. 1995. Glacial flow systems in the zone of confluence between the Scandinavian and Novaya Zemlya ice sheets. *Quat Sci Rev* 14: 589-603.
- RIPPIN DM, BAMBER JL, SIEGERT MJ, VAUGHAN DG & CORR HFJ. 2003. Basal topography and ice flow in the Bailey/Slessor region of East Antarctica. *J Geophys Res-Earth* 108.
- ROSA KK, VIEIRA R, MENDES JR CW, SOUZA JR & SIMÕES JC. 2013. Compilation of geomorphological map for reconstructing the deglaciation of ice-free areas in the Martel inlet, King George island, Antarctic. *Rev Bras Geomorf* 14: 181-187.
- ROSA KK, MENDES JÚNIOR CW, VIEIRA R, DANI N & SIMÕES JC. 2014. Análise morfométrica do setor norte da baía do Almirantado, Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica. *Bolet Geografia* 32: 52- 61.
- SHEVENELL A, DOMACK EW & KERNAN G. 1996. Record of Holocene paleoclimate change along the Antarctic Peninsula: evidence from glacial marine sediments, Lallemand Fjord. *Proc R Soc Tasman* 130: 55-64.
- SICIŃSKI J, JAŹDŹEWSKI K, BROYER CD, PRESLER P, LIGOWSKI R, NONATO EF & CAMPOS LS. 2011. Admiralty Bay benthos diversity - A census of a complex polar ecosystem. *DEEP-SEA RES PT II: Topical Studies in Oceanography* 58: 30-48.
- SIMMS AR, MILLIKEN KT, ANDERSON JB & WELLNER JS. 2011. The marine record of deglaciation of the South Shetland Islands, Antarctica since the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev* 30: 1583-1601.
- SIMMS AR, IVINS E R, DEWITT R, KOUREMENOS P & SIMKINS LM. 2012. Timing of the most recent Neoglacial advance and retreat in the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula: insights from raised beaches and Holocene uplift rates. *Quat Sci Rev* 47: 41-55.
- SOBOTA I, KEJNA M & ARZANY A. 2015. Short-term Mass Changes and Retreat of the Ecology and Sphinx Glacier System, King George Island, Antarctic Peninsula. *Antarct Sci* 27: 500-510.
- STOKES CR & CLARK CD. 2002. Ice stream shear margin moraines. *Earth Surf Proc Land* 27: 547-558.
- STREUFF K, FORWICK M, SZCZUCINSKI W, ANDREASSEN K & Ó COFAIGH C. 2015. Submarine landform assemblages and sedimentary processes related to glacier surging in Kongsfjorden, Svalbard. *Arktos*, 1.
- SYVITSKI JPM, BURREL DC & SKEI JM. 1987. *Fjords: Process and Products*. New York: Springer-Verlag, 379 p.
- SYVITSKI JPM. 1993. Glaciomarine environments in Canada: an overview. *Can J Earth Sci* 30: 354-371.
- THOMSON MRA, PANKHURST RJ & CLARKSON PD. 1983. The Antarctic Peninsula a Late Mesozoic – Cenozoic arc (Review). In: Oliver RL et al. (Eds), *Antarctic Earth Science*. Canberra: Australian Academy of Science; Cambridge, p. 328-333.

WÖLFL AC, WITTENBERG N, FELDENS P, HASS HC, BETZLER C & KUHN, G. 2016. Submarine landforms related to glacier retreat in a shallow Antarctic fjord. *Antarct 28*: 475-486.

YOON HH, PARK B.K, KIM Y & KIM D. 2000. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fiorde margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 157*: 189-211.

⁶University of Maine, Climate Change Institute,
168 College Ave, Orono, ME, USA

Correspondence to: **Cleiva Perondi**
E-mail: cleivaperondi@gmail.com

Author contributions

All authors analyzed the data and wrote the paper.

How to cite

PERONDI C, ROSA KK, VIEIRA R, MAGRANI FJG, AYRES NETO A & SIMÕES JC. 2022. Geomorphology of Martel inlet, King George Island, Antarctica: a new interpretation based on multi-resolution topo-bathymetric data. *An Acad Bras Cienc 94*: e20210482. DOI 10.1590/0001-3765202220210482.

*Manuscript received on March 30, 2021;
accepted for publication on January 22, 2022*

CLEIVA PERONDI¹

<https://orcid.org/0000-0003-2202-2721>

KÁTIA KELLEM DA ROSA²

<https://orcid.org/0000-0003-0977-9658>

ROSEMARY VIEIRA³

<https://orcid.org/0000-0003-0312-2890>

FABIO JOSÉ GUEDES MAGRANI⁴

<https://orcid.org/0000-0002-9487-5849>

ARTHUR AYRES NETO⁵

<https://orcid.org/0000-0002-2982-245X>

JEFFERSON C. SIMÕES^{1,6}

<https://orcid.org/0000-0001-5555-3401>

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geografia, Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil

³Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Av. Gal. Milton Tavares de Souza, s/n, 24210-346 Niterói, RJ, Brazil

⁴Universität Bern, Oeschger Centre for Climate Change Research & Institut für Geologie. Baltzerstrasse 1+3, 3012 Bern, Switzerland

⁵Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia e Geofísica, Av. Gal. Milton Tavares de Souza, s/n, 24210-346 Niterói, RJ, Brazil



CAPÍTULO IV

ARTIGO PUBLICADO NA REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA,
INTITULADO “*PALEOGLACIOLOGICAL RECONSTRUCTION AND
GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF DOBROWOLSKI GLACIER, KING GEORGE
ISLAND, ANTARCTICA*”.

Research Article

Paleoglaciological reconstruction and geomorphological mapping of Dobrowolski Glacier, King George Island, Antarctica

Reconstrução paleoglaciológica e mapeamento geomorfológico da geleira Dobrowolski, Ilha Rei George, Antártica

Cleiva Perondi¹, Kátia Kellem da Rosa² Fabio José Guedes Magrani³ Carina Petsch⁴ Rosemary Vieira⁵ Arthur Ayres Neto⁶ and Jefferson Cardia Simões⁷

- ¹ Programa de Pós-graduação em Geografia. Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre - RS, Brasil. (51) 33087522. E-mail: cleiva.perondi@ufrgs.br
ORCID: 0000-0003-2202-2721
- ² Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre - RS, Brasil. E-mail: katia.rosa@ufrgs.br
ORCID: 0000-0003-0977-9658.
- ³ Universität Bern. Oeschger Centre for Climate Change Research & Institut für Geologie. Baltzerstrasse 1+3, 3012 Bern. Switzerland. E-mail: fabiomagrani@gmail.com
ORCID: 0000-0002-9487-5849
- ⁴ Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), Av. Roraima, 1000, Santa Maria, Rio Grande do Sul. CEP 97105-900. Brasil. E-mail: carina.petsch@ufsm.br
ORCID: 0000-0002-1079-0080.
- ⁵ Instituto de Geociências. Departamento de Geografia da Universidade Federal Fluminense. Av. Gal. Milton Tavares de Souza, s/n 24210-346, Niterói/RJ. Brasil. E-mail: rosemaryvieira@id.uff.br
ORCID: 0000-0003-0312-2890.
- ⁶ Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, Av. Gal. Milton Tavares de Souza, s/n 24210-346, Niterói/RJ. Brasil. E-mail: aayres@id.uff.br
ORCID: 0000-0002-2982-245X
- ⁷ Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre - RS, Brasil. Climate Change Institute, University of Maine, Orono, ME, USA. E-mail: jefferson.simoese@ufrgs.br
ORCID: 0000-0001-5555-3401

Received: 09/06/2023; Accepted: 09/08/2023; Published: 19/09/2023

Abstract: The paper aims to reconstruct the fluctuations of Dobrowolski Glacier, a tidewater glacier located in the inner position of the Admiralty Bay (King George Island, Antarctica), from the Little Ice Age (1400-1700) until the present. Measurements of the glacier's area and length were based on multitemporal satellite imagery and submarine glacial landforms. The glacier surface area variations between the Little Ice Age and 2014 A.D were estimated. Morainic banks and paleoglacial reconstructions provided evidence of fluctuations in the surface area of the glacier between PIG and 2014 AD. Therefore, four stages of analysis were established: Stage I (Part I) (1400 to 1700), Stage I (Part II) (1700 until the mid-20th century), Stage II (mid-20th century until the 1980s), Stage III (1980 to 2000), and Stage IV (2000 to 2020). The climate during the Little Ice Age triggered the last major glacial advance, and their grounding line position was recorded by an external and prominent morainic

bank. After the major glacial advance position of the grounding line, the ice-margin has undergone higher retreat rates (stage I) as response to the warming trend and the loss of anchoring point. The stage II (Unit B) is recorded by distal and discontinuous morainal ridges and glacial lineations formed in the context of an active ice flow at a deeper point in the fjord. During stage III (Unit C) glacial lineations and steep slopes occur, while landforms are less preserved, revealing a fast shrinkage phase. Stage IV is characterized by discontinuous morainic ridges (Unit D), when the glacier presents the highest annual glacial area loss. Currently, the accelerated shrinkage may be linked to the loss of anchorage on seamounts (serving as pinning points) and increased warming. The U-shaped valley geometry has also influenced the glacier shrinkage processes and the redirection of glacial paleoflow during the last 300 years. The retreat rate to mid-20th century-2020 period is higher than Little Ice Age- mid-20th century period.

Keywords: Climate change; Glacial extent; Glacier reconstruction; Ice-margin; Little Ice Age; Morainal banks.

Resumo: O trabalho visa reconstituir a paleoglaciologia da Geleira Dobrowolski, uma geleira de descarga de maré na Baía do Almirantado (Ilha Rei George, Antártica Marítima), desde a Pequena Idade do Gelo (PIG) (1400-1700) ao presente. Foram utilizados modelos digitais de elevação, dados de batimetria, imagens de satélite multitemporais e interpretação de formas de relevo glaciomarinhas para as medições de área, comprimento e reconstruir o perfil superficial da geleira. Bancos morânicos submarinos e reconstruções paleoglaciais mostraram as flutuações na área superficial da geleira entre a PIG e 2014 D.C. Portanto, foram estabelecidos 4 estágios de análise: I (parte I) (1400 a 1700) I (parte II) (1700 até meados do século XX) II (meados do século XX até a década de 1980) III (1980 a 2000) e IV (2000 a 2020). As forçantes climáticas durante a PIG desencadearam o último grande avanço da geleira até a posição da linha de aterramento em um banco morânico externo e proeminente. Após a posição da linha de aterramento, em banco morânico, durante a PIG, a geleira (estágio I) apresentou significativas taxas de retração com a perda de seu ponto de ancoragem em resposta à tendência de aquecimento. No estágio II, há ocorrência de bancos morânicos distantes entre si, com cristas descontínuas e a presença de lineações glaciais formadas em um contexto de fluxo de gelo ativo quando a geleira Dobrowolski alcançava um ponto de maior profundidade do fiorde. Durante o estágio III ocorrem lineações glaciais e declive acentuado, embora feições de relevo sejam menos preservadas devido às altas taxas de retração. O estágio IV é caracterizado por cristas morânicas descontínuas e a maior perda de área glacial anual. A geleira reduziu substancialmente sua superfície glacial depois de sair do ponto de ancoragem. A taxa de retração da geleira desde meados do século XX é maior do que a evidenciada entre o período correspondente a 1700 até meados do século XX.

Palavras-chave: Bancos morânicos; Extensão glacial; Pequena Idade do Gelo; Mudanças climáticas.

1. Introduction

Glaciers' extent can be proxies for paleoclimate reconstruction at different time scales (decades to millennia), as they are present on almost all continents and sensitive to climate. Varying their extents as thicknesses during warm and cold periods, such as the Last Glacial Maximum (MACKINTOSH; ANDERSON; RAYMOND, 2016). Reconstructing glacial fluctuations contributes to the understanding of past, present, and future climate changes. Depositional features, such as moraines (ROSA et al., 2013, 2014b; MACKINTOSH; ANDERSON; RAYMOND, 2016; LIANG et al., 2018), can be a good record of glacial front changes.

Historical temperature series contribute to the understanding of glacial fluctuations. Mulvaney et al. (2012) carried out a study based on ice cores on James Ross Island and reconstructed the historical temperature series for the last 5,000 years BP. Evidence showed that ice shelves reached the vicinity of the northern sector of the Antarctic Peninsula during the Upper Holocene, by a cooling event starting from 2,500 years BP. In addition, the authors suggest a pronounced cooling stage as early as 600 BP. For the Antarctic Peninsula and the Southern Shetlands islands, recent environmental changes (20th and 21st century) were related to the global warming trend (SIEGERT et al., 2019; DZIEMBOWSKI; BIALIK, 2022). Temperature data for King George Island (KGI), presented by Kejna, Arazny, and Sobota (2013), show an increase of 1.2°C for the period 1948 to 2011.

Dating is another important element that supports the reconstruction of glacial environments. Paleoglaciological studies focus mainly on cycles of glaciations and deglaciations that occurred during the Quaternary, while methods for dating depositional events make it possible to extract the chronologies of glacial

events (FASTOOK; HUGHES, 2013). Geoforms are also widely used to support glacial information on different time scales (millennia, centuries, and decades; BENN & EVANS, 2010).

Geographic Information System has been used in several analyses and generation of models to interpret glacial extent (ROSA et al., 2014a; SIMÕES et al., 2015; ROSA et al., 2020; PERONDI et al., 2022; DZIEMBOWSKI; BIALIK, 2022). Thus, when using geomorphological proxies, it is important to have established at what scale we want to obtain information about the environment and which relief records are efficient for each scalar context.

This paper aims to reconstruct the paleoglaciology (area and length) of Dobrowolski Glacier since the Little Ice Age (1400-1700) through interpretations of the geomorphological record in the interscalar context and comparing with the glacial fluctuations evidenced since the mid-20th century through an ice core obtained from James Ross Island by Mulvaney et al. (2012).

2. Study Area

Currently, KGI has both marine terminus glaciers, such as Dobrowolski Glacier, and land terminus glaciers (PERONDI et al., 2020). The marine-glacial front glaciers are characterized by their cliff-like shape that allow the calving of icebergs (SIMÕES, 2004). Its frontal sector is in contact with the Martel Inlet (MI), located at the northern sector of the Admiralty Bay (Figures 1A and 1B). The Admiralty Bay is a Specially Managed Antarctic Area and an important area of interest for the Brazilian Antarctic Program, due to the presence of the Antarctic Station Comandante Ferraz – EACF in portuguese (Figure 1C).

Admiralty Bay's glaciers present steep gradients, with intense fracturing, and some present fast flow (ARIGONY-NETO, 2001). Different studies analyzed the retreat of glaciers in the area (ANGIEL; DAŃSKI, 2012; ROSA et al., 2020; PERONDI et al., 2022). As glaciers retreat, they expose depositional features which provide information about the glacial history of the site and ongoing changes.

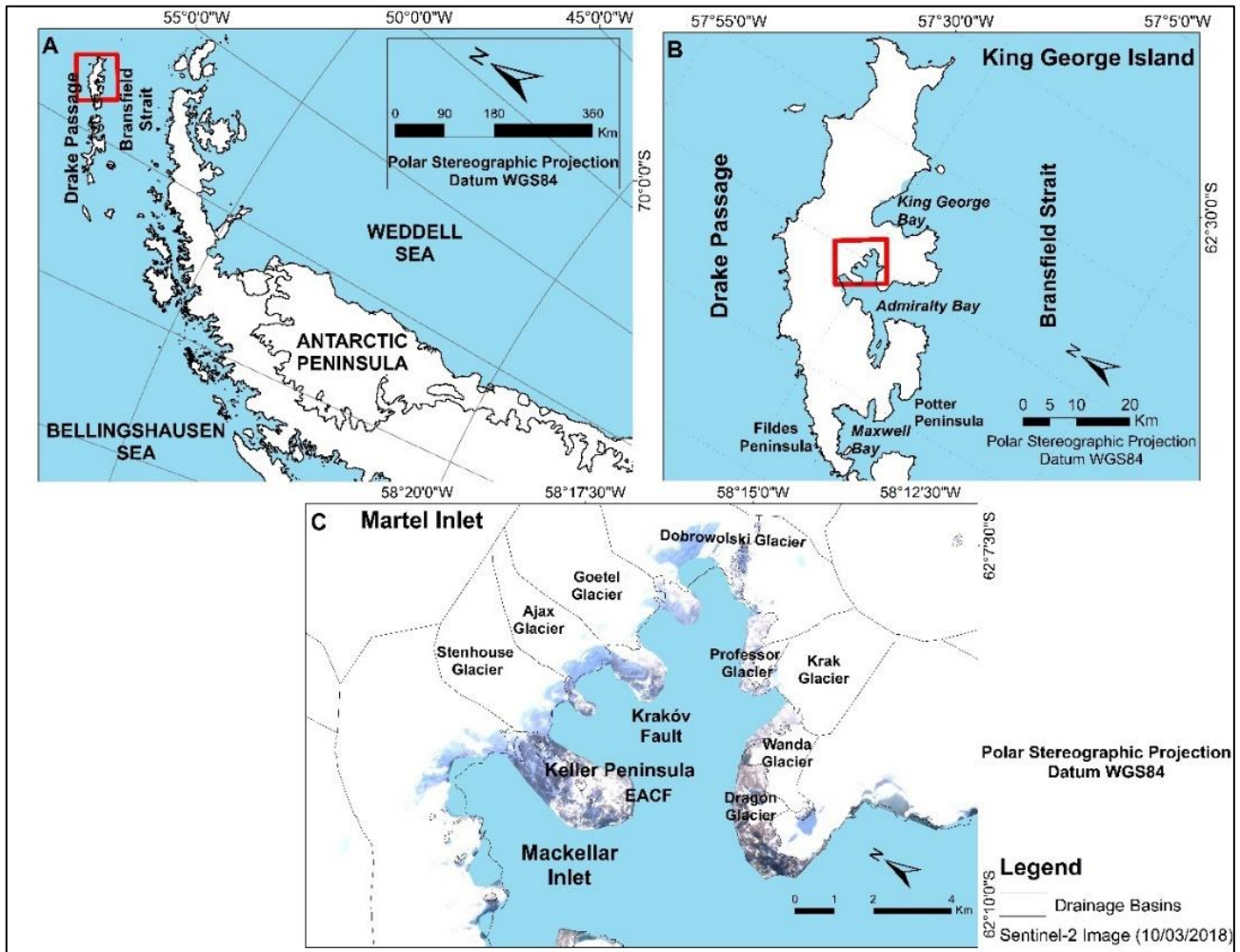


Figure 1. Location map. a) KGI location northeast of the Antarctic Peninsula. b) The inset red polygon is representing the location of Martel Inlet on KGI. c) Martel Inlet located along the Kraków Fault (with N-S orientation) and their current glaciers. Data source: Quantarctica (Matsuoka et al. 2018).

The climate in the South Shetlands region is classified as subpolar maritime (SETZER et al., 2004). During the summer months, the temperature may reach some degrees above 0 °C (RACHLEWICZ, 1997; BRAUN, 2001). The KGI is influenced by moisture from the Maritime Antarctic, with net precipitation occurring mainly during March and April (SETZER et al., 2004).

The island is associated with an extension of the Scotia Arc (CURL, 1980). This arc developed during the breakup of the Gondwana supercontinent, which led to the separation of southern South America from the Antarctic ridge (LIVERMORE; WOOLLETT, 1993), by a transcurrent fault zone (MALDONADO et al., 1998). Sedimentary, metasedimentary, volcanic, and intrusive igneous rocks from the Upper Jurassic, Upper Cretaceous to Miocene are observed in the island (BARTON, 1965). The Martel Inlet is connected to the Ezcurra fault system, which has NE-SW orientation, the Kraków fault, with N-S orientation, and both Barton Horst and Warszawa tectonic blocks (BIRKENMAJER, 1991).

Dobrowolski Glacier currently flows down valley. This valley has a topographic width of 355 meters, considering its drainage dividers and in its longitudinal profile has a topographic amplitude of 650 meters, considering the subaerial and submarine sectors.

3. Materials and Methods

This item aims at presenting the database and analysis techniques.

3.1 Interpretation of the length of Dobrowolski Glacier from the Little Ice Age

The measurements of Dobrowolski Glacier's length and area were based on morainal records geomorphological (morainal banks), for the years of 1956, 1979, 1989, 1995, 2000, 2003, 2005, 2011, 2021 and satellite images or topographic charts. The data is composed of optical and SAR images (1979-2020), a Digital Elevation Model and multibeam bathymetry. The data was analyzed in ArcGIS™, QGIS, and CARIS softwares (Table 1).

Table 1. Orbital images and digital elevation model used in the present research.

Data/Sensor	Acquisition date	Band	Spatial Resolution	Type of Data	Source
SPOT/MSS	February 1989	3,2,1	20 m	Optical imaging	Polar and Climate Center of UFRGS
Landsat 4 TM	January 28, 1989	3,2,1	30 m	Optical imaging	https://earthexplorer.usgs.gov/
Sentinel-2B	January 19, 2020	2, 3, 4, 8 / 11	10 m and 20 m	Optical imaging	https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home
Sentinel-1 IW HH	March 20, 2020	C	5x20 m	SAR image	https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home
TanDEM-X	2016	X	12 m	Digital Elevation Model	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.863567
IBCSO	2013	-	500 m x 500 m	Digital Bathymetric Model	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.805736
Topobathymetric	2009/ 2017	-	4	Elevation and bathymetric model (multibeam)	Perondi et al. (2022)

In addition to the aforementioned data, shapefiles of the glacier front obtained in previous work by Rosa et al. (2013; for the years 2003, 2005, and 2011), Arigony-Neto (2001; for the years 1956, 1979, 1988, 1995, and 2000) and dating informations of the study area (YOON, 2000) were used. Shapefiles of drainage dividers were obtained from Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS project). Bathymetric and shoreline information used to

delimit Dobrowolski Glacier derive from the Antarctic Digital Database (GERRISH et al., 2020) and Quantarctica (MATSUOKA et al., 2021) (Table 2).

Table 2. Vector databases

Shapefile	Year	Source
GLIMS	2000	https://www.glims.org/
Antarctic Digital Database	-	https://www.scar.org/resources/antarctic-digital-database/
Dados Quantarctica	-	https://www.npolar.no/quantarctica/
Shapefiles	1979, 1988, 1995, and 2000	Arigony-Neto (2001)
Shapefiles	2003, 2005, and 2011	Rosa et al. (2013)

For the atmospheric corrections on satellite images, a Semi-Automatic Classification add-on (CONGEDO, 2016) was employed, although the atmospheric correction was performed through dark object subtraction. The images were coregistered with a Sentinel-2B image (error < 1 pixel). An error in co-registration of ± 1 pixel is permissible, as observed by other authors (NIE et al., 2013; LI et al., 2020). The RGB color compositions used were: 321 and 432 for the SPOT and Sentinel-2B scenes, respectively.

For the validation of the mappings, both Normalized Difference Snow Index and Normalized Difference Water Index were used, since these indices show an efficient method for the delimitation of glacial features (ALBERT, 2002). During the Brazilian Antarctic Operation (OPERANTAR) XXXVIII and XXXIX (2020 and 2021) photographs were taken showing the current environmental context of the studied site, such as ice-free areas and the ice-margin of Dobrowolski Glacier. The uncertainty of the length mappings was less than 0,06 km. The lowest uncertainty was 0,03 km for 2020 length measurements. The measurement error of the image mapping was based on the methodology of Li et al. (2015).

The identification of relief features was performed manually in ArcGIS, based on identification criteria proposed by Bennet & Glasser (1996), Ottesen & Dowdeswell (2006), Benn & Evans (2010), Streuff et al. (2015), and Wöfl et al. (2016). These criteria involve the morphology (discontinuous mounds or linear ridges, sinuous ridges), morphometrical characteristics, depositional environment, sedimentology, genesis (mass movement indicators, glaciotectonic deformation, and others), the context in the glacier (parallel or perpendicular to ice-flow). This approach applies sedimentological analysis and fieldwork photographs, high-resolution satellite images, digital elevation models, and geomorphometric data.

Geomorphometric data such as, slope, hypsometry, shading relief, and topographic profiles, supported by the interpretation of environments and landforms, through ArcGIS™ software. These products show depth values for each glacial stage, average slopes, the approximate number of depositional ridges across the ice, the average

distance between ridges across the ice, the scales of the ridges, and the fjord confluence factor. ArcGIS™ software was also used to map the morainal banks and the length of Dobrowolski Glacier.

The measurements of Dobrowolski Glacier's length in Little Ice Age was inferred based on prominent outer morainal bank position (which demonstrate old extensions and grounding lines location). Morainal banks at this position in the fjord are similar with others observed by Wöflf et al. (2016) at Potter Cove, KGI, and also related to the Little Ice Age.

3.2 Interpretation of the evolutionary stages of Dobrowolski Glacier

The evolutionary stages of Dobrowolski Glacier were interpreted based on the characteristics of the relief features of the study area, such as the morainal banks and the bathymetric data as performed by Oliva et al. (2019) and Petsch et al. (2020). Four stages were established: Stage I (Part I) (1400 to 1700), Stage I (Part II) (1700 until the mid-20th century), Stage II (mid-20th century to the 1980s), Stage III (1980 to 2000), and Stage IV (2000 to 2020). The parameters observed for the delineation of the stages comprise the distance from the present glacial front line, depth, and structures of the relief features. The retreat rate was estimated for each period.

3.3 Variation of the glacier surface of Dobrowolski Glacier since the Little Ice Age

The downstream-upstream glacial surface variation from the Little Ice Age was obtained using a similar approach as performed by Benn & Hulton (2010). The approach uses bedrock values and known target elevations to calculate the glacial surface. To reconstruct the 2D topographic profile, the subglacial bedrock values provided by Bedmap2 (POPE, 2017) and the digital bathymetric model (current subsea sector) were considered. To obtain the distance values between the end of the glacier and visualize the elevation values of the bedrock embayment, topographic profiles were drawn using ArcGIS™.

For the year of 2014, the elevation values provided by TanDEM-X (2014) were used to generate the glacial surface of Dobrowolski Glacier. Its glacial surface since the Little Ice Age was inferred based on nunataks and trimlines that contained the glacial cover of 1988 (Figure 2). It is thus assumed that the highest point of these features would also be under the ice (but not very thick) during the Little Ice Age.

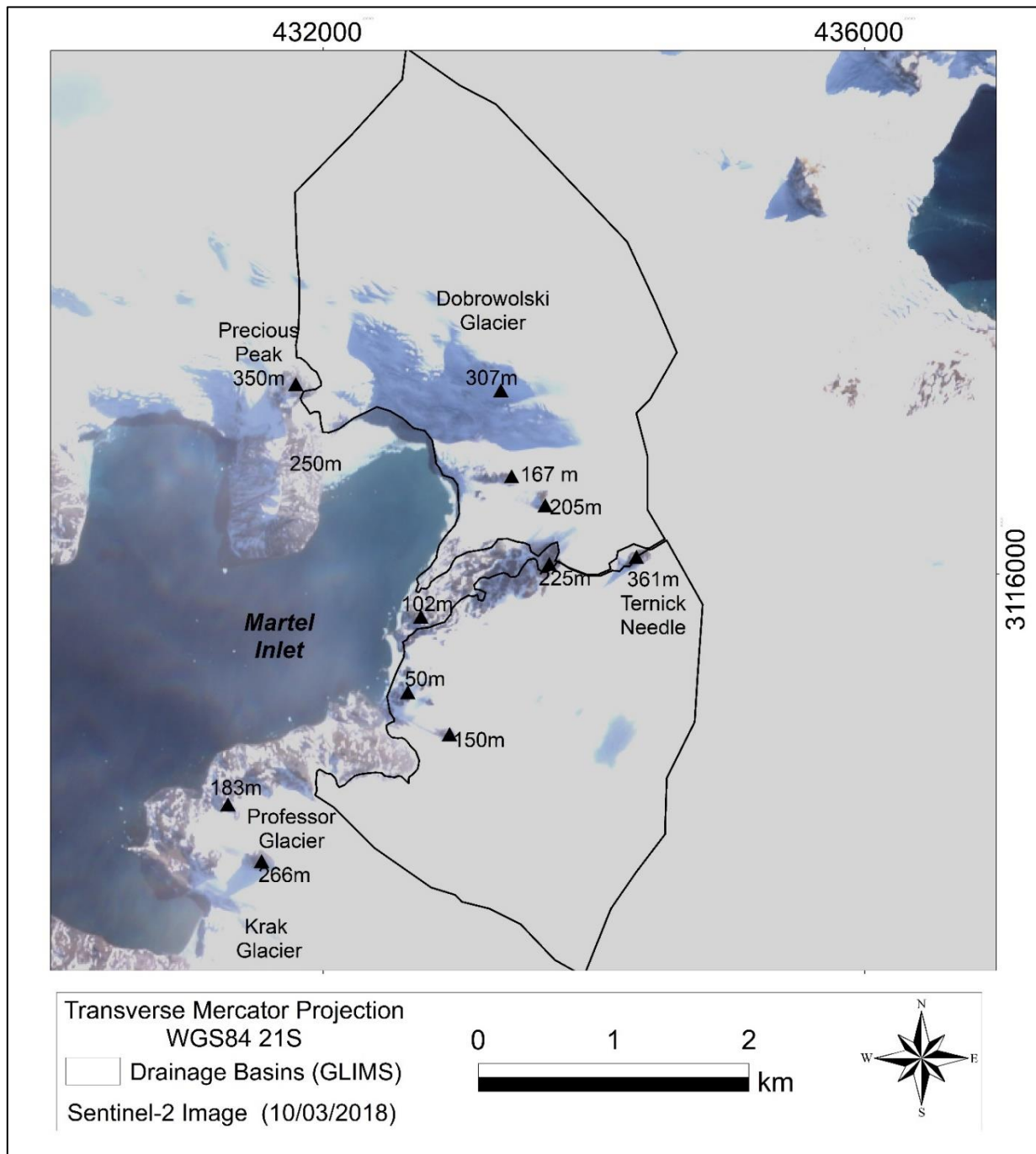


Figure 2. Rock outcrops and highest topographic points in the study area.

To calibrate the model, the target elevation peaks (Fig. 2) were obtained based on observing landforms on satellite images with true color band composition and obtaining elevation values (using TanDEM-X Digital Elevation Model) of points covered by ice for each analyzed period. The source of the satellite images were: SPOT (1988, 1995, and 2000), Sentinel-2 image (2018), and PlanetScope image (2019).

4. Results

4.1 Length fluctuations

The Dobrowolski Glacier showed fluctuations in its length since the Little Ice Age recorded through morainal banks and satellite images. It had an estimated total length of 4.3 km during the Little Ice Age. During the last decades, the glacier extension retreated from 3.8 km, in the middle of the 20th century (1956-1979), to 3.5 km, in 1988/89, to 3.1 km, in 1995, and 2.8 km, in 2000. Currently (2020 and 2021), the total length is 2.3 km (Table 1), which represents an overall decrease of ~46% in length (LIA until 2021).

Table 3. Area (km²) and length (km) data of Dobrowolski Glacier variation.

Period	Little Ice Age	Mid-20th century	1988/89	1995	2000	2020/21
Length (km)	4.3	3.8	3.5	3.1	2.8	2.3
Area (km²)	9.2	8.2	8.1	7.5	7.3	6.7

4.2 Area and glacier surface

Dobrowolski glacier showed a decrease in extent and area. In recent decades, the area varied from 8.2 km², in 1979, to 8.1 km², in 1988/89, from 7.5 km², in 1995, to 7.3 km², in 2000, and, recently, in 2021, the area of the glacier was 6.7 km² (Figure 3A and Table 3).

Dobrowolski Glacier showed fluctuations in its glacial surface (glacier thickness and elevation) between Little Ice Age and 2014. The profile (Figure 3B) represented the frontal margin of Dobrowolski Glacier and the surface variation between the Little Ice Age and the 21th century (2014/2020). During the Little Ice Age (Figure 3B, purple line), the glacial surface of Dobrowolski Glacier reached approximately 4,400 m in length and a prominent outer moraine in its frontal position. The glacier presented a maximum elevation of 550 m, 250 m thick in the accumulation area, and 90 m at its grounding line. In the current decade (2020), the glacier was 2,200 m long, with a maximum elevation of 525 m and 225 m thick. The present glacier front has a marine terminus, in which it is possible to observe a basement outcrop. The front was estimated to be 4 m above sea level (Figure 3B).

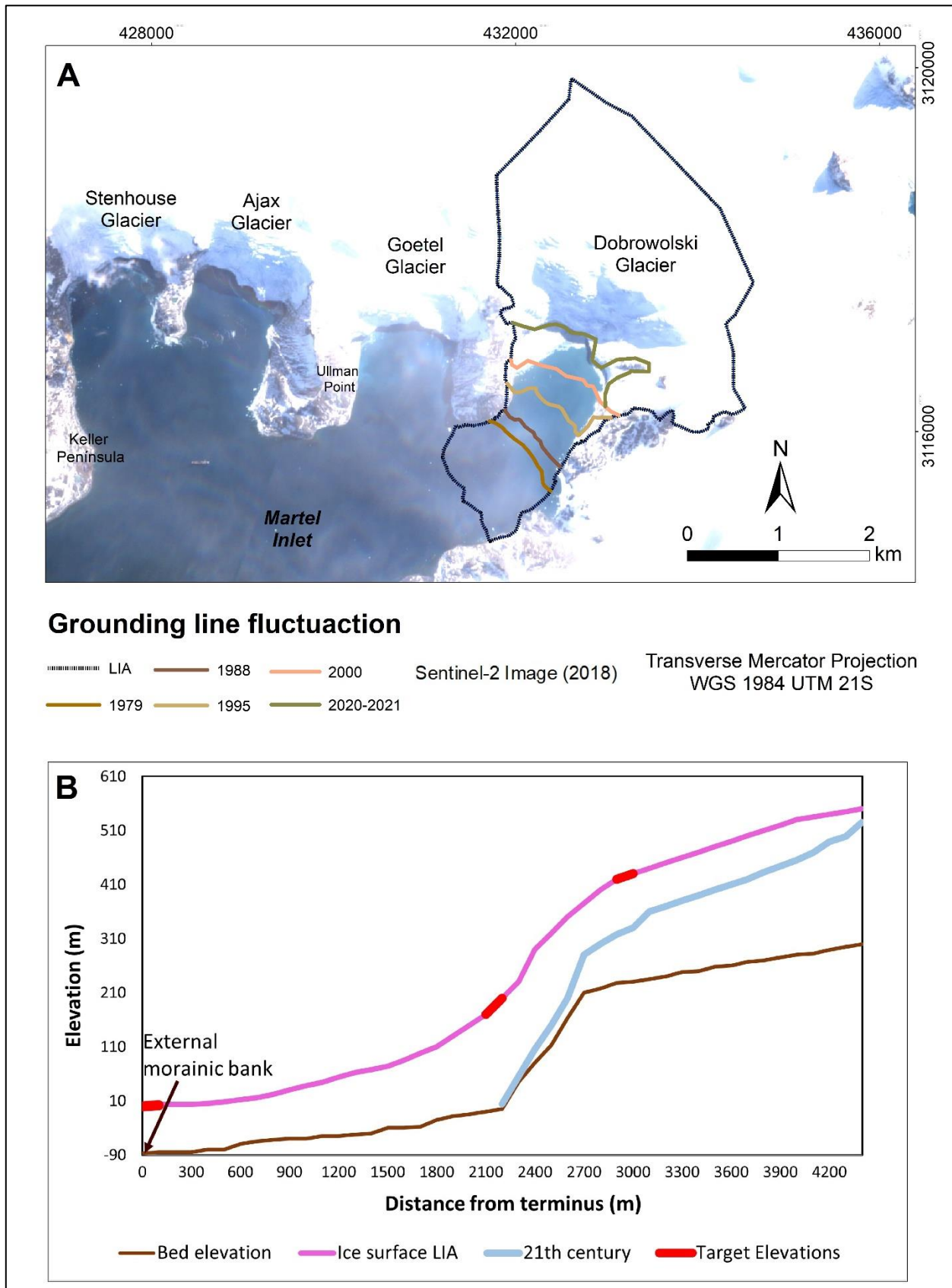


Figure 3. A) Grounding line fluctuations of the Dobrowolski Glacier. B) Topographic profile of the Dobrowolski Glacier between the Little Ice Age and the 21th century (2014/2020). Target elevations are based on nunatak and trimlines features, as illustrated in figure 4A.

4.3 Retreat rate pattern

Between 2000 - 2005 the shrinkage was approximately 50 m/yr. For the period 2005 - 2011, the shrinkage rate was ~79 m/yr. Between 2011 and 2021, the shrinkage rate remained high (around 14.5 m/yr).

4.4 Geomorphological units of Dobrowolski Glacier and its stages

In the glacial drainage basin of Dobrowolski Glacier, nunataks and aretes are observed in the subaerial sector. In the submarine environment morainal banks are identified (Figure 4). The morainal banks belong to units I to IV, as shown by the bathymetric data and their geomorphological characteristics (Figure 4A).

The geomorphological units indicate the evolutionary stages of the grounding line since the Little Ice Age (Figure 4B). Stage I is the most distant from the present glacial margin and the oldest, formed in the last hundreds of years (until the mid-20th century). It is subdivided into two parts:

a) Stage I - part I - between 1400 and 1700 during a neoglacial event known as the Little Ice Age; Part I has a higher number (35) of continuous ridges when compared to the other stages (between 19 and 7) and in shallow depths and slopes (except for the distal sectors of each morainal bank).

b) Stage I - part II - after 1700. The ridges of this unit are prominent and recognized as macroscale forms (greater than 30 meters in elevation and width) and mesoscale forms (less than 20 m). Part II is distinguished for presenting fewer ridges, greater distances between them, being in a sector of greater depths and presenting glacial lineations.

Stage I is interpreted by landforms in the distal sector of the present front of Dobrowolski Glacier (approximately 2,200 m), where there is a prominent outer morainal bank (MB1; Figure 4A and Figure 5B and 6B). MB1 is interpreted as the position of maximum glacial extent in the Little Ice Age (Figure 6B). Another extensive morainal bank was also identified in the southeastern part of the inlet and may records the position of a last stabilization during the Little Ice Age (MB2; Figure 4A). Other, less prominent, sometimes discontinuous, morainal banks occur in the inner sector of the inlet (Figure 4A). Glacial lineations occur in the submarine environment close to the actual glacier front.

Stage II, formed in the mid-20th century until the end of the 1980s (1988/89), presents has the crests of the morainal banks with crests which are more spaced distant (20 to 40 m) from each other and sparse. These morainal banks lose continuity and are identified as glacial lineations.

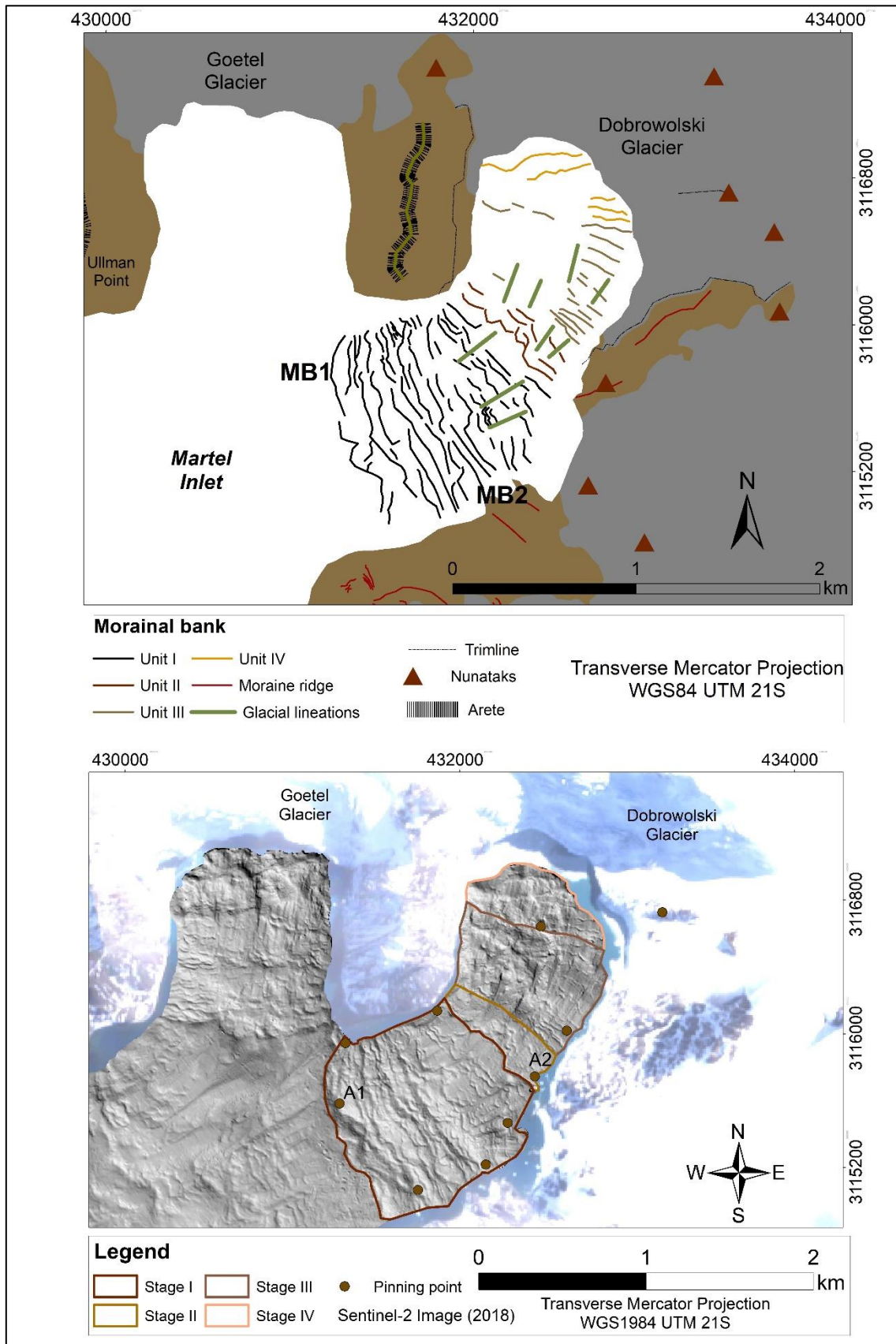


Figure 4. Geomorphological evolution of Dobrowolski Glacier. A) Morainal banks identified in the submarine sector near the current front of the Dobrowolski glacier. B) Geomorphological units and stages of Dobrowolski Glacier.

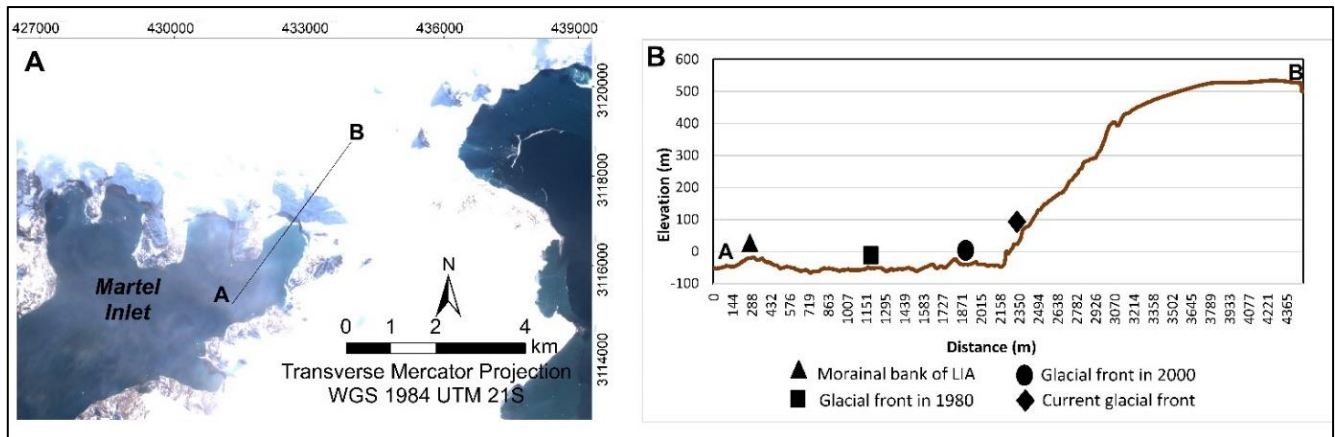


Figure 5. A) Topographic profile over location map of Martel inlet and Dobrowolski glacier. B) Submarine and subaerial topographic profile. Letter A indicates the beginning of the profile and B the end of the profile.

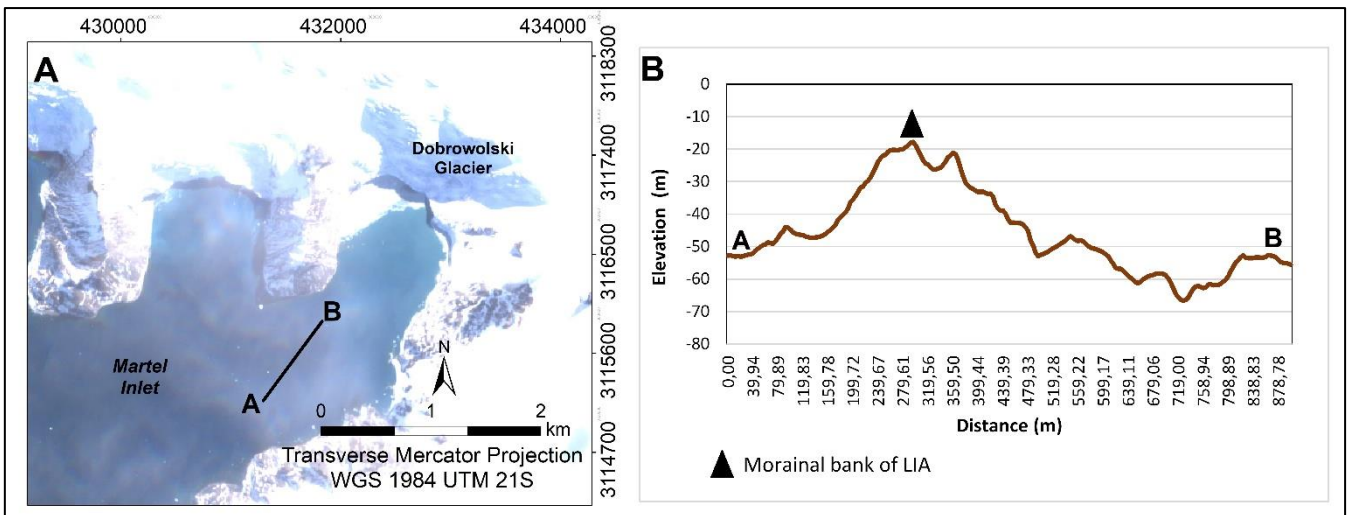


Figure 6. A) Topographic profile location map in Martel inlet. B) Glacial pinning point recorded by morainial bank of Little Ice Age. Letter A indicates the beginning of the profile and B the end of the profile.

Stage III, formed in the late 20th century (between 1988/89 and 2000), has fewer preserved morainial features (19) compared to Stage I; glacial lineations were identified on steep slopes.

The most recent stage, IV (last two decades), shows a reduction in morainic banks (5) and greater spacing (20 to 90 m) between them (Table 4). The proglacial area is characterized by steep slopes and the absence of glacial lineations. Currently, the front of Dobrowolski Glacier is 694 m wide and flows through a constrained valley.

Table 4. Stages of Dobrowolski Glacier fluctuations.

Geomorphological unit	I	II	III	IV
Stage of the evolution of the grounding line	I	II	III	IV
Bathymetry (m)	Part I: Minimum: -70	Min: -99 Average:	Min: -92.7 Average:	Min: -69 Average:

	Average: -32.5 Part II: Minimum: -90 Average: -50	-58	-47.5	-40
Average slope (°)	14	15	17.5	17
The approximate number of depositional ice transverse ridges	Part I: 35 Part II: 39	11	19	5
Average distance between ice transverse ridges (m)	15 (for the macroforms in part I) to 20 (for the mesoforms in part II)	20 to 40	15 to 80	20 to 90
Scale (dimensions of the ice transverse ridges)	Macro to mesoforms	Mesoforms	Mesoforms	Mesoforms
Fjord confluence factor (average width in m)	1,398 (part I) 1,016 (part II)	748	840	789
Glacial shrinkage rate (m/year)	2 (part I) e 1.8 (part II)	5.5	46	27.66

5. Discussion

In general, the geomorphological features used as indicators of glacial morphological evolution can be found in both submarine (Admiralty Bay Fjord) and subaerial (ice-free areas on KGI) environments and demonstrate distinct processes occurring at different time scales. Glacial relief features showed information at different scales (from decades to hundreds of years), as well as, cartographically, being observed at different scales. Dobrowolski Glacier fluctuations responds to climate variability of hundreds of years, such as the Little Ice Age and other Holocene fluctuations, which are well noticed at a scale of 1:100000v; whereas glacial fluctuations, related to the increase in average atmospheric temperature in recent decades, are visualized at a scale of 1:5000.

Glacial geomorphological proxies have been important for paleoglaciological reconstruction. They are preserved for long periods and can be identified in the landscape by on-site reconnaissance, high-resolution satellite images, and multibeam bathymetric data. Their resolutions should be used according to the scale of the feature one wishes to analyze. Geospatial data, such as geomorphological mapping, Digital Elevation Models, and GIS, were used for the reconstruction of paleo-glacial extent. The integration between the data was fundamental to the reliability of the result.

5.1 Stage I

Stage I is the oldest, with a prominent outer morainal bank with elevations ranging from 30 to 60 meters, a length of 675 meters and a width of 50 meters. Unit I (Figure 4) represents the stage I and presents some similarities to features found in the proglacial sector of the Collins Glacier, also called Bellingshausen Dome (Fildes Peninsula, KGI) (HALL, 2007). This morainal bank has been related to a Neoglacial period that occurred approximately 600 years ago, representing climate variability on a long-time scale, as pointed out by several authors such as Mulvaney et al. (2012) and Abram et al. (2013).

In the period between 1400 and 1700, approximately, temperature showed a decreasing trend on a long-term scale (Neoglacial Period) and a decrease in melting that may be linked to the pronounced cooling of the Little Ice Age (Hall (2007).

According to data reconstructing air temperature anomalies from about 1400 onwards (MULVANEY et al. 2012), there was a significant decrease in atmospheric temperature (also accompanied by a decrease in glacial melt). At this stage, marked by further advance, the position of the grounding line has stabilized in the fjord at various positions, due to topographic anchoring points (pinning points; 4B). This has led to stage I of glacial evolution when considering the time since the Little Ice Age. For marine environments, Dowdeswell et al. (2008) state that larger morainal banks record long stages of grounding line stabilization, likely lasting for centuries.

After 1800, an increase in temperature was observed, also accompanied by peaks of glacial melt. For Dobrowolski Glacier, the series of submarine morainal banks reveal how the glacier retreated after the Little Ice Age and how fast this process happened after the second half of the 20th century.

There are interspersed morainal banks and small-scale lineations in the space of stage I (part II), which show evidence of a wet basal thermal regime, since for its formation they require abundant water at the ice/rock interface, as stated by Powell and Alley (2013).

5.2 Stages II and III

During stage II, Dobrowolski Glacier found some anchor points, such as rocky areas (Figures 5 and 6). The presence of shallow sills and narrow sections of the fjord were identified in expressive morainal bank location (Figure 6). The stage II stabilization is recorded by these morainal banks. These pinning points in local fjords helped to control the stability of ice fronts and glaciers, maintaining stable terminus positions for many decades while other adjacent non-anchored glaciers underwent retreat (BENN et al., 2017; BIANCHI et al., 2020).

Both stages II and III came after Dobrowolski Glacier lost its anchorage of stage I. In this period (1980s to 2000s, approximately), the widely spaced morainal banks showed less significant ridges compared to the previous stage I. The glacial fluctuations, loss in surface area (2.4 km²) and length (2 km) can be related to the climatic fluctuations that occurred in the last three centuries until the end of the 20th century (Figures 5 and 6). The detachment from a pinning point in stage I initiated episodes of rapid thinning and retreat of the glacier, which caused the differences observed in the distance between the morainal banks.

The narrow sections of the fjord became higher in later stages (II), and the presence of an active glacial flow passing through sectors of stages II and III may explain the formation of mesoscale glacial lineations in that period. Glacial lineations are indicative of the direction of active fast-flowing glaciers (DOWDESWELL et al. 2004) and suggest a wet thermal-based glacier (BENN & EVANS, 2010).

The water depth at the grounding line was deeper at stages II and III than at the current stage and stage I, implying a high retreat rate in stages II and III. The fjord depth can influence ice-calving processes and loss of glacial mass in this period. Studies by Hill et al. (2018) and Thomas et al. (2018) state that glaciers anchored at deeper marine depths exhibit high levels of shrinkage when compared to those anchored in shallower areas, as at

greater depths the glacier can experience greater basal and lateral friction, influencing ice-calving processes. Other authors, such as Braun & Goßmann (2002), also ratify greater losses for glaciers anchored at greater depths in the fjords.

During stage III there are records of glacial advance in the mid-1950s for some glaciers flowing into Martel Inlet, such as the Stenhouse Glacier. During 1957/1958, its glacial front underwent a great oscillation during the summer, with a significant detachment causing its front to retreat.

However, over the winter, the glacier advanced 150 m, followed again by a retreat in the following summer months (BRAUN et al., 2001). Thus, it is possible that the Stenhouse glacier has advanced together with adjacent glaciers. Another possibility is that the fronts mapped for the years of 1956 to 1970 may have been floating, since they do not coincide with the geomorphological record of moraines.

5.3 Stage IV

Stage IV shows the evolution of the modern sedimentary environment proximal to the Dobrowolski glacier front. Mulvaney et al. (2012) and Abram et al. (2013) show high rates of shrinkage as in stages III and IV, through an increased glacial melt. According to Kejna, Arazny, and Sobota (2013), the last five decades are related to an increase of the atmospheric warming at KGI and the consequent melting of glaciers.

The fast rates of grounding line retreat in stage IV also are linked to the increase in slope for the entire sector. According to Huybrechts & De Wolde (1999) and Schäfer et al. (2015), the loss in thickness with a grounded margin on the seabed is conditioned mainly by the climate. However, the steepening of slopes in the frontal sector leads to increased ice flow in the ablation zone, which, in turn, accelerates glacial mass loss. For the Antarctic Peninsula, Simões (2017) also suggests that the slope is an important glacial response to atmospheric temperatures, which has been increasing in the last decades. The formation of relief features transverse to the ice flow direction in the grounding line zone, between 1995 and 2000, as mesoscale morainal bank is well preserved, especially in the lower slope sector of the seafloor profile. The smaller and more closely spaced annual morainic features evidence high rates of glacial ablation and retreat (as also observed by BRADWELL; SIGURÐSSON; EVEREST, 2013).

The larger features, on the other hand, identified as glacial lineations, formed before the morainal banks, probably when the glacier was thicker and flowed towards the middle of the fjord, as indicated by Perondi et al. (2022). Glacial relief features, such as submarine morainal banks, recorded the history of the Dobrowolski Glacier. Aretes, lineations, and morainal banks were used as geomorphological proxies according to the temporal scale of analysis and the context they represent. Mapping and interpreting the paleoglaciology of complex areas were facilitated by combining remote sensing data and integrating them into a GIS, as also stated by Evans et al. (2014) and Chandler et al. (2018).

5.4 Climate input and variations in glacial extent

During the neoglacial event, the frontal section of Dobrowolski Glacier reached approximately 2.1 km from its present front (Figure 5). At this stage, the glacier front was anchored, forming a more prominent bank relative to the more recent ones. This advance was conditioned by significant temperature drops that occurred between 1400 and 1700. The Dobrowolski Glacier variation is a response to the oscillations in air temperature that have occurred over the last few centuries and the last few decades.

Distal to the current glacial front, there is a prominent moraine that indicates a long stabilization period of the glacial margin, reminiscent of the Little Ice Age. This kind of geomorphological proxy may be preserved for long periods, documenting features related to glacial length, thickness, and flow direction (BENN; EVANS, 2010). Other authors, such as Trueba & Cañadas (2004), also measured area variations in glaciers in the Cantabrian Mountains

in northern Spain using depositional and erosional forms since the Little Ice Age. The recent area and length changes of Dobrowolski Glacier are linked to the temperature oscillations that have occurred in recent centuries. It was observed that the glacial retreat in the study area in the last decades has been the most intense since the Little Ice Age. This acceleration in glacial retreat may be occurring due to the increasing temperature trends recorded for the Antarctic Peninsula region over the last five decades of the 20th century (RÜCKAMP et al., 2011; KEJNA; ARAZNY; SOBOTA, 2013; PERONDI et al., 2020; LORENZ, 2021).

5.5 Variations in the glacier surface since the Little Ice Age

At the time of the Little Ice Age, the Dobrowolski Glacier had a greater length and thickness compared to 2014. During the Little Ice Age, the glacier was at an elevation of 170 m and a thickness of 145 m in its actual frontal portion. In 2014, its thickness decreased to 30 m.

The paleoglacial reconstruction model, according to Benn & Hulton (2010), is a consistent tool for ancient glacier profiling. For the case of Dobrowolski Glacier, it enabled the understanding of the variation in thickness and elevation over time. Combined with other existing environmental information, a significant fluctuation in its configuration is observed, such as changes in its surface morphology – thickness of its frontal area, from the Little Ice Age to the present day.

Dobrowolski Glacier showed, through morainal banks on the seabed and the paleoglacial reconstruction profile, a continuous retreat since the Little Ice Age. This process responds to climatic variables and is linked to factors that lead to changes in glacial behavior (flow velocity and glacial mass loss). However, other non-climatic factors also exert control over this progression, such as internal glacier dynamics, topography, and bedrock lithology (GLASSER et al., 2005).

The glacier front was positioned in shallower marine conditions during the Little Ice Age (30-meter depth, approximately), but, in the 20th century, was at greater depths (80 to 90 meters, approximately; stages II and III). Deeper waters lead to greater mass losses, through tidally-influenced ice-calving rate and melting, linked to water temperature. The anchoring of the glacier in deep marine sectors shows higher levels of shrinkage compared to those that have their front in shallower sectors (THOMAS et al. 2018). Thus, with the end of the Little Ice Age cooling, the glacier may have reflected diminishing sea ice and deeper marine conditions. Melting led to a reduction in ice thickness combined with an accelerated ice-calving at the ice front, leading to further retreat (SIEGERT et al., 2022).

In the last two decades (stage IV) it is observed that the glacial retreat of Dobrowolski Glacier decreased (Table 3), which can be explained by the shallower depth of the anchorage point of its front (approximately 20 m) and the cooling trend of air temperature in the early 2000s. Whereas in the previous stages II and III, besides the glacier being anchored in deep marine sectors, it also coincides with peaks of temperature increase and glacial melt.

Authors such as Turner et al. (2016) and Oliva et al. (2017) have recorded in their studies a cooling trend in air temperature for the Antarctic Peninsula region between the late 1990s and 2014, compared to an increase in atmospheric temperature observed in the previous decades (OLIVA et al., 2017).

In the proximal environment of Dobrowolski Glacier, nunataks (Figure 7), indicate paleo glacial thickness, as they reveal the uplift of the bedrock. The nunataks exposed today are a good indicator of ancient glacial thickness, as denoted by Ballantyne (2007).

In the last 50 years, large areas of KGI have become ice-free and new nunataks (Figure 7) have appeared, which can be observed on satellite images, demonstrating a reduction in glacial thickness simultaneously to the process of glacial retreat (PUDEŁKO et al., 2018). The studies by Osmanoglu et al. (2013) demonstrate that the

glaciers of KGI show retreat and lowering of the surface in recent decades, concomitantly with an increase in atmospheric temperature.

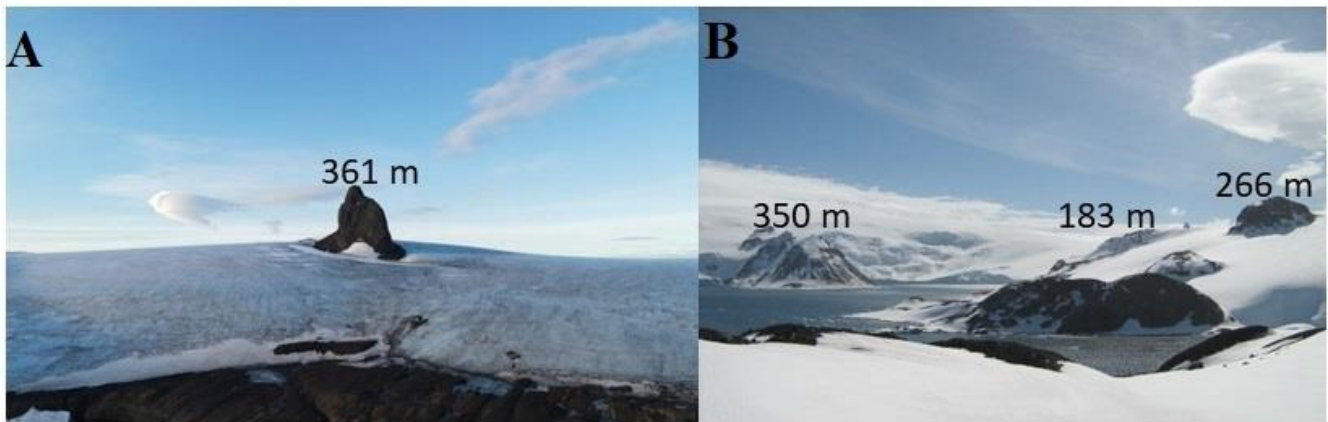


Figure 7. Nunataks present in the study area. A) Photography obtained by Santos Nascimento, 2020. Figure B) Photography obtained by Vieira, 2010.

In Dobrowolski Glacier's adjacent areas, trimlines can be also observed in satellite images and field photographs. These periglacial features record the position of the past glacial margin and thickness at different times. The trimlines are represented by erosional features on rock outcrops, which were covered in 1988 and assumed to have been so during the Little Ice Age. These relief features date back to the Little Ice Age period when they were covered by the glacier (Figure 4A).

The outer morainal bank is more prominent concerning the others and located closer to the edge of the present glacier. It is a feature with different heights along its crest, which may occur due to the reworking of sediments by marine action, and mass movements, among others, and because these points correspond to places where the glacier was anchored for a longer period during the Little Ice Age. Dowdeswell et al. (2008) argue that larger moraines indicate longer grounding line stabilization time. According to Abram et al. (2013), the decrease in the glacial melt during the Little Ice Age may be linked to the significant temperature decrease that occurred between approximately 1400 and 1700.

Towards the present front of the glacier, in the submarine environment, smaller morainal banks are observed, demonstrating shorter anchoring times of the glacier succeeded by retreat. These banks were formed in more recent periods (20th and 21st centuries), coinciding with the atmospheric warming trend recorded after the Little Ice Age, as pointed out by Mulvaney et al. (2012) and Abram et al. (2013).

Currently, the accelerated ice loss presented by the Dobrowolski Glacier may be linked to its anchorage loss. Rosa et al. (2014b) state that, because of its location in an area of steep rocky bedrock, it flows with more velocity and, when in contact with the sea, there is a calving of growlers. Thus, there is an increase in area loss, due to the lack of anchorage on the rocky-seamounts and submarine morainal banks.

5.6 The control of bedrock topography and fjord geometry

During the Little Ice Age, the Dobrowolski Glacier had its front section anchored on a topographic ridge (pinning point). Later, a rapid glacial retreat may also have occurred due to the loss of anchoring. Topographic highs in the submarine environment (Figure 5 and 6) can serve as pinning points for glaciers (Figure 4A), which gives them greater frontal stability. With the loss in thickness, the glacier may shift from this anchor point, leading

to further enhanced shrinkage (SMITH et al., 2017; BIANCHI et al., 2020). This condition could be explain the spaced morainal banks units (after II stage).

The steep slope of the frontal part of Dobrowolski Glacier, related to the basement topography, lithology, and a high structural control, causes ice to flow faster and reduces ice accumulation at small glacial drainage basins, favoring its mass loss.

The Martel Inlet fjord, where the Dobrowolski Glacier flows into, has well-known tectonic faults (BAS, 1969), such as the Ezcurra and Kraków faults, with NE-SW and N-S directions, respectively (BIRKENMAJER, 1991). These faults condition the arrangement and direction of glacial flow, which may also have influenced the change in flow direction since the Little Ice Age, via bedrock geometry (FITZPATRICK et al., 2013).

In glaciomarine environments, the fluctuations of the frontal position of a tidewater glacier are strongly controlled by its velocity, ice-calving rate, basal unstable areas, bedrock topography, and climate. Thus, bathymetry and topography together exert an important control on the response of tidewater glaciers to climate change (BIANCHI et al., 2020).

Other factors may also condition glacial retreats, such as the decrease in sea ice and precipitation control. Studies have shown that the recent increase in atmospheric temperature is linked to the reduction of sea ice and increment of sea temperature, generating greater basal melting for discharge glaciers (RIGNOT; STEFFEN, 2008), which is not the scope of the present work but remain as a possible focus for future studies.

6. Conclusions

A chronology of glacial depositional landforms was proposed. We obtained the signal of changes since the Last Interglacial through the interpretation of landforms in the study area. Dobrowolski Glacier presents four stages of grounding line evolution, as a response to climate variability on long- and recent-time scales. Geomorphological data provide records of the evolution of ice-margin fluctuations and advances, such as the several preserved landforms, especially those exposed for less time, as post-1970s. The ice-marginal depositional forms in this environment were formed in recent decades and susceptible to rapid reworking. In areas exposed for longer (Stage I), the glacier influence becomes less evident in the ice-marginal sector and the depositional forms are less preserved.

With the evolution of retreat of Dobrowolski Glacier, there are records of grounding line stabilization (in stage I), inferred from the presence of a more external and prominent morainal bank (as well as other morainal banks, in Unit I, part I). The aforementioned morainal banks and stage were identified as from the Little Ice Age, when the grounding line advanced mainly due to a decrease in temperature. Part II of Unit I, on the other hand, represents long periods of glacial retreat and a few periods of glacial front stabilization.

Dobrowolski Glacier showed accelerated retreat after the detachment from a pinning point in stage I. The stage II initiated episodes of rapid thinning and retreat of the glacier. The frontal retreat process is recorded by morainal banks that are preserved in the submarine environment as paleo-front positions. Stages III and IV (between late 20th century and early 21st century) record morainal banks and rocky mounts that served as grounding points for the glacier in its margin. Both stages are more recent and near the frontal margin of the glacier.

Although the scarcity of studies regarding landscape evolution and reconstructions of recent changes in glacier extent (20th and 21st century and older, including Little Ice Age – 250-450 years AP), especially in Antarctica, the present work shows the possibility of identifying that the rate of glacier retreat observed in the last six decades is greater than that evidenced in the centuries preceding the 20th century. The glacier has substantially

reduced its glacial surface after exiting the condition influenced by a pinning point. We assessed different factors to delineate the glacier changes.

The results of this study also demonstrate the need for an inter-scale context when analyzing landscape evolution over time.

Author's contributions: All authors analyzed the data and wrote the paper.

Acknowledgements: We acknowledge the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) Project 465680/2014-3 (INCT da Criosfera), Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Brazilian Antarctic Program (PROANTAR), Foundation of Research Support of the State of Rio Grande do Sul (FAPERGS) for financial support, and Postgraduate Program in Geography of the UFRGS.

References

2. ABRAM, N.J.; MULVANEY, R.; WOLFF, E.W.; TRIEST, J.; KIPFSTUHL, S.; TRUSEL, L.D.; VIMEUX, F.; FLEET, L.; ARROWSMITH, C. Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 5, p. 404-411, 2013. DOI: 10.1038/ngeo1787
3. ALBERT, T.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. DOI: 10.1080/789610193
4. ANGIEL, P. J.; DAŹBSKI, M. Lichenometric ages of the little ice age moraines on King George Island and of the last volcanic activity on Penguin Island (West Antarctica). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, v. 94, n. 3, p. 395–412, 2012. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2012.00460.x
5. ARIGONY-NETO, J. **Determinação e interpretação de características glaciológicas e geográficas com sistemas de informações geográficas na Área Antártica Especialmente Gerenciada Baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre-RS. 2001. 98 p.
6. BALLANTYNE, C.K. Glacial landforms, ice sheets: Trimlines and palaeonunataks. **Encyclopedia of Quaternary Science**, p. 892-903, 2007. DOI: 10.1016/B0-44-452747-8/00100-9
7. BARTON, C. M. The geology of South Shetland Islands. III, The stratigraphy of King George Island. *British Antarctic Survey Report*, v. 44, p. 1-33, 1965.
8. BAS. Geologic Map of Northern of Antarctic Peninsula. **British Antarctic Survey**, Folio 12, 1:1.000.000. 1969.
9. BENN, D.I.; HULTON, N.R.J. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. **Remote Sensing**, v. 36, p. 605-610. 2010. DOI: 10.1016/j.cageo.2009.09.016
10. BENN, D.I.; COWTON, T.; TODD, J.; LUCKMAN, A. Glacier Calving in Greenland. **Current Climate Change Reports**, v. 3, p. 282–290, 2017. DOI: 10.1007/s40641-017-0070-1
11. BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. **Glaciers and glaciation**. 2a ed. London: Hodder Education, 2010. 802p.
12. BENNETT M.R.; GLASSER, N.F. **Glacial geology – ice sheets and landforms**. England: John Wiley & Sons Ltd. 1996. 364 p.
13. BIANCHI, T.S.; ARNDT, S.; WILLIAN, E.N.A.; BENN, D.I.; BERTRAND, S.; CUI, X.; FAUST, J.; KOZIOROWSKA-MAKUCH, J.; CHRISTOPHER, M.M.; SAVAGE, C.; SMEATON, C.; SMITH, R.; SYVITSKI, J. Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). **Earth Science Review**, v. 203, p. 103145, 2020. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103145
14. BIRKENMAJER K. Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, west Antarctica: evaluation of data. In: THOMSON, M.R.A.; CRAME, J.A.; THOMSON, J.W. (Ed.). **Geological evolution of Antarctica**. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. p. 627-632.

15. BRADWELL, T.; SIGURÐSSON, O.; EVEREST, J. Recent, very rapid retreat of a temperate glacier in SE Iceland. **Boreas**, v. 42, p. 959–973. 2013. DOI: 10.1111/bor.12014
16. BRAUN, M.; SIMÕES, J.C.; VOGT, S.; BREMER, U.F.; BLINDOW, N.; PFENDER, M.; SAURER, H.; AQUINO, F.E.; FERRON, F.A. An improved topographic database for King George Island: compilation, application and outlook. **Antarctic Science**, v. 13, n.1, 2001. DOI:10.1017/s0954102001000074
17. BRAUN, M.; GOBMAN, H. Glacial Changes in the Areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Maritime Antarctica. In: BEYER, L.; BÖLTER, M. (Ed.). **Geocology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes**, Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. p. 75 - 89.
18. CARRASCO, J.F.; BOZKURT, D.; CORDERO, R.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**, v. 28, 100653, 2021. DOI: 10.1016/j.polar.2021.100653
19. CHANDLER, B.M.P.; LOVELL, H.; BOSTON, C.M.; LUKAS, S.; BARR, I.D.; BENEDIKTSSON, Í.Ö.; BENN, D.I.; CLARK, 502 C.D.; DARVILL, C.M.; EVANS, D.J.A.; EWERTOWSKI, M.W.; LOIBL, D.; MARGOLD, M.; OTTO, J.; ROBERTS, D.H.; 503 STOKES, C.R.; STORRAR, R.D.; STROEVEN, A.P. Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and 504 frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews*, 185, p. 806–846. 2018. DOI:10.1016/j.earscirev.2018.07.015
20. CONGEDO, L. Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. Release 6.0.1.1. 2016. Disponível em: <DOI:10.13140/RG.2.2.29474.02242/1>. Acesso em: 18 de novembro de 2021.
21. CURL, J.E. **A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctic**. Institute of Polar Studies Report, The Ohio State University, v. 63, 129 p. 1980.
22. DOWDESWELL, J.A.; Ó COFAIGH, C.; PUDSEY C.J. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. **Geology**, v. 32, p. 13–16, 2004. DOI: 10.1130/G19864.1
23. DOWDESWELL, J.A.; OTTESEN, D.; EVANS, J.; Ó COFAIGH, C.; ANDERSON J.B. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. **Geology**, v. 36, n. 10, p. 819-822, 2008. DOI: 10.1130/G24808A.1
24. DZIEMBOWSKI, M.; BIALIK, R.J. The Remotely and Directly Obtained Results of Glaciological Studies on King George Island: A Review. *Remote Sensing*, v. 14, n. 12, p. 2736. 2022. DOI: 10.3390/rs14122736
25. Esri Inc. **ArcMap (versão 10.5.1)**. Redlands, Estados Unidos, 2016.
26. EVANS, D.J.A.; YOUNG, N.J.P.; Ó COFAIGH, C. Glacial geomorphology of terrestrial-terminating fast flow lobes/ice stream margins in the southwest Laurentide Ice Sheet. **Geomorphology**, 204, p. 86–113. 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.07.031
27. FASTOOK, J.L.; HUGHES, T.J. New perspectives on paleoglaciology. **Quaternary Science Reviews**, v. 80, p. 169–194, 2013. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.08.023
28. FITZPATRICK, A.A.W.; HUBBARD, A.; JOUGHIN, I.; QUINCEY, D.J.; VAN AS, D.; MIKKELSEN, A.P.B.; DOYLE, S.H.; HASHOLT, B.; JONNES, G.A. Ice flow dynamics and surface meltwater flux at a land-terminating sector of the Greenland ice sheet. **Journal of Glaciology**, v. 59, n. 216, 2013. DOI:10.3189/2013JoG12J143
29. GERRISH, L.; FRETWELL, P.; COOPER, P. 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.
30. GLASSER, N.F.; JANSSON, N.K.; HARRISON, S.; RIVERA, A. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. **Geomorphology**, v. 71, p. 263–277. 2005. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.02.003
31. GLIMS. Global Land Ice Measurements from Space. Available in: <http://www.glims.org/> Acess in:15/01/2021.
32. GRIBENSKI, N.; JANSSON, K.N.; LUKAS, S.; STROEVEN, A.P.; HARBOR, J.M.; BLOMDIN, R.; IVANOV, M.N.; HEYMAN, J.; PETRAKOV, D.A.; RUDOY, A.; CLIFTON, T.; LIFTON, N.A.; CAFFEE, M.W. Complex patterns of glacier

- advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai. **Quaternary Science Reviews**, v. 149, p. 288–305, 2016. DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.07.032
33. HALL, B.L. Late-Holocene advance of the Collins ice cap, King George Island, South Shetland islands. **The Holocene**, v. 17, n. 8, p. 1253–1258, 2007. DOI: 10.1177/0959683607085132
34. HILL, E.; CARR, J.R.; STOKES, C.R.; GUDMUNDSSON, G.H.; Dynamic changes in outlet glaciers in northern Greenland from 1948 to 2015. **The Cryosphere**, v. 12, p. 3243–3263, 2018. DOI: 10.5194/tc-12-3243-2018
35. HILLEBRAND, F.L.; ROSA, C.N.; BREMER, U.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. DOI:10.11137/2018_3_96_103
36. HUYBRECHTS, P.; DE WOLDE, J. The dynamic response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to multiple-century climatic warming. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2169–2188. 1999. DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<2169:TDROTG>2.0.CO;2
37. KEJNA, M.; ARAZNY, A.; SOBOTA, I. Climatic change on King George Island in the years 1948 – 2011. **Polish Polar Research**, v. 34, n. 2, p. 213–235, 2013. DOI: 10.2478/popore-2013-0004
38. LI, C.; MICHEL, C.; SELAND GRAFF, L.; BETHKE, I.; ZAPPA, G.; BRACEGIRDLE, T.J.; FISCHER, E.; HARVEY, B.J.; IVERSEN, T.; KING, M.P.; KRISHNAN, H.; LIERHAMMER, L.; MITCHELL, D.; SCINOCCA, J.; SHIOGAMA, H.; STONE, D.; WETTSTEIN, J.J. Mid Latitude atmospheric circulation responses under 1.5 and 2.0 °C warming and implications for regional impacts. **Earth System Dynamics**, v. 9, p. 359–382, 2018. DOI: 10.5194/esd-9-359-2018
39. LI, Z., FANG, H., TIAN, L., DAI, Y., & ZONG, J. Changes in the glacier extent and surface elevation 370 in Xiongcaigangri region, Southern Karakoram Mountains, China. **Quaternary International**, 371, 371 67-75. 2015.
40. LI, D.; SHANGGUAN, D.; ANJUM, M.N. Glacial Lake inventory derived from Landsat 8 OLI in 2016–2018 in China–Pakistan economic corridor. **International Journal of Geo-Information**, v. 9, n. 5, 2020. DOI: 10.3390/ijgi9050294
41. LIANG, Q.; PENG, S.; NIU, B.; ZHOU, C.; WANG, Z. Mapping glacier-related research in polar regions: a bibliometric analysis of research output from 1987 to 2016. **Polar Research**, v. 37, 2018. DOI: 10.1080/17518369.2018.1468196.
42. 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. DOI: 10.1016/0012-821X(93)90098-T
43. LORENZ, J.L. **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**. Monografia (Bacharelado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre-RS. 2021.
44. MACKINTOSH, A.N.; ANDERSON, B.M.; PIERREHUMBERT, R.T. Reconstructing Climate from Glaciers. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, p. 649–680, 2016. DOI: 10.1146/annurev-earth-063016-020643
45. MALDONADO, A.; ZITELLINI, N.; LEITCHENKOV, G.; BALANYA, J.C.; COREN, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; LODOLO, E.; JABALOY, A.; ZANOLLA, C.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; VINNIKOVSKAYA, O. 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. DOI: 10.1016/S0040-1951(98)00153-X
46. MATSUOKA, K.; SKOGLUND, A.; ROTH G. 2018. Quantarctica [Dataset]. Norwegian Polar Institute.
47. MATSUOKA, K.; SKOGLUND, A.; ROTH, G.; DE POMEREU, J.; GRIFFITHS, H.; HEADLAND, R.; HERRIED, B.; KATSUMATA, K.; BROCCO, A.; LICHT, K.; MORGAN, F.; NEFF, P.D.; RITZ, C.; SCHEINERT, M.; TAMURA, T.; VAN DE PUTTE, A.; BROEKE, M.; DESCHWANDEM, A.; DESCHAMPS-BERGER, C.; LIEFFERINGE, B.; TRONSTAD, S.; MELVÆR, Y. Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands. **Environmental Modelling & Software**, v.140, 105015, 2021. DOI: 10.1016/j.envsoft.2021.105015
48. MULVANEY, R.; ABRAM, N.J.; HINDMARSH, R.C.A. ARROWSMITH, C.; FLEET, L.; TRIEST, J.; SIME, L.C.; ALEMANY, O.; FOORD, S. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. **Nature**, v. 489, n. 7414, p.141–144, 2012. DOI: 10.1038/nature11391.

49. NIE, Y.; LIU, Q.; LIU, S. Glacial Lake Expansion in the Central Himalayas by Landsat Images, 1990–2010. **PLOS ONE**, v. 9 p. e92654. 2013. DOI: 10.1371/journal.pone.0083973
50. OLIVA, M.; ANTONIADES, D.; SERRANO, E.; GIRALT, S.; LIU, E.J.; GRANADOS, I.; PLA-RABES, S.; TORO, M.; HONG, S.G.; VIEIRA, G. The deglaciation of Barton Peninsula (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica) based on geomorphological evidence and lacustrine records. **Polar Record**, v. 55, n. 3, p. 177-188, 2019. DOI: 10.1017/S0032247419000469
51. OLIVA, M.; NAVARRO, F.; HRBÁČEK, F.; HERNÁNDEZ, A.; NÝVLT, D.; PEREIRA, P.; RUIZ-FERNÁNDEZ, J.; TRIGOD, R. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. *Science of Total Environments*, v. 580, p. 210–223, 2017. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.12.030
52. OSMANOĞLU, B.; BRAUN, M.; HOCK, R.; NAVARRO, F. Surface velocity and ice discharge of the ice cap on King George Island, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 54, n. 63, p.111–119, 2013. DOI: 10.3189/2013AoG63A517
53. OTTESEN, D.; DOWDESWELL, J.A. Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. **Journal of Geophysical Research**, v. 111. 2006. DOI: 10.1029/2005JF000330
54. PERONDI, C.; ROSA, K.K.; VIEIRA, R. 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. DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1433
55. PERONDI, C.; ROSA, K.K.; PETSCH, C.; IDALINO, F.D.; OLIVEIRA, M.A.G.; LORENZ, J.L.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J.C. Recentes alterações nas geleiras e nos sistemas paraglaciais, Antártica Marítima. *Revista Geociências NE*, v. 6, 2020. DOI: 10.21680/2447-3359.2020v6n2ID19301
56. PERONDI, C.; ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; MAGRANI, F.J.G.; AYRES-NETO, A.; SIMÕES, J. C. Geomorphology of Martel Inlet, King George Island, Antarctica: a new interpretation based on multi-resolution topo-bathymetric data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 94, p. 1-20. 2022. DOI: 10.1590/0001-3765202220210482
57. PETSCH, C.; ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; BRAUN, M.H.; COSTA, R.M.; SIMÕES, J.C. The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century. **Investigaciones Geográficas**, n. 103, 2020. DOI: 10.14350/rig.60153
58. POPE, A. Antarctica Bedmap2 [Dataset]. University of Edinburgh. 2017. DOI: 10.7488/ds/1916.
59. POWELL, R.D.; ALLEY, R.B. Grounding-Line Systems: Processes, Glaciological Inferences and the Stratigraphic Record, in *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*. **Antarctic Research Series**, v. 2, p. 169-187, 2013. DOI: 10.1029/AR071p0169
60. PUDELKO, R.; ANGIEL, P.; POTOCKI, M.; JEĐREJEK, A.; KOZAK, M. Fluctuation of Glacial Retreat Rates in the Eastern Part of Warszawa Icefield, King George Island, Antarctica, 1979–2018. **Remote Sensing**, v. 10, n. 6, 2018. DOI:10.3390/rs10060892
61. RACHLEWICZ, G. Mid-winter thawing in the vicinity of Arctowski Station, King George Island. **Polish Polar Research**, v. 18, n. 1, p. 15 - 24. 1997. DOI:
62. RIGNOT, E.; STEFFEN, K. Channelized bottom melting and stability of floating ice shelves. **Geophysical Research Letters**, v. 35, p. 2–6, 2008. DOI: 10.1029/2007GL031765
63. ROSA, K.K.; PERONDI, C.; VEETIL, B.K.; AUGER, J.D.; SIMÕES, J.C. 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. DOI: 10.1017/S0954102020000279
64. ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; FERNADEZ, G.B.; SIMÕES, F.L.; SIMÕES, J.C. Glacial landforms and glaciological processes of the temperate Wanda glacier, South Shetlands. **Investigaciones Geográficas**, v. 43, p. 3 – 16, 2011.

65. ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; MENDES, J.R.C.; SOUZA, J.R.; SIMÕES, J.C. Compilation of geomorphological map for reconstructing the deglaciation of ice-free areas in the Martel inlet, King George Island, Antarctic. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 181-187, 2013. DOI: 10.20502/rbg.v14i2.324
66. ROSA, K.K.; MENDES, C.W.; VIEIRA, R.; DANI, N.; SIMÕES, J.C. Análise morfométrica do setor norte da Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica. *Boletim de Geografia*, v. 32, n. 1, p. 52-61, 2014a. DOI: 10.4025/bolgeogr.v32i1.18710
67. ROSA, K.K.; FREIBERGER, V.L.; VIEIRA, R.; ROSA, C.A.; SIMÕES, J.C. Mudanças glaciais recentes e variabilidade climática na ilha Rei George, Antártica. *Quaternary and Environmental Geosciences Review*, v. 5, n. 2. 2014, p. 176 – 183, 2014b. DOI: 10.5380/abequa.v5i2.36642
68. RÜCKAMP, M.; BRAUN, M.; SUCKRO, S.; BLINDOW, N. 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. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.06.009
69. SCHÄFER, M.; MÖLLER, M.; ZWINGER, T.; MOORE, J. Dynamic modeling of future glacier changes: mass-balance/elevation feedback in projections for the Vestfonna ice cap, Nordaustlandet, Svalbard. *Journal of Glaciology*, v. 61, p. 1121–1136. 2015. DOI: 10.3189/2015JoG14J184
70. SETZER, A.W.O.; FRANCELINO, M.R.; SCHAEFER, C.E.G.R.; COSTA, L.V.; BREMER, U.F. Regime climático na Baía do Almirantado: relações com o ecossistema terrestre. In: SCHAEFER, C. (Ed.). **Ecossistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica Marítima**. Minas Gerais: Viçosa, 2004. p. 1–13.
71. SIEGERT, M.; ATKINSON, A.; BANWELL, A.; BRANDON, M.; COVEY, P.; DAVIES, B.; DOWNIE, R.; EDWARDS, T.; HUBBARD, B.; MARSHALL, G.; ROJELL, J.; RUMBLE, J.; STROEVE, J.; VAUGHAN, D. The Antarctic Peninsula Under a 1.5°C Global Warming Scenario. *Frontiers in Environmental Science*, v. 28, 2019. DOI: 10.3389/fenvs.2019.00102
72. SIEGERT, M.; FLORINDO, F.; DE SANTIS, L.; NAISH, T.R. The future evolution of Antarctic climate: conclusions and upcoming programmes. In: SIEGERT, M.; FLORINDO, F.; DE SANTIS, L.; NAISH, T.R. (Eds.). **Antarctic Climate Evolution**. Second Edition, Elsevier, p. 769-775. 2022. DOI: 10.1016/B978-0-12-819109-5.00005-0.
73. SIMÕES, J.C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, p. 119 – 154, 2004.
74. SIMÕES, C.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. 80 p.
75. SIMÕES, C.L.; ROSA, K.K.; CZAPELA, F.F.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J.C. Collins glacier retreat process and regional climatic variations, King George Island, Antarctica. *Geographical Review*, v. 105, n. 4, p. 462 – 471, 2015. DOI: 10.1111/j.1931-0846.2015.12091.x
76. SMITH, J.; ANDERSEN, T.; SHORTT, M.; GAFFNEY, A.M.; TRUFFER, M.; STANTON, T.P.; BINDSCHADLER, R.; DUTRIEUX, P.; JENKINS, A.; HILLENBRAND, C.D.; EHRMANN, W.; CORR, H.F.J.; FARLEY, N.; CROWHURST, S.; VAUGHAN, D.G. Sub-ice-shelf sediments record history of twentieth-century retreat of Pine Island Glacier. *Nature*, v. 541, p. 77–80, 2017. DOI: 10.1038/nature20136.
77. STREUFF, K.; FORWICK, M.; SZCZUCINSKI, W. ANDREASSEN, K.; Ó COFAIGH, C. Submarine landform assemblages and sedimentary processes related to glacier surging in Kongsfjorden, Svalbard. *ArKtos*, v. 1, n. 14, 2015. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.09.006
78. THOMAS, R.; FREDERICK, E.; KRABILL, W.; MANIZADE, S.; MARTIN, C. Recent changes on Greenland outlet glaciers. *Journal of Glaciology*, v. 55, p. 147–162, 2018. DOI: 10.3189/002214309788608958
79. TRUEBA, J.J.C.; CAÑADAS, E.S. El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, n. 30, p. 7-34, 2004. DOI: 10.18172/cig.1133

80. WÖLFL, A.C.; WITTENBERG, N.; FELDENS, P.; HASS, H.C.; BETZLER, C.; KUHN, G. Submarine landforms related to glacier retreat in a shallow Antarctic fjord. **Antarctic Science**, v. 28, p. 475–486, 2016. DOI: 10.1017/S0954102016000262
81. YOON, H.H.; PARK, B.K.; KIM, Y.; KIM, D. Glaciomarine sedimentation and its palaeoceanographic implications along the fiord margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology**, n. 157, p. 189-211, 2000. DOI: 10.1016/S0031-0182(99)00165-0



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.

CAPÍTULO V

Esse capítulo envolve metodologia, resultados e discussões sobre o mapeamento geomorfológico integrado para a área de estudo com o título “REGISTROS GEOMORFOLÓGICOS, A GEOCRONOLOGIA DO FIORDE E O COMPORTAMENTO DAS GELEIRAS NO HOLOCENO E DESDE MEADOS DO SÉCULO XX COMO RESPOSTA À VARIABILIDADE CLIMÁTICA”

CAPÍTULO V - REGISTROS GEOMORFOLÓGICOS, A GEOCRONOLOGIA DO FIORDE E O COMPORTAMENTO DAS GELEIRAS NO HOLOCENO E DESDE MEADOS DO SÉCULO XX COMO RESPOSTA À VARIABILIDADE CLIMÁTICA

1. APRESENTAÇÃO

Desde o Último Máximo Glacial, as geleiras recuaram para o interior de fiordes nas ilhas Shetlands do Sul, deixando registros geomorfológicos importantes no ambiente submarino. Essas formas podem ser analisadas para investigar o comportamento glacial no Holoceno (WÖLFL *et al.*, 2016).

A Baía do Almirantado (BA), na ilha Rei George (IRG), apresenta registros geomorfológicos como bancos morânicos, *eskers*, lineações glaciais, *gullies*, além de canais fluviais. Dowdeswell *et al.* (2016) afirmam que as geoformas deposicionais submarinas, formadas pelo paleofluxo glacial, ficam preservadas por muito tempo em fiordes de altas latitudes. A geometria e espacialização das formas de relevo registram as posições de estabilização frontal das paleogeleiras.

Momentos de avanços e estabilizações frontais podem estar respondendo às flutuações de temperatura atmosférica. Kejna *et al.* (2013) observam que a região da PA está passando por um momento de rápido aquecimento atmosférico nas últimas décadas. Esse fator influencia no degelo progressivo das geleiras (DZIEMBOWSKI; BIALIK, 2022) balanço de massa negativo, aumento das áreas livres de gelo SIEGERT *et al.*, 2019) que são afetadas pelas mudanças geomórficas e biológicas (LEE *et al.*, 2017; ZNÓJ *et al.*, 2017).

A realização de um mapeamento geomorfológico integrado para a BA permitirá identificar e espacializar as feições de relevo deposicionais e erosivas e auxiliará na compreensão de processos proximais e distais da margem glacial atual, além de fornecer informações sobre a evolução das geleiras que fluem para o fiorde desde o início do Holoceno. Registros geomorfológicos glaciais terrestres fornecem informações sobre extensão, espessura e tempo de glaciação e deglaciação (SUGDEN *et al.*, 2006). Em ambientes marinhos, dados batimétricos mostram bancos morânicos e lineações glaciais, indicando a antiga extensão do paleofluxo glacial (EVANS *et al.*, 2005). Esses registros geomorfológicos são dados paleoambientais valiosos sobre as mudanças ambientais glaciais no Holoceno (BENTLEY *et al.*, 2009).

O objetivo deste trabalho é elaborar o mapeamento geomorfológico glacial dos ambientes terrestres e submarinos da BA e áreas livres de gelo adjacentes, interpretando a geomorfometria, os processos glaciais e a cronologia das formas e ambientes. Serão apresentadas as retrações das geleiras nas recentes décadas para comparar com as mudanças glaciais no passado em resposta à variabilidade climática. O capítulo explora os fatores e processos que estão associados ao comportamento de retração das geleiras com término marinho da BA. Também serão demonstrados indicadores de mudanças na dinâmica, extensão, espessura, direção de fluxo e regime termal das geleiras.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A IRG ($62^{\circ}12'0''$ S - $58^{\circ}30'0''$ W) (Figura 1B) é a maior das Shetlands do Sul, com área de 1250 km^2 , com 80 km em seu eixo sudoeste – nordeste e 15 km de largura aproximadamente, com 70 bacias de drenagem (BREMER, 1998). Ao Norte faz alcaça o estreito de *Drake* e ao sul é separada da PA pelo estreito de *Bransfield* (BIRKENMAJER, 1980) (Figura 1A).

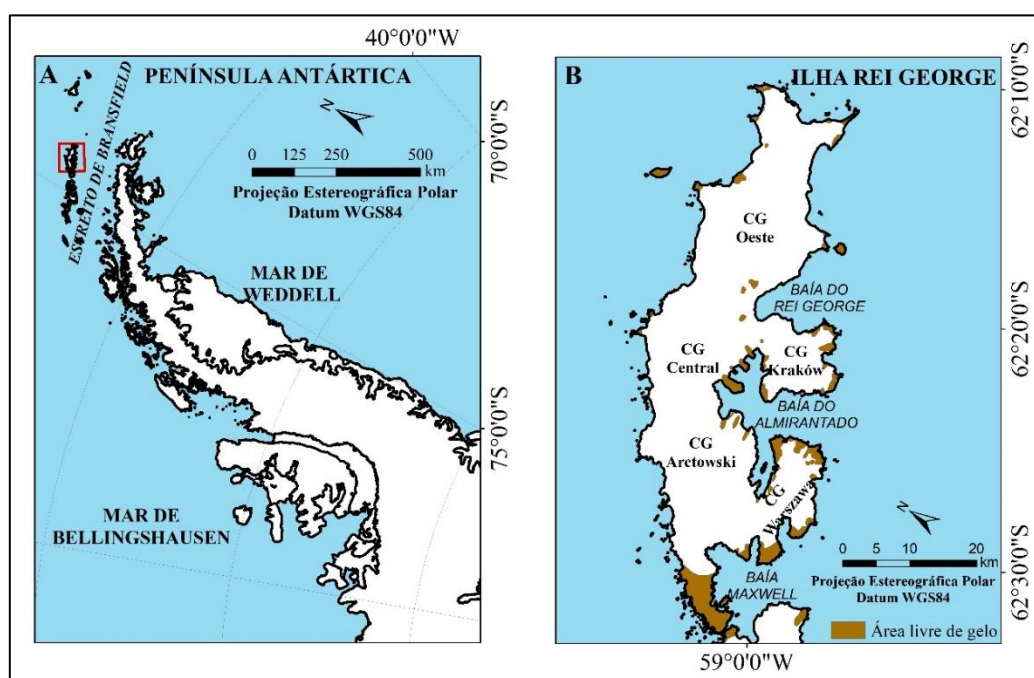


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. CG: campo de gelo.
Dados: *Quantarctica* (Matsuoka *et al.*, 2018).

A IRG é coberta por uma calota de gelo dividida em domos, conectados por bacias de drenagem, que fluem em direção ao ambiente glacimarinho (BREMER; ARIGONY-NETO; SIMÕES, 2004). É um fiorde alongado com aproximadamente 16 km de comprimento e 6 km de largura na parte mais estreita, com paredes íngremes,

possui formato de vale em U podendo atingir profundidades de até 510 m (MAGRANI, 2014).

A média de temperatura anual para a IRG é de $-2,8^{\circ}\text{C}$, para os meses de inverno $-15,5$ a $-1,0^{\circ}\text{C}$, e para o verão varia de $-1,3$ a $2,7^{\circ}\text{C}$ (FERRON *et al.*, 2004). O clima da IRG é influenciado por ciclones com orientação de leste a oeste ao redor do continente antártico. Os ciclones propiciam condições para ocorrência de chuvas, chuvisco e neve nos meses de verão, contudo, quando os ciclones se formam na região do mar de *Weddell*, trazem para a IRG ar frio, neve e baixas de temperatura (SETZER *et al.*, 2004).

Anualmente a precipitação pode atingir 500 mm para áreas no nível do mar, enquanto para áreas de topo pode variar de 800 a 2000 mm/ano (RAKUSA-SUSZEWSKI, 1993). A IRG é influenciada pela umidade da Antártica Marítima, com ocorrência de precipitação líquida principalmente nos meses de março e abril (SETZER *et al.*, 2004).

Adjacente ao fiorde são encontradas geleiras de maré e geleiras com término em terra. As geleiras de maré apresentam desprendimento de *icebergs* ou *growlers* (SILVA; ARIGONY-NETO; BICCA, 2019). Cerca de 10% da superfície total da IRG encontra-se livre de gelo (138 km^2) (DAŹBSKI *et al.*, 2020). A retração glacial que ocorre na IRG está associada ao aquecimento atmosférico nas últimas décadas na região da PA (ANGIEL; DAŹBSKI, 2012; LORENZ *et al.*, 2023).

Lorenz *et al.*, 2023 tratam da elevação da ALN para os campos de gelo da IRG e aponta a calota de gelo Oriental como a de maior mudança na elevação da ALN e da perda de área nas últimas décadas. Os campos de gelo *Kraków* e *Warszawa* são os de menor elevação máxima, menor área de acumulação, geleiras de menor extensão e que possuem geleiras de término em terra. O campo de gelo central, possui maior área acima da altitude de linha de neve.

2. METODOLOGIA

2.1 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO SUBAÉREO E SUBMARINO E INTERPRETAÇÕES DOS PROCESSOS GLACIAIS

2.1.1 Ambiente Subaéreo

O mapeamento geomorfológico do setor subaéreo foi realizado com a interpretação dos seguintes dados geoespaciais: Modelo Digital de Elevação Tandem-X,

Modelo de Elevação de Referência da Antártica (REMA), imagens de satélite SPOT de 1979, 1988 e 2000, Sentinel-2 (2018 e 2020), WorldView-2 (2014) e *PlanetScope* (2019).

Foram revisados os mapeamentos de geoformas glaciais anteriores de Rosa *et al.* (2013) na enseada Martel e de Perondi; Rosa; Vieira (2019) para a margem oeste da BA.

2.1.2 Ambiente Submarino

Para o mapeamento geomorfológico do ambiente submarino foram usados os seguintes dados geoespaciais: batimetria da BA, REMA, GEBCO, MDE Integrado, além de *shapefiles* de retração glacial frontal desde 1956 e produtos geomorfométricos.

2.1.3 MDE integrado

O procedimento metodológico para integração do MDE envolveu técnicas de geoprocessamento no *software* ArcGISTM. O modelo batimétrico foi gerado *Inverse Distance Weighted* (IDW) e foi gerado com base em Ajvazi e Czimber (2019). Os dados batimétricos foram mosaicados ao REMA 2, TanDEM-X e GEBCO. O MDE integrado gerado possui áreas *nodata* que estão relacionadas aos setores submarinos livres de gelo próximos à costa e aos setores com imperfeições e erros no REMA 2. Esses setores foram preenchidos pelo MDE gerado a partir da interpolação de curvas de níveis pelo método Vizinho Natural. As curvas de níveis foram geradas a partir de um *Triangular Irregular NetWork* (TIN). Os métodos de interpolação Vizinho Natural e *topo to Raster* foram escolhidos devido a áreas de terreno incoerentes com a realidade no setor raso submarino. Foram gerados produtos geomorfométricos.

2.1.4 Mapeamento geomorfológico integrado

Os dados geoespaciais foram integrados em um SIG com o uso do *software* ArcGISTM. Esta etapa foi utilizada para a identificação visual das geoformas glaciais erosivas e deposicionais na área de estudo, para construção do mapeamento geomorfológico integrado.

A identificação das feições de relevo foi realizada manualmente no ArcGISTM, com base nos critérios de identificação propostos por Bennet & Glasser (1996), Ottesen & Dowdeswell (2006), Benn & Evans (2010), Streuff *et al.* (2015) e Wölfl *et al.* (2016), que envolvem a morfologia, características morfométricas, ambiente deposicional,

sedimentologia, gênese, o contexto na geleira (paralelo ou perpendicular ao fluxo de gelo) (Quadros 1, 2 e 3).

Quadro 1 - Critérios metodológicos para identificação de feições de relevo deposicionais glaciais subaéreas.

Forma de relevo	Ambiente deposicional	Processo genético	Associação sedimento/forma	Critério de identificação	Relevância
Moraina lateral e latero-frontal	Margem da geleira (BENN; EVANS, 2010)	Origem subglacial, englacial ou supraglacial, por deposição de sedimentos, movimentos de massa, deformação glacioteclônica (BENN; EVANS, 2010)	Caracterização sedimentar de <i>till</i> que varia conforme o transporte ativo ou passivo, constituída por grãos grossos e mal selecionados (BENNET; GLASSER, 1996)	Forma assimétrica transversal e/ou perpendicular à geleira. São classificados de acordo com sua localização em relação à geleira (BENNET; GLASSER, 1996)	Marca a extensão de uma geleira (BENNET; GLASSER, 1996)
Moraina frontal de avanço	Limite máximo de avanço de uma geleira (HAMBREY, 1994)	Originada da deposição de sedimentos através de movimentos de massa e atividade glacioteclônica (BENN; EVANS, 2010)	Compostos por grãos grossos, abundância de clastos arredondados, facetados, estriados se formados subglacialmente, depositados pela ação direta da geleira (BENNET; GLASSER, 1996)	Apresentam cristas, em geral arqueadas, podem estar mal preservadas, refletem a margem frontal da geleira (HAMBREY, 1994; BENNET; EVANS, 2010)	Registram estágios estacionários de uma geleira (HAMBREY, 1994; BENNET; EVANS, 2010)
Moraina frontal de recessão	Margem frontal da geleira (HAMBREY, 1994; BENNET; GLASSER, 1996)	Formada durante estabilização da frente da geleira, durante uma recessão glacial, empurrada ou depositada por um pequeno avanço da geleira (BENN; EVANS, 2010)	Constituída por grãos grossos e baixa seleção granulométrica, abundância de clastos arredondados, facetados, estriados (HAMBREY, 1994; BENNET; GLASSER, 1996)	Perpendicular ao movimento do gelo, podem ter forma de crista, cordão linear ou montículos descontínuos (HAMBREY, 1994; BENNET; EVANS, 2010)	Documenta estágio estacionário de uma geleira, em seu avanço ou recuo. (BENN; EVANS, 2010)
Morainas Push	Paralelas às margens das geleiras (DABSKI, 2020)	São de origem glacioteclônica e os sedimentos podem ser empurrados em seu processo de formação durante pequenos reavanços e estabilizações das geleiras no inverno (EVANS, 2003)	Podem ser formadas por depósitos subglaciais, depositados no verão e empurrados no inverno (BENN; EVANS, 2010)	Formato irregular e sinuoso, raramente tem mais de 1 m de altura (BENN; EVANS, 2010)	Indica avanço glacial anual no inverno (BENN; EVANS, 2010)
Esker	Em contato com o gelo (HAMBREY, 1994; BENNET; GLASSER, 1996)	Ocorre pela corrente de água subglacial, depósitos de enchimento das paredes de canais. Corrente de água na interface gelo/rocha (BENNET; GLASSER, 1996)	Composição de grãos variada, geralmente grossos, cascalho e areia glaciofluvial com grau de arredondamento devido ao transporte pela água de degelo (HAMBREY, 1994; BENNET; GLASSER, 1996)	Geralmente sinuoso. Possuem cristas simples, outros podem ser entrelaçados. Sua orientação obedece a curso de uma drenagem (BENNET; GLASSER, 1996)	Indica fluxo hídrico de canal subglacial, base termal úmida e direção do fluxo de gelo (HAMBREY, 1994)

Forma de relevo	Ambiente deposicional	Processo genético	Associação sedimento/forma	Critério de identificação	Relevância
Canais de degelo	Com ou sem contato com geleira (SUGDEN; JOHN, 1984)	Fluvial com descarga de água de degelo	Maior granulometria, camadas estratificadas, detritos refletem o transporte pela água (SUGDEN; JOHN, 1984)	Canais entrelaçados de água e leques deposicionais (BENN; EVANS, 2010)	Evidencia avanço e recuo da geleira (ASSINE; VESELY, 2015)
Drumlin	Distais à geleira (BENN; EVANS, 2010)	Geofomas subglaciais; Acumulações de sedimentos transversais ou longitudinais, aparecem após o recuo glacial (BENN; EVANS, 2010)	Constituídos por <i>till</i> (BENN; EVANS, 2010)	Forma oval ou arredondada assimétrica, com direção paralela ao fluxo de gelo, geralmente estriados (BENN; EVANS, 2010)	Evidencia regime termal úmida da geleira e direção glacial pretérita (BENN; EVANS, 2010)
Flutings	Identificados próximo à margem das geleiras (BENN; EVANS, 2010)	Formado por sedimentos glaciais que se alojaram após uma obstrução subglacial (BENN; EVANS, 2010)	Compostos por <i>till</i> de alojamento, areias e cascalhos (BENNET; GLASSER, 1996)	Cristas alongadas e sedimentos alinhados conforme a direção do fluxo de gelo (BENNET; GLASSER, 1996)	Evidenciam geleiras de base úmida, pouco espessa (BENNET; GLASSER, 1996)
Nunatak	Formados pelas geleiras (BENN; EVANS, 2010).	Formados por processos erosivos glacial e intemperismo periglacial durante períodos interglaciais (SUGDEN <i>et al.</i> , 2005)	Topos de montanhas em meio ao gelo (BALLANTYNE, 2007)	São topos de montanhas superiores a mantos ou campos de gelo (BALLANTYNE, 2007)	Evidenciam os limites glaciais superiores no UMG e a espessura glacial (BALLANTYNE, 2007)
Arêtes	Formam-se paralelos a duas geleiras de vale, é um divisor de drenagem glacial (BENNET; GLASSER, 2009)	Formadas pelo processo erosivo de duas geleiras de vale (BENNET; GLASSER, 2009)	Cristas rochosas pontiagudas/serrilhadas lineares deixadas pelo movimento e erosão de duas geleiras de vale adjacentes (BENNET; GLASSER, 2009)	Cristas rochosas pontiagudas lineares (BENNET; GLASSER, 2009)	Evidenciam direção de fluxo e processos erosivos glaciais (BENNET; GLASSER, 2009)

Quadro 2 - Síntese de formas de relevo submarinas, critérios de identificação e sua relevância, com ênfase das feições deposicionais glaciais.

Forma de relevo	Ambiente deposicional	Processo genético	Critério de identificação	Relevância
Canais de degelo	Ligados a canais principais ou perpendicular paleo fluxo glacial (NITSCHKE, 2012)	Indicam que não foram formados por gelo aterrado, origem subglacial, presença de água na base da geleira (NITSCHKE, 2012)	Geometria sinuosa (NITSCHKE, 2012). Padrão dendrítico convergente, ou irregulares em área rochosa (GARCÍA <i>et al.</i> , 2016).	Não foram formados pelo fluxo de gelo aterrado (NITSCHKE, 2012)
Banco morânico terminal e recessional/ Complexos de bancos morânicos	<i>Grounding line</i> da geleira (STREUFF <i>et al.</i> , 2015)	Formado por transporte de massa de sedimentos glaciogênicos depositados pela água de fusão durante o avanço das geleiras (STREUFF <i>et al.</i> , 2015)	Cristas sinuosas, arredondadas, transversais ao fluxo glacial, com pequenos cumes (STREUFF <i>et al.</i> , 2015)	Máximo avanço glacial (STREUFF <i>et al.</i> , 2015) fluxo glacial lento (OTTESEN; DOWDESWELL, 2009).

Forma de relevo	Ambiente deposicional	Processo genético	Critério de identificação	Relevância
Picos e morros		Originam-se através de falhamentos do fundo do mar, aflorando escarpas que podem chegar até 50m de altura (MICALLEF <i>et al.</i> , 2018)	Devido a sua morfologia desgastada, é comum ser interpretado como antigo afloramento rochoso erodido por atividade marinha (CAREY, 2000)	Indica relevo vulcânico (CASALBORE, 2018)
Mega-Scale Glacial Lineations (Lineações glaciais de grande escala)	Geralmente encontradas em margens continentais anteriormente glaciadas (DOWDESWELL <i>et al.</i> 2014)	Gênese por deformação subglacial (STOKES; CLARK, 2002), alguns estudos consideram a ação glacial de erosão (CLARK <i>et al.</i> , 2003), envolvendo uma película de água na interface gelo/rocha (FOWLER, 2010)	Cumes sedimentares alongados com comprimento de algumas dezenas de metros a quilômetros. Encontradas em grupos subparalelos ou paralelos com espaçamento regular de algumas centenas de metros (STOKES; CLARK, 2002)	Fornecer evidências diretas para a antiga presença de gelo aterrado, com fluxo rápido e pode ser usado para inferir direções de paleofluxo glacial (DOWDESWELL <i>et al.</i> 2006)
Lineações glaciais	Formadas subglacialmente em geleiras aterradas (OTTESEN; DOWDESWELL, 2006)	Formam-se pela presença de uma fina camada de sedimentos subglacialmente (WÖLFL <i>et al.</i> (2016)	Cristas ou lineações paralelas ou subparalelas alongadas, podem ter medidas entre 2,5 e 10 km e até 10 m de altura (ARNDT; EVANS, 2016)	Indicam direção do antigo fluxo de gelo (WÖLFL <i>et al.</i> (2016) e gelo aterrado (OTTESEN; DOWDESWELL, 2006)
Esker	Margem da geleira durante o degelo (LIVINGSTONE <i>et al.</i> , 2015), não são restritos a essa localização (SUGDEN; DENTON; MARCHANT, 1991)	Ocorre pela corrente de água subglacial, depósitos de enchimento das paredes de canais. Corrente de água na interface gelo/rocha (BENNETT; GLASSER, 1996)	Geralmente sinuoso. Possuem cristas simples, outros podem ser entrelaçados. Sua orientação obedece a curso de uma drenagem (BENNETT; GLASSER, 1996)	Indica base termal úmida (HUGHES; CLARK; JORDAN, 2014), água de degelo (STORRAR; STOKES; EVANS, 2014) direção de fluxo glacial (GREENWOOD; CLARK, 2009)
Gullie	São feições erosivas, encontradas, comumente, dentro ou ao lado do cânion submarino (BENN; EVANS, 2010)	Formados por processos erosivos submarinos (BENN; EVANS, 2010)	Pequenas ravinas nas paredes do cânion (BENN; EVANS, 2010)	Indicam o estágio inicial do desenvolvimento do cânion (BENN; EVANS, 2010)

Foram utilizados dados de interpretação sedimentológica e trabalhos de campo durante a OPERANTAR XXXVIII para etapa de verificação e validação do mapeamento geomorfológico do ambiente subaéreo.

Para a distinção entre *eskers*, *drumlins* e *flutings* foram plotados em gráfico os seus valores de comprimento e largura, bem como a razão entre ambas as medidas. A distinção entre essas feições foi realizada utilizando a metodologia de Kreczmer *et al.* (2021), que considera as características morfológicas (comprimento do eixo maior e largura do relevo) identificadas em imagens de satélite de alta resolução espacial.

Quadro 3- Classificação geomorfológica das feições erosivas e deposicionais encontradas na área de estudo.

Unidades estruturais e litológicas		Unidades geomorfológicas	Feições de relevo glaciais
Rochas Vulcânicas e intrusivas Cenozoicas	Bloco <i>Kraków</i>	Planalto/Platô	Glacial: <i>Nunataks</i> Feições rochosas alinhadas: <i>arêtes</i>
			Paraglacial: Formas na encosta: <i>gullies</i>
Rochas Vulcânicas e intrusivas Cenozoicas	Bloco <i>Warszawa</i>	Superfícies aplainadas	Glacial erosionais: Feições rochosas alinhadas: <i>arêtes</i>
			Feições Depositionais: Morainas laterais e mediais Glaciofluvial e fluvial: <i>eskers, flutings</i> , canais de água de degelo Glaciolacustre: lagos e lagunas Feições transversais: Recente Complexo de morainas de recessão, recentes morainas de avanço anual, antigas morainas expressivas de avanço
Rochas Sedimentares do Cenozoicas	Bloco <i>Barton</i>	Depressão: Padrões de vales e <i>arêtes</i> subaéreos	Glacial: erosivas: <i>Nunataks</i> Feições rochosas alinhadas: <i>arêtes</i> , vale em circo Feições paralelas ao fluxo: <i>estrias</i>
	Setor falhado do Bloco <i>Warszawa</i>		Glacial: Erosivas: <i>Nunataks</i> Feições rochosas alinhadas: <i>arêtes</i>
	Setor falhado do Bloco <i>Kraków</i>		Glacial erosivas: <i>Nunataks</i> Feições rochosas alinhadas: <i>arêtes</i>
	Bloco <i>Warszawa</i>	Superfícies aplainadas	Feições rochosas alinhadas: <i>arêtes</i>
			Depositionais: Feições paralelas ao fluxo glacial Morainas laterais e mediais Glaciofluvial e fluvial: <i>eskers, flutings</i> , canais de água de degelo Glaciolacustre: lagos e lagunas Feições transversais: Recente Complexo de morainas de recessão Recentes Morainas de avanço anual Antigas Morainas expressivas de avanço
Bloco <i>Barton</i>	Fiorde	Glacial erosivas: Vale em U, montes submarinos Feições subglaciais rochosas alinhadas paralelamente ao fluxo	
Bloco <i>Warszawa</i>		Glacial deposicionais: Complexo morânico Feições subglaciais: <i>eskers</i> , lineações glaciais Erosivos: canais incisivos	
Rochas Vulcânicas do Mesozoicas	Bloco <i>Barton</i>	Planalto	Glacial: Erosivas: <i>Nunataks</i>

2.2 TRABALHO DE CAMPO E ANÁLISE DA CARACTERÍSTICA SEDIMENTAR PARA A VERIFICAÇÃO DA INTERPRETAÇÃO DAS FEIÇÕES DEPOSITIONAIS SUBAÉREAS E DA RELAÇÃO COM O AMBIENTE SUBMARINO

Durante o trabalho de campo foram realizadas observações do contexto ambiental da área de estudo, como por exemplo, características da área marginal a frente da geleira, tipo de término, presença de canais de degelo, feições de relevo, e como se diferem as áreas distais à margem glacial e realizada a coleta de sedimentos nas áreas livres de gelo das geleiras Baranowski e Windy, na IRG.

2.2.1 Coleta de sedimentos

Durante o trabalho de campo na IRG (OPERANTAR XXXVIII) foram coletadas 9 amostras sedimentares em áreas livres de gelo das geleiras Baranowski e Windy (Figura 2A e 2C). O material coletado com pás foi embalado em sacos plásticos e acondicionados de forma a não perder sua qualidade para posterior atividades de análise. Em cada ponto de coleta foram registrados os pontos com GPS e temperatura da amostra. Na OPERANTAR XLI, foram coletadas três amostras, uma no setor subaéreo da geleira Dobrowolski e duas no ambiente submarino (Figura 2D) e três amostras na área proglacial da geleira Viéville (Figura 2B).

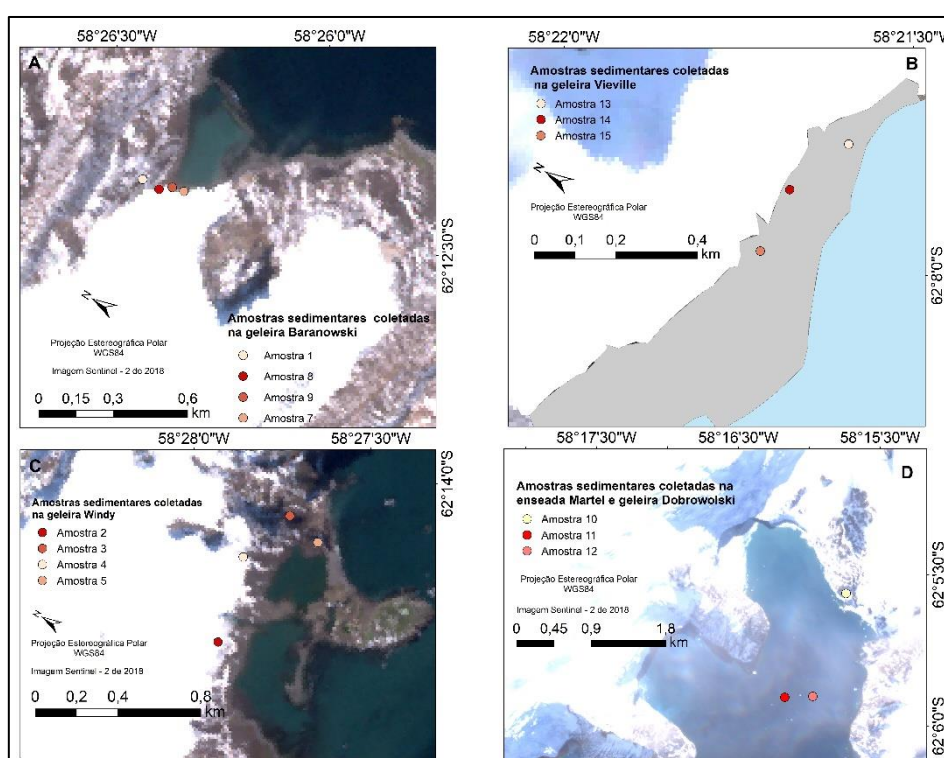


Figura 2 – Mapa representando a localização das amostras coletadas na área de estudo nas OPERANTARES XXXVIII (2019/2020) e XLI (2022/2023). Figura A – Geleira Baranowski; Figura B – Geleira Viéville; Figura C – Geleira Windy; Figura D – enseada Martel e geleira Dobrowolski.

2.2.2 Análises laboratoriais

As análises laboratoriais dos sedimentos foram realizadas no laboratório com o objetivo de determinar sua distribuição granulométrica e características morfoscópicas. As análises sedimentares serão realizadas no Laboratório de Geografia Física do Departamento de Geografia e no CECO da UFRGS.

2.2.3 Análise granulométrica

Em laboratório, o material coletado passou por uma peneira com malha 0,062 mm, onde diferenciou-se a granulometria dos sedimentos em “grossos” e “finos”. Com os sedimentos menores que 0,062 mm (“finos”) foi utilizada a técnica de pipetagem, baseada na lei de Stokes para separar as classes silte e argila. Os sedimentos com malha maior que 0,062 mm foram separados por peneiras com malha decrescente (16mm – 0,062mm) e na sequência foi realizada a pesagem por classes. Foram realizadas análises estatísticas relacionados às amostras sedimentares e ao percentual de classes texturais de acordo com a tabela de Wentworth (1922).

A classificação dos sedimentos foi feita de acordo com Shepard (1954). O grau de selecionamento dos sedimentos foi realizado de acordo com Folk e Ward (1957) que fornecem valores estatísticos como: média, assimetria e curtose. Gráficos ternários foram ser elaborados para representar a distribuição granulométrica de cada amostra para analisar se o comportamento é unimodal, bimodal ou multimodal da distribuição.

2.2.4 Análise morfoscópica

Foi realizada a análise morfoscópica dos sedimentos com tamanhos maiores que 1 mm. Um dos índices utilizados foi o C_{40} , que demonstra, em porcentagem, quantos sedimentos de uma amostra tem razão de eixos c/a menor ou igual a 0,4. A forma do clasto foi definida pela relação dos três eixos ortogonais, a (maior), b (intermediário), e c (menor) (HUBBARD; GLASSER, 2005). Foram elaborados gráficos de histogramas para cada amostra para analisar o grau de arredondamento dos grãos e quantificar os grãos com estrias.

2.3 GEOCRONOLOGIA DAS FORMAS DE RELEVO GLACIAIS E DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS

Foi classificado o ambiente submarino com base em aspectos de morfometria (profundidade), rugosidade e características das formas deposicionais (como a continuidade lateral das cristas) em ambiente de sedimentação moderna (meados do século XX até 2023) proximal (3500 anos AP a meados do século XX), medial (7000 a 2600 anos AP) e distal (Início do Holoceno a 7000 anos AP). Essa classificação multicritério foi realizada conforme Chandler *et al.* (2020) que considera aspectos topográficos e geomorfológicos.

Para a geocronologia dos ambientes da área de estudo foram utilizadas datações existentes (Figura 4), mudanças nos aspectos geomorfológicos e topográficos do terreno e a distância das atuais frentes glaciais para inferir a sequência temporal de sua

exposição. Para o ordenamento da legenda, foi elaborado um banco de dados e a inserção em um SIG que compreendeu temporalmente a formação e a exposição da BA desde o UMG, com ênfase no Holoceno (Figura 3).

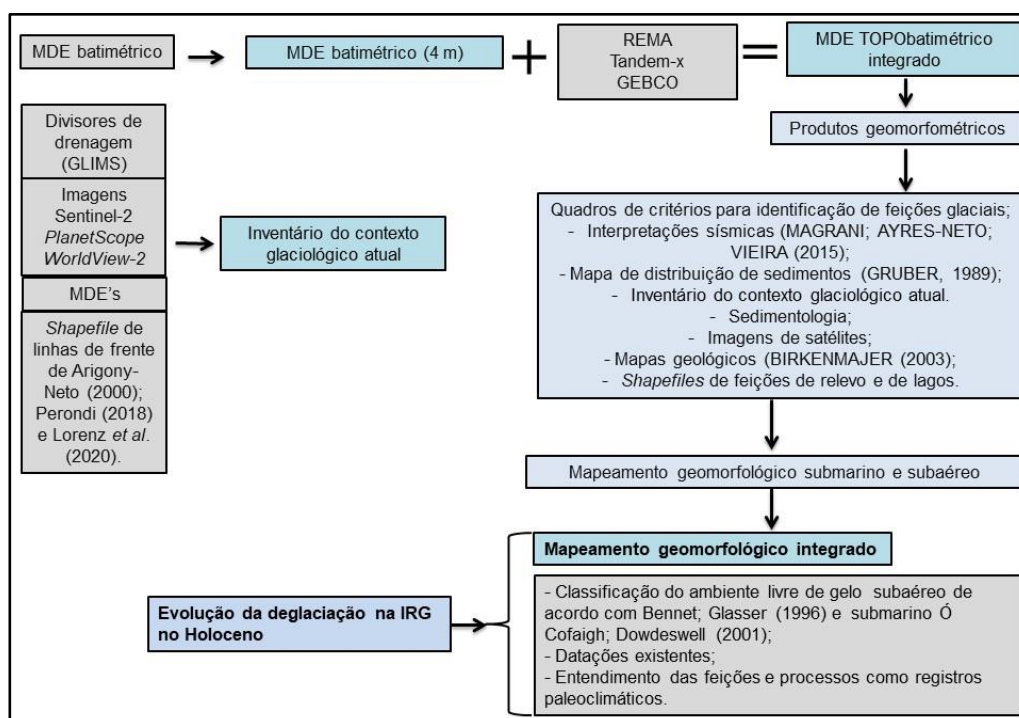


Figura 3 – Fluxograma das etapas metodológicas para compreender a evolução da deglaciação no Holoceno na BA.

A geocronologia das feições de relevo recentes subaéreas e submarinas (posterior a 1956) foi inferida com base em dados históricos de antigas posições frontais de geleiras. Para os ambientes e feições formados em períodos anteriores a 1956 foram utilizados dados de datações preexistentes (Quadro 4 e Figura 4) e dados de batimetria.

Quadro 4 - Datações existentes para a BA.

Localização	Material datado	Idade	Referência
Próximo à entrada da BA	Datações por núcleos cosmogênicos em materiais marinhos	Variações nas taxas de sedimentação ±9000 anos AP	Ó Cofaigh <i>et al.</i> (2014); Mäusbacher <i>et al.</i> (1989); Martinez-Macchiavello <i>et al.</i> (1996).
-62,1679 S -58,4737 W (Ponta Thomas)	Turfeira (14C)	5,6 mil anos AP	Birkenmajer <i>et al.</i> (1985)
-61° 10' S -58° 35' W (Sul da geleira Ecology)	Turfeira (14C)	3,4 mil anos AP	Tatur; Del Valle; Barczuk, 1999
-62,08 S -58,37W	Foraminíferos (14C)	1,9 mil anos AP	Yoon (2000)
-62,08 S -58,37W	Foraminíferos (14C)	A datação mostra aumento da taxa sedimentar a partir de 1200 anos AP	Yoon (2000)
-62°09'S -58°28'W	Datações liquenométricas em depósitos morânicos	Datações em líquens de depósitos morânicos ao norte da geleira Ecology apontam formação entre 1868-1915	(ANGIEL; DĄBSKI, 2012)

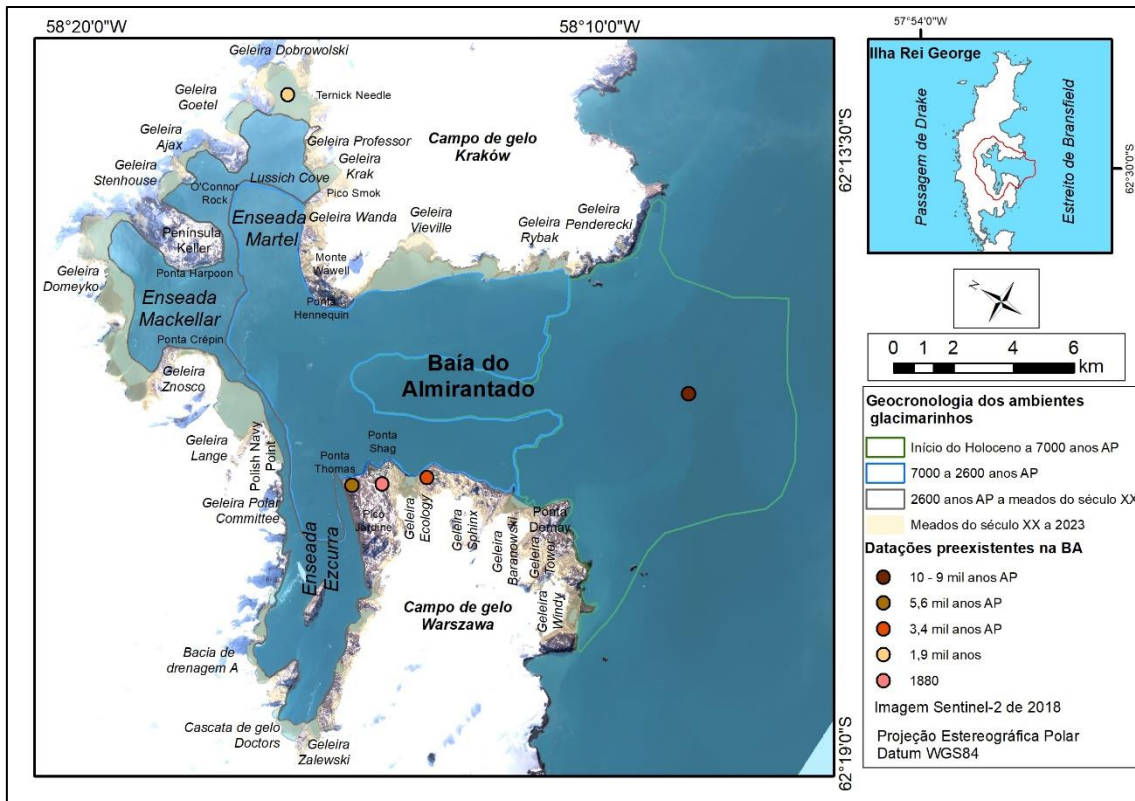


Figura 4 – Geocronologia dos ambientes glacialmarinhos e datações preexistentes na área de estudo.

2.4 EVOLUÇÃO DA DEGLACIAÇÃO NO HOLOCENO

2.4.1 Reconstrução de flutuações e estágios na BA

Os estágios de avanços, estabilizações e retrações glaciais ao longo do Holoceno foram reconstruídos no tempo e no espaço. A espacialização e preservação das feições registradas no fiorde, as diferenças entre as características referentes à geomorfometria, a geocronologia por ambiente, incluindo os setores subaéreos, foram base para: a) compreender como foram os processos de avanços e retrações glaciais e espacializar a margem glacial na BA ao longo do Holoceno; b) compreender algumas das relações entre o comportamento das geleiras no passado e influência do contexto geomorfométrico/geológico nas estabilizações da margem glacial; c) relacionar os sinais das flutuações das geleiras em resposta à variabilidade climática desde o Holoceno Médio.

2.4.2 Variação da superfície glacial ao longo do Holoceno

A variação da superfície glacial, de jusante à montante desde a PIG, para as geleiras Wanda, Ecology e Lange, e desde 3500 anos AP para a geleira Dobrowolski, foi obtida conforme método de Gribenski *et al.* (2016) e Benn e Hulton (2010). O modelo

criado, pelos autores supracitados, utiliza os valores de embasamento do leito e as elevações alvo conhecidas (*target elevation*) para calcular a superfície glacial (Figura 5).

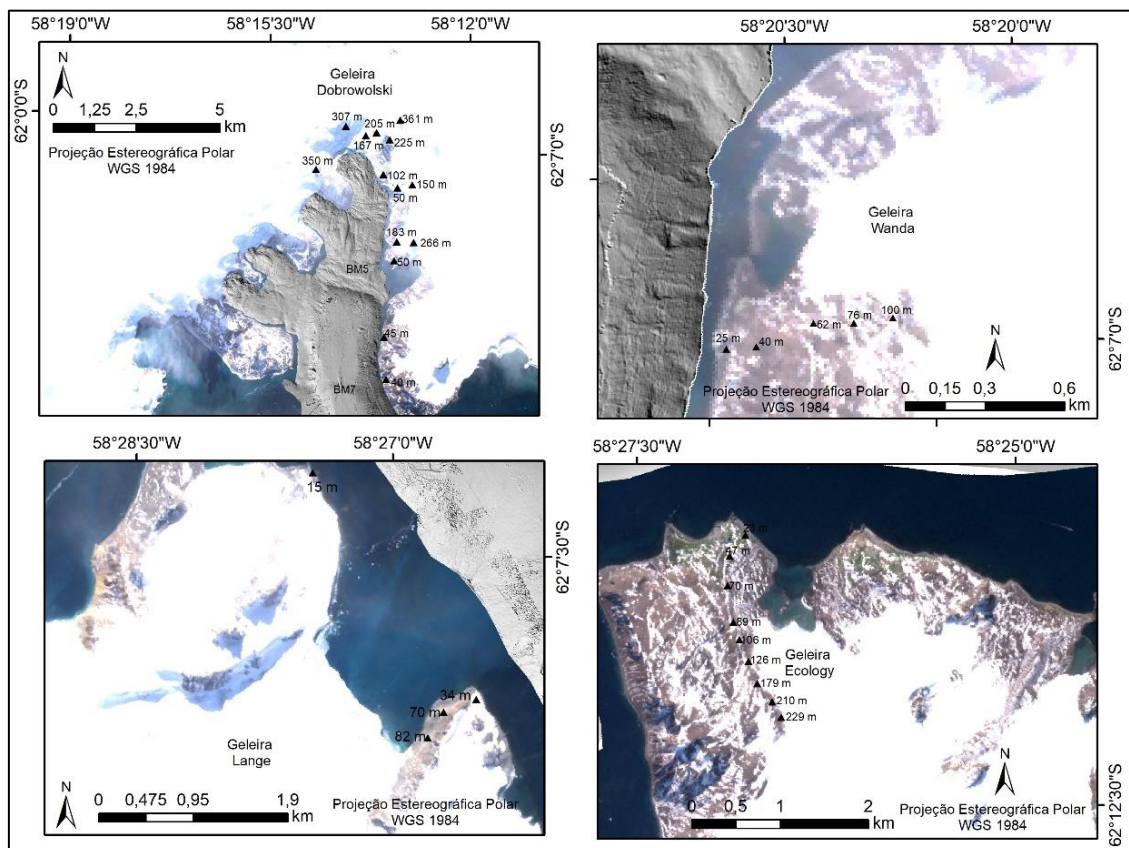


Figura 5 – Mapa com as elevações conhecidas (*target elevation*) usadas para estimar sua superfície para a PIG e para 3500 anos AP, no caso da geleira Dobrowolski.

Para a construção do perfil topográfico 2D, foram considerados os valores de embasamento subglacial disponibilizados pelo *Bedmap2* (POPE, 2017) e do modelo digital batimétrico (atual setor submarino). Para obter os valores de distância do término da geleira, visualizar os valores de elevação do embasamento do leito foram traçados perfis topográficos utilizando o ArcGIS™.

Para o ano de 2014 foram utilizados os valores de elevação disponibilizados pelo TanDEM-X (2014) para gerar a superfície glacial. A superfície glacial das geleiras foi inferida com base em bancos morânicos submarinos, que demonstram antigas extensões e *grounding lines*, e na elevação de feições de relevo, como nunataks (observados em imagens de satélite SPOT de 1995) e *trimlines*, que contivessem cobertura glacial em 1988. Admitindo-se assim, que o ponto mais elevado dessas feições também estaria sob o gelo (não muito espesso) na PIG.

Para calibrar o modelo, os valores para *target elevation* foram obtidos com base na observação de formas de relevo nas imagens de satélite com composição de bandas cor verdadeira e na obtenção de valores de elevação (usando o MDE TanDEM-X) de pontos que estivessem cobertos por gelo em cada período analisado. As imagens de satélite foram: SPOT de 1988, 1995 e 2000, imagem Sentinel-2 de 2018, imagem *PlanetScope* de 2019. A estimativa de variação na superfície glacial foi aplicada para as geleiras Dobrowolski e Wanda, alimentadas pelo campo de gelo Central, e as geleiras Lange e Ecology, alimentadas pelos campos de gelo *Arctowski* e *Warszawa*, respectivamente.

Para a geleira Ecology, os valores de *target elevation* da PIG foram baseados na elevação da moraina lateral que é datada desse período (1880), devido ao tempo de exposição dessa forma de relevo e o retrabalhamento que pode ter ocorrido, assumiu-se que a geleira poderia estar alguns metros acima da elevação atual da moraina. A montante de 2650 m da frente glacial na PIG não há moraina lateral, então foram utilizadas as elevações atuais da geleira e assumidos que ela estaria alguns metros mais espessa que atualmente. E a posição frontal glacial durante a PIG foi inferida com base no comprimento da moraina lateral desse período, a qual perde sua continuidade no mar, em local que pode ter sido um *pinning point*.

Para a geleira Dobrowolski, os valores de *target elevation* foram inferidos a partir de pontos subaéreos cobertos por geleira na década de 1980, entre 0 m e 4800 m da frente glacial para 3500 anos AP. Posteriormente foram utilizados os valores de *target elevation* da PIG (PERONDI *et al.*, 2023).

O comprimento da geleira Wanda para a PIG foi inferido com base em banco morânico identificado no MDE REMA-2. Os valores de *target elevation*, entre 0 m e 780 m, da frente glacial foram inferidos com base em moraina lateral à geleira Wanda, a qual é anterior a década de 1980, podendo ter formação contemporânea a PIG. A montante de 780 m os valores de elevação conhecida foram baseados no MDE TanDEM-X.

A geleira Lange, com término marinho, não teve banco morânico identificado que remeta a PIG, então foi utilizado como base de seu comprimento a posição de sua frente em 1910. Os valores de *target elevation* foram baseados em valores de elevação cobertos pela geleira em 1980.

Para a obter os valores de *target elevation*, para todas as geleiras supracitadas, no século XXI, foram utilizados os valores do MDE TanDEM-X de 2014.

3. RESULTADOS

3.1 TOPOGRAFIA E GEOMORFOMETRIA DO FIORDE E SETORES SUBAEREOS ADJACENTES

O setor proximal da BA possui profundidade média do terreno de 10,8 m com desvio padrão de 37. O setor medial possui profundidade média do terreno de 260 m com desvio padrão de 177. Ambos os setores apresentam as áreas de maiores elevações próximas à costa da IRG (Figura 6), condizendo com os setores mais rasos (Tabela 1 e Figura 7).

Os setores de maior elevação na área de estudo estão localizados nas áreas adjacentes às cabeceiras das bacias de drenagem e em setores com: picos e morros (nunataks e morfoestruturas vulcânicas) com afloramento de rochas ao longo das áreas livres de gelo. Há exemplos dessas áreas como o *Ternick Needle* (361 m) na bacia da geleira Dobrowolski; o pico *Tokarski* (304 m) e o morro *Birkenmajer* (332 m) na península *Keller*; o pico *Bell Zygmund* (300 m) no campo de gelo *Kraków*; o pico *Pawson* (296 m), o pico *Zamek* (350 m), o pico *Brama* (257 m), o pico *Tower* (367 m), o pico *Bastion* (297 m) e o pico *Jardine*, localizados no campo de gelo *Warszawa*.

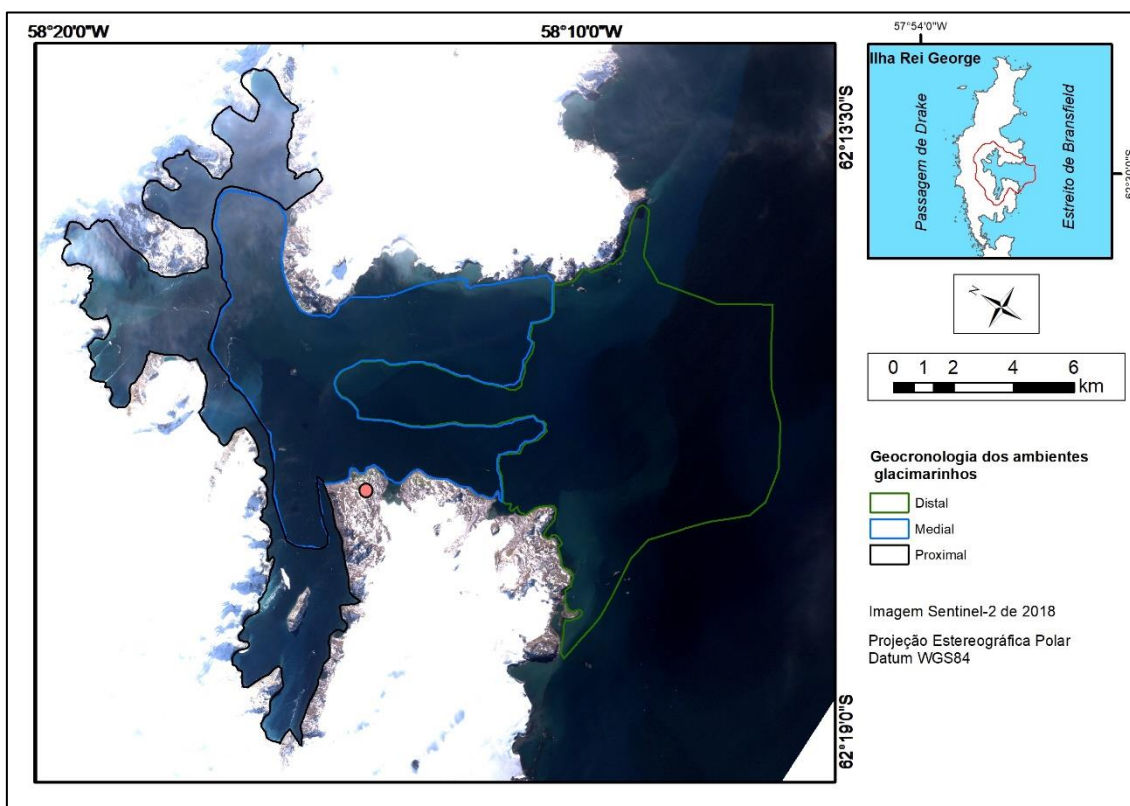


Figura 6 – Imagem de satélite mostrando o setor subaéreo da área de estudo na IRG e a BA.

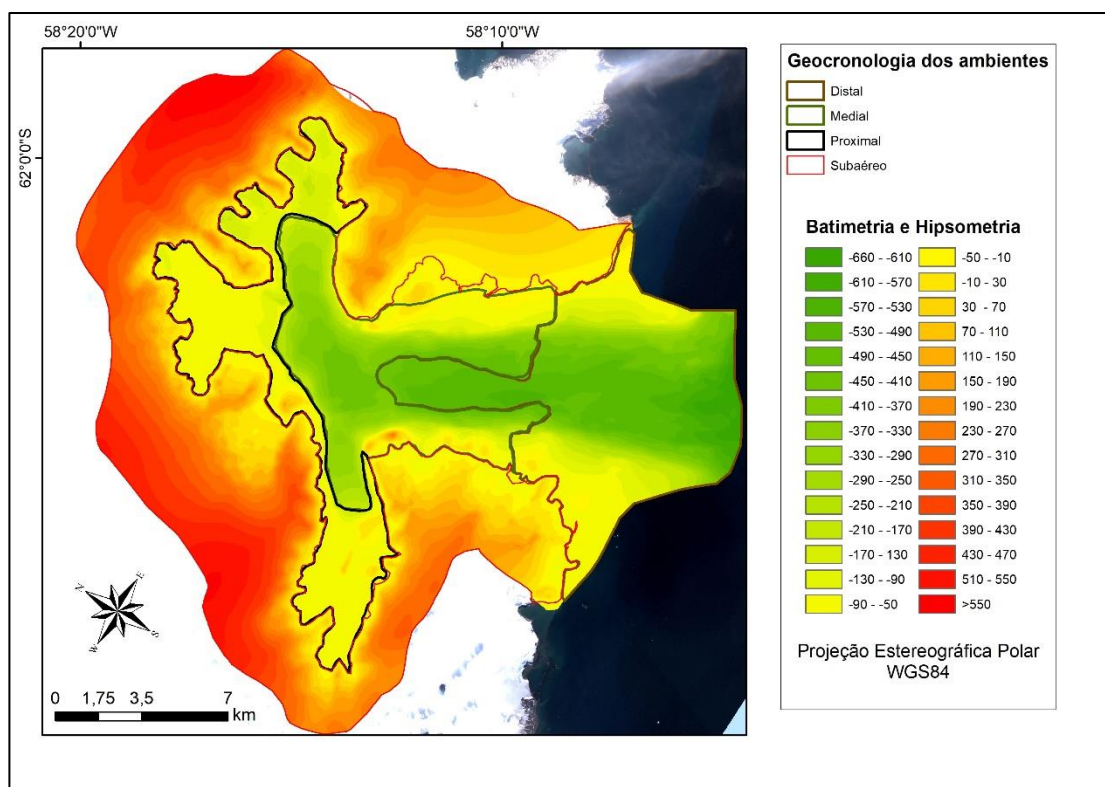


Figura 7 - Mapa hipsométrico da área de estudo e geocronologia dos ambientes por setores do fiorde.

Estatísticas do mapa hipsométrico para a área de estudo				
Setores	Mínimo (m)	Máximo (m)	Média (m)	Desvio padrão
Subaéreo	-95	729,6	317,8	195,4
Submarino proximal	-210	266	-10,8	37
Submarino medial	-518,6	508	-260	177
Submarino distal	-662	109	-281	221

Tabela 1 – Estatísticas do mapa hipsométrico para a área de estudo.

O setor distal possui declividade média de 10,9°, o setor medial possui declividade média do terreno de 12,9° e o setor proximal da BA possui declividade média do terreno de 8,9° (Tabela 2 e Figura 8). Os setores medial e distal apresentam as áreas de maiores declividades entre 1 km e 1,5 km da costa e maiores profundidades quando se compara o fundo do vale. No ambiente subaéreo, os setores mais declivosos estão associados ao setor frontal de geleiras como a Krak, Dragon, Dobrowolski, Stenhouse, Ajax, Goetel e Domeyko, as quais estão localizadas na costa norte do fiorde. Há também setores livres de gelo com alta declividade próximos à saída do fiorde (costa leste da BA) e junto a ponta *Henequinn* e península Keller.

Há uma diferenciação na morfologia ao longo do fiorde. No setor distal há feições alongadas e paralelas ao paleofluxo glacial. Nesse setor, o vale tem formato em U, com

vertentes menos íngremes e fundo de vale relativamente suavizados quando comparado ao setor à cabeceira do fiorde. É o setor mais profundo (-662 m) do fiorde. Magrani (2014) aponta para a presença de sedimentos arenosos na parte central da BA.

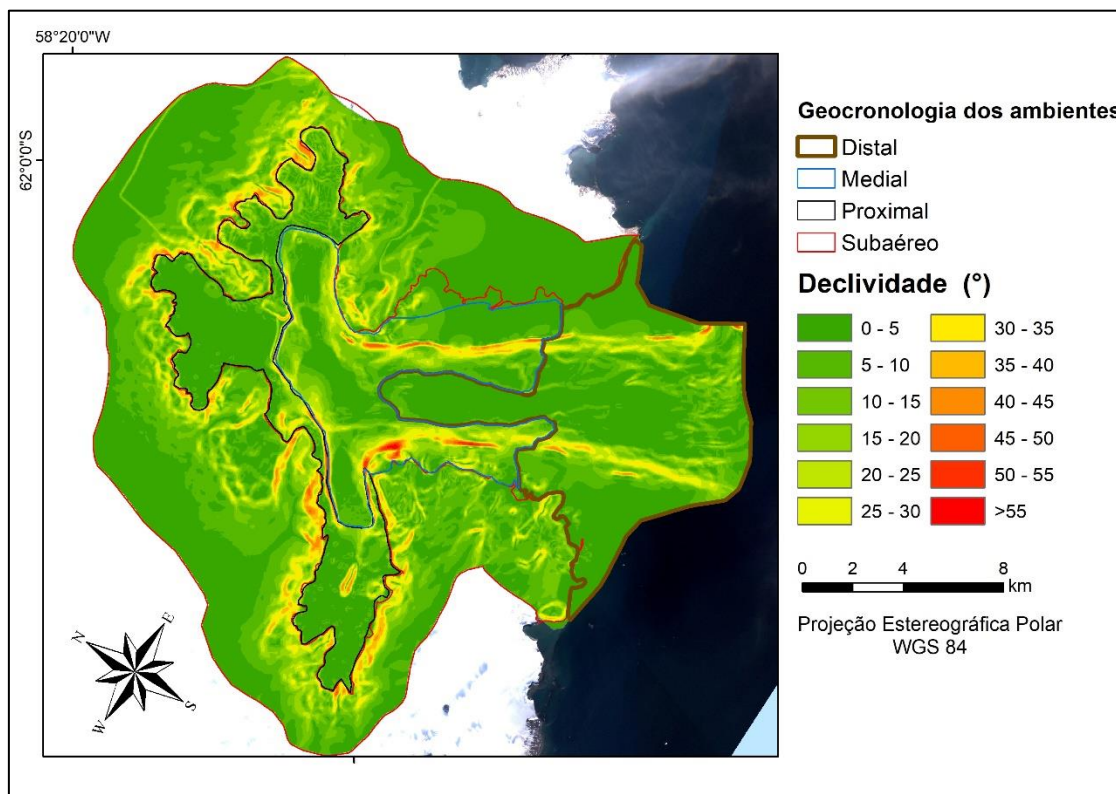


Figura 8 - Mapa declividade da área de estudo e geocronologia dos ambientes por setores do fiorde.

Estatísticas do mapa de declividade (°)				
Setores	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Subaéreo	0	87,8	10,6	10,8
Submarino proximal	0	88,3	8,9	11,6
Submarino medial	0	88,6	12,9	12,7
Submarino distal	0	89	10,9	11,6

Tabela 2 – Estatísticas do mapa de declividade para a área de estudo

O setor proximal compreende as enseadas Ezcurra, Mackellar e Martel. Possui profundidades até 210 m. Em frente à geleira Dobrowolski a profundidade é de 41 m, em frente às geleiras Stenhouse e Ajax as profundidades são de 70 e 53 m, respectivamente. As áreas costeiras e rasas da BA apresentam relevo irregular e pacote sedimentar pouco espesso, pode haver predominância do ecocaráter III, que é registrado em partes mais rasas, em margens laterais e após bancos morânicos do fiorde, além de locais com sedimentos arenosos e presença de detritos glaciais (MAGRANI, 2014). As

enseadas Ezcurra e Mackellar não apresentam grande rugosidade, as quais são mascaradas devido à baixa resolução espacial do dado batimétrico. Em geral, a enseada Martel representa as características desse setor, onde há um alta quantidade de feições de relevo.

3.2 CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTAR DE SETORES DEPOSICIONAIS SUBAÉREOS E DE UMA FEIÇÃO SUBMARINA

A amostra 1 (Figuras 2 e 9) foi coletada em feição de relevo alongada, formada próxima e paralelamente à margem da geleira Baranowski, é composta, predominantemente, por cascalho e areia (classificada como areia muito grossa) (Tabela 3), pobremente selecionada, possui distribuição polimodal e baixo índice C_{40} (10%) (Figura 15).



Figura 9 – A localização da coleta da amostra 1. Fonte: Fotografia obtida por Rosemary Vieira (2019).

A amostra 2 (Figura 2) é classificada como areia muito grossa e pobremente selecionada. Possui baixo índice C_{40} (32%) e distribuição granulométrica polimodal. É composta por areia e cascalho, 71% e 28%, respectivamente, e, em quantidades menores, por silte e argila (Tabela 3). Essa amostra foi coletada adjacente à frente da geleira Windy em uma depósito com disposição espacial perpendicular à margem glacial.

A amostra 3 (Figuras 2 e 10b) é composta por areia muito grossa, cascalhosa fina e pobremente selecionada. Sua distribuição granulométrica é polimodal e apresenta baixo índice C_{40} (24%) (Figura 15). É composta por areia e cascalho, 76% e 22%,

respectivamente, e, em menor quantidade, por silte e argila (Tabela 3). O local onde a amostra 3 foi coletada em um depósito com disposição espacial paralelo e lateral à geleira Windy (Figura 10b).

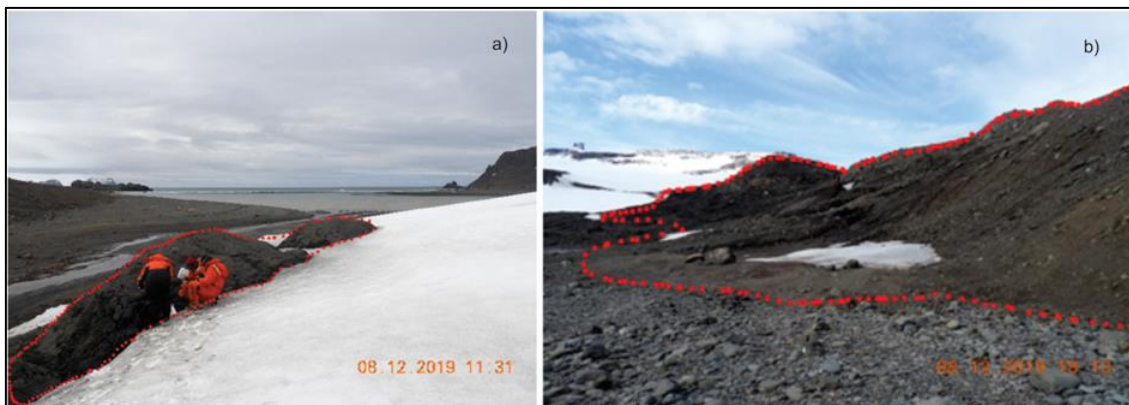


Figura 10 – a – local de coleta da amostra 8 e b amostra 3. Fotografias obtidas por Rosemary Vieira (2019).

A amostra 4 (Figuras 2 e 11a) é formada por cascalho grosso arenoso e muito pobremente selecionado e possui baixo índice C_{40} (20%). Essa amostra foi coletada nas adjacências frontais da geleira Windy, com orientação paralela à margem glacial, possui predominância de material arenoso (59%) e, em menor proporção, de cascalho, silte e argila, respectivamente.

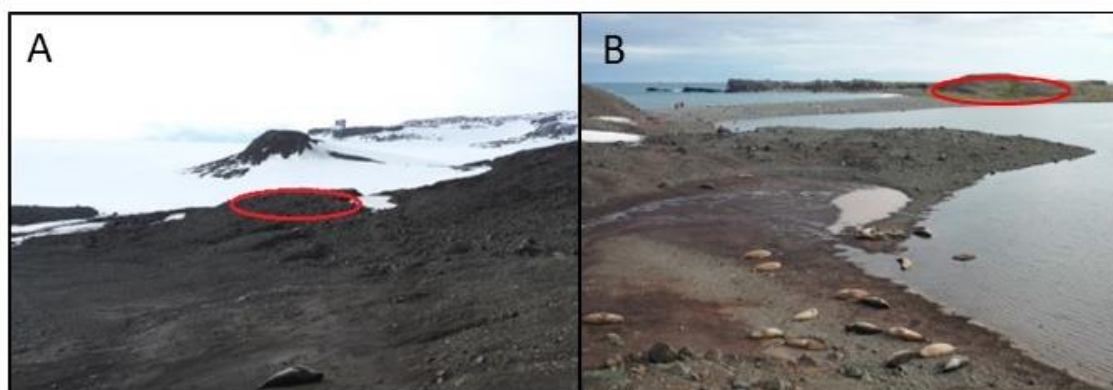


Figura 11 – A - Local de coleta da amostra 4. B – Local de coleta da amostra 5. Fonte: Fotografias obtidas por Rosemary Vieira (2019).

A amostra 5 (Figuras 2 e 11b) é composta por cascalho arenoso muito fino e pobremente selecionado. Sua distribuição é polimodal (figura gráfico distribuição granulométrica). É formada, predominantemente, por cascalho (68%) e possui baixo índice C_{40} (22) (Figura 15).

A amostra 6 (Figura 2) é classificada como areia cascalhosa muito fina, siltosa e muito pobremente selecionada. É composta por cascalho 28%, areia 54%, silte 6% e

argila 12% (Tabela 3). Possui índice C_{40} baixo (16%) e distribuição granulométrica polimodal (Figura 12).

A amostra 7 (Figura 2) contém cascalho arenoso fino (Tabela 3) e pobremente selecionado. É composta por areia e cascalho. Possui baixo índice C_{40} (12%) (Figura 15) e distribuição granulométrica polimodal (Figura 12).

A amostra 8 (Figuras 2 e 10a) é classificada como cascalho arenoso fino e pobremente selecionado e sua distribuição é polimodal, característica de transporte subglacial. O índice C_{40} (18%) dessa amostra é baixo. É composta por 54% de cascalho e 46% de areia (Tabela 3).

A amostra 9 (Figura 2) é classificada por ser cascalho arenoso muito fino e pobremente selecionado. Sua distribuição granulométrica é polimodal. Possui baixo índice C_{40} (18%) (Figura 15). É composta por areia 67% e cascalho 33% (Tabela 3). Essa amostra foi coletada na frente da geleira Baranowski, perpendicular ao fluxo glacial e próximo a um canal de drenagem.

A amostra 10 (Figura 2) foi coletada na área livre de gelo lateral à geleira Dobrowolski. É classificada como argila e moderadamente selecionada e sua distribuição é unimodal (Figura 12), mas como silte e argila estão contabilizadas na mesma classe pode ter características de polimodal. Composta majoritariamente silte e argila (tabela 3). O índice C_{40} para essa amostra é de 62% e o índice RA é 86% (Figura 13).

As amostras 11 e 12 (Figura 2) foram coletadas no ambiente submarino da enseada Martel. Apresentam distribuição unimodal podendo ter características polimodal (Figura 12), já que, silte e argila estão contabilizadas na mesma classe. São amostras muito pobremente selecionadas. As amostras 11 e 12 apresentam índice C_{40} , 20,4% e 46%, (Figura 15) respectivamente, e índice RA de 72% e 76%, respectivamente.

As amostras 13, 14 e 15 (Figura 2) apresentaram estriações, 12%, 10% e 44%, respectivamente. Todas as amostras apresentam grãos esféricos, distribuição granulométrica unimodal. As amostras 13 e 15 são muito pobremente selecionadas e a amostra 14 pobremente selecionada. A amostra 13 tem grãos muito finos quando comparadas às amostras 2 a 12. O índice RA das amostras 13, 14 e 15 é de 80%, 20% e 44% e índice C_{40} de 46%, 24,5% e 37,5%, respectivamente.

Amostra	Cascalho (grânulo a matação (%))	Areia (%)	Silte e Argila	Classe textural (Folk, 1974)	Média
Amostra 1	60	40	0	Areia muito grossa	-0,893 Areia muito grossa
Amostra 2	28	71	1	Areia muito grossa	0,117 Areia grossa
Amostra 3	22	76	2	Areia muito grossa e cascalhosa fina	0,149 Areia grossa
Amostra 4	38	59	3	Cascalho grosso arenoso	-0,472 areia muito grossa
Amostra 5	68	32	0	Cascalho arenoso muito fino	-0,405 areia muito grossa
Amostra 6	28	54	18	Areia cascalhosa muito fina siltosa	0,701 Areia grossa
Amostra 7	48	52	0	Cascalho arenoso fino	-0,342 areia muito grossa
Amostra 8	54	46	0	Cascalho arenoso fino	-1,145 cascalho muito fino
Amostra 9	33	67	0	Cascalho arenoso muito fino	-0,227 cascalho muito grosso
Amostra 10	25,6	43,9	34	Areia grossa, silte grosso a cascalho muito fino	1,573 areia média
Amostra 11	8,4	24,7	66	Areia grossa, silte grosso a cascalho muito fino	3,959 Areia muito fina
Amostra 12	8,5	24,7	61	Lama cascalhosa	3,663 Areia muito fina
Amostra 13	55	41,8	2,8	Cascalho arenoso	1,096 Cascalho muito fino
Amostra 14	70,4	28,6	1	Cascalho arenoso	1,658 Cascalho muito fino
Amostra 15	64,7	31,8	3,4	Cascalho arenoso	1,322 Cascalho muito fino

Tabela 3 – Características das amostras analisadas.

Todas as amostras coletadas, exceto a amostra 8, apresentam estrias em alguns de seus grãos. A amostra c tem maior proporção de estrias, 18% (Figura 13). Em relação aos gráficos ternários (Figura 14), observa-se uma alta proporção de grãos com c:a abaixo de 0,4 em todas as amostras, exceto na amostra 10. Os gráficos mostram que as amostras possuem duas populações, uma localizada na região de c:a e b:a 0,4 (parte superior do gráfico ternário) e uma com esses valores abaixo de 0,4, exceto a amostra

10 que possui grãos alongados (em direção a parte direita inferior no ternário). Os gráficos de covariância entre os índices RA e C_{40} (de acordo com Benn e Ballantyne, 1994; Figura 15) claramente distinguem três grupos de amostras: a) alta porcentagem de grãos angulares e clastos alongados e achatados (altos valores de RA e alto C_{40}) (amostra 10); b) intermediária porcentagem de grãos angulares e clastos alongados e achatados (valores intermediários de RA e alto C_{40}) (amostras 11, 12, 6 e 7) e c) baixa porcentagem de grãos angulares e clastos alongados e achatados (muito baixos valores de RA e alto C_{40}) (amostras 1-5, 8-9) (Figura 14).

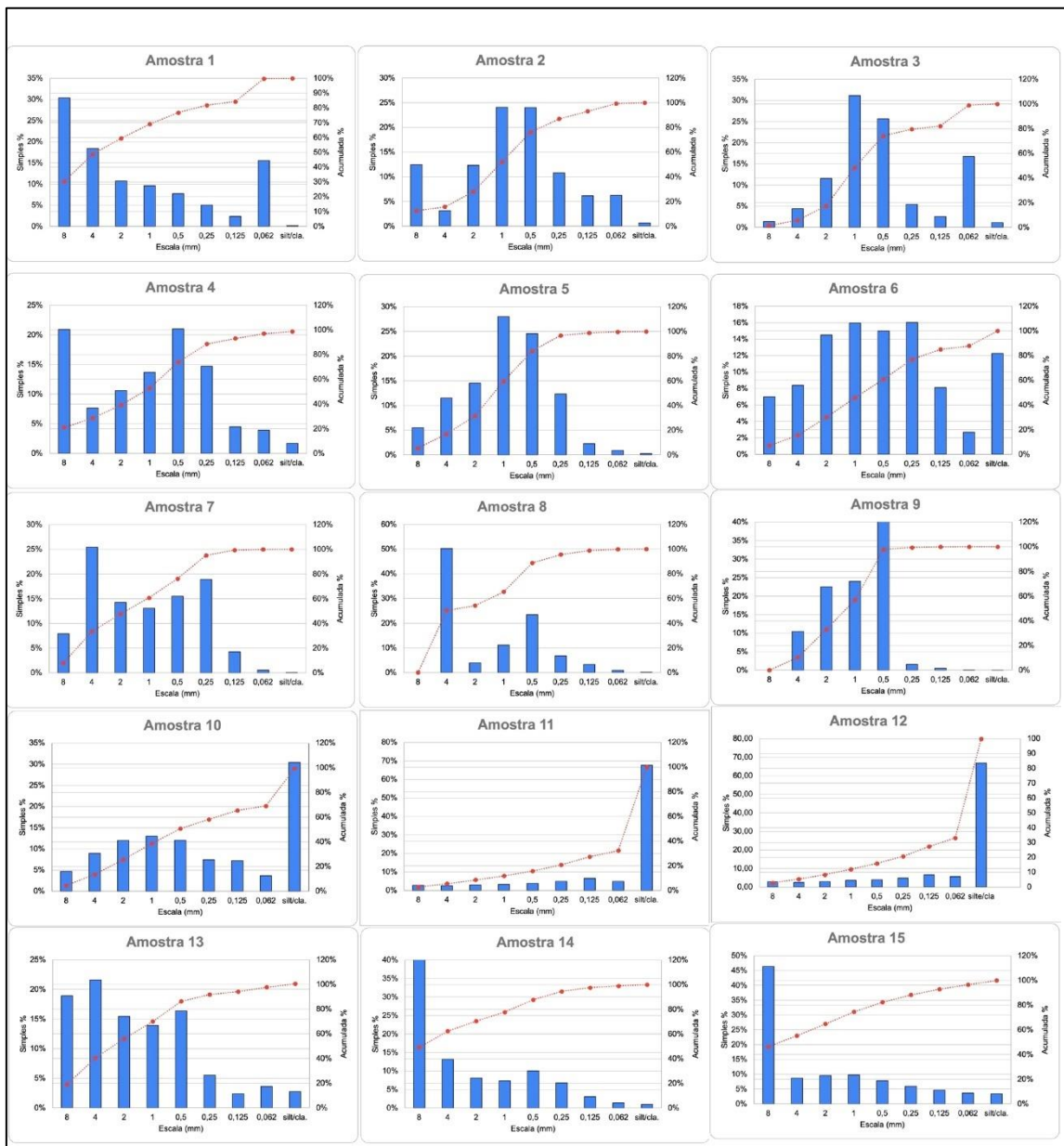


Figura 12 - Gráfico de distribuição granulométrica para cada amostra coletada.



Figura 13 – Características da forma dos grãos para cada amostra coletada.

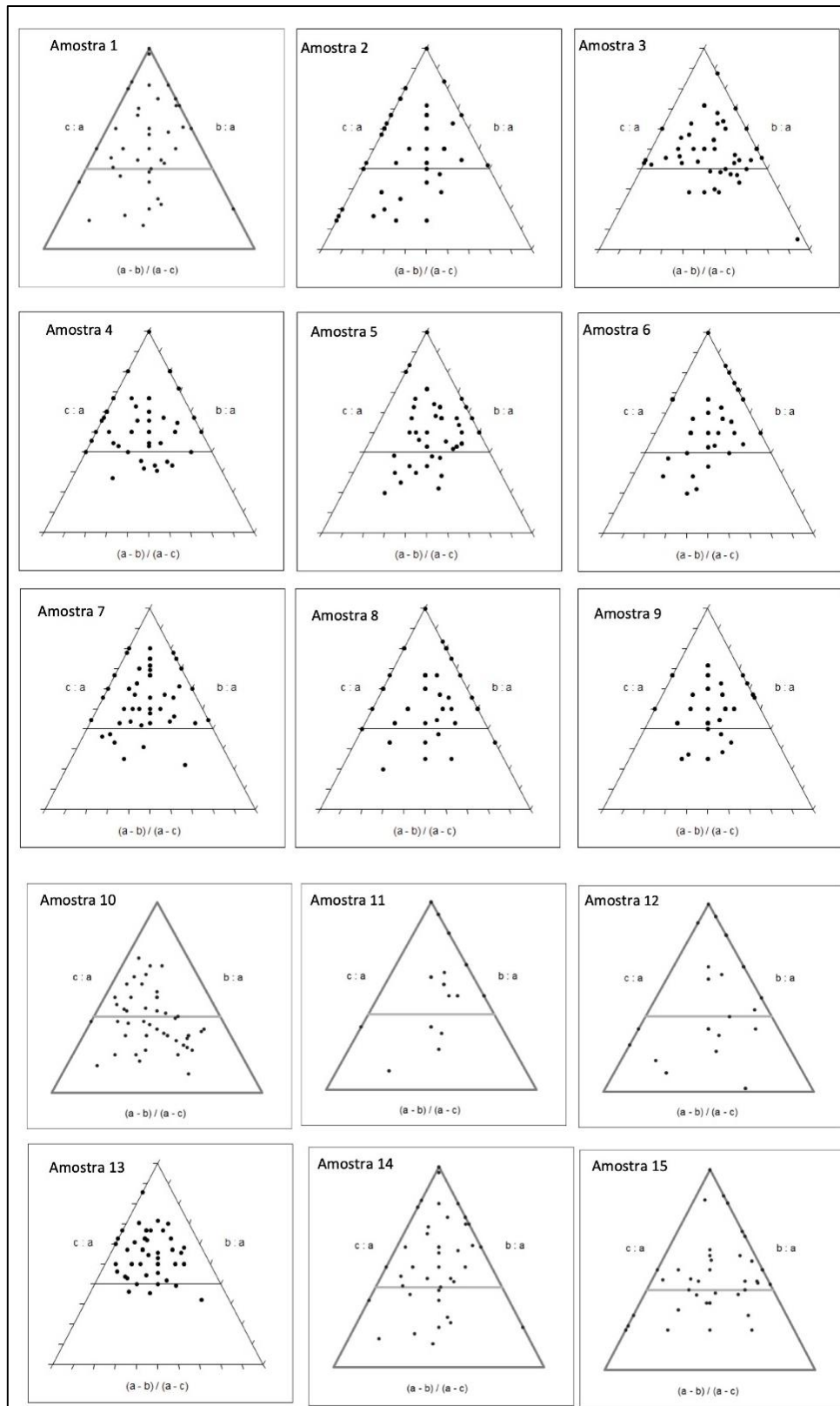


Figura 14 – Gráficos ternários. A linha reta indica o limite 0,4 para c:a e b:a. Grãos acima dessa linha estão na parte superior do gráfico e em direção a maior esfericidade (blocos ou cubos), os grãos em direção ao canto inferior esquerdo são achatados e (em disco) e os grãos em direção ao canto inferior direito são alongados (eixo maior > que o eixo intermediário).

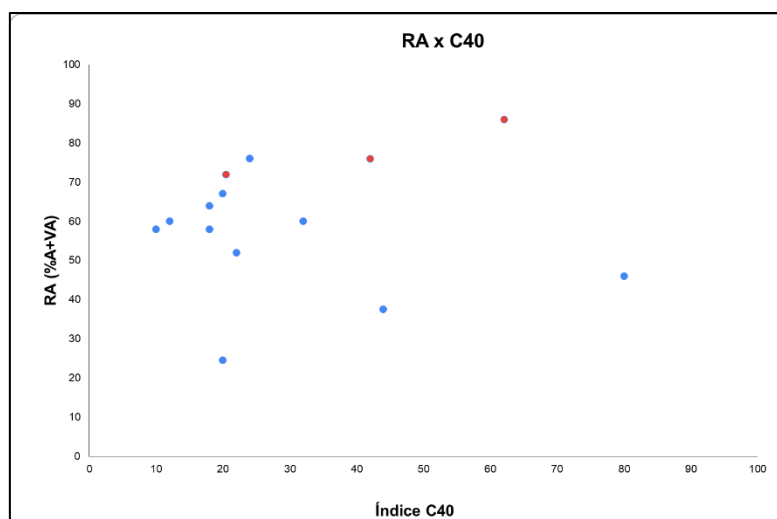


Figura 15 – Diagrama de co-variância (RA/C40). O gráfico relaciona o possível transporte de sedimentos coletados na área de estudo. As amostras 11, 12, 6 e 7 estão agrupadas em vermelho. A amostra 10 foi representada em roxo por ter um comportamento diferente das demais. As demais amostras estão representadas em vermelho. Diagrama de Benn e Ballantyne (1994).

3.3 MAPA GEOMORFOLÓGICO DAS FORMAS DE RELEVO GLACIAIS

A calota e campos de gelo estão associados ao contexto das unidades morfoesculturais de relevo de platô. As geleiras promovem a dissecação desse platô e a formação de vales (em forma de U e em circo) ao longo das escarpas do platô e da depressão. As macroformas de erosão glacial envolvem *horns*, *nunataks* e morfoestruturas vulcânicas e arêtes (Figura 16) e o fiorde apresentados no setor subaéreo o submarino, respectivamente no fiorde. Os horns, nunataks, paleonunataks e demais picos rochosos nas áreas livres de gelo foram agrupados como picos e morros e podem ser considerados de gênese morfoestrutural.

A BA apresenta áreas de alta rugosidade e áreas suavizadas ou planas. Há feições de relevo deposicionais bem preservadas no fiorde, relacionadas a bancos morânicos, *eskers* e lineações glaciais. As feições erosivas de mesoescala no fiorde, como os *gullies*, foram identificadas principalmente nas encostas mais declivosas do fiorde, como na enseada Martel (Quadro 5).

TIPOS	FORMAS
Feições alongadas e paralelas ao paleofluxo glacial	<i>Eskers</i> Paleocanais de água de degelo Lineações glaciais de mega escala
Feições alongadas e transversais ao paleofluxo glacial	Bancos morânicos
Outras	<i>Gullies</i>

Quadro 5 – Feições deposicionais e erosivas submarinas identificadas na área de estudo.

3.3.1 Interpretação das principais formas de relevo de macro e mesoescala no fiorde

a) Paleocanais de água de degelo: Foram identificados paleocanais de água de degelo no ambiente submarino. Na enseada Mackellar, ambiente proximal, foi identificado um paleocanal, com 39 m de largura e 1,8 km de comprimento, que flui a partir da geleira Domeyko em direção à saída da enseada, apresenta sinuosidade. Na enseada Martel, nas proximidades da laguna Wanda, há canais que fluem da área subaérea para o ambiente submarino, sendo uma importante fonte de aporte sedimentar para o fiorde. Na BA, no ambiente distal, nas proximidades da geleira *Rybak*, foram identificados canais de água de degelo (Figura 16).

b) Lineações glaciais de mega escala: As lineações glaciais foram identificadas nos ambientes distal e medial com orientação N-S. No ambiente proximal possuem orientação N-S e NNE-SSW e mais recentemente, no ambiente de sedimentação moderno evidencia mudança de fluxo para NE-SW, nas proximidades da geleira Dobrowolski (Figura 16).

c) *Eskers*: Foram identificados *eskers* no ambiente proximal, na enseada Martel. Apresentam-se com aspecto sinuoso e estão paralelos ao paleofluxo glacial. E no setor medial, na BA, há um *esker* (ES1) com orientação L-O, sinuoso e paralelo ao antigo fluxo glacial que fluía do campo de gelo *Kraków* (Figura 37).

d) Bancos morânicos: Os bancos morânicos são transversais ao paleofluxo glacial que ocupava a BA. Em toda a BA foram identificados 289 bancos morânicos. Os 3 bancos morânicos, BM9, BM10 e BM7, são proeminentes e estão no ambiente medial. No setor proximal, na enseada Ezcurra, não foram identificados bancos morânicos, já na Enseada Mackellar foi identificado um banco morânico (BM8). Distal à atual frente da geleira Dobrowolski, 2200 m, há uma feição transversa ao fluxo de gelo (BM1) com aproximadamente, 30 m de altura em relação à sua base (em alguns pontos podendo chegar a 60 m), comprimento de 675 m e largura de 50 m. Há bancos morânicos menores, descontínuos e espaçados entre si no ambiente proximal na enseada Martel (Figura 16).

e) *Gullies*: As feições erosivas (depressões lineares) de mesoescala encontradas na BA são os *gullies*. Eles foram identificados, principalmente, nas encostas da enseada Martel

e em menor quantidade na BA, o que pode ser explicado pelas declividades mais acentuadas na enseada Martel e mais suavizadas na BA. Enquanto nos ambientes medial e distal, exposto há mais tempo, há maior estabilidade do terreno e as paredes do vale em U apresentam menor amplitude topográfica, dessa forma os *gullies* podem estar cobertos pelo processo de sedimentação. Essas formas são pequenos vales encontrados na encosta do fiorde, representando o estágio inicial do desenvolvimento de um cânion (BENN; EVANS, 2010).

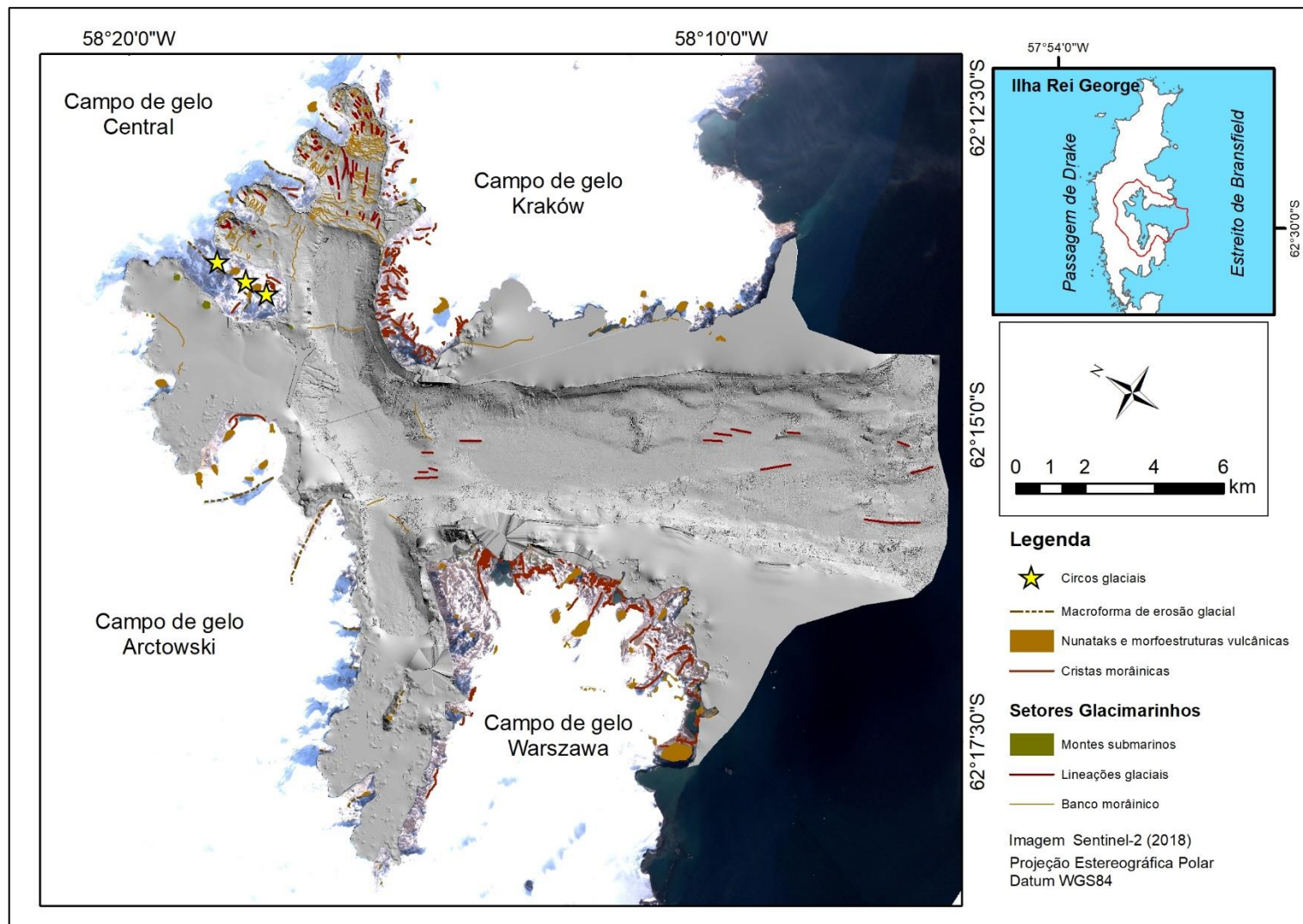


Figura 16 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da BA e áreas livres de gelo adjacentes.

Nos setores adjacentes ao fiorde, ocorrem geleiras com término em terra e que exibem ambientes proglaciais com as feições de relevo erosivas e deposicionais. As feições erosivas subglaciais são os blocos *stoss and lee* que foram identificados nas áreas proglaciais das geleiras Professor (Figuras 17 e 18), Viéville e Wanda (Figuras 19 e 20). Pavimentos estriados são visualizados no substrato rochoso da área proglacial da geleira Wanda onde há um afloramento rochoso, na costa livre de gelo entre a geleira Wanda e a geleira Krak em uma parede de vale íngreme costeira e na área proglacial da geleira Professor (Figura 17). As feições deposicionais proglaciais (Quadro 6) possuem diferentes graus de preservação e são agrupadas em tipos.

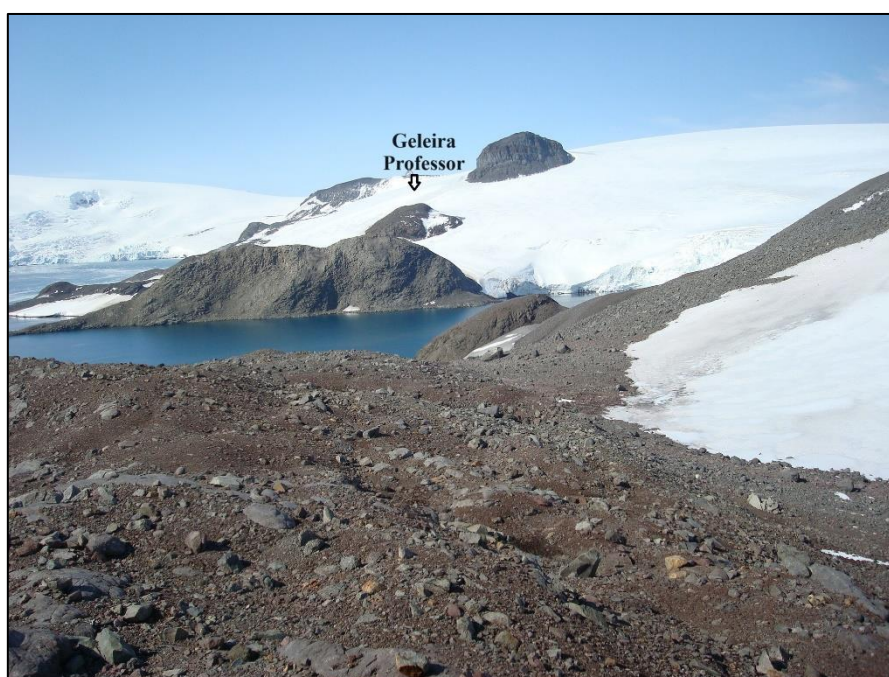


Figura 17 – Parede íngreme lateral à geleira Professor. Fonte: Fotografia obtida por Rosa (2010).

Quadro 6 – Feições deposicionais proglaciais identificadas na área de estudo.

TIPO	GEOFORMA	QUANTIDADE
Lineações glaciais	<i>Fluting</i>	348
	<i>Drumlins</i>	2
	<i>Esker</i>	93
Cristas morânicas	Moraina Lateral	161
	Moraina Latero-frontal	34
	Moraina medial	15
	Moraina núcleo de gelo	1
	Moraina Frontal	619
Canais fluviais e formas glaciolacustres	Lagos	88
	Lagunas	5
	Canais de água de degelo	356

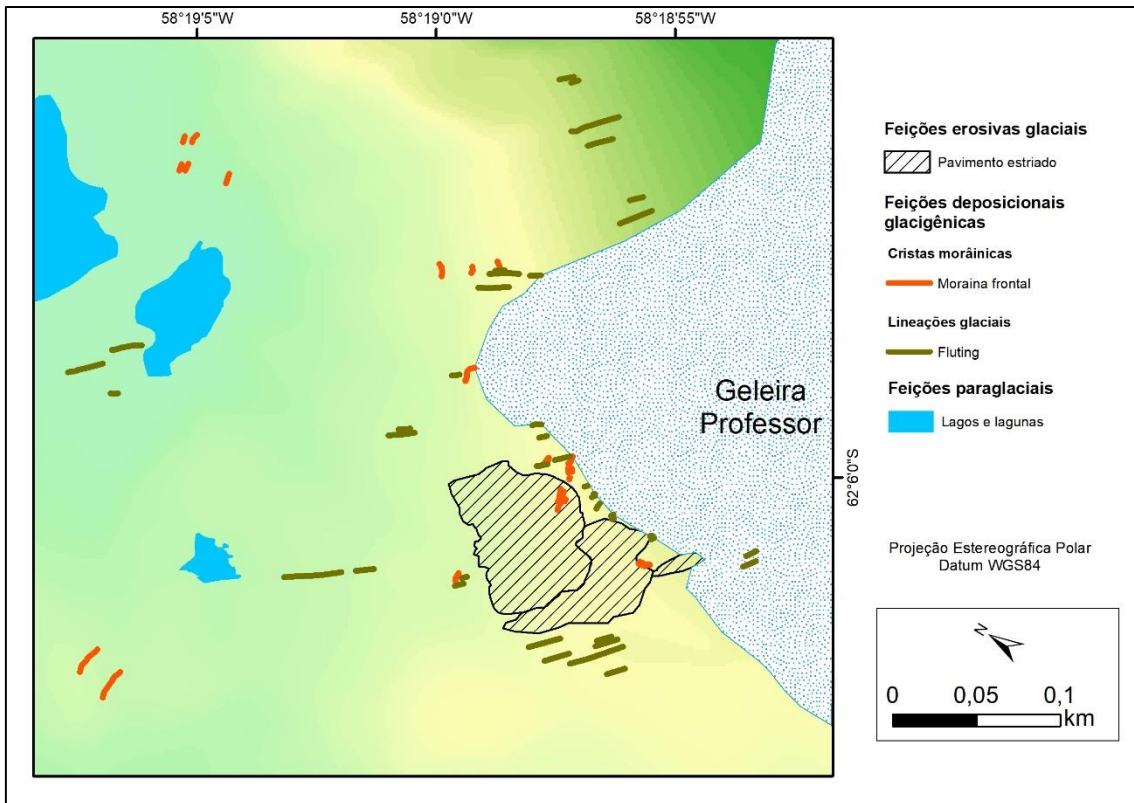


Figura 18 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da área proglacial da geleira Professor.

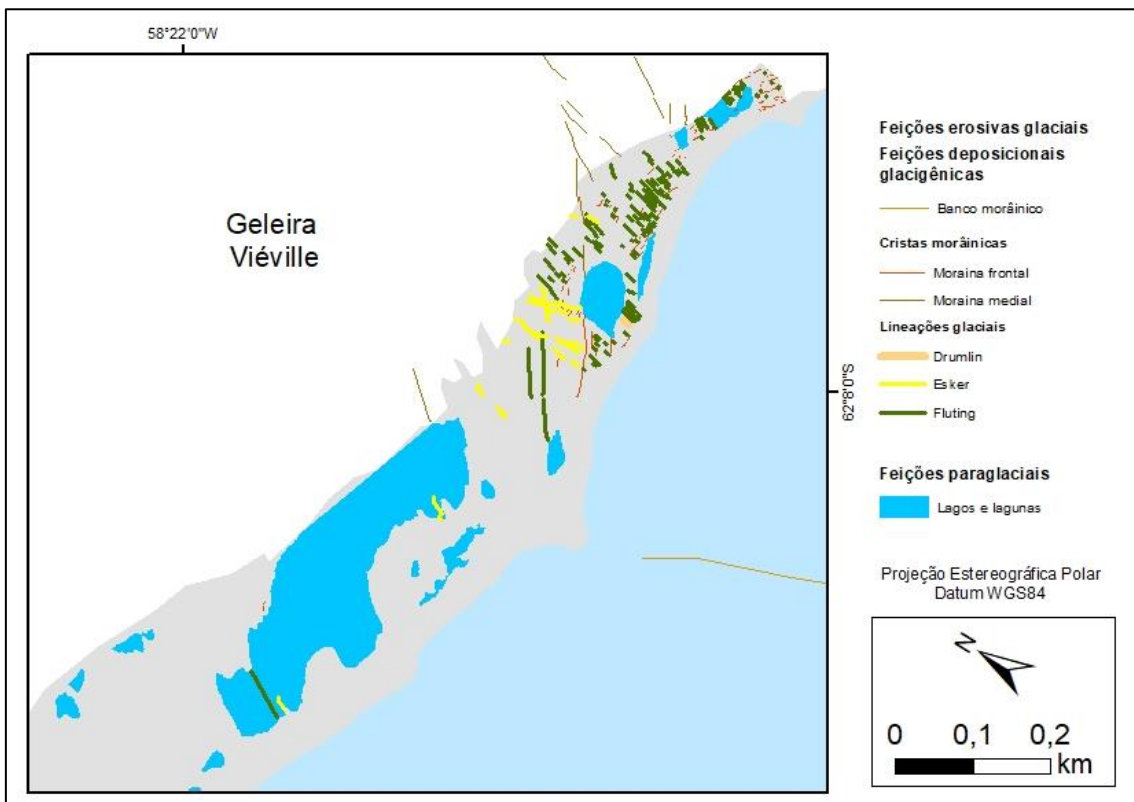


Figura 19 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da área proglacial da geleira Viéville.

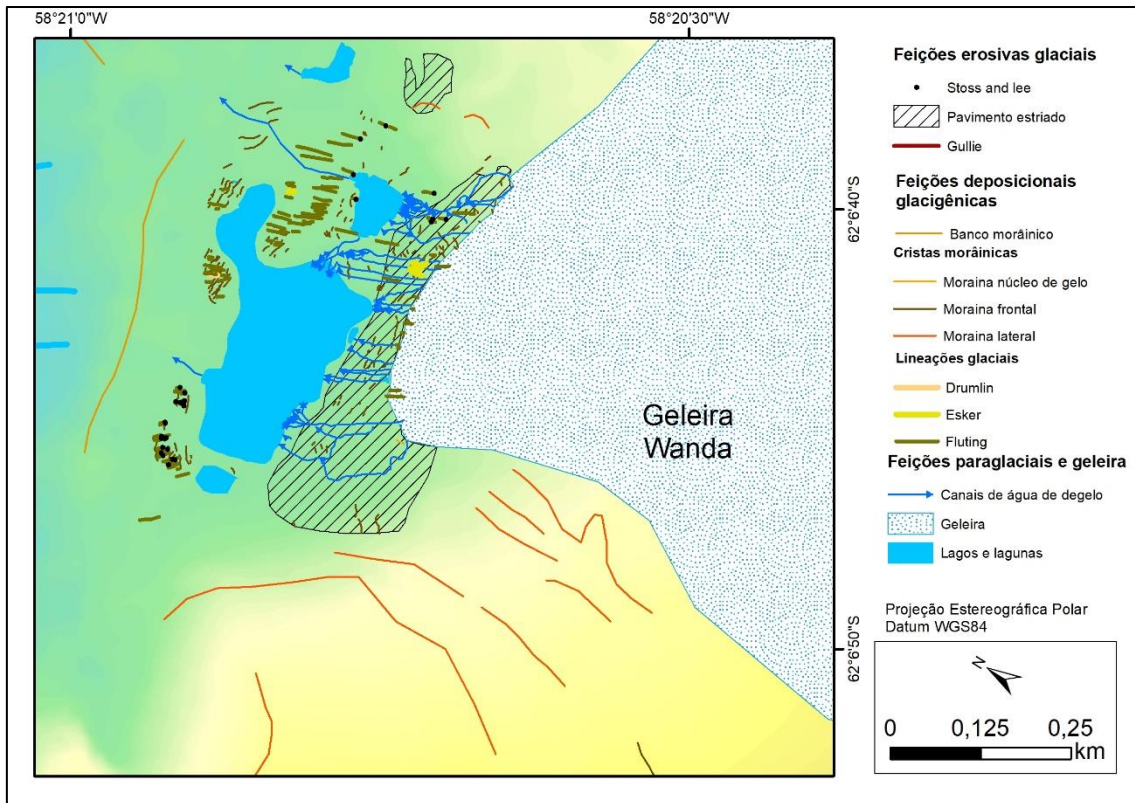


Figura 20 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da área proglacial da geleira Wanda.

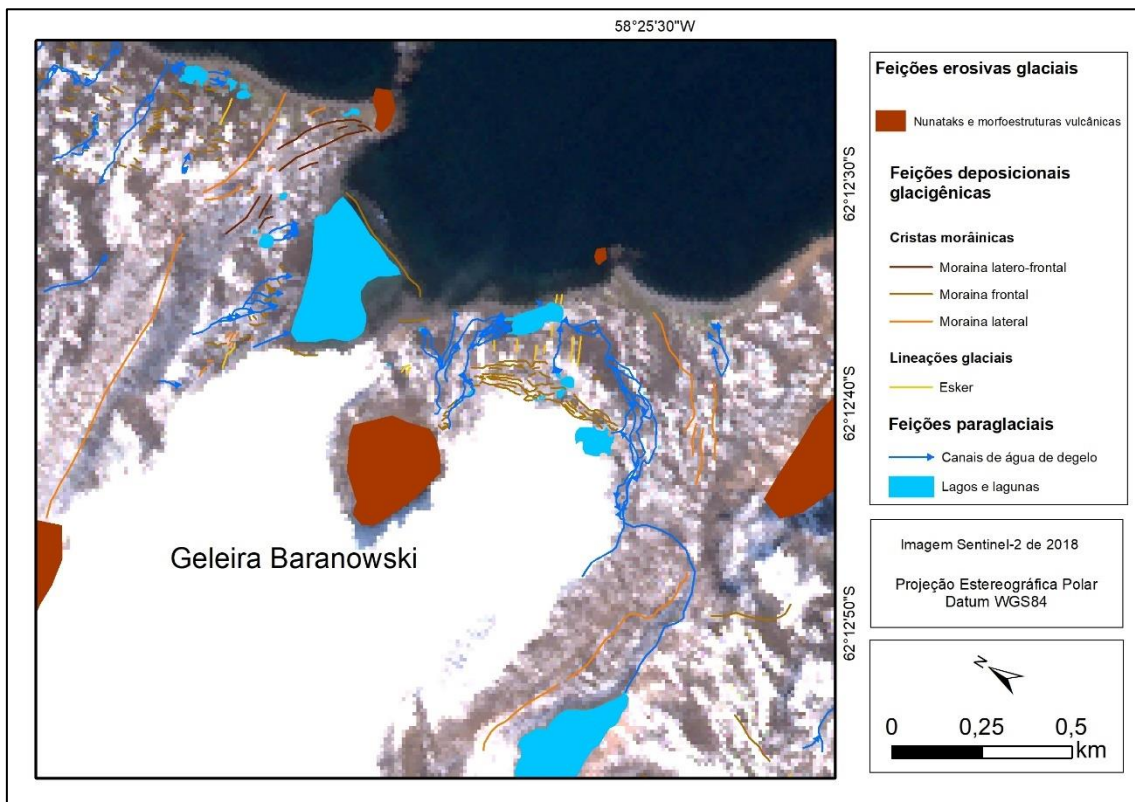


Figura 21 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da área proglacial da geleira Baranowski.

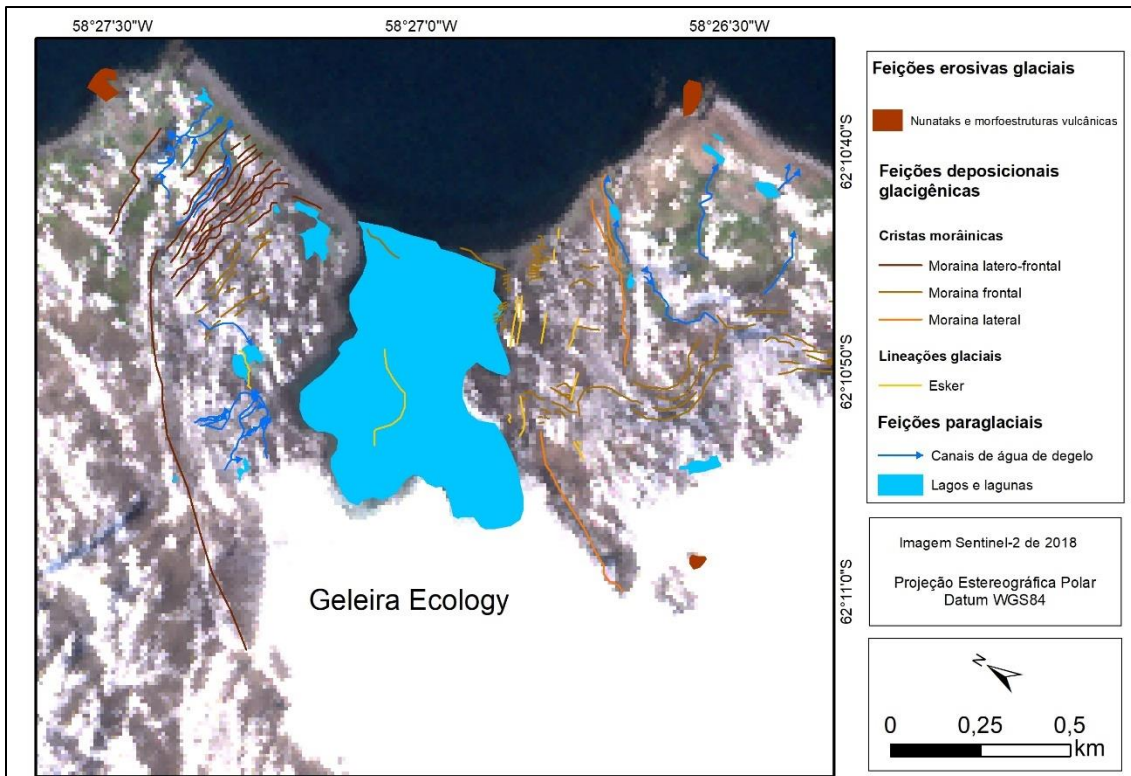


Figura 22 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da área proglacial da geleira Ecology.

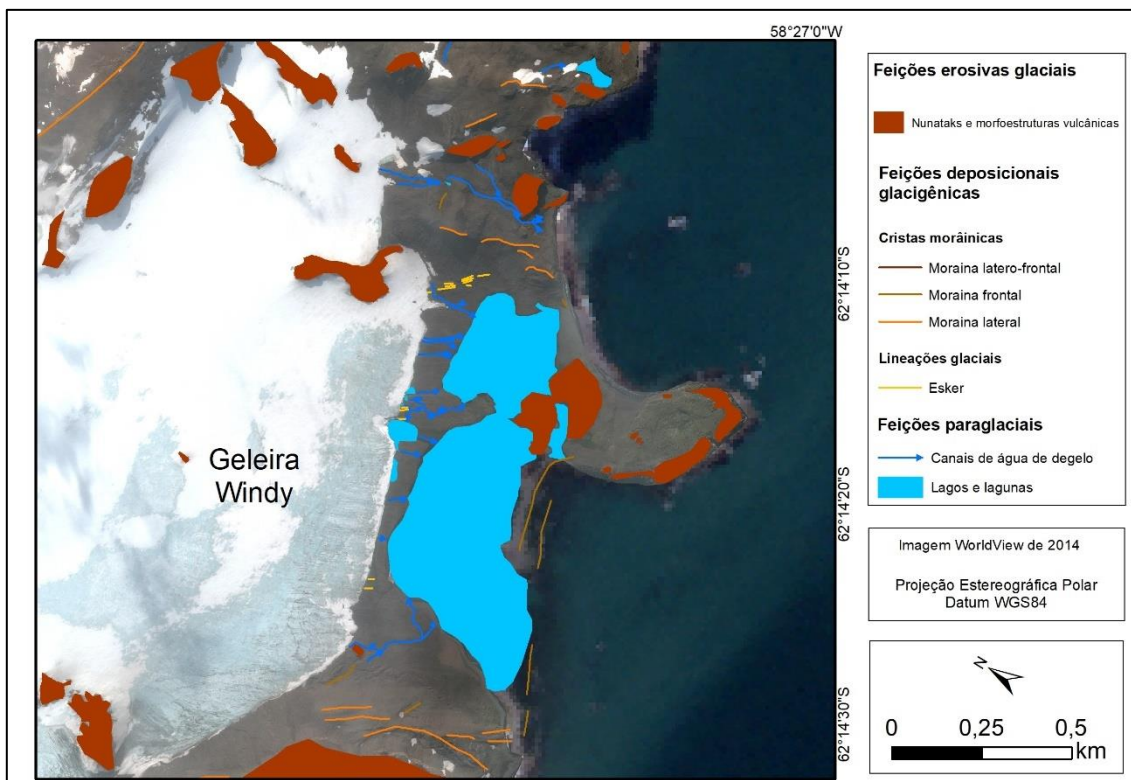


Figura 23 – Mapa geomorfológico das feições glaciais da área proglacial da geleira Windy.

3.3.2 Estimativas das variações das geleiras Dobrowolski, Lange, Wanda e Ecology

As geleiras Dobrowolski, Lange, Wanda e Ecology apresentaram perda de espessura. A geleira Dobrowolski fluía pela enseada Martel, e recebia fluxo das geleiras tributárias Goetel, Ajax, Stenhouse, Wanda, Professor e Krak em 3500 anos AP e sua frente estava ancorada na parte mais profunda da enseada (BM7). Nesse momento, o paleofluxo glacial apresentava cerca de 9,8 km de comprimento e uma frente com aproximadamente 300 m de espessura. Seu setor frontal apresentava baixo declive. Entre 3500 (BM7) e a posição da BM1 atingida na PIG, a geleira perdeu 5,2 km de comprimento e a retração posterior levou 2,2 km de comprimento, aproximadamente em 2014 (Figura 24).

Durante a PIG, a superfície glacial da Geleira Dobrowolski atingiu, aproximadamente, 4,4 km de comprimento registrada por um banco morânico proeminente em sua posição frontal (BM1). A geleira apresentou elevação máxima de 550 m, espessura de 250 m na área de acumulação e 90 m no setor frontal. Na década atual (2020), a geleira tinha 2,2 m de comprimento, com elevação máxima de 525 m e 225 m de espessura e sua frente foi estimada em 4 m acima do nível do mar e seu setor frontal apresenta altas declividades.

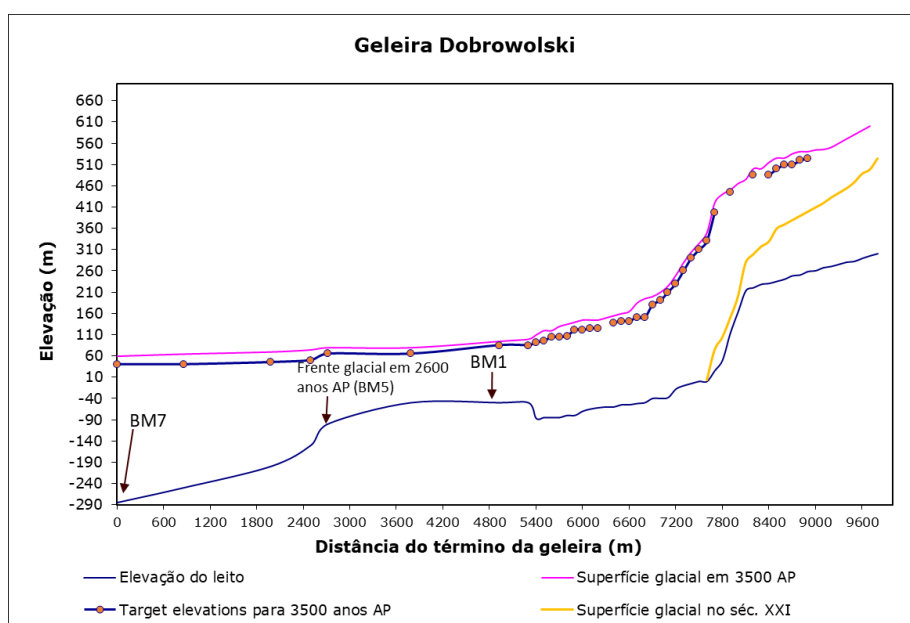


Figura 24 – Reconstrução da paleosuperfície da geleira Dobrowolski desde 3500 anos AP até o século XXI.

A geleira Wanda, alimentada pelo campo de gelo *Kraków*, durante o evento neoglacial da PIG, apresentava término marinho e estava ancorada no setor raso da enseada Martel, com aproximadamente 1,8 km de comprimento (Figura 25). Desde a

PIG ela perdeu 0,4 km de comprimento. A geleira Wanda permaneceu com recuo lento até 2010, quando mudou seu término de marinho para terrestre. Desde a PIG até os dias atuais, a geleira Wanda apresenta baixo declive em seu setor frontal

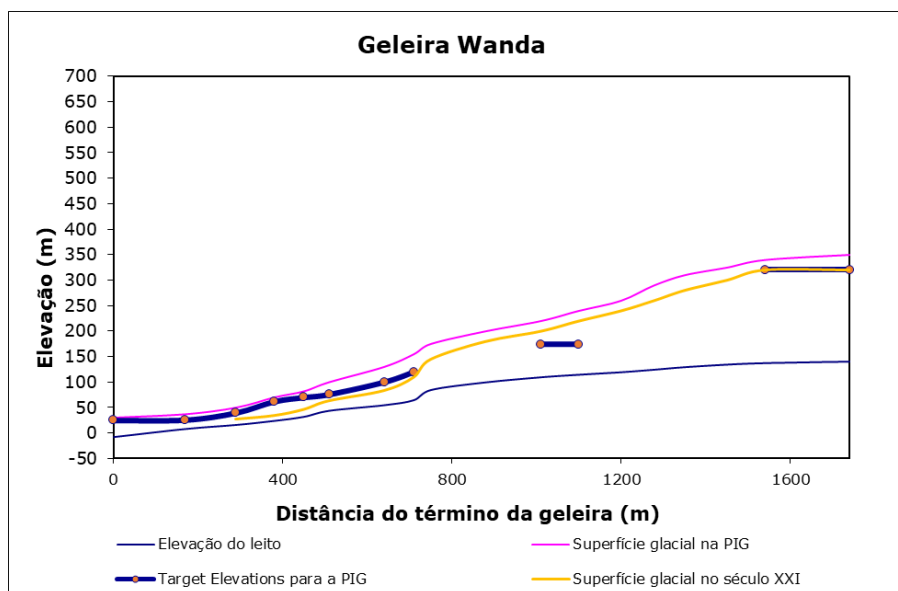


Figura 25 - Reconstrução da paleosuperfície da geleira Wanda desde a PIG até o século XXI.

A geleira Lange, com término marinho, apresentou variação de comprimento desde a PIG (7,5 km) até 2014 (6,2 km) de 1,3 km (Figura 27). Além de perda de espessura para as áreas mais altas a montante (Figura 26). A geleira Ecology, atualmente com término misto, perdeu 1,2 km de comprimento desde a PIG (5,4 km) até 2014 (4,2 km) (Figura 28). Ambas as geleiras apresentam declives suavizados no setor frontal desde a PIG.

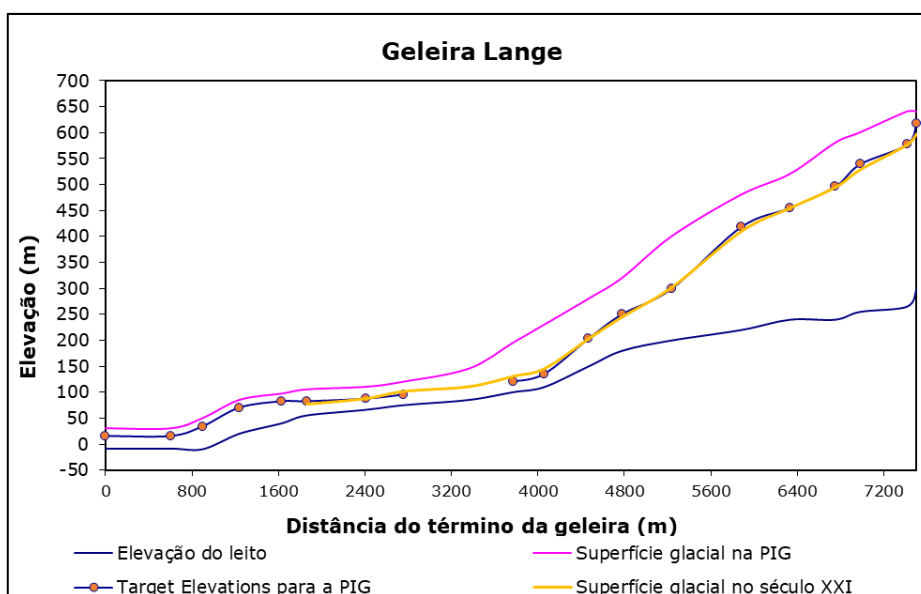


Figura 26 - Reconstrução da paleosuperfície da geleira Lange desde a PIG até o século XXI.

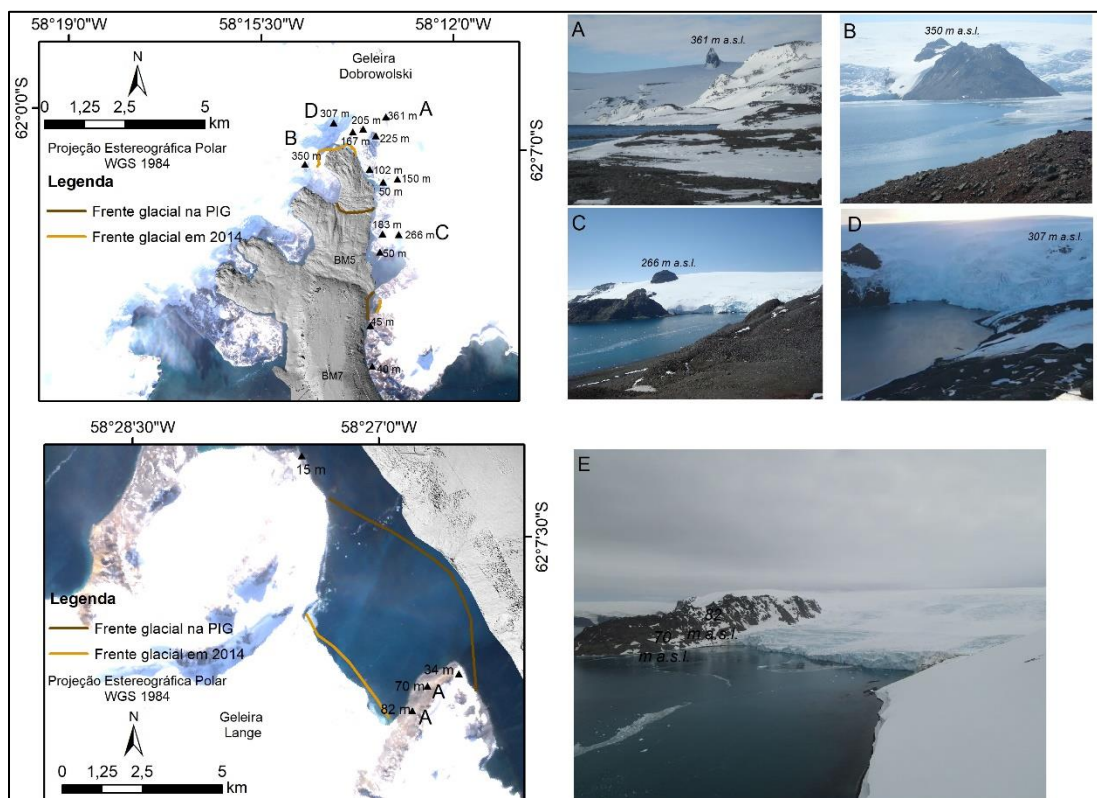


Figura 27 - Mapa mostrando algumas formas de relevo utilizadas como *target elevations* para a reconstrução da superfície das geleiras Dobrowolski e Lange. Fonte: As fotografias A, B e C foram obtidas por Rosemary Vieira (2010) e as fotografias D e E foram obtidas por Bruno Santos Nascimento (2021).

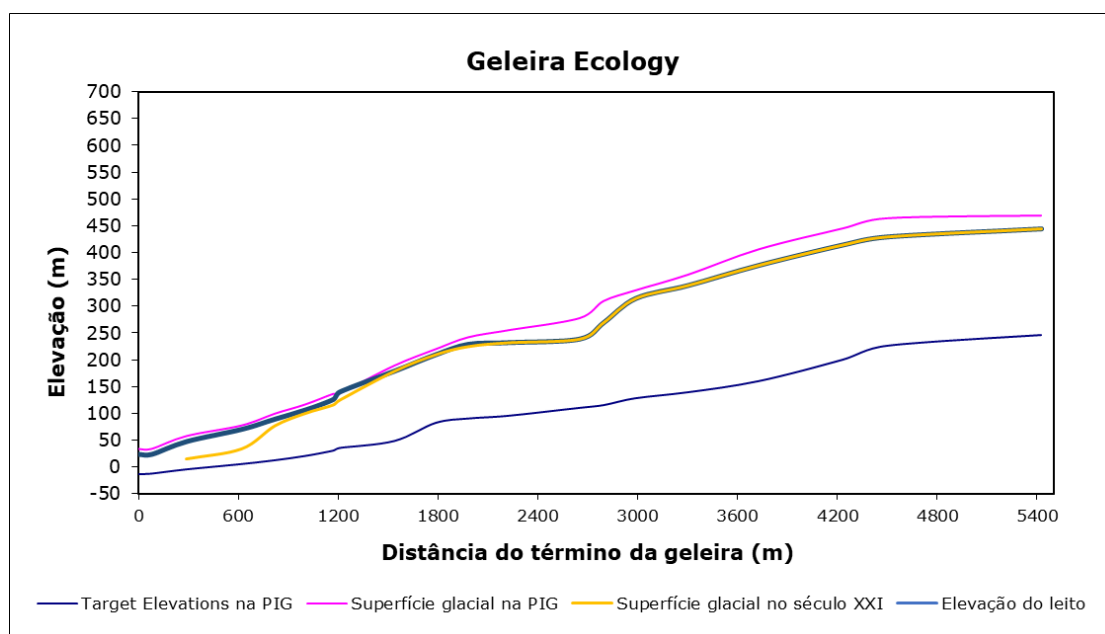


Figura 28 - Reconstrução da paleosuperfície da geleira Lange desde a PIG até o século XXI.

Foram estimadas as variações de comprimento das geleiras Dobrowolski, Wanda, Lange e Ecology desde a PIG (Tabela 4) e as taxas de retração do paleofluxo glacial que ocupava a BA desde 9000 anos AP (Figura 29).

Geleira	PIG	1950	1970	1980	1990	2000	2020
Dobrowolski	4,3	4,2	3,8	3,5	3,1	2,9	2,2
Wanda	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,5	1,2
Lange	7,9	7,7	6,8	6,5	6,4	6,3	6,2
Ecology	5,4	5	4,9	4,6	4,6	4,5	4

Tabela 4 – Dados de variação de comprimento, em km, das geleiras desde a PIG até 2023.

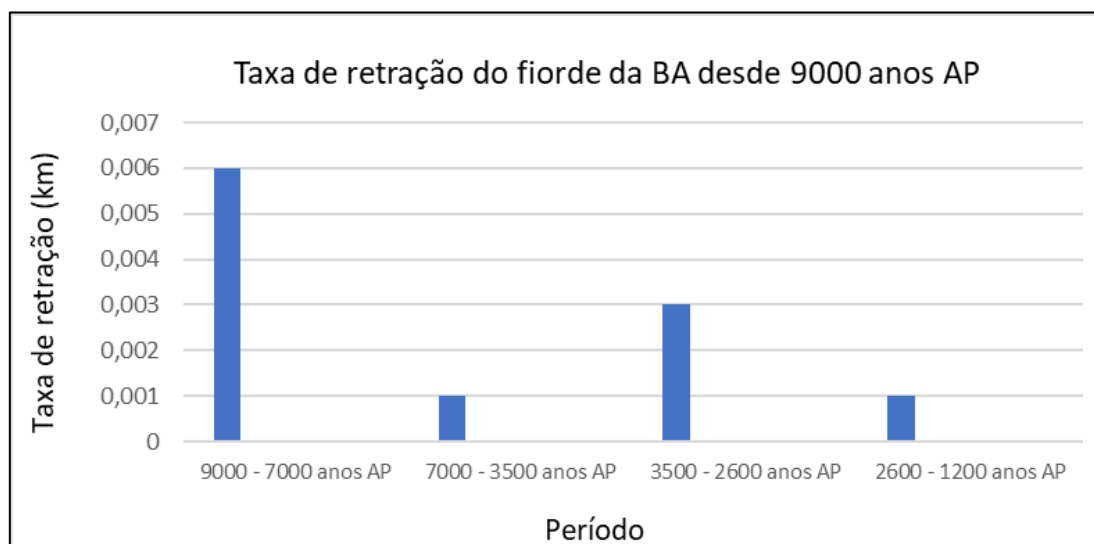


Figura 29 – Taxa de retração glacial desde 9000 anos AP até 1200 anos AP.

4. DISCUSSÕES

4.1 ASSOCIAÇÃO ENTRE SEDIMENTOS E GEOFORMAS DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS E PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS

As análises sedimentares e a interpretação das formas de relevo nas áreas proglaciais das geleiras Baranowski, Windy, Viéville e Dobrowolski forneceram informações sobre transporte, erosão, regime termal, direção de fluxo e deposição dos sedimentos que compõem as formas de relevo glaciais. Todas as amostras possuem características de origem deposicional glacial.

a) Banco morânico

As amostras 11 e 12 possuem características semelhantes, evidenciando que elas são do mesmo tipo de depósito. O baixo valor de C_{40} é indicativo de transporte ativo, e os altos valores de RA demonstram que a maioria dos grãos da amostra são angulares a muito angulares. Essa feição é proeminente e disposta próxima a outras mais recentes, mas caracterizadas da mesma unidade (unidade geomorfológica I) e pode ser interpretada como um banco morânico (BM1) (Figura 37).

Os bancos morânicos, formados na *grounding line* da geleira, registram antigas posições das frentes glaciais no ambiente submarino. Os maiores bancos morânicos

indicam momentos de estabilização glacial mais longos (BM1) e de menor velocidade (OTTESEN; DOWDESWELL, 2009; BRINKERHOFF *et al.*, 2017). Essas feições de relevo formam-se pelo acúmulo de sedimentos glaciais depositados na *grounding line* durante o avanço da geleira (EIDAM *et al.*, 2020). Ao longo do tempo, um balanço de massa positivo em combinação com o crescimento do banco morânico pode levar a geleira avançar, potencialmente assíncrona com tendências regionais. Essas feições são bem documentadas na enseada Potter (banco morânico M1), na IRG, e em fiordes da Antártica, Patagônia e do Ártico (POST; MOTYKA, 1995; STEARNS *et al.*, 2015; WÖLFL *et al.*, 2016; BRINKERHOFF *et al.*, 2017; BATCHELOR; DOWDESWELL; RIGNOT, 2018). A reflexão sísmica mostra que em áreas de bancos morânicos (BM10) há um ecocaráter muito prolongado e difuso (Eco IV) mostrando uma morfologia irregular e rugosa com ausência de refletores subsuperficiais (MAGRANI, 2014). Em episódios de avanço glacial, os ecocaráteres irregulares e transparentes evidenciam a presença de bancos morânicos (HOWE *et al.*, 2003). Gruber (1989) mostra na localização do BM10 a presença de lama, assim como para BM9 e BM7.

b) Cristas morânicas

As amostras 2, 3, 4, 8 e 9 possuem baixo C_{40} , características granulométricas de muito baixo a baixo selecionamento, distribuição bimodal e multimodal. A presença de estrias indica que todas as amostras coletadas se trata de sedimentos glaciais. Essas amostras possuem alta proporção de grãos que passaram por transporte ativo.

As amostras 6 e 7 foram coletadas no mesmo depósito sedimentar, na parte frontal da geleira, com a segunda sendo coletada na superfície do terreno e a primeira em posição mais profunda. O que explica a presença de silte e argila na amostra inferior, é que a amostra superior sofreu maior retrabalhamento por água de degelo. A covariância RA/C_{40} e os resultados de C_{40} indicam que as amostras 6 e 7 possuem mistura de grãos sedimentares de origem de transporte ativo e passivo.

A amostra 8 possui característica de transporte subglacial. Sua distribuição polimodal é típica de transporte ativo (BENN; EVANS, 2010). O índice C_{40} baixo indica transporte subglacial ativo e grãos bastante modificados durante o transporte ativo, com formato mais esférico. Por sua localização, observada durante o trabalho de campo, em contato com o gelo, e seu formato, levemente arqueado e perpendicular ao fluxo glacial, sugere-se que seja uma moraina de recessão (Figura 30). É composta por 54% de cascalho e 46% de areia, sendo que os sedimentos finos podem ter sido

transportados pela água. As morainas recessionais são facilmente retrabalhadas e os gradientes íngremes são reduzidos a ângulos mais estáveis com os anos.

A amostra 9, por estar próximo a um canal de drenagem também é constantemente influenciada pela maré, que contribui para o retrabalhamento e remobilização dos sedimentos. As zonas marginais às geleiras possuem sedimentos grossos, pois estão próximas às áreas fontes (TRUSEL *et al.*, 2010). Pela localização e pelas características da amostra, pode-se inferir que se trata de uma moraina frontal, que pode ser formada por grãos grossos, depositados pela ação direta da geleira (BENNET; GLASSER, 1996).



Figura 30 – Moraina recessional na geleira Baranowski. Fonte: Fotografia obtida por Rosemary Vieira (2019).

Diferente das morainas de recessão recentes, há as morainas *Push*, que representam um evento de resfriamento ocorrido no início da década de 2000. Elas não possuem grandes amplitudes, dessa forma são facilmente retrabalhadas. Foram identificadas proximais à geleira Baranowski e a algumas adjacentes à enseada Ezcurra, na área proglacial das geleiras Wanda e Viéville distais à frente glacial e no setor de sedimentação moderna da geleira Dobrowolski. Próximo à geleira Baranowski, Dąbski *et al.* (2020) identificaram morainas *Push* frontais à geleira Baranowski, caracterizadas

por pequenas cristas bem definidas, com comprimento entre 10 e 30 m e 1 a 2,5 m de largura e com espaçamento de 5 a 10 m entre si.

As morainas *Push* são constituídas de sedimentos de origem subglacial (grãos facetados, estriados e com polimento), os quais estava em transporte pela geleira quando ela estava com fluxo ativo, e a presença de água de degelo nesse ambiente. Todos os depósitos morânicos registram mistura de grãos subglaciais com englaciais ou supraglaciais, assim como evidenciado por Rosa *et al.*, (2011). Muitas morainas *Push* sobrepõe as feições de *flutings*

Também foram identificadas morainas latero-frontais. Essa feição deposicional forma-se lateral e frontal à margem da geleira. Algumas podem represar lagos em áreas proglaciais, como é o caso das lagunas na área proglacial das geleiras Znosco, Ecology e Baranowski (Figura 31). Essas feições são registradas também nas áreas livres de gelo da península Keller.



Figura 31 – Moraina latero-frontal represando a laguna em frente à geleira Ecology. Fonte: Fotografia obtida por Cleiva Perondi (2019).

- Moraina lateral: Essa feição deposicional foi identificada lateralmente às geleiras Ecology (relacionada à PIG), Baranowski (Figura 32), Tower, Windy, Viéville, Wanda e Professor. Essa forma de relevo registra a extensão lateral da geleira e sua antiga espessura (BENNET; GLASSER, 1996). Foram coletadas amostras de morainas laterais às geleiras Windy, a amostra 8, e Dobrowolski, a amostra 10, que apresentam índice RA e C_{40} considerado alto, indicando que a maioria dos grãos das amostras possuem eixo c/a menores que 0,4. Assim, evidencia-se transporte passivo.



Figura 32 – Moraina lateral à geleira Baranowski. Fonte: Fotografia obtida por Cleiva Perondi (2019).

c) Feições subglaciais e glaciofluviais

A amostra 1 possui o tipo de distribuição granulométrica típica de grãos transportados subglacialmente. Esses sedimentos passam por processos como abrasão e fragmentação, que geram muitas partículas finas e quebra de grãos (BENN; EVANS, 2010). O transporte de sedimento subglacial é confirmado pelo baixo índice C_{40} dessas amostras e pela presença de grãos bastante modificados durante o transporte, com formato subarredondado a angular. Esse depósito pode sofrer retrabalhamento, tendo sua porção sedimentar fina carregada para áreas distais à atual frente da geleira.

A amostra 5 possui baixo índice C_{40} (22%), evidenciando transporte subglacial e grãos bastante modificados durante o transporte ativo, com formato mais esférico. A baixa ou inexistente presença de depósitos finos indica que esses podem ter sido transportados, pela ação hídrica, para outros locais, restando somente os grãos maiores. Essa amostra foi coletada na área proglacial da geleira Windy, em um plano alto, distal e perpendicular à frente da geleira.

A análise sedimentar e o mapeamento geomorfológico indicam a presença de:

- *Esker*: Foi identificado um *esker* na margem lateral à geleira Baranowski (Figura 21), em contato com o gelo (amostra 1 e Figura 33). Na área de estudo os *eskers* foram identificados com formato sinuoso, alguns estão bem preservados e com até 97 m de comprimento, como é o caso daquele em contato com a geleira Baranowski (amostra 1).

Foram identificados *eskers* no ambiente em contato e proximal à frente das geleiras Windy (Figura 23), Wanda e Viéville.

Na geleira Ecology, Rosa *et al.*, (2013) identificou-se um *esker* proximal à frente glacial, em contato com a laguna Ecology (Figura 22). Essa feição indica regime termal basal úmido da geleira e a direção do fluxo glacial (BENN; EVANS, 2010). Muitos *eskers* identificados na área proglacial da geleira Viéville tem comprimento maior (acima de 40 m) que os *flutings* (10 - 33 m) (Figuras 35 e 36). Os *eskers* são encontrados nos terrenos livres de gelo há mais tempo (ROSA *et al.* 2011; DAŹSKI *et al.*, 2020).



Figura 33 – *Esker* lateral à geleira Baranowski. Fonte: Fotografia obtida por Rosemary Vieira (2019).

- *Fluting*: Essa feição é identificada na área de estudo geralmente acompanhada de blocos *stoss and lee*, nas áreas proglaciais das geleiras Viéville, Wanda e Professor, apresentam formato retilíneo e alongado e menores que os *eskers* identificados nessas mesmas geleiras. Os *flutings* foram identificados na área livre de gelo da geleira Sphinx, porém não foi possível identificar visualmente *stoss and lee*, possivelmente pela qualidade da imagem de satélite. Essas feições de relevo indicam que a geleira possui base termal úmida, pouca espessura e direção do fluxo glacial (BENNET; GLASSER, 1996). Na área de estudo há *flutings* com alguns poucos metros de comprimento, que

foram retrabalhados e por isso perdem sua continuidade e alguns que chegam a 33 m, todos estão sem contato com a geleira.

Os *flutings* são reconhecidos na área de estudo por apresentar sedimentos mais selecionados do que das morainas, baixos valores de C40, grãos arredondados e estriações. Esses representam deformação subglacial dentro de cavidades que se desenvolvem à jusante de matacões alongados (*stoss and lee*) Rosa *et al.*, (2011).

- *Drumlins*: foram identificados dois *drumlins* (em vermelho nas figuras 34 e 35) nas áreas proglaciais das geleiras Wanda e Viéville. Ambos possuem raio de alongamento menores que sete. Concordando com os parâmetros de Rose (1987) que estabelece esse valor para o raio de alongamento (inferior a 7). Os *drumlins* identificados estão dispostos paralelos e distais ao fluxo glacial das geleiras.

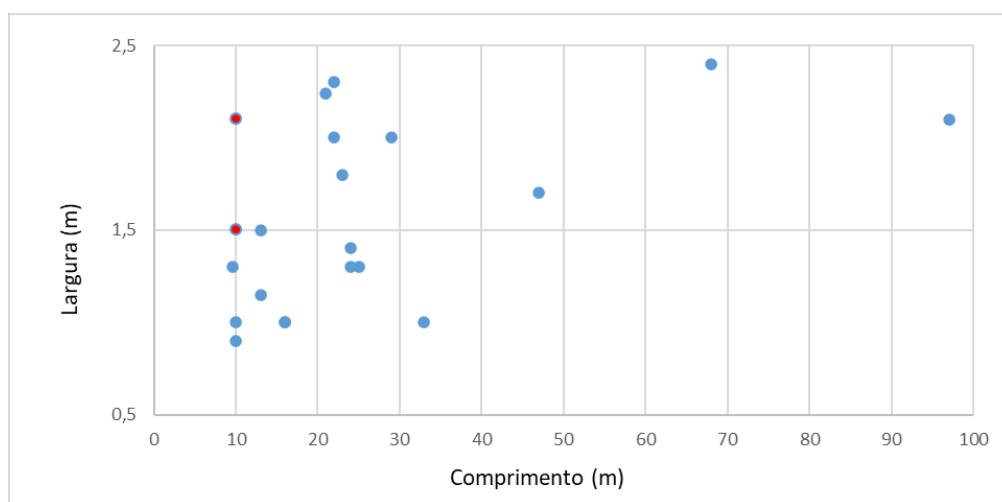


Figura 34 - O gráfico ilustra a relação entre diferentes formas de relevo glaciofluviais e suas diferenças de comprimento e largura no eixo b, as formas de relevo foram interpretadas como *flutings*, *eskers* e *drumlins* nas áreas proglaciais das geleiras Wanda e Viéville.

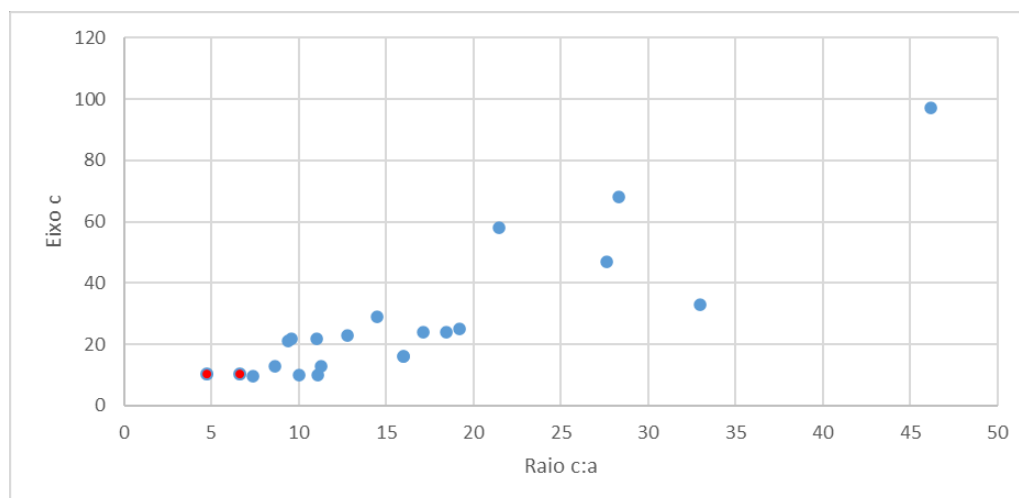


Figura 35 - O gráfico ilustra a relação entre diferentes formas de relevo glaciofluviais e suas diferenças de raio de alongamento e comprimento no eixo c.

4.2 EVOLUÇÃO DO FIORDE E FLUTUAÇÕES DA GELEIRA DE DESCARGA

4.2.1 Setor externo e saída do fiorde (início do Holoceno até 7000 anos AP)

No início do Holoceno, uma geleira de descarga fluía da parte mais elevada da calota de gelo Central da IRG, com orientação N-S, em direção à saída da atual BA e esculpia um vale em U onde hoje se configura o atual fiorde. De acordo com datação de 9000 anos AP (MÄUSBACHER *et al.*, 1989; MARTINEZ-MACCHIAVELLO *et al.*, 1996), a posição da frente glacial estava na saída da BA. Algumas feições alongadas e paralelas ao fluxo glacial registram esse paleofluxo e são localizadas a profundidade aproximadas de 550 m, aproximadamente (Figura 36).

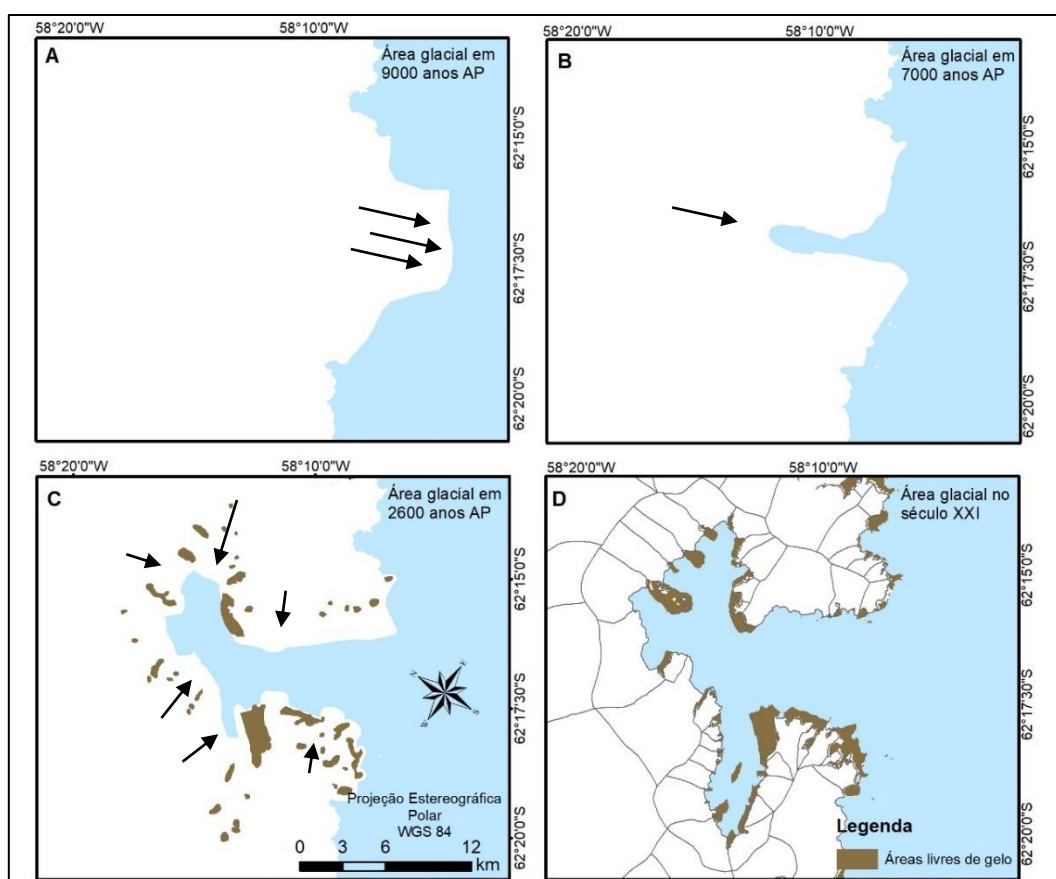


Figura 36 – Reconstrução da evolução da geleira de descarga que ocupava a BA. As setas indicam a direção do paleofluxo glacial.

4.2.2 Setor medial do fiorde (7000 anos AP até 2600 anos AP)

A porção mais profunda desse setor, não apresenta grande quantidade de feições de relevo, é possível visualizar uma topografia mais suavizada em comparação com a enseada Martel, um fiorde com vales estreitos e íngremes. A topografia suavizada está relacionada ao longo tempo de exposição aos agentes marinhos, que retrabalham as

geoformas, como as correntes de fundo, e à decantação de sedimentos finos glacimarinhos. Nas porções mais profundas há ampla cobertura sedimentar, aplainando o relevo e cobrindo-o quase completamente (MAGRANI, 2014). Dessa forma, somente as feições mais proeminentes estão registradas na batimetria.

Foram identificados bancos morânicos expressivos (BM7, BM9 e BM10) no setor medial do fiorde, os quais registram estágios longos de estabilização do paleofluxo glacial, o que permite a formação de morainas proeminentes na linha de aterramento da geleira. Além disso, os bancos morânicos protegem a *grounding line* das geleiras da água quente do oceano, reduzindo o derretimento glacial e auxiliando no avanço da geleira (TRUFFER; MOTYKA (2016).

O banco morânico proeminente (BM10) (Figura 37) registra o avanço e o longo tempo de estabilização da frente do paleofluxo glacial, em aproximadamente em 8000 a 7000 mil anos AP, e está relacionado a um declínio de temperatura atmosférica (linha vermelha da Figura 38). Os registros de Mäusbacher *et al.* (1989), Hjort, Ingolfsson, Björck (1992) e Ingolfsson *et al.* (1992) mencionam um longo período de diminuição da temperatura média do ar na IRG e o avanço ou estabilização das geleiras no local entre 7000 e 8000 anos AP.

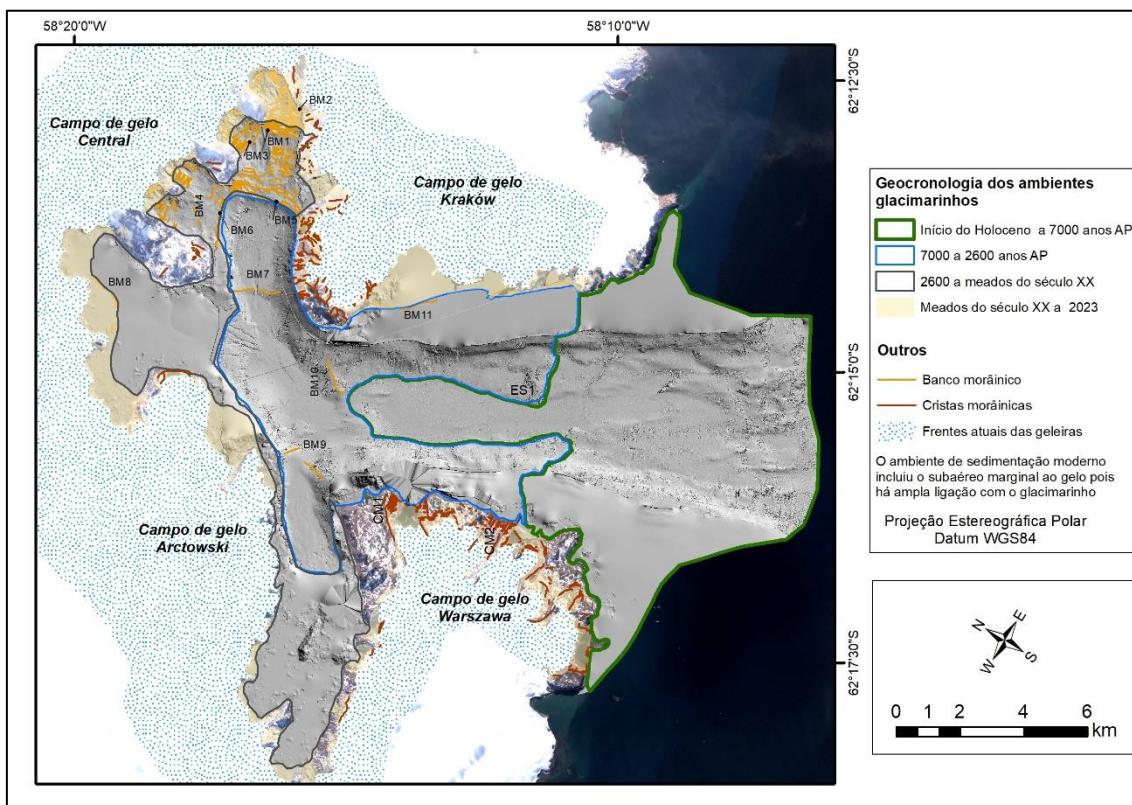


Figura 37 – Evolução do fiorde e toponímias para os bancos morânicos, cristas morânicas e campos de gelo da IRG.

A linha de frente do paleofluxo glacial estava ancorada a uma profundidade de 450 m (BM10). O banco morânico BM10 está situado em área de limite de falhamento, na Falha Ezcurra. Dessa forma, verifica-se um condicionamento estrutural na posição de estabilização da linha de aterramento da geleira por longo tempo em resposta à diminuição da temperatura entre 8000 e 7000 anos AP (Figura 38) e ao estreitamento do fiorde que serviu como ponto de ancoragem para a geleira.

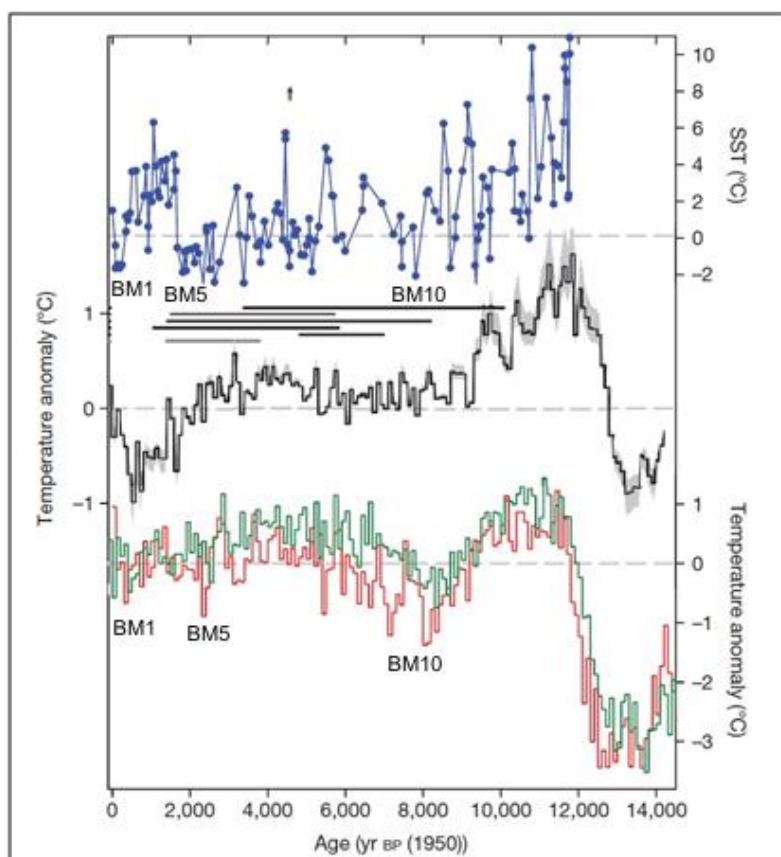


Figura 38 – Série de temperatura reconstruída na Península Antártica. As linhas em vermelho e verde indicam a reconstrução da temperatura no Domo C, e Dronning Maud Land, respectivamente, a linha preta indica a reconstrução da temperatura atmosférica em relação à média de 1961-1990 com base no testemunho de gelo de *James Ross*, a linha cinza indica o erro padrão da calibração, a linha azul é a reconstrução da temperatura da superfície do mar na costa da península Antártica Ocidental. Fonte: Adaptado de Mulvaney *et al.* (2012).

Nesse momento, a paleogeleira recebia fluxos de gelo tributários (preenchiam as atuais enseadas Mackellar, Ezcurra e Martel). Os pontos como *Hennequin Point* e *Polish Navy Point*, hoje áreas livres de gelo, possivelmente estavam com cobertura glacial nesse momento. As geleiras Viéville, Rybak e Penderecky, alimentadas pelo campo de gelo *Kraków*, estavam com suas frentes aterradas na parte mais profunda do fiorde. Um *esker* (ES1) no setor medial da BA, é identificado por sua sinuosidade, mostrando a direção de um fluxo glacial nesse setor, fluindo no sentido L-O,

acompanhando a direção da Falha *Kraków*. As geleiras da margem leste da BA também estavam aterradas na parte mais profunda do fiorde (Figura 37).

Durante o *optimum* climático do Holoceno, o paleofluxo glacial retraiu da posição do BM10 até a entrada das enseadas Ezcurra e Mackellar e até o BM7, na porção mais profunda da enseada Martel (BM7) (Figura 39).

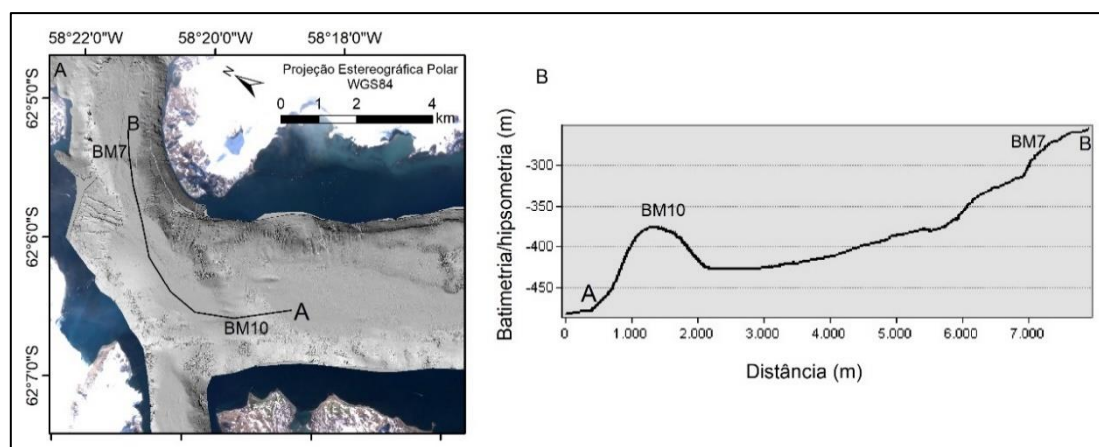


Figura 39 – Perfil topográfico representando a posição das geleiras na saída da enseada Martel (BM10) até a porção mais profunda (BM7). A letra A indica o início do perfil e B o final dele.

Em geral, observa-se que, apesar dos momentos de avanço e estabilização do fluxo glacial, a geleira apresentou taxa de retração mais elevada (0,006 km/ano) entre 9000 e 7000 anos AP como resposta a variabilidade climática e condicionada pelas batimetrias profundas, em comparação ao período posterior (Figura 30). Entre 7000 e 3500 anos AP, a taxa de retração diminuiu em comparação com o período anterior devido ao longo período de resfriamento entre 8000 e 7000, e a posição frontal estar ancorada em *pinning point* submarino num setor de estreitamento do fiorde e falhamento, dessa forma, o paleofluxo glacial pode ter ficado estável por centenas de anos antes ter iniciado a retração no *optimum* climático. Ademais, de forma geral, após a posição de BM10, da linha de aterramento da geleira em 8000 e 7000 anos AP, as taxas de retração foram menores, pois as batimetrias são mais rasas e o fiorde se estreita em vários setores.

4.2.3 Setor proximal: registro de Neoglaciais e da retração (os últimos milhares de anos - desde 3500)

A continuidade da retração da geleira de descarga no Holoceno, com a tendência a aumento na temperatura após 7000 AP, levou a divisão da paleogeleira (que fluía no sentido N-S) em fluxos de gelo que fluíam nas orientações L-O, N-S e O-L. A frente dessas geleiras pode ter avançado novamente, em resposta a variável temperatura e

precipitação, diante do neoglacial de 3500 AP e de 2600 AP (MULVANEY *et al.*, 2012). A figura 38 mostra declínio de temperatura na linha em vermelho e a diminuição dos valores de SST entre 2000 e 3500 AP. O último resfriamento foi parte da variabilidade climática em escala de milênios de anos com anomalias opostas nos lados Oriental e Ocidental da Antártica (MULVANEY *et al.*, 2012). No entanto, há contrastes entre o comportamento de diferentes geleiras e a evolução de cada enseada com a deglaciação posterior a 7000 AP.

4.2.3.1 Enseada Martel

Em 3500 anos AP, havia um paleofluxo glacial (Figura 40) que fluía na enseada Martel e estava com a sua frente ancorada na porção mais profunda da enseada, em um banco morânico (BM7) em 285 m de profundidade. Lineações glaciais não foram identificadas próximo ao BM7. Locais com ausência de lineações glaciais indicam presença de vasta camada de sedimentos finos encobrendo a morfologia de fundo (MAGRANI; AYRES-NETO; VIEIRA, 2015). Posterior a 3500 anos AP, o paleofluxo glacial retraiu para a porção mais rasa da enseada Martel.

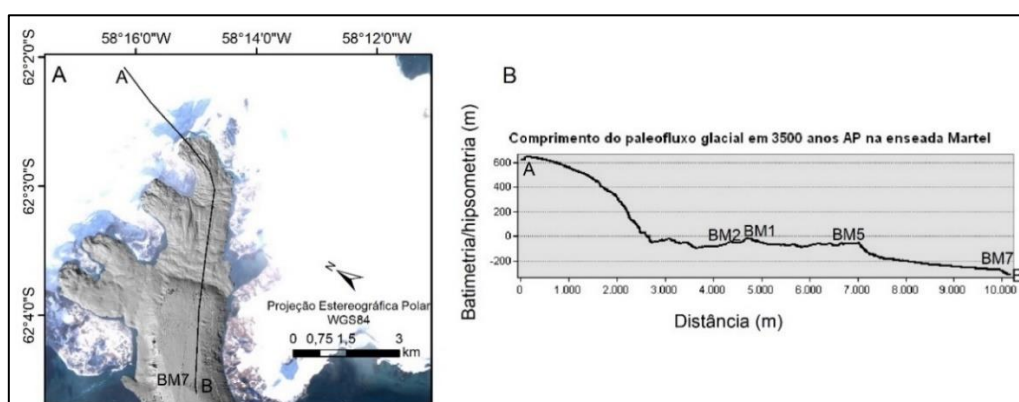


Figura 40 – A – Batimetria da enseada Martel. B - Comprimento do paleofluxo glacial em 3500 anos AP. A letra A indica o início do perfil e B, o final dele.

Na Enseada Martel, o avanço das geleiras de maré, em resposta ao declínio das anomalias de temperatura atmosférica e do mar por volta de 2600 anos, é registrado por bancos morânicos proeminentes (e.g BM6 e BM5) (Figura 40). Comparando com outras áreas, Wöfl *et al.* (2016) registraram um extenso banco morânico na geleira Fourcade, na IRG datado em 2,6 mil anos AP. Esse evento também foi registrado por Björck *et al.* (1993), que aponta para um avanço glacial na península *Byers*, na ilha Livingston, sul das Shetlands do Sul, em função de um resfriamento atmosférico.

Em 2600 anos AP, existiam 4 geleiras de maré na enseada Martel. Uma das geleiras tinha a direção de fluxo N-S e formado por duas geleiras tributárias Stenhouse/Ajax, uma na direção principal de fluxo SE-NO (Figura 41) unindo as geleiras tributárias Goetel/Dobrowolski/Professor/Krak. A geleira Wanda formava uma língua frontal separada da geleira Krak e da geleira Dragon por divisores de drenagem livres de gelo, com elevações de 150 m e 85 m para o Pico *Smok* (Figura 42a) nesse momento. O Monte *Wawell* (Figura 42b) já separava a língua de gelo da geleira Dragon com a geleira Viéville no período. Nesse momento, a frente glacial da geleira Dobrowolski estava ancorada em bancos morânicos em profundidades entre 40 e 60 m, aproximadamente.



Figura 41 – Pavimento estriado na área proglacial da geleira Professor. Fonte: Fotografia obtida por Luiz Felipe Velho e Carina Petsch, 2023.

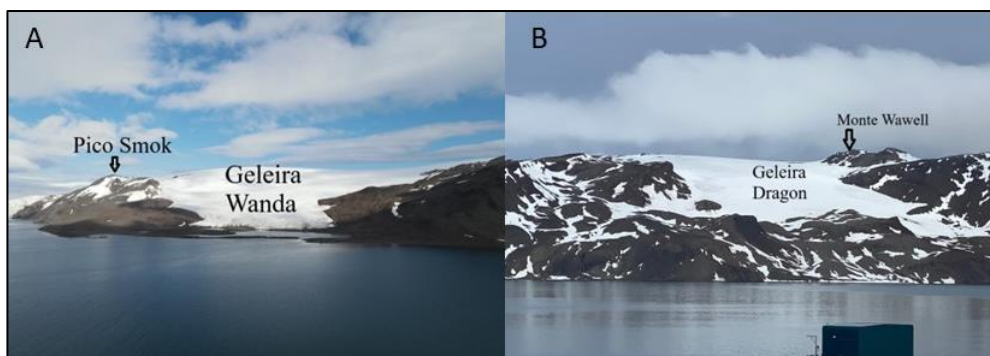


Figura 42 – A - Pico *Smok*, lateral à geleira Wanda, adjacente à Enseada Martel. B - Monte *Wawell*, divisor de drenagem das geleiras Dragon e Viéville. Fonte: Fotografias obtidas por Santos Nascimento (2021).

Assim, em 2600 anos AP, as geleiras Stenhouse e Ajax, formavam um fluxo unido e cobriam o afloramento rochoso *O'Connor Rock* (Figura 43), que divide suas bacias de drenagem e ocupavam parte da face leste da península Keller. A crista morânica frontal, formada próximo à base do Monte *Flagstaff*, com blocos de grandes dimensões, indica transporte de longas distâncias por uma geleira maior em evento Neoglacial e com mais capacidade de arrasto, ou seja, não foi formada pelas pequenas geleiras que ocupam os vales em circo atualmente na península Keller (FRANCELINO, 2004). A frente glacial da geleira Stenhouse/Ajax estava ancorada em bancos morânicos (BM6) em 50 m de profundidades e a uma distância de 2600 m da atual frente glacial).



Figura 43 – Afloramento rochoso *O'Connor Rock*, divisor de drenagem das geleiras Stenhouse e Ajax, na enseada Martel. Fonte: Fotografia obtida por Santos Nascimento (2021).

Posteriormente a 2600 AP, as frentes desses sistemas glaciais retraíram para as cabeceiras e áreas mais rasas da enseada Martel, levando a mais áreas livres de gelo. De

acordo com Yoon (2000) teve um aumento de temperatura entre 1900 e 1200 anos AP, tornando as partes rasas da BA mar aberto. Um testemunho de sedimentos coletados próximo à geleira Dobrowolski aponta para aumento da sedimentação fina posterior a 1200 anos AP, evidenciando uma mudança para ambiente marinho aberto nesse ponto. Antes disso a sedimentação no local da coleta tinha predominância de *diamicto* (depósitos glaciais mal selecionados), característico de proximidades com a frente da geleira aterrada.

Para o ambiente glacimarinho, exposto pela retração nesse período, é possível identificar bancos morânicos, lineações glaciais e *eskers*, indicando um regime termal basal úmido para as geleiras em 2600 anos AP. Ademais, a presença de lineações glaciais são indicativos de fluxo glacial rápido (DOWDESWELL *et al.* 2006). As partes mais rasas da BA apresentam relevo irregular e pacotes sedimentares pouco espessos e, em alguns pontos, há afloramento do embasamento rochoso (MAGRANI, 2014).

4.2.3.2 Enseada Mackellar

Durante o período Neoglacial de 3500 anos AP havia um fluxo glacial que ocupava a enseada Mackellar e fluía da calota de gelo central da ilha em direção ao setor medial da BA com orientação N-S. Sua frente ancorada em banco morânico, na parte submarina rasa, externa à mesma.

Em 2600 anos AP o fluxo glacial, formado pela geleira Domeyko e as demais que fluem para a enseada Mackellar, estava ancorado a montante, na Ponta *Harpoon*, na face oeste da península Keller e na Ponta *Crépin*, distante, aproximadamente 3400 m da atual frente da geleira Domeyko. Não foi possível identificar bancos morânicos internos nessa enseada. Foi identificado, na batimetria, um paleocanal erodido por fluxo de água de degelo subglacial, que fluía da margem glacial para a saída da enseada, conferindo característica de regime termal basal úmido para o paleofluxo que ocupava a enseada Mackellar. Magrani (2014) também identificou canais submarinos de 1 km de extensão no local, evidenciando contribuição de água de degelo e sedimentos para o ambiente glacimarinho.

4.2.3.3 Enseada Ezcurra

Durante o período Neoglacial de 3500 anos AP, um paleofluxo glacial (recebia geleiras de descarga tributárias *Zalewski*, *Doctors*, Bacia A e outras atuais geleiras de cascata) ocupava a enseada Ezcurra e era formado por divisores de drenagem alimentados pelos campos de gelo *Arctowski* e *Warszawa*. Ele estava ancorado na parte

externa da mesma, em um banco morânico (BM9) a 250 m de profundidade entre a Ponta *Shag* e ao sul da cascata de gelo *Polar Committee*. Esse banco morânico tem aproximadamente 100 m de altura. Uma amostra de sedimentos coletada na saída da enseada Ezcurra, mostra em sua base a presença de clastos caídos e grãos de areias maiores, depositados pelas geleiras (*ice rafted debris*) logo após um momento de avanço (MAGRANI, 2014) (Figura 44).

O paleofluxo glacial na enseada Ezcurra retraiu para as partes mais rasas da mesma entre 3500 e 1200 anos AP. As ilhas dentro da Enseada estavam subaéreas e dividiam os fluxos das geleiras de descarga *Zalewski-Doctors* e a bacia A. Existiam geleiras de maré, onde há as atuais geleiras de cascata.

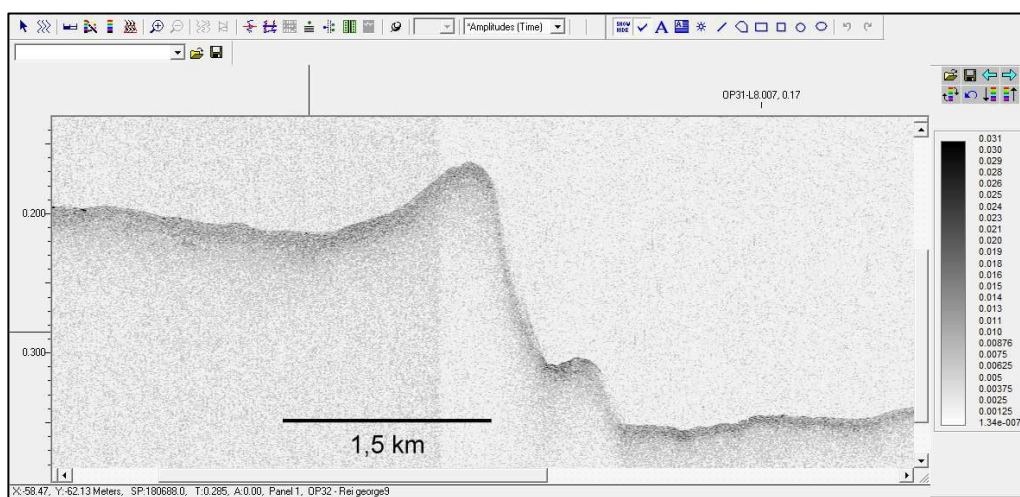


Figura 44 - Banco morânico na saída da enseada Ezcurra em perfil sísmico em profundidades de 300 m (esquerda) e 450 m (direita). Fonte: Magrani (2014).

A frente da geleira Lange, em 2600 anos AP, unia-se ao paleofluxo glacial das enseadas Mackellar e Ezcurra e geleira Znosco, fluindo na direção O-L. A frente glacial na enseada Ezcurra pode ter ficado ancorada num setor de estreitamento da enseada, entre a Ponta *Thomas* e um pico rochoso na margem oposta, ao sul da geleira *Polar Committee* no neoglacial de 2600 AP.

4.2.3.4 Margens leste e oeste da BA

De acordo com uma datação de Birkenmajer *et al.* (1985), a Ponta *Thomas*, ao norte da geleira Ecology, margem oeste da BA, está livre de gelo desde 5,6 mil anos, esse local tem 170 m de altitude. Dessa forma, pode-se assumir que as cotas acima disso estavam livres de gelo nessa margem, nesse momento, que inclui alguns picos como o Pico *Pawson* (296 m), Pico *Zamek* (350 m), Pico *Brama* (257 m), Pico *Tower* (367 m), Pico *Bastion* (297 m), Pico *Jardine* (279 m) e a parte superior de *Demay Point* (175m).

Nesse momento as geleiras alimentadas pelo campo de gelo *Warszawa*, Ecology, Sphinx, Baranowski e Tower, fluíam na direção O-L e a geleira Windy fluía na direção Sul. As geleiras Ecology e Sphinx tinham a maior parte de suas bacias unidas, e o setor frontal era dividido pelo Pico *Krzemien* (152 m) próximo à costa. A geleira Baranowski tinha seu fluxo independente, encaixado em um vale, separado da geleira Sphinx por picos e morros acima de 200 m, assim como era separado da geleira Tower, que fluía encaixada em um vale. Nesse momento essas geleiras alcançavam a BA, possivelmente a frente das pequenas reentrâncias próximas a costa.

Mais recentemente, em 3,4 mil anos AP (TATUR; DEL VALLE, 1999), um setor mais baixo (55 m) e proximal à costa, ao sul da geleira Ecology, também estava livre de cobertura glacial. Dessa forma, infere-se que nesse momento as porções com essa elevação ou mais baixas estavam ficando expostas.

4.2.4 Setor proximal: retração em direção às margens das atuais (PIG até meados do século XX e as recentes décadas)

Observa-se que as geleiras Lange, Stenhouse, Ajax, Goetel e Dobrowolski representadas no gráfico (Figura 45 e 46) tiveram comportamentos distintos de retração para os períodos representados. A geleira Stenhouse teve a menor taxa de retração entre 1950 e 1979 (0,001 km). Ela encontrava-se ancorada em altos topográficos submarinos nesse período. E a geleira Lange apresentou maior taxa de retração para o período (0,03 km). A perda de *pinning point* influenciou a alta taxa de retração da geleira Lange.

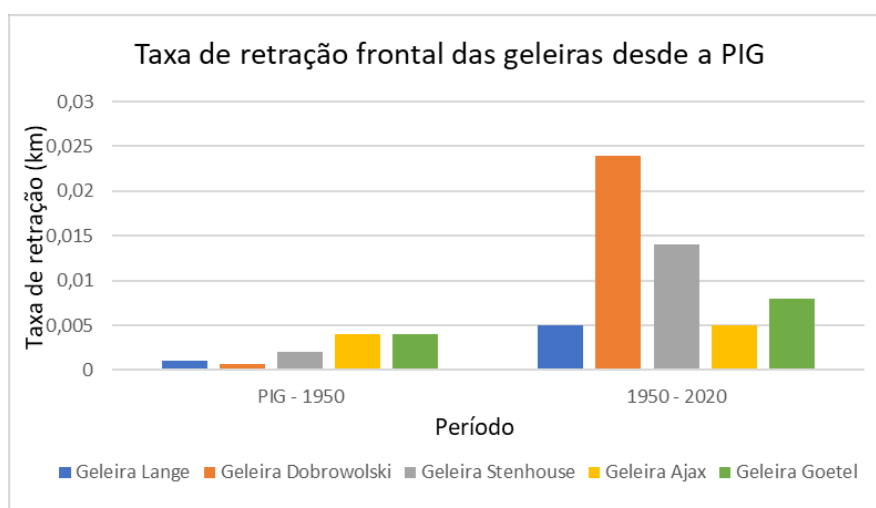


Figura 45 –Taxa de retração para as geleiras de término marinho entre a PIG e 1950 e 1950 a 2020. A média da taxa de retração para o período PIG-1950 para as geleiras analisadas foi de 0,0023 km, enquanto para o período 1950-2020 foi de 0,011 km.

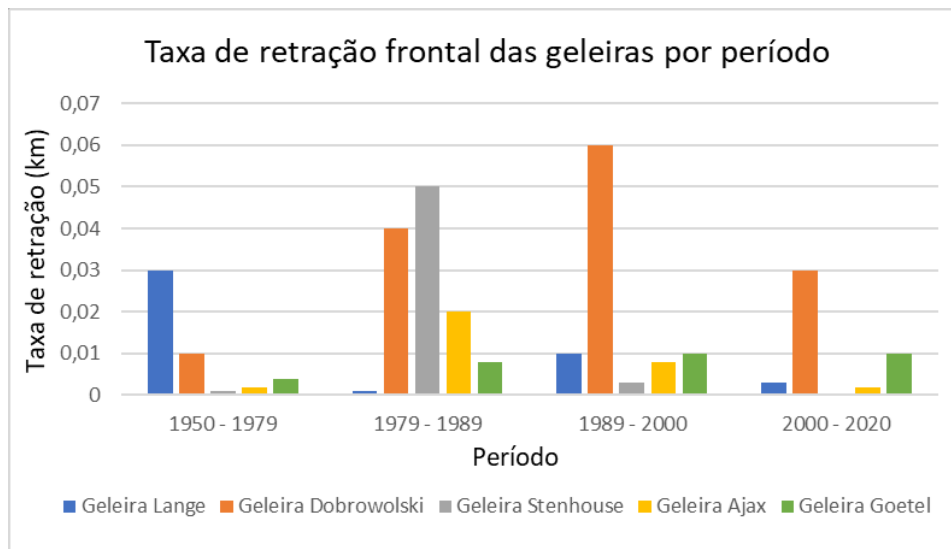


Figura 46 – Gráfico representando as taxas de retração desde meados do século XX até 2020.

No período que compreende 1979 e 1989 as geleiras Dobrowolski e Stenhouse apresentam maiores taxas de retração (0,004 km e 0,005 km, respectivamente). A geleira Lange apresentou a menor taxa no período (0,001 km). Entre 1989 e 2000, as geleiras Lange, Dobrowolski e Goetel apresentaram um aumento na taxa de retração (0,01 km, 0,06 km e 0,01 km, respectivamente) quando comparadas ao período anterior (Figura 45). E mais recentemente, entre 2000 e 2020, as geleiras Lange, Dobrowolski, Stenhouse, Ajax e Goetel tiveram menores taxas de retração frontal quando comparadas aos períodos anteriores.

Os fatores que podem condicionar essa desaceleração frontal são as características do ambiente, como por exemplo, todas estão com as frentes ancoradas em setores submarinos mais rasos, próximo à costa ou com *pinning points* laterais.

4.3 VARIAÇÕES NA ENSEADA MARTEL E FORMAÇÃO DOS AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO MODERNO

Bancos morânicos proeminentes registram o avanço de algumas geleiras na IRG mais recentemente, durante a Pequena Idade do Gelo (aproximadamente 1550-1800). A geleira Dobrowolski, assim como outras na enseada, apresenta um banco morânico (BM1) (Figura 37) a 2200 m de sua frente atual, por ser o maior ele representa o último máximo avanço e estabilização de sua frente. Já a geleira Goetel apresenta um banco morânico (BM3) proeminente a cerca de 1150 m de sua atual frente, que é atribuído ao seu último máximo avanço, durante a PIG. A Geleira Krak provavelmente possuía sua frente na saída da *Lussich Cove* (Figura 4). As geleiras Stenhouse e Ajax formavam um banco morânico e estavam a 920 m e 890 m de distância da atual frente glacial.

Na FIG, todas as geleiras eram marinhas e há a formação de grandes cristas morânicas laterais na IRG e bancos morânicos (BM1e BM3) proeminentes na BA, relacionados ao último maior avanço glacial e a um longo período de estabilização das frentes glaciais. Observa-se uma tendência de diminuição de temperatura de longa escala de tempo no período entre o ano de 1400 e 1700 (600 a 300 anos AP) (Figura 47), representando um período neoglacial, a FIG. Abram *et al.* (2013) aponta uma diminuição de derretimento (Figura 48) que está vinculada ao resfriamento pronunciado da FIG.

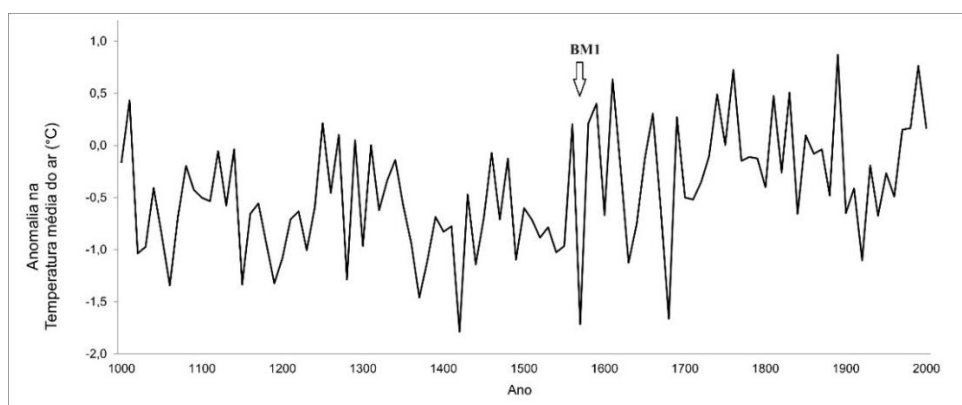


Figura 47 - Anomalias na temperatura do ar (°C) entre o ano 1000 e 2000. Fonte: Mulvaney *et al.* (2012) e Abram *et al.* (2013).

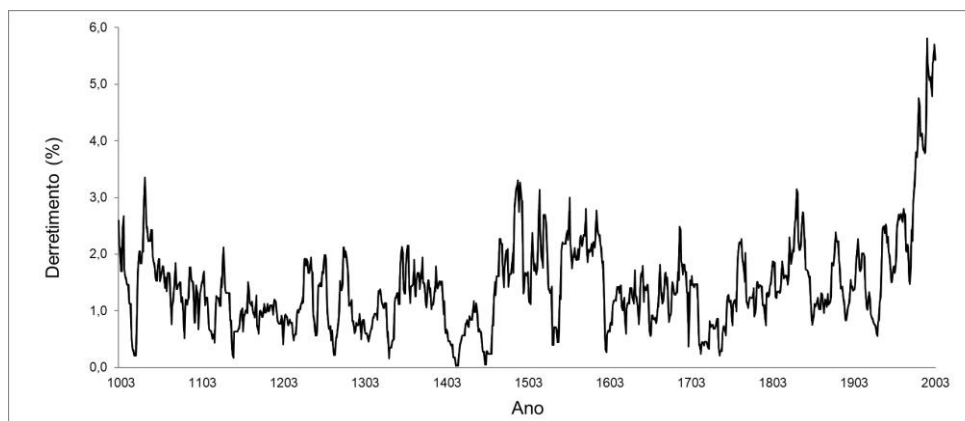


Figura 48 – Percentual de derretimento entre o ano 1003 e 2003. Fonte: Mulvaney *et al.* (2012) e Abram *et al.* (2013).

Entre 1800 a meados do século XX, ocorreram as seguintes mudanças: a) as geleiras da enseada Martel apresentaram rápida retração; b) a retração de geleiras como a Krak, Dobrowolski levaram a formação da *Lussich Cove* e a enseada na frente da geleira Dobrowolski; c) As geleiras situadas na península Keller, após o seu avanço máximo durante a FIG e ocupando a área do seu vale em circo, retraíram até as décadas atuais e atualmente encontram-se estagnadas; d) As geleiras Stenhouse e Ajax retraíram mais rapidamente que as demais geleiras da enseada Martel, há poucos bancos

morânicos (identificados na batimetria tendo em vista sua proximidade com a BA) e eles estão espaçados.

As geleiras Stenhouse e Ajax fluíam por um vale mais largo do que as geleiras Goetel e Dobrowolski. Carr *et al.* (2013; 2014) destacam que as geleiras tendem a retrair de maneira acelerada quando ocupam um vale mais alargado, e quando ocupam um vale mais estreito tendem a diminuir as taxas de retração, devido à presença de *pinning point* laterais ao vale, que proporcionam uma estabilização da massa glacial. Se a geleira perder o contato com esse ponto de fixação as taxas de desprendimento de *icebergs* aumentam e, conseqüentemente, aumenta seu recuo (BIANCHI *et al.*, 2020).

O aumento ou diminuição de desprendimento de *icebergs* dependem da profundidade e largura do fiorde, em fiordes mais estreitos ou rasos as taxas são menores (CARR *et al.*, 2014). Geleiras de maré tendem a não responder linearmente e de forma assíncrona os sinais climáticos e oceanográficos regionais (MOTYKA *et al.*, 2017). Wöfl *et al.* (2016) apontam para uma estabilização da geleira Fourcade, na IRG, devido ao estreitamento do vale onde ocupava.

Birkenmajer (1980) apresentou algumas fases de glaciação e deglaciação das pequenas geleiras de circo da península Keller: a) um avanço máximo, chamado *Ferguson Glacial Event*, datado de 741 anos AP (cerca de 1240 DC); b) estagnação glacial frontal por cerca de 500 anos, entre a primeira metade do século XIII até o século XVIII; c) cristas morânicas datadas de 1720 a 1779 DC; d) Rápido recuo glacial na segunda metade do século XVII até as primeiras décadas do século XIX; e) morainas datadas de 1830 DC (que remetem a PIG) que representam estabilização da frente glacial; (nesse momento as geleiras ocupavam os vales em circo) f) desaceleração do recuo glacial desde a metade do século XIX até a metade do século XX; g) aumento das taxas de recuo das geleiras marcado desde a metade do século XX.

Assim, mais recentemente, desde meados do século XX, as geleiras da Enseada Martel apresentaram perda de espessura glacial, evidenciada pelo afloramento de picos rochosos e nunataks no ambiente subaéreo. As geleiras Wanda, Professor e Dragon mudaram seu término de marinho para terrestre desde a década de 1970 e formaram um ambiente de sedimentação moderno. Cristas morânicas, *drumlins*, *eskers*, canais de água de degelo, lagos, lagunas e *flutings* e blocos *stoss and lee* são observados no ambiente deposicional da geleira Wanda que apresenta uma laguna a sua frente, represada por uma moraina formada na década de 1970.

4.4 ENSEADA MACKELLAR

No período entre 1900 e 1200 anos AP o paleofluxo glacial retraiu para as porções mais rasas da BA, para a Enseada Mackellar não foi possível identificar bancos morânicos referentes a esse momento, então infere-se que a frente glacial estaria ancorada na área mais rasa da enseada.

Para meados do século XX até os dias atuais, as geleiras que fluem para a enseada Mackellar apresentam término marinho, exceto a geleira Znosco (término em um lago proglacial) com algumas pequenas áreas livres de gelo. Há um banco morânico que remete à década de 1980 (BM8). Nessa década teve um declínio da temperatura atmosférica, podendo refletir na estabilização da geleira Domeyko Sul, formando um banco morânico.

4.5 GELEIRA LANGE E ENSEADA EZCURRA

Para o período da PIG, sugere-se que as geleiras de maré *Zalewski-Doctors* e a bacia A tenham ocupado as pequenas reentrâncias próximas à costa, e estiveram ancoradas em *pinning points*.

A geleira Lange manteve-se em estado estacionário de 1910 até 1950. Santos *et al.* (2023) apontam para um mapeamento francês, derivado de uma expedição ao local, que registrou essa geleira em 1910 numa posição aproximada daquela de 1950 (Figura 49). Dessa forma, é possível que no início do século XX ela estava respondendo ao resfriamento da PIG, uma vez que há registros desse evento na geleira Ecology no final do século XIX (1880).

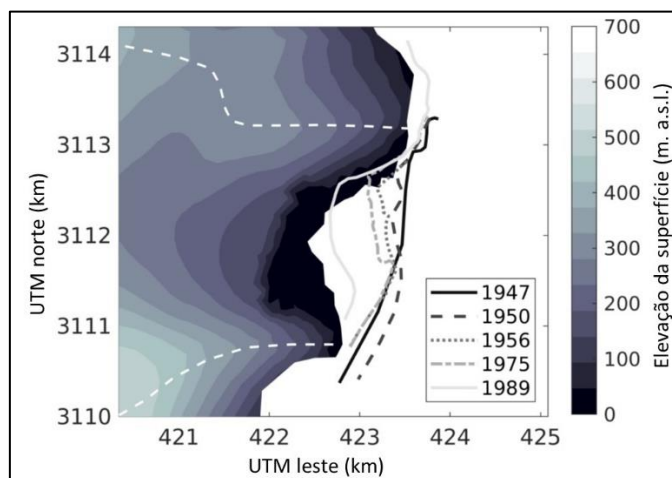


Figura 49 – Retração frontal da geleira Lange. Fonte: Adaptado de Santos *et al.* (2023).

Para meados do século XX até os dias atuais há áreas livres de gelo nas adjacências da enseada Ezcurra, com feições de relevo expostas, como picos rochosos, nunataks, aretês e feições deposicionais como morainas *Push* que datam do início do século XXI, refletindo uma tendência a resfriamento atmosférico dessa década.

4.6 MARGENS LESTE E OESTE DA BA

A moraina lateral externa, ao norte da geleira Ecology, foi datada de 1880, remetendo ao final da PIG (CM1) (ANGIEL; DAŃSKI, 2012). Outras morainas, com o mesmo aspecto de localização e tamanho, estão presentes lateralmente na geleira Baranowski (CM2) e são mais antigas que 1979 e 1956, ou seja, podem ser atribuídas a um último máximo avanço glacial, durante a PIG. A frente glacial na margem leste do campo de gelo *Warszawa* estava no ambiente marinho durante esse evento neoglacial, pois não há registro de grandes morainas frontais anteriores a 1979 em ambiente subaéreo.

O ambiente formado a partir de meados do século XX até 2023, apresenta variedade de feições de relevo deposicionais, no ambiente submarino e subaéreo. Desde a década de 1970 até os dias atuais, as geleiras Ecology, Baranowski e Windy, alimentadas pelo campo de gelo *Warszawa*, apresentaram importantes mudanças ambientais, como por exemplo, a mudança de término marinho para terrestre, com grandes lagunas a sua frente, represadas por cristas morânicas de 1979.

As geleiras da margem oeste da BA, Ecology, Baranowski e Windy apresentaram mudanças na Altitude da Linha de Equilíbrio (ALE). Em 1969 sua ALE estava a 140 *m.a.s.l.*, em 2013 156 *m.a.s.l.* e em 2006 290 *m.a.s.l.*, os autores destacam que esse ano foi o mais quente no período entre 2001 e 2007. Nesse período as geleiras menores como Sphinx e Tower, com ELA abaixo de 300 *m.a.s.l.*, perderam áreas significativas e as pequenas geleiras de circo na península Keller, com ELA abaixo de 250 *m.a.s.l.* ficaram estagnadas. Essas mudanças em geleiras menores estão relacionadas ao aumento de dias com temperatura positiva (PUDEŁKO *et al.*, 2018).

Atualmente as áreas livres de gelo da margem leste do campo de gelo *Warszawa*, expõem feições de relevo deposicionais ao longo dos vales, como cristas morânicas, *eskers*, *drumlins* e *flutings*. As feições erosivas como morros e nunataks estão relacionadas ao vulcanismo e a erosão diferencial.

Na margem leste da BA, a geleira Viéville, alimentada pelo campo de gelo *Kraków*, divide-se em duas bacias, uma ao norte e outra ao sul, ela apresenta retração

mais acelerada ao norte, onde é alimentada pela parte menos espessa do campo de gelo *Kraków*. Na área livre de gelo há formas de relevo, como morainas *push*, *eskers*, *flutings*, *stoss and lee*, lagos e cristas morânicas.

A geleira Viéville tornou-se de término em terra posterior a década de 2000. Antes disso é possível observar no ambiente submarino um extenso banco morânico (BM11) (Figura 37) relativo à década de 1950. A frente glacial ficou ancorada nesse ponto por um longo período, permitindo formar uma grande feição de relevo deposicional na parte rasa da BA. Posterior a isso, respondendo à tendência de aumento de temperatura, conforme Aquino (1999) e Ferron (1999), ela retraiu rapidamente até 2023. Essa feição submarina pode estar relacionada à PIG, uma vez que, nas proximidades há registros para a geleira Lange de sua frente em 1950 estar em posição semelhante ao final da PIG.

As demais geleiras alimentadas pelo campo de gelo *Kraków*, *Rybak* e *Penderecki*, voltadas para a BA, apresentam término misto, em setores mais baixos apresentam término marinho e naqueles mais elevados, a frente está ancorada em altos topográficos. Ambas ocupavam as pequenas reentrâncias próximas a costa até a década de 1950, evidenciado por bancos morânicos. Se elas apresentam o comportamento semelhante a geleira Lange, a frente glacial estava aproximadamente nessas posições durante a PIG.

Há tendência de aumento na frequência de temperaturas extremas quentes e frias em todo o continente antártico, incluindo a região da IRG, no período entre 1979-2019 (TURNER *et al.*, 2021). A ocorrência de altas temperaturas diárias estão relacionadas aos eventos transitórios de advecção quente. Há evidências consistentes que atribuem o aumento global de temperaturas atmosféricas ao aumento dos gases de efeito estufa (TURNER *et al.*, 2021).

Assim, verifica-se que, posteriormente a meados do século XX, especificamente entre 1950 e 1970, as geleiras têm apresentado retração frontal significativa, respondendo ao aumento de temperatura do ar e possivelmente a perda de *pinning point*. As geleiras Ecology e Wanda apresentaram menor retração frontal em comparação às demais. Ambas estavam com sua frente no mar em condições batimétricas rasas próximas a costa e ancoradas em bancos morânicos, os quais, atualmente represam as lagunas frontais à essas geleiras. Enquanto as geleiras Dobrowolski e Lange estavam com suas frentes ancoradas em setores marinhos mais profundos, dessa forma sua retração foi mais rápida. O recuo glacial ocorre mais rapidamente quando a frente da

mesma está ancorada em áreas marinhas profundas (CARLSEN *et al.*, 2003), concordando com os estudos de Błaszczyk, Jania e Kolondra (2013) que apontam para o aumento das taxas de recuo das geleiras quando ancoradas em maiores profundidades marinhas.

No período entre 1970 e 2000, as geleiras Ecology, Wanda e Dobrowolski aumentaram sua retração, exceto a geleira Lange que diminuiu sua retração, possivelmente por estar ancorada em *pinning point* em sua margem lateral. E para 2000 a 2023 o processo de retração foi contínuo, mas com uma desaceleração para a geleira Lange.

Observa-se que as geleiras com término terrestre ou misto apresentam menores declividades médias ao longo do seu eixo central, como por exemplo as geleiras Baranowski e Ecology, Wanda e Viéville. As geleiras maiores com término marinho, como a Lange apresentam menor declividade média ao longo do seu eixo central se comparadas àquelas menores, como Dobrowolski e Stenhouse que também possuem maiores declividades na sua frente (Tabela 5).

Geleira	Comprimento atual (km)	Orientação	Tipo de término	Área (km ²)	Altitude máxima (m)	Declividade média do eixo central
Dobrowolski	2,2	sul	Marinho	9	665	23,8°
Stenhouse	4,3	oeste	Marinho	9,9	564	28,6°
Lange	6	sul	Marinho	29,5	587	12°
Viéville	3,5	sudoeste	Misto	21,9	355	5,46°
Ecology	4	nordeste	Misto	5,9	426	6,9°
Baranowski	3,6	leste	Terrestre	3,5	403	8,1°
Wanda	1,3	norte	Terrestre	1,7	318	11,4°

Tabela 5 – Informações referentes à algumas geleiras da área de estudo.

As geleiras Baranowski, Ecology, Viéville e Wanda, situadas no bloco *Warszawa*, apresentam maiores declividades médias ao longo do seu eixo central e estão situadas em litologias semelhantes. Já as geleiras com maiores declividades (e.g. Dobrowolski, Stenhouse e Lange) estão situadas no bloco Barton. Dessa forma, salienta-se que o substrato rochoso tem papel importante nas características das geleiras, condicionando sua orientação e declividade e estas, por sua vez, interferem a taxa de perda de massa com o tempo diante do input climático. O papel da declividade do substrato rochoso e na língua frontal das geleiras e nas taxas de desprendimento de gelo como condicionante das taxas de retração ao longo do tempo é demonstrado por Błaszczyk; Jania; Kolondra (2013).

O substrato rochoso e a unidade litológica explicam as diferenças de declividade ou a área que uma geleira pode ocupar dentro de um vale na área de estudo. Como as

geleiras Krak e Dobrowolski, por exemplo, estão encaixadas em um vale com paredes altas, essas ocupam uma área menor do que as localizadas em vales mais amplos (e.g. geleiras Ecology e Viéville) e por isso também são mais compridas. Quando comparados as recentes décadas, a retração frontal e perda de espessura frontal das geleiras Krak e Dobrowolski foi maior do que da Ecology e Viéville.

Além do fator estrutural, climatológico, geometria do fiorde e embasamento rochoso, a elevação do campo de gelo que alimenta a bacia da geleira pode explicar os contrastes entre a perda de espessura glacial das geleiras. Por exemplo, a geleira Lange, perde menos espessura que a geleira Ecology, pois a primeira é alimentada pelo campo de gelo Arctowski que possui maior elevação da altitude da linha de neve e maior área de acumulação que o campo de gelo *Warszawa*, que alimenta a segunda.

A geleira Dobrowolski, durante a PIG e até a década de 1970 tinha um grande comprimento, era alimentada por um campo de gelo de alta elevação e os *pinning points* auxiliavam na estabilização de sua frente. Posteriormente, a perda de ancoragem levou a geleira a responder a tendência de aumento de temperatura atmosférica e oceânica com a rápida retração. Ademais, atualmente essa geleira tem alta declividade, baixos valores de comprimento e área, término marinho e está numa área com tendência à diminuição do gelo marinho (PURICH *et al.*, 2023).

Para a PIG, a geleira Stenhouse tinha maior comprimento e estava ancorada em uma profundidade de aproximadamente 70 m, alimentada por um campo de gelo com grande área de acumulação. Com o recuo frontal, a geleira perdeu massa e estabilizou em pontos de ancoragem submarino (altos rochosos) e subaéreos, em *O'Connor Rock*. Diferentemente da geleira Wanda que tinha menor comprimento durante a PIG e estava com sua frente ancorada em área rasa (-8 m), próxima à costa, esta tinha um perfil menos íngreme, fazendo com que retraísse menos. A partir do momento que ela se torna de término em terra, passa a perder mais espessura, pois é alimentada por campo de gelo de menor elevação máxima.

A retração glacial nas recentes décadas foi influenciada pela topografia do fiorde. A frente das geleiras Lange e Viéville, por exemplo, esteve em um contexto de menor batimetria e de paredes do vale adjacentes de menor elevação quando comparada a com as geleiras Goetel, Ajax, Stenhouse e Krak. O modo de retração nas recentes décadas foi influenciado pela topografia do fiorde.

Algumas geleiras como Lange e Stenhouse podem ter passado por um momento *surge*, como é evidenciado em geleiras no arquipélago de Svalbard por Błaszczyk;

Jania; Kolondra (2013). Depois de perderam massa por altas taxas de desprendimento de gelo em maiores batimetrias, a retração para partes mais rasas do fiorde fez com que sua frente se estabilizasse mais e a retração tenha desacelerado.

5. LIMITAÇÕES DO DADO BATIMÉTRICO INTEGRADO AO SUBAÉREO

Os dados de batimetria da BA foram integrados aos modelos digitais de elevação subaéreos, como o TanDEM-X, REMA2, REMA8, além do modelo GEBCO usado para corrigir imperfeições do ambiente submarino próximo às geleiras Ecology, Lange e Viéville (Figura 50). O dado gerado, apresenta algumas áreas de incoerências, especialmente próximo à costa leste e oeste da BA, Mackellar e Ezcurra, ele suavizou o relevo dessas áreas. Um exemplo de imperfeições do modelo integrado são os valores mínimos de profundidade do setor subaéreo (-95m) (Tabela 1).

O modelo digital de elevação integrado apresenta áreas coerentes, com continuidade entre os ambientes subaéreos e submarinos, por exemplo, na porção lateral à geleira Dragon (50a). Enquanto na lateral da geleira Ecology observa-se incoerência no setor submarino com picos inexistentes (50c). No ambiente submarino frontal à geleira Krak o dado integrado apresenta elevações incoerentes, com formato de degraus, indicando que não são feições de relevo e sim erros do modelo (Figura 50b).

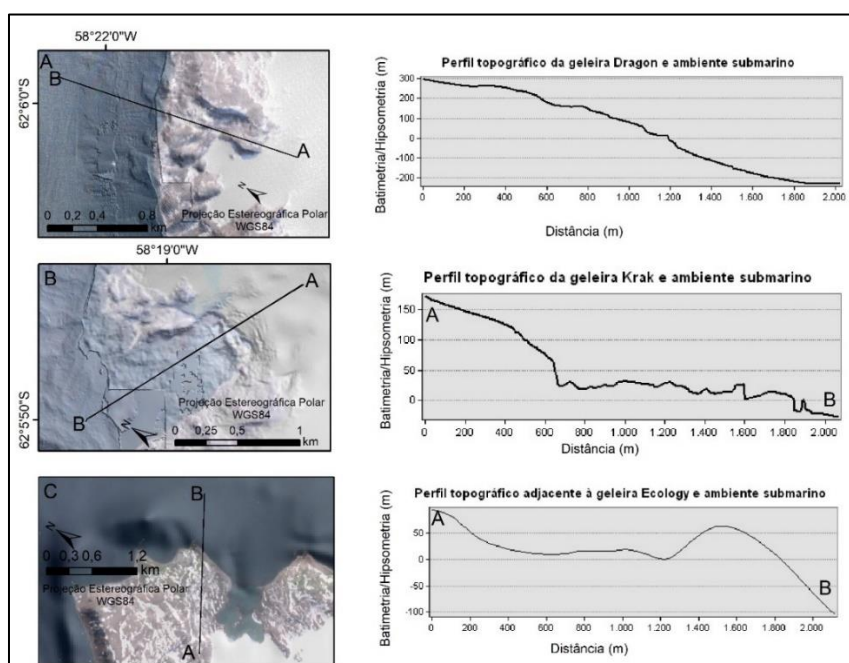


Figura 50 - Figura com perfis topográficos mostrando a continuidade do dado topobatimétrico para os setores subaéreos e submarinos lateral à geleira Dragon (A), em frente à geleira Krak (B) e lateral à geleira Ecology (C). A letra A no perfil topográfico indica seu início e a letra B indica seu término.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geomorfológico integrado revelou características do paleofluxo glacial que ocupava a BA, como períodos de retração acelerado, períodos longos de estabilização glacial frontal, direção do fluxo glacial, regime termal basal, mudança na elevação superficial e na dinâmica glacial.

Foi possível identificar diferenças geomorfológicas nos ambientes de sedimentação moderna, proximal, medial e distal. Nos setores medial e distal, o vale do fiorde é amplo em relação ao setor proximal e os vales do setor subaéreo. Distal não há bancos morânicos, enquanto em medial há quatro bancos morânicos proeminentes, representando momentos que o paleofluxo glacial tinha maior espessura que as geleiras atuais. O BM 8, no ambiente proximal, pode ser contemporâneo àquele formado no setor medial nas proximidades da geleira Viéville. No setor proximal, nas enseadas Mackellar e Ezcurra não foram identificados bancos morânicos, esse fato deve-se à baixa qualidade do modelo digital de elevação integrado, que apresentou incoerências especialmente para áreas próximas à costa. Já a enseada Martel há BM1 que representa a posição da geleira Dobrowolski no último período de maior estabilização, durante a PIG. Próximo às geleiras que fluem para a enseada Martel há bancos morânicos menores, descontínuos e espaçados entre si, indicando rápido recuo das geleiras nas últimas décadas.

As enseadas têm grande influência dos processos glacialmarinhos e movimentos de massa relacionados à margem e altos topográficos nas áreas adjacentes ao fiorde.

O setor subaéreo, livre de gelo, apresenta feições de relevo bem preservadas marginais e proximais a frente glacial. Nos ambientes proglaciais é possível identificar setores expostos há mais tempo, que apresentam relevo mais estável e feições que perdem sua continuidade no mar, como as morainas latero-frontais. Há canais de degelo que fluem do subaéreo para o ambiente submarino proximal, transportando sedimentos e água doce vinda das geleiras.

Os dados sedimentológicos mostraram diferentes informações sobre as feições de relevo onde foram coletadas, como o tipo de transporte, grau de selecionamento e arredondamento, por exemplo. Foram importantes para interpretar as feições de relevo da área de estudo e juntamente com as observações, durante o trabalho de campo, foram fundamentais para validação do mapeamento geomorfológico.

No ambiente submarino há feições deposicionais que evidenciam mudanças nas geleiras pontos de ancoragem de antigas frentes glaciais: a) medial há menos formas de relevo, porém os bancos morânicos encontrados são mais proeminentes, b) em relação ao ambiente proximal, há bancos morânicos, BM1, BM3 e BM4, indicando maiores períodos de estabilização e espessura glacial, c) no setor distal não foram verificados bancos morânicos, somente lineações glaciais que indicam um fluxo ativo para a geleira de descarga.

Os produtos geomorfométricos integrados possibilitaram analisar e comparar as diversas bacias de drenagem glaciais que compõem a área de estudo. Estes parâmetros foram base para compreender comportamentos semelhantes ou distintos entre as geleiras, além de auxiliar na identificação de feições de relevo de interesse e estabelecer a cronologia dos ambientes.

Através dos registros geomorfológicos, datações preexistentes e informações acerca das flutuações de longa escala de tempo nas anomalias de temperatura atmosférica no Holoceno, foi possível reconstruir as principais fases de estabilizações e avanços frontais do paleofluxo glacial que ocupou a BA no início do Holoceno:

a) Em 9000 anos AP: uma paleogeleira de descarga possuía a sua frente ancorada na saída da BA, próximo à quebra da plataforma, e fluía na orientação N-S;

b) 9000 anos AP até 7000 anos AP: a paleogeleira retraiu até o setor medial do atual fiorde, estabilizou sua frente em 8000 e em 7000 no mesmo ponto e formou um banco morânico proeminente (BM10), respondendo a uma tendência a resfriamento atmosférico para a IRG e refletindo a topografia e influenciada pela característica topográfica do fiorde (Falha Ezcurra);

c) 7000 anos AP a 3500 anos AP: o paleofluxo glacial retraiu até a entrada das enseadas Ezcurra, Mackellar e no setor mais profundo da Martel, formando um banco morânico durante um avanço e estabilização (BM7).

d) 3500 anos AP a 2600 anos AP: o paleofluxo glacial fluiu para o interior das enseadas;

e) 2600 a 1200 anos AP: as áreas rasas do fiorde ficaram livres de gelo;

f) 1200 anos AP até a PIG, acredita-se que as frentes glaciais não mudaram significativamente sua posição na geleira Dobrowolski e Goetel, já para Stenhouse e Ajax a retração foi mais rápida; na península Keller as geleiras de circo ocuparam seu vale na PIG, nas enseadas Ezcurra, Mackellar, nas margens leste e oeste da BA as geleiras ocuparam as reentrâncias próximas à costa;

g) Posterior à PIG: muitas geleiras permaneceram em posições semelhantes até meados do século XX;

h) a partir da década de 1950 até 2023: a retração glacial foi mais acelerada, há bancos morânicos menores, lineações glaciais e no setor subaéreo há feições de relevo deposicionais, formas glaciofluviais e erosivas.

A precipitação e a temperatura atmosférica são elementos importantes que condicionam o comportamento das geleiras ao longo dos anos, como seu avanço, recuo e o tempo que duram. As informações acerca da variabilidade climática durante o Holoceno para a península Antártica, evidencia que a IRG passou por eventos de aquecimento e resfriamento. E os períodos de longa estabilização frontal, reflexo de longos períodos de resfriamento, estão registrados no ambiente submarino através de extensos bancos morânicos.

Destaca-se que a profundidade da linha de aterramento da geleira, no fiorde, condiciona a perda de massa glacial. As geleiras aterradas em áreas de maior batimetria e largura no fiorde retraem mais rápido, evidenciado pelos bancos morânicos menores ou inexistentes, em comparação com aquelas ancoradas em áreas rasas e em vales mais estreitos.

É relevante aumentar as datações de registros sedimentares para a BA para ser possível detalhar precisamente as flutuações das frentes glaciais da BA e as enseadas anteriores à década de 1950. E realizar um levantamento batimétrico das enseadas Mackellar e Ezcurra, as quais podem guardar feições de relevo preservadas que revelem informações acerca do passado dessas áreas e assim possibilitar uma comparação entre os ambientes da cabeceira da BA e com outras enseadas nas proximidades.

REFERÊNCIAS

ABRAM, N.J.; MULVANEY, R.; WOLFF, E.W.; TRIEST, J.; KIPFSTUHL, S.; TRUSEL, L.D.; VIMEUX, F.; FLEET, L.; ARROWSMITH, C. Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 5, p. 404-411, 2013.

AJVAZI, B.; CZIMBER K. A comparative analysis of different DEM interpolation methods in GIS: case study of Rahovec, Kosovo. **Geodesy and Cartography**, v. 45, n. 43-48, 2019.

ANGIEL, P.J.; DAŹSKI, M. Lichenometric ages of the little ice age moraines on King George Island and of the last volcanic activity on Penguin Island (West Antarctica). **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 94, n. 3, p. 395-412, 2012.

AQUINO, F.E. **Sedimentação moderna associada à geleira de maré Lange, ilha Rei George, Antártica**. Porto Alegre - RS: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. 106 p. 1999.

- ARNDT, J.E.; EVANS J. Glacial lineations and recessional moraines on the continental shelf of NE Greenland. *Geological Society Memoirs*, v. 46, p. 263-264, 2016.
- BALLANTYNE, C.K. Glacial landforms, ice sheets: Trimlines and palaeonunataks. **Encyclopedia of Quaternary Science**, p. 892-903, 2007.
- BATCHELOR, C.L.; DOWDESWELL, J.A.; RIGNOT, E. Submarine landforms reveal varying rates and styles of deglaciation in North-West Greenland fjords. **Marine Geology**, v. 402, p. 60-80, 2018.
- BENN, D.I.; BALLANTYNE, C.K. Reconstructing the transport history of glaciogenic sediments – a new approach based on the covariance of clast form indices. **Sedimentary Geology**, v. 91, p. 215-227, 1994.
- BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. **Glaciers and glaciation**. 2a ed. London: Hodder Education, 2010. 802p.
- BENNETT M.R.; GLASSER, N.F. **Glacial geology – ice sheets and landforms**. England: John Wiley & Sons Ltd. 1996. 364 p.
- BENTLEY, M. J.; FOGWILL, C.J.; KUBIK, P. W.; SUGDEN, D. E. Geomorphological evidence and cosmogenic $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. **Geological Society of America Bulletin**, v. 118, n. 9-10, p. 1149–1159, 2006.
- BIANCHI, T.S.; ARNDT, S.; WILLIAN, E.N.A.; BENN, D.I.; BERTRAND, S.; CUI, X.; FAUST, J.; KOZIOROWSKA-MAKUCH, J.; CHRISTOPHER, M.M.; SAVAGE, C.; SMEATON, C.; SMITH, R.; SYVITSKI, J. Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). **Earth Science Review**, v. 203, p. 103145, 2020.
- BIRKENMAJER, K. Geology of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands) — An outline. **Polish Polar Research**, v. 1, n. 1, p. 29-54, 1980.
- BIRKENMAJER K. Pre-Quaternary glaciations of West Antarctica: Evidence from the South Shetland Islands. **Polish Polar Research**, p. 5 n. 3-4 p. 319 – 329, 1985.
- BŁASZCZYK, M.; JACEK, J.; KOLONDRÁ, L. Fluctuations of tidewater glaciers in Hornsund Fjord (Southern Svalbard) since the beginning of the 20th century. **Polish Polar Research**, 34. 327–352. 2013.
- BREMER, U.F. **Morfologia e bacias de drenagem da cobertura de gelo da ilha Rei George, Antártica**. Dissertação (Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 117p. 1998.
- BREMER, U.F.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C.; Teledetecção de mudanças nas bacias de drenagem do gelo da ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 37-48, 2004.
- BRINKERHOFF, D.; TRUFFER, M.; ASCHWANDEN, A. Sediment transport drives tidewater glacier periodicity. **Nature Communications**, v.8, n. 1, p. 90–98. 2017).
- CARLSEN M.; HAGEN J.O.; LØNNE I. Glacier front retreat in Van Keulenfjorden, Svalbard, during the last 100 years. In: S. Bondevik, M. Hald, E. Isaksson, N. Koc and T. Vorren (eds) 33rd **Annual Arctic Workshop Polar Environmental Centre**, Tromsø, Norway, 3–5 April 2003. Norsk Polarinstittutt Internrapport 13: 63 pp. 2003.
- CARR, J. R.; STOKES, C.; VIELI, A. 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.
- CASALBORE, D. Volcanic Islands and Seamounts. In: MICALLEF, A.; KRASTEL, S.; SAVINI, A. (Eds.). **Submarine Geomorphology**. Springer Geology, p. 333-347, 2018.
- CAREY, S. Volcaniclastic sedimentation around island arcs. In: SIGURDSSON H. (Ed). **Encyclopedia of volcanoes**. Academic Press, San Diego, p. 627–642, 2000.

- CHANDLER, B.M.P.; EVANS, D.J.A.; CHANDLER, S.J.P.; EWERTOWSKI, M.W.; LOVELL, H.; ROBERTS, D.H.; SCHAEFER, M.; TOMCZYK, A.M. The glacial landsystem of Fjallsjökull, Iceland: Spatial and temporal evolution of process-form regimes at an active temperate glacier. **Geomorphology**, v. 361, 2020.
- CLARK, C.D.; TULACZYK, S.M.; STOKES, C.R.; CANALS, M. A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. **Journal of Glaciology**, v. 49, p. 240–256, 2003.
- DĄBSKI, M.; ZMARZ, A.; RODZEWICZ, M.; KORCZAK-ABSHIRE, M.; KARSZNIA, I.; LACH, K.M.; RACHLEWICZ, G.; CHWEDORZEWSKA, K.J. Mapping Glacier Forelands Based on UAV BVLOS Operation in Antarctica. **Remote Sensing**, v. 12, n. 4, 2020.
- DLR TerraSAR-X. Germany's radar eye in space. Disponível em: http://www.dlr.de/dlr/en/desktopdefault.aspx/tabid-10377/565_read-436/#gallery/350. Acesso em: 29/06/2019.
- DOWDESWELL, J.A.; OTTESEN, D.; RISE L. Flow-switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. **Geology**, v. 34, p. 313–316, 2006.
- DOWDESWELL, J.A.; OTTESEN, D.; NOORMETS R. 2016. Submarine slides from the walls of smeerenburg fjorden, NW Svalbard. In: Dowdeswell JA *et al.* (Eds), **Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient**. vol. 46. Geological Society, London, Memoirs, p. 105-106.
- DZIEMBOWSKI, M.; BIALIK, R.J. The Remotely and Directly Obtained Results of Glaciological Studies on King George Island: A Review. **Remote Sensing**, v. 14, n. 12, p. 2736. 2022.
- EIDAM, E.F.; SUTHERLAND, D.A.; DUNCAN, D.; KIENHOLZ, C.; AMUNDSON, J.M.; MOTYKA, R.J. Morainal bank evolution and impact on terminus dynamics during a tidewater glacier stillstand. **Journal of Geophysical Research Earth Surface**. 2020.
- EVANS, J.A.; PUDSEY, C.J.; Ó COFAIGH, C.; MORRIS, P.; DOMACK, E. Late Quaternary glacial history, flow dynamics and sedimentation along the eastern margin of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, p.741–74. 2005.
- FERRON, F.A.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E.; SETZER, A.W. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 155-169, 2004.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Petrol Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal Sedimentology**, v.3, n. 27, p.3-26. 1957.
- FOWLER, A.C. The instability theory of drumlin formation applied to Newtonian viscous ice of finite depth. **Proceedings of the Royal Society**, London. 2010.
- FRANCELINO, M.R. **Geoprocessamento aplicado ao monitoramento ambiental da Antártica Marítima: Solos, geomorfologia e cobertura vegetal na península Keller**. Viçosa-MG: Universidade Federal de Viçosa. Tese de doutorado. 114 pg. 2004.
- GARCÍA, M.; DOWDESWELL, J.A.; NOORMETS, R.; HOGAN, K.A.; EVANS, J.; Ó COFAIGH, C.; LARTER, R.D. Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behavior since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 153, p. 122–138, 2016.
- GLIMS. Global Land Ice Measurements from Space. Available in: <http://www.glims.org/> Acesso in:15/01/2021.
- GREENWOOD, S.L.; CLARK, C.D. Reconstructing the last Irish Ice Sheet 2: a geomorphologically-driven model of ice sheet growth, retreat, and dynamics. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, n. 27, p. 3101-3123, 2009.
- GRIBENSKI, N.; JANSSON, K.N.; LUKAS, S.; STROEVEN, A.P.; HARBOR, J.M.; BLOMDIN, R.; IVANOV, M.N.; HEYMAN, J.; PETRAKOV, D.A.; RUDOY, A.; CLIFTON,

T.; LIFTON, N.A.; CAFFEE, M.W. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai. **Quaternary Science Reviews**, v. 149, p. 288–305, 2016.

GRUBER, N.L.S. **Contribuição ao estudo da sedimentação glaciomarinha da Baía do Almirantado e Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de mestrado, UFRGS, Porto Alegre, 179 p. 1989.

HAMBREY, M. **Glacial Environments**. London: CRC Press. 1994. 304 p.

HJORT, C.; INGOLFSSON, O.; BJÖRCK, S. The last major deglaciation in the Antarctic Peninsula region. A review of recent Swedish Quaternary research. In: YOSHIDA, Y.; KAMINUMA, K.; SHIRAIISHI, K. (Eds.). **Recent Progress in Antarctic Earth Science**. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1992, p.741–743.

HUBBARD, B.; GLASSER, N. **Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology**. England: John Wiley & Sons Lda, 412p. 2005.

HUGHES, A.L.; CLARK, C.D.; JORDAN, C.J. Flow-pattern evolution of the last British Ice Sheet. **Quaternary Science Reviews**, v. 89, p. 148-168, 2014.

INGÓLFSSON, O.; HJORT, C.; BJÖRCK, S.; SMITH, R. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. **Boreas**, v. 21, n. 3, p. 198–222, 1992.

KEJNA, M.; ARAZNY, A.; SOBOTA, I. Climatic change on King George Island in the years 1948 – 2011. **Polish Polar Research**, v. 34, n. 2, p. 213-235, 2013.

KREZMER, K.; DAŃSKI, M.; ZMARZ, A. Terrestrial Signature of a Recently-Tidewater Glacier and Adjacent Periglaciation, Windy Glacier (South Shetland Islands, Antarctic). **Frontiers in Earth Science**, v. 9, 2021.

LEE, J.R.; RAYMOND, B.; BRACEGIRDLE, T.J.; CHADÈS, I.; FULLER, R.A.; SHAW, J.D.; TERAUDS, A. Climate change drives expansion of Antarctic ice-free habitat. **Nature**, n. 547, p. 49–54, 2017.

LIVINGSTONE, S.J.; STORRAR, R.D.; HILLIER, J.K.; STOKES, C.R.; CLARK, C.D.; TARASOV, L. An ice-sheet scale comparison of eskers with modelled subglacial drainage routes. **Geomorphology**, v. 246, p. 104-112, 2015.

LORENZ, J.; ROSA, K.K.; PETSCH, C.; PERONDI, C.; IDALINO, F.; AUGER, J.; VIEIRA, R.; SIMÕES, J.C. Short-term glacier area changes, glacier geometry dependence, and regional climatic variations forcing, King George Island, Antarctica. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 2023. No prelo.

MAGRANI, F. **Caracterização sedimentar glaciomarinha da deglaciação da BA desde o Último Máximo Glacial, arquipélago das Shetlands Do Sul, Antártica**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense, 198 p. 2014.

MAGRANI, F.; AYRES-NETO, A.; VIEIRA, R. Glaciomarine sedimentation and submarine geomorphology in Admiralty Bay, South Shetland Islands, Antarctica. **IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium**, Rio de Janeiro, 2015.

MARTINEZ–MACCHIAVELLO J.C.; TATUR, A.; SERVANT–VILDARY S.; DEL VALLE, R. Holocene environmental change in a marine–estuarine-lacustrine sediment sequence, King George Island, South Shetland Islands. **Antarctic Science**, n. 8, p. 313–322, 1996.

MATSUOKA, K.; SKOGLUND, A.; ROTH G. 2018. Quantarctica [Dataset]. Norwegian Polar Institute.

MÄUSBACHER, R.; MÜLLER, J.; MUNNICH, M.; SCHMIDT, R. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p. 219-234, 1989.

MICALLEF, A.; KRASTEL, S.; SAVINI, A. (Eds.). **Submarine geomorphology**. Springer Geology. 2018. 552p.

- MOTYKA, R.J.; CASSOTTO, R.; TRUFFER, M.; KJELDSSEN, K.K.; VAN, A.S.D.; KORSGAARD, N.J.; FAHNSTOCK, M.; HOWAT, I.; LANGEN, P.L.; MORTENSEN, J., LENNERT, K. Asynchronous behavior of outlet glaciers feeding Godthabsfjord (Nuup Kangerlua) and the triggering of Narsap Sermia's retreat in SW Greenland. **Journal of Glaciology**, v. 63, n. 238, p. 288–308, 2017.
- MULVANEY, R.; ABRAM, N.J.; HINDMARSH, R.C.A.; ARROWSMITH, C.; FLEET, L.; TRIEST, J.; SIME, L.C.; ALEMANY, O.; FOORD, S. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. **Nature**, v. 489, n. 7414, p.141-144, 2012.
- NITSCHKE, F.O.; GOHL, K.; LARTER, R.; HILLENBRAND, C.D.; KUHN, G.; SMITH, J.; JACOBS, S.; ANDERSON, J.; JAKOBSSON M. Paleo ice flow and subglacial meltwater dynamics in Pine Island Bay, West Antarctica. **The Cryosphere**, v. 6, p. 4267–4304, 2012.
- Ó COFAIGH, C.; DAVIES, B.J.; LIVINGSTONE, S.J.; SMITH, J.A.; JOHNSON, J.S. HOCKING, E.P.; HODGSON, D.A.; ANDERSON, J.B. BENTLEY, M.J.; CANALS, M. DOMACK, E.; DOWDESWELL, J.A.; EVANS, J.; GLASSER, N.F.; HILLENBRAND, C.; LARTER, R.D.; ROBERTS, S.J.; SIMMS, A.R. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Review**, v. 100, p. 87-110, 2014.
- OTTESEN, D.; DOWDESWELL, J.A. Assemblages of submarine landforms produced by tidewater glaciers in Svalbard. **Journal of Geophysical Research**, v. 111. 2006.
- OTTESEN, D.; DOWDESWELL, J.A. An inter-ice stream glaciated margin: submarine landforms and a geomorphic model based on marine-geophysical data from Svalbard. **GSA Bulletin**, v. 121, n. 11-12, p.1647–1665, 2009.
- PERONDI, C.; ROSA, K.K.; VIEIRA, R. 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, C.; ROSA, K.K.; MAGRANI, F.; PETSCH, C.; VIEIRA, R.; AYRES NETO, A.; SIMÕES, J.C. Paleoglaciological reconstruction and geomorphological mapping of Dobrowolski Glacier, King George Island, Antarctica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2023, no prelo.
- PETSCH, C.; PERONDI, C.; ROSA, K.K.; VELHO, L.F.; TRENTIN, R.; VIEIRA, R. Identificação de geofomas glaciais por análise visual e por análise de relevo: um comparativo entre sensores orbitais e VANT. **14ºSINAGEO**, Corumbá-MS. 2023.
- POST, A.; MOTYKA, R.J. Taku and LeConte glaciers, Alaska: Calving-speed control of late-Holocene asynchronous advances and retreats. **Physical Geography**, v. 16 n. 1, p. 59–82, 1995.
- POPE, A. Antarctica Bedmap2 [Dataset]. University of Edinburgh. 2017.
- PUDEŁKO, R.; ANGIEL, P.; POTOCKI, M.; JĘDREJEK, A.; KOZAK, M. Fluctuation of Glacial Retreat Rates in the Eastern Part of Warszawa Icefield, King George Island, Antarctica, 1979–2018. **Remote Sensing**, v. 10, n. 6, 2018.
- PURICH, A.; DODDRIDGE, E.W. Record low Antarctic sea ice coverage indicates a new sea ice state. **Commun Earth Environ**, v. 4, 314, 2023.
- RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S. The Maritime Antarctic Coastal Ecosystem of Admiralty Bay. **Polish Academy of Sciences**, p. 27-30, 1993.
- ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; FERNANDEZ, G.; SIMÕES, F. SIMOES, J.C. Glacial landforms and glaciological processes of the temperate Wanda Glacier, South Shetlands. **Investigaciones Geográficas**, v. 43, p. 3-16. 2011.
- ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; MENDES, J.R.C.; SOUZA, J.R.; SIMÕES, J.C. Compilation of geomorphological map for reconstructing the deglaciation of ice-free areas in the Martel inlet, King George Island, Antarctic. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, p. 181-187, 2013.

- ROSE, J. “Drumlins as part of a glacier bedform continuum”. **Drumlin Symposium**. Eds J. Menzies and J. Rose (Rotterdam: Balkena), 103–116. 1987.
- SETZER, A.W.O.; FRANCELINO, M.R.; SCHAEFER, C.E.G.R.; COSTA, L.V.; BREMER, U.F. Regime climático na Baía do Almirantado: relações com o ecossistema terrestre. In: SCHAEFER, C. (Ed.). **Ecossistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica Marítima**. Minas Gerais: Viçosa, p. 1–13, 2004.
- SHEPARD, F.P. Petrol nomenclature based on sand-sil-clay ratios. **Journal of Sedimentary Research**, v. 23, n. 3, p. 151-158. 1954.
- SILVA, A.B.; ARIGONY-NETO, J.; BICCA, C.E. Caracterização geomorfológica das geleiras da Península Antártica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, 2019.
- STEARNS, L.A.; HAMILTON, G.S.; VAN DER VEEN, C.J.; FINNEGAN, D.C.; O'NEEL, S.; SCHEICK, J. B.; LAWSON, D.E. Glaciological and marine geological controls on terminus dynamics of Hubbard Glacier, southeast Alaska. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 120, p. 1065–1081. 2015.
- STOKES, C.R.; CLARK, C.D. Ice stream shear margin moraines. **Earth Surface Process Landform**, v. 27, p. 547–558, 2002.
- STORRAR, R.D.; STOKES, C.R.; EVANS, D.J. Increased channelization of subglacial drainage during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. **Geology**, v. 42, n. 3, p. 239-242, 2014.
- SUGDEN, D.E.; DENTON, G.H.; MARCHANT, D.R. Subglacial meltwater channel systems and ice sheet overriding, Asgard Range, Antarctica. **Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography**, v. 73, p. 109-121, 1991.
- SUGDEN, D.E.; BALCO, G.; COWDERY, S. G.; STONE, J. O.; SASS, L. C. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. **Geomorphology**, 67, 317–34. 2005.
- SUGDEN, D.E.; BENTLEY, M.J.; Ó COFAIGH, O. Geological and geomorphological insights into Antarctic ice sheet evolution. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, v. 364, p.1607–1625. 2006.
- TATUR, A.; DEL VALLE, R.; BARCZUK, A. Discussion on the uniform pattern of Holocene tephrochronology in South Shetland Islands, Antarctica. **Polish Polar Studies, XXVI Polar Symposium**, p. 303- 321. 1999.
- TRUFFER, M.; MOTYKA, R.J. Where glaciers meet water: Subaqueous melt and its relevance to glaciers in various settings. **Reviews of Geophysics**, v. 54, p. 220–239. 2016.
- TRUSEL, L.D.; POWELL, R.D.; CUMPSTON, R.M.; BRIGHAM-GRETTE, J. Modern Glacimarine Processes and Potential Future Behaviour of Kronebreen and Kongsvegen Polythermal Tidewater Glaciers, Kongsfjorden, Svalbard. In: HOWE, J.A.; AUSTIN, W.E.N.; FORWICK, M.; PAETZEL, M. (Eds.). **Fjord Systems and Archives**. Geological Society Special Publications. n. 344. p. 89–102. London. 2010.
- TURNER, J.; HUA, L.; KING, J.; MARSHALL, G.; PHILLIPS, T.; BANNISTER, D.; COLWELL, S. Extreme Temperatures in the Antarctic. **Journal of Climate**, v. 34, n. 7, p. 2653–2668. 2021.
- WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for the clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377-392. 1922.
- WÖLFL, A.C.; WITTENBERG, N.; FELDENS, P.; HASS, H.C.; BETZLER, C.; KUHN, G. Submarine landforms related to glacier retreat in a shallow Antarctic fjord. **Antarctic Science**, v. 28, p. 475–486, 2016.
- YOON, H.H.; PARK, B.K.; KIM, Y.; KIM, D. Glaciomarine sedimentation and its palaeoceanographic implications along the fiord margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleocology**, n. 157, p. 189-211, 2000.

ZNÓJ, A.; CHWEDORZEWSKA, K.J.; ANDROSIUK, P.; CUBA-DIAZ, M.; GIEŁWANOWSKA, I.; KOC, J.; KORCZAK-ABSHIRE, M.; GRZESIAK, J.; ZMARZ, A. Rapid environmental changes in the Western Antarctic Peninsula region due to climate change and human activity. **Applied Ecology and Environmental Research**, n.15, p. 525–539, 2017.

CAPÍTULO VI: CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

ESSE CAPÍTULO APRESENTA AS CONCLUSÕES, LACUNAS DA PESQUISA E RECOMENDAÇÕES PARA PESQUISAS FUTURAS.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

No decorrer dessa tese, investigou-se a geomorfologia glacial da BA e nas áreas livres de gelo da IRG, a fim de reconstruir a evolução da frente do paleofluxo glacial que ocupava a área durante o Holoceno e comparar com as flutuações glaciais mais recentes. Avançou-se na compreensão da influência da geometria e geomorfologia do fiorde na retração e ancoragem glacial. Apoiados nas informações do sinal geomorfológico, nos dados de variação de temperatura, na sedimentologia e nas datações preexistentes para a área de estudo, foi estabelecida uma proposta de geocronologia dos ambientes, desde o mais distal até o marginal às geleiras (ambiente de sedimentação moderna), mostrando as diferenças geomorfométricas e geomorfológicas de cada setor.

A investigação em bibliografias publicadas em periódicos que continham dados paleoclimáticos da área de estudo e adjacências, como a baía de *Maxwell*, por exemplo, mostra que a maior parte dos dados relacionados às datações envolvem depósitos marinhos, praias elevadas e sedimentos lacustres, a maioria datados por radiocarbono e poucos depósitos morânicos datados por liquenometria.

Essa revisão sistemática da literatura mostrou que há poucas datações na BA, não permitindo uma reconstrução exata e detalhada da margem glacial. Realizar datações em pontos estratégicos da BA é fundamental, pois os fiordes registram momentos de modificações ambientais relacionadas às oscilações climáticas pretéritas, possibilitando reconstruir a sua paleoglacilogia, conhecer as mudanças ambientais e suas forçantes. Essa etapa da pesquisa foi importante devido às informações coletadas sobre a área de estudo e o comportamento glacial da IRG, visto que ir a campo para obter tais informações envolvem um processo logístico complexo.

A integração de modelos digitais de elevação, submarino e subaéreos, permitiu a geração de dados geomorfométricos integrados e mostrou o contraste geomorfológico existente entre os ambientes proximais e distais a atual margem glacial. A enseada Martel foi dividida em três ambientes submarinos, proximal, medial e distal. No ambiente distal, mais profundo e distal à atual margem glacial, há menos registros de feições de relevo em comparação a medial e proximal, os quais estão mais próximos e sofrem maior influência dos processos glaciais. O setor proximal apresenta bancos morânicos maiores e menos retrabalhados em comparação com medial e distal. Esse

fato se deve ao menor tempo de exposição aos processos sedimentológicos e marinhos que retrabalham as feições de relevo.

O ambiente subaéreo apresenta relação com o ambiente submarino através das geleiras, movimentos de massa e do aporte sedimentar transportado por fluxos de água de degelo. Dessa forma, observa-se que há uma continuação nos processos relacionados à geleira: quanto mais próximo a ela, mais dinâmico o ambiente, ao passo que, ao se distanciar de sua frente, o terreno tende a se estabilizar. Com a distância, as formas de relevo tendem a estar retrabalhadas ou suavizadas pela sedimentação proporcional ao maior tempo de exposição. O trabalho de campo permitiu visualizar as áreas proglaciais de algumas geleiras, presença de feições de relevo, canais de água de degelo, os quais são uma forma de transferência sedimentar do ambiente subaéreo para submarino. Ademais, os dados de interpretação sedimentológica e o trabalho de campo durante a OPERANTAR XXXVIII foram importantes para a verificação do mapeamento geomorfológico do ambiente subaéreo e de uma das feições submarinas.

Na enseada Martel, os registros morânicos demonstram que teve uma fase de estabilização da frente glacial durante a PIG. Esse momento é representado por bancos morânicos proeminentes, em relação aos mais modernos, formados posterior a meados do século XX. Essas fases de estabilização glacial foram seguidas por recuo mais rápido, evidenciado pelo maior espaçamento entre os bancos morânicos e o menor tamanho das feições de relevo. As lineações glaciais demonstram mudanças de orientação na direção de fluxo da geleira Dobrowolski nos últimos 2,6 mil anos AP. O registro geomorfológico, bem preservado e identificado visualmente na batimetria, da enseada Martel possibilitou compreender as características do paleofluxo glacial e o histórico de deglaciação da área com maior detalhamento.

Além da reconstrução das frentes do paleofluxo glacial em escala de milhares de anos e desde a PIG, a geomorfologia da área permitiu obter informações sobre o regime termal glacial através das lineações glaciais que são indicativos de fluxo glacial de base úmida. Também mostram que a geleira Dobrowolski apresentou mudança na direção de fluxo glacial de N-S, NNE-SSW para NE-SW, nas proximidades da geleira Dobrowolski.

A união de MDEs e a geração do dado integrado foi fundamental para a realização do mapeamento geomorfológico integrado para a BA e as áreas livres de gelo adjacentes a ele, na IRG. A geração dos produtos geomorfométricos contribuiu para a identificação de formas de relevo visualizadas em imagens de satélite e em trabalho de

campo. O mapeamento geomorfológico possibilitou reconstruir a paleoglaciologia do fiorde desde o início do Holoceno, evidenciar características relacionadas à retração acelerada ou a períodos de estabilização glacial frontal, e direção de fluxo glacial, de regime termal basal e estabelecer uma geocronologia das formas de relevo.

Com base na identificação visual das formas de relevo, observa-se uma diferenciação em cada um dos ambientes estabelecidos na BA. Nos ambientes formados entre o início do Holoceno e 2600 anos AP, as formas de relevo preservadas são os bancos morânicos (BM10, BM9 e BM7), que registram períodos maiores de estabilização do paleofluxo glacial. Nas laterais do fiorde (vale em U), há marcas de *gullies* e um canal de água de degelo subglacial. Já no ambiente formado posteriormente a 2600 até a PIG, que compreende as enseadas da BA, há diferenças na qualidade do MDE. Dessa forma, as enseadas Mackellar e Ezcurra não apresentam grande rugosidade, o que está relacionado à baixa resolução espacial do dado batimétrico, enquanto na enseada Martel há grande quantidade de feições de relevo deposicionais.

O ambiente deposicional moderno, posterior a PIG, envolve o setor submarino próximo à costa e áreas livres de gelo subaéreas. Como é próximo a atual margem glacial, ainda tem grande influência das geleiras e grande quantidade de formas de relevo, como bancos morânicos, lineações glaciais, cristas morânicas, eskers, flutings, além de formas glaciofluviais como lagos e lagunas e feições erosivas como canais de degelo e blocos *stoss and lee*. As informações trazidas pelos sedimentos forneceram informações sobre as feições de relevo, como tipo de transporte dos grãos, grau de arredondamento, presença de estrias, grau de selecionamento entre outras informações que permitem inferir qual é a geoforma encontrada.

A retração glacial no fiorde é condicionada pelas flutuações da temperatura atmosférica e oceânica, juntamente com a topografia do fiorde, entre outros. As geleiras aterradas em áreas de maior profundidade do fiorde retraem mais rápido, como é o caso das geleiras Stenhouse e Ajax, evidenciado pelos bancos morânicos menores ou inexistentes, em comparação com aquelas ancoradas em áreas rasas e em vales estreitos e com as paredes elevadas, como a geleira Dobrowolski.

Uma proposta de geocronologia das formas de relevo foi realizada mais detalhadamente para o paleofluxo que ocupava a enseada Martel desde a PIG. A geleira Dobrowolski apresentou quatro estágios de evolução em sua linha de aterramento, respondendo à variabilidade climática e condicionada pela geometria do fiorde.

Os registros geomorfológicos relacionados à PIG são bancos morânicos proeminentes. Essas grandes feições registram o último momento de maior estabilização da antiga frente glacial. Trata-se de um ponto de ancoragem em uma área mais rasa da enseada e com *pinning points* nas margens, contribuindo para o longo período de estabilização. Em direção à frente da geleira, há formas de relevo bem preservadas, com menor amplitude topográfica, registrando período de retração mais acelerada. Posteriormente à década de 2000, no ambiente submarino, são identificados bancos morânicos anuais, resultado do resfriamento ocorrido no início daquela década.

Para reconstruir o antigo comprimento das geleiras utilizamos o registro geomorfológico de bancos morânicos e cristas morânicas e para a paleosuperfície usamos o método de Gribenski *et al.* (2016). Observamos que as geleiras reduziram substancialmente sua superfície glacial após sair da condição influenciada por um *pinning point*. A reconstrução feita para as geleiras Ecology, Lange, Wanda e Dobrowolski mostrou que entre a PIG e meados do século XX as geleiras permaneceram em posições semelhantes, ancoradas em *pinning points*, que podem ser bancos morânicos ou altos topográficos. As geleiras analisadas perderam espessura e comprimento desde a PIG até 2014. Nesse período, a geleira Dobrowolski perdeu aproximadamente metade do seu comprimento. Nota-se que as geleiras que mais retraíram foram aquelas com término marinho (Lange e Dobrowolski). Os perfis topográficos mostraram-se importantes para ilustrar as informações de comprimento e espessura das geleiras e mostrar suas variações no tempo.

Futuros estudos sobre os depósitos de praias elevadas podem auxiliar na interpretação das observações sobre a extensão do fluxo de gelo apresentadas na tese e no maior entendimento da deglaciação recente nas áreas atualmente livres de gelo.

As fases de avanço, estabilizações e retrações do paleofluxo glacial que fluía na BA foram:

a) **Em 9000 anos AP:** A paleogeleira ocupava o fiorde, estando com sua frente ancorada no ambiente distal, fluindo na orientação N-S, em 630 m de profundidade. Nesse momento a temperatura média atmosférica era semelhante à atual. Com base nisso e nas lineações glaciais na saída do fiorde, infere-se que o paleofluxo glacial era rápido assim como a retração que estava respondendo ao aumento de temperatura, estava em altas profundidades em ambiente de vale não confinado. O regime termal basal era úmido, inferido com base na presença de lineações glaciais.

b) **9000 anos AP até 7000 anos AP:** O paleofluxo glacial que fluía de N-S, retraiu para o setor medial do fiorde. Entre 7000 anos AP há registros de diminuição da temperatura atmosférica e avanço glacial das geleiras da IRG, em 400 m de profundidade há um extenso banco morâinico que registra esse momento de avanço glacial e estabilização. Em 7000 anos AP as geleiras alimentadas pelos campos de gelo *Kraków* e *Warszawa* estavam ancoradas na parte mais profunda da BA. No setor medial não são encontradas pequenas feições de relevo como na enseada Martel.

c) **7000 anos AP a 3500 anos AP:** Ao perder o ponto de ancoragem, a 400 m de profundidade, o paleofluxo glacial alcança a entrada das enseadas Ezcurra e Mackellar e a porção mais profunda da enseada Martel (298m, BM7).

d) **3500 anos AP a 1200 anos AP:** O paleofluxo glacial fluiu para as áreas mais rasas das enseadas. Em 3500 anos há registro de evento neoglacial que está registrado pelo BM7. Há registro de datação para 1200 anos AP na enseada Martel, momento que as áreas rasas da BA tornaram-se mar aberto. As enseadas Mackellar e Ezcurra, alinhadas N-S e O-L, respectivamente, não apresentam relevo rugoso, o que se deve à baixa resolução do MDE, já a enseada Martel apresenta várias feições de relevo, como bancos morâinicos, eskers e lineações glaciais.

e) **1200 anos AP até meados do século XX:** Para esse período as frentes glaciais não mostraram grandes alterações para suas frentes. Durante a PIG, as geleiras de circo da península Keller ocupavam seus vales, nas enseadas Ezcurra, Mackellar e nas margens leste e oeste da BA as geleiras ocuparam as reentrâncias próximas à costa. Há registros para a geleira Lange que sua posição não mudou significativamente desde a PIG até a década de 1950. Dessa forma, infere-se que as geleiras em condições semelhantes, término marinho e ancoradas em áreas rasas, tiveram o mesmo comportamento, sem mudanças significativas de retração frontal nesse período. Diante disso, observa-se que as geleiras da IRG podem passar muitos anos respondendo a eventos de resfriamento e aquecimento atmosférico.

g) **Meados do século XX até 2023:** posteriormente a 1950 teve um aumento na temperatura média e as geleiras da IRG aumentaram suas taxas de retração, perdendo seu ponto de ancoragem. Referente a esse período, há bancos morâinicos menores, lineações glaciais e no setor subaéreo há feições de relevo deposicionais, formas glaciofluviais e erosivas.

No decorrer dos capítulos discorridos nessa tese foram apresentadas e discutidos resultados que permitiram desenvolver um modelo espaço-temporal mostrando a

reconstrução paleoglacial da BA e IRG desde 9000 anos AP, possibilitando avançar na compreensão de informações acerca do regime termal, direção e velocidade, *grounding line* e paleosuperfície e como a geometria do fiorde influencia na estabilização da frente glacial.

A reconstrução paleoglaciológica na enseada Martel mostrou a configuração espacial das formas de relevo deposicionais no fiorde e áreas adjacentes subaéreas livres de gelo, contribuindo para a compreensão dos momentos de avanços e retrações mais recentes (desde a PIG até os dias atuais).

Esta análise demonstrou as mudanças ambientais que ocorreram no passado, na área de estudo, suas forçantes e comparou com o cenário atual. Observou-se que, desde o início do Holoceno, a retração glacial frontal das geleiras da IRG ocorre, com diferentes taxas de retração ao longo do tempo, respondendo ao contexto ambiental, como as oscilações de temperatura atmosférica, e nesse caso elas podem responder aos resfriamentos ou aquecimento por um longo período, como por exemplo, a geleira Lange, que apresentou pouca mudança em sua frente desde o final da PIG até 1950. Além do fator climático, as geleiras tendem a retrair mais rapidamente quando com término marinho e ancoradas em altas profundidades e em vales estreitos e com encostas elevadas devido a taxa de desprendimento de gelo. O perfil declivoso da geleira, em direção à sua parte frontal, também influencia nas taxas de retração devido a maior velocidade de fluxo. Atualmente as geleiras analisadas apresentam maiores taxa de retração desde 1950, comparadas ao período PIG - meados do século XX. Além da tendência a aquecimento atmosférico e oceânico, o gelo marinho pode ter influenciado no comportamento das geleiras de desprendimento no mar.

Diante disso, os resultados obtidos nessa tese possibilitam comparar as diferentes bacias de drenagem glacial e comportamentos semelhantes e distintos das geleiras. Permitiu avançar na compreensão da cronologia dos ambientes e da continuidade dos processos proximais e distais à margem glacial atual e entender como a retração glacial é influenciada pela existência de pontos de ancoragem e a geometria do fiorde.

Para trabalhos futuros recomenda-se a realização de datações em pontos específicos para uma reconstrução paleoglaciológica mais precisa, além de mais coletas sedimentares na área de estudo. Também é importante, para preencher algumas lacunas desse trabalho, realizar um levantamento batimétrico das enseadas Mackellar e Ezcurra

para realizar comparações entre os ambientes e compreender o processo de deglaciação desses setores.

REFERÊNCIAS

- AMBINAKUDIGE, S.; JOSHI, K. Remote sensing of Cryosphere. In: ESCALANTE-RAMÍREZ, B. (Org.). **Remote Sensing-Applications**. Rijeka: Intech, p. 369-380, 2012.
- ANDERSON, J.B. **Antarctic Marine Geology**. Cambridge: Cambridge University Press. 1999. 289p.
- ANDRADE, A.M. **Delimitação de geoambientes na península Potter, ilha Rei George (Antártica Marítima), utilizando dados COSMO-SkyMed e QuickBird**. Dissertação. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 150 p. 2013.
- ANDRESEN, C.S.; STRANEO, F.; RIBERGAARD, M.H.; BJØRK, A.A.; ANDERSEN, T.J.; KUIJPERS, A.; NØRGAARD-PEDERSEN, N.; KJÆR, K.H.; SCHJØTH, F.; WECKSTRÖM, K.; AHLSTRØM, A.P. Rapid response of Helheim Glacier in Greenland to climate variability over the past century. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 37–41, 2011.
- ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J.C.; BREMER, U.F.; DANI, N. Perspectivas para o gerenciamento ambiental da Baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 15, p. 92–99, 2002.
- AQUINO, F.E. **Sedimentação moderna associada à geleira de maré Lange, ilha Rei George, Antártica**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. 106 p. 1999.
- ASSINE, M.L.; VESELY, F.F. Ambientes Glaciais. In: PEDREIRA DA SILVA, A.J.; ARAGÃO, A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. (Eds.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Ed. Beca, p. 24-51, 2008.
- ATCPs. Protocol on environmental protection to the Antarctic Treaty, With Annexes. **Polar Record**, v. 29, p. 256 – 275, 1993.
- BARIÓN, P.H.; ROBERTS, S.; SPIEGEL, C.; BINNIE, S.A.; WACKER, L.; DAVIES, J.; GABRIEL, I.; JONES, V.J. BLOCKLEY, S.; PEARSON, E.J.; FOSTER, L.; DAVIES, S.; ROLAND, T.; HOCKING, E.P.; BENTLEY, M.J.; HODGSON, D.A. HAYWARD, C.L.; MCCULLOCH, R.D.; STRELIN, J.A.; KUHN, G. Holocene deglaciation and glacier readvances on the Fildes Peninsula and King George Island (Isla 25 de Mayo), South Shetland Islands, NW Antarctic Peninsula. **The Holocene**, v. 33. 2023.
- BARRETT, P.J. The shape of rock particles, a critical review. **Sedimentology**, v. 27, p.291–303, 1980.
- BARTON, C.M. The geology of South Shetland Islands. III, The stratigraphy of King George Island. **British Antarctic Survey Report**, v. 44, p. 1-33, 1965.
- BENNETT M.R.; GLASSER, N.F. **Glacial geology – ice sheets and landforms**. England: John Wiley & Sons Ltd. 1996. 364 p.
- BENN, D.I.; BALLANTYNE, C.K. Reconstructing the transport history of glaciogenic sediments – a new approach based on the covariance of clast form indices. **Sedimentary Geology**, v. 91, p. 215-227, 1994.
- BENN, D.I.; WARREN, C.R.; MOTTRAM, R.H. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. **Earth Science Review**, v. 82, n. 3–4, p. 143–179, 2007.
- BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. **Glaciers and glaciation**. 2ª ed. London: Hodder Education. 2010. 802p.
- BENTLEY, M.J.; FOGWILL, C.J.; KUBIK, P.W.; SUGDEN, D.E. Geomorphological evidence and cosmogenic $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of

- the Antarctic Peninsula Ice Sheet. **Geological Society of America Bulletin**, v. 118, n. 9-10, p. 1149–1159, 2006.
- BIANCHI, T.S.; ARNDT, S.; WILLIAN, E.N.A.; BENN, D.I.; BERTRAND, S.; CUI, X.; FAUST, J.; KOZIOROWSKA-MAKUCH, J.; CHRISTOPHER, M.M.; SAVAGE, C.; SMEATON, C.; SMITH, R.; SYVITSKI, J. Fjords as Aquatic Critical Zones (ACZs). **Earth Science Review**, v. 203, p. 103145, 2020.
- BIRKENMAJER, K. Discovery of Pliocene glaciation on King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). **Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences**, v. 27, p. 59-67, 1980a.
- BIRKENMAJER, K. Geology of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands) — An outline. **Polish Polar Research**, v. 1, n. 1, p. 29-54, 1980b.
- BIRKENMAJER, K. Late Cenozoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). **Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences**, v. 30, p. 21–32, 1982a.
- BIRKENMAJER, K.; NAREBSKI, W.; NICOLETTI, M.; PETRUCCIANI, C. K–Ar ages of “Jurassic Volcanics” and “Andean” intrusions of King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). **Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences**, v. 30, n. 3–4, p. 121–13, 1982b.
- BIRKENMAJER, K. Cenozoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). **Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences**, v. 30, n. 1/2, p. 21-32, 1983.
- BIRKENMAJER, K. Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, west Antarctica: evaluation of data. In: THOMSON, M.R.A.; CRAME, J.A.; THOMSON, J.W. (Eds.). **Geological evolution of Antarctica**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 627-632, 1991.
- BIRKENMAJER, K. **Admiralty Bay, King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica. Geological map and Cross-sections 1:50,000**. Department of Antarctic Biology PAS, Warszawa. 2002.
- BIRKENMAJER, K. Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica): A geological monograph. **Studia Geologica Polonica**. v. 120, p. 5–73, 2003.
- BONADA, B.; ROSA, K.K.; ANDRADE, A.M. Caracterização Geomorfológica das Áreas Livres de Gelo em Resposta da Tendência de Retração da Geleira Polar Club, Península Potter, Ilha Rei George, Antártica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, p. 149-167, 2018.
- BORBOR-CORDOVA, M.J. Environmental Management at Admiralty Bay, Antarctic Special Managed Area, ASMA 1. 10.13140/RG.2.1.1028.1122. 2015
- BOULTON, G.S. Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. **Sedimentology**, v. 33, p. 677-698, 1986.
- BOULTON, G.S. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: DOWDESWELL, J. A.; SCOURSE, J. D. (Eds.). **Glacial Marine Environments: Processes and Sediments**. Geological Society, London, Special Publication 53, p. 15–52, 1990.
- BRAUN M.; SAURER H.; VOGT, S.; SIMOES J.C.; GROSSMANN H. The Influence of Large-scale Atmospheric Circulation on the Surface Energy Balance of the King George Island Ice. **International Journal of Climatology**, v. 21, p 21–36, 2001.
- BREMER, U.F.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J.C.; Teledeteção de mudanças nas bacias de drenagem do gelo da ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 37-48, 2004.
- CARRIVICK, J.L.; JAMES, W.H.M.; GRIMES, M.; SUTHERLAND. J.; LORREY, A. Ice thickness and volume changes across the Southern Alps, New Zealand, from the little ice age to present. **Scientific Reports**, v. 10, n. 1, p. 13392, 2020

- CHRISTOPHERSON, R.W. **Elemental Geosystems**, 6th ed., Prentice Hall. 2009. 640p.
- CLAPPERTON, C.M. Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area. **Quaternary Science Reviews**, v. 9, p. 229-252, 1990.
- CHANDLER, B.M.P.; EVANS, D.J.A.; CHANDLER, S.J.P.; EWERTOWSKI, M.W.; LOVELL, H.; ROBERTS, D.H.; SCHAEFER, M.; TOMCZYK, A.M. The glacial landsystem of Fjallsjökull, Iceland: Spatial and temporal evolution of process-form regimes at an active temperate glacier. **Geomorphology**, v. 361, 2020.
- COOKE, D.; HAYS, J.D. Estimates of Antarctic Ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. In: CRADDOCK, C. **Antarctic geoscience**. Madison, University of Wisconsin Press, p. 1017-1025, 1982.
- COOKE, R.U.; DOORNKAMP, J.C. **Geomorphology in Environmental Management: A New Introduction**. 2nd edition. Oxford, Clarendon. 1990.
- COWAN, E.A.; POWELL, R.D. Ice-proximal sediment accumulation rates in a temperate glacial fjord, southeastern Alaska. In: ANDERSON J.B.; ASHLEY G.M. (Eds.). **Glacial Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance**, Geological Society of America Special Paper 261, Boulder, CO, p. 75–93, 1991.
- COWAN, E.A.; CAI, J.; POWELL, R.D.; CLARK, J.D.; PITCHER, J.N. Temperate Glacimarine Varves: An Example from Disenchantment Bay, Southern Alaska. **Journal of Sedimentary Research**, v. 67, p. 536–549, 1997.
- CUFFEY, K.M.; CONWAY, H.; HALLET, B.; GADES, A.M.; RAYMOND, C.F. Interfacial water in polar glaciers and glaciers sliding at -17°C . **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 6, p. 751-754, 1999.
- CUFFEY, K.M.; PATERSON, W.S. **Physics of glaciers**. Oxford: Pergamon/Elsevier. 4^a ed. 2010. 704 p.
- DAVIES, B.J.; GLASSER, N.F.; CARRIVICK, J.L.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; NÝVLT, D. Landscape evolution and ice-sheet behavior in a semi-arid polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 381, n. 1, p. 353–395, 2013.
- DIOLAIUTI, G.; SMIRAGLIA, C. Changing glaciers in a changing climate: How vanishing geomorphosites have been driving deep changes in mountain landscapes and environments. **Geomorphologie: Relief, Processes, Environment**, v. 16, n. 2, p. 131-152, 2010.
- DOMACK, E. Climatic and oceanographic controls upon Antarctic fjord sedimentation: examples from the Antarctic Peninsula and South Shetlands Islands. **Antarctic Journal of States United**, v. 25, p. 59-60, 1990.
- DOMACK, E.W.; ISHMAN, S. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. **Geological Society of American Bulletin**, v. 105, p. 1175–1189, 1993.
- DOMACK, E.; FOSS, D.; SYVITSKI, J. Transport of suspended particulate matter in Antarctic fjord. **Marine Geology**, v. 121, p. 161-170, 1994.
- DOWDESWELL, J.A.; BAMBER, J.L. Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for seafloor scouring in the geological record. **Marine Geology**, v. 243, p. 120–131, 2007.
- DOWDESWELL, J.A.; OTTESEN, D.; EVANS, J.; Ó COFAIGH, C.; ANDERSON J.B. Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. **Geology**, v. 36, n. 10, p. 819-822, 2008.
- DOWDESWELL, J.A.; EVANS, J.; Ó COFAIGH, C. Submarine landforms and shallow acoustic stratigraphy of a 400 km-long fjord-shelf-slope transect, Kangerlussuaq margin, East Greenland. **Quaternary Science Reviews**, v. 29, n. 25-26, p. 3359–3369, 2010.

- DOWDESWELL, J.A.; VÁSQUEZ, M., Submarine landforms in the fjords of southern Chile: implications for glacial processes and sedimentation in a mild glacier influenced environment. **Quaternary Science Review**, v. 64, p. 1–19, 2013.
- DOWDESWELL, J.A.; OTTESEN, D.; NOORMETS, R. Submarine slides from the walls of Smeerenburgfjorden, NW Svalbard. In: DOWDESWELL, J.A.; CANALS, M.; JAKOBSSON, M.; TODD, B.J.; DOWDESWELL, E.K.; HOGAN, K.A. (Eds.). **Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient**. v. 46. p. 105–106, 2016.
- DYER, K. R. **Estuary – A Physical Introduction**. 2 ed. Londres: John Wiley, 1997. 195p.
- DYKE, A.S.; SAVELLE, J.M. Major end moraines of Younger Dryas age on Wollaston Peninsula, Victoria Island, Canadian arctic: implications for paleoclimate and for formation of hummocky moraine. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 37, p. 601–19, 2000.
- DZIEMBOWSKI, M.; BIALIK, R.J. The Remotely and Directly Obtained Results of Glaciological Studies on King George Island: A Review. **Remote Sensing**, v. 14, n. 12, p. 2736. 2022.
- EVANS, D.J.A. Glacial landsystems. Hodder–Arnold. 2003. 545 p.
- FASTOOK, J.L.; HUGHES, T.J. New perspectives on paleoglaciology. **Quaternary Science Reviews**, 80, 169–194, 2013.
- FERRON, F.A.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E.; SETZER, A.W. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 155-169, 2004.
- FRASER, N.J.; SKOGSETH, R.; NILSEN, F.; INALL, M.E. Circulation and exchange in a broad Arctic fjord using glider-based observations. **Polar Research**, v. 37, n. 1. 2018.
- FRETWELL, P.T.; HODGSON, D.A.; WATCHAM, E.; BENTLEY, M.J.; ROBERTS, S.J. Holocene isostatic uplift of the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, modelled from raised beaches. **Quaternary Science Review**, v. 29, p. 1880-1893, 2010.
- FUGAZZA, D.; ANTONELLA, S.; AZZONI, R.S.; D'AGATA, C.; DANIELE, C.B.; LUCA, M.; VENTURA, F.; SMIRAGLIA, C.; ADELE, S.G. Variations of Lys Glacier (Monte Rosa Massif, Italy) from the Little Ice Age to the Present from Historical and Remote Sensing Datasets. In: KANAO, M.; GODONE, D.; DEMATTEIS, N. (Eds.). **Glaciers and the Polar Environment**. 2020.
- GAMA JR, E.G.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S.; PÁDULA, E.K. Contribuição ao Estudo da Ressedimentação no Subgrupo Itararé: Tratos de Fácies e Hidrodinâmica Depositional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22. p. 228-236, 1992.
- GARCÍA, M.; DOWDESWELL, J.A.; NOORMETS, R.; HOGAN, K.A.; EVANS, J.; Ó COFAIGH, C.; LARTER, R.D. Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behavior since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 153, p. 122–138, 2016.
- GLASSER, N.F.; SCAMBOS T.A.; BOHLANDER J.; TRUFFER M.; PETTIT, E.; DAVIES, B.J. From ice-shelf tributary to tidewater glacier: continued rapid recession, acceleration and thinning of Röhss Glacier following the 1995 collapse of the Prince Gustav Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, v. 57, p. 397–406, 2011.
- GLASSER, N.F.; DAVIES, B.J.; CARRIVICK, J.L.; RODÉS, A.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; DOMACK, E. Ice-stream initiation, duration and thinning on James Ross Island, northern Antarctic Peninsula. **Reviews Quaternary Science**, v. 86, p. 78-88, 2014
- GONZÁLEZ-FERRAN, O. Antarctic volcanic hazard. **Korean Polar Reserach**, v. 2, n. 1, p 97-105, 1991.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SMITH, A. **Geological Time Scale 2004**. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1–589, 2004.

- GRIFFITH, T.W.; ANDERSON, J.B. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. **Marine Geology**, v. 85, p. 181-204, 1989.
- GROENEWEG, W.J.; BEUNGK, F.F. The petrography and geochemistry of the king george island supergroup and the Admiralty Bay group volcanics, south shetland islands. In J. López-Martinez (Ed.). **Geología de la Antártida Occidental**. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, p. 43-60, 1992.
- GRUBER, N.L.S. **Contribuição ao estudo da sedimentação glaciomarinha da Baía do Almirantado e Ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de mestrado, UFRGS, Porto Alegre, 179 p. 1989.
- HALL, B.L. Late-Holocene advance of the Collins ice cap, King George Island, South Shetland islands. **The Holocene**, v. 17, p. 1253-1258, 2007.
- HAMBREY, M. **Glacial Environments**. London: CRC Press. 1994. 304 p.
- HATTESTRAND, C.; KOLKA, V.; STROEVEN, A. The keiva ice marginal zone on the Kola peninsula, NW Rússia – a key component for reconstructing the paleoglaciology of the northeastern fennoscandian ice sheet. **Boreas**, 36 p. 352 – 370, 2007.
- HOWE, J.A.; PUDSEY, C.J. Antarctic circumpolar deep water: A Quaternary paleoflow record from the northern Scotia Sea, South Atlantic Ocean. **Journal of Sedimentary Research**, v. 69, 847–861, 1999.
- HOWE, J.A.; AUSTIN, W.E.N.; FORWICK, M.; PAETZEL, M.; HARLAND, R.; CAGE, A.G. Fjord systems and archives: a review. **Geological Society**, v. 344, p. 5-15, 2010.
- HOW, P.; SCHILD, K. M.; BENN, D. I.; NOORMETS, R.; KIRCHNER, N.; LUCKMAN, A.; VALLOT, D.; HULTON, N.R.; BORSTAD, C. Calving controlled by melt-under-cutting: detailed calving styles revealed through time-lapse observations. **Annals of Glaciology**, v. 60, n. 78, p. 20–31, 2019.
- HOWAT, I.M.; PORTER, C.; SMITH, B.E.; NOH, M.J.; MORIN, P. The Reference Elevation Model of Antarctica. **The Cryosphere**, v. 13, p. 665-674, 2019.
- HUBBARD, B.; GLASSER, N. **Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology**. England: John Wiley & Sons Lda, 412p. 2005.
- IPCC (*THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE*). Sexto relatório do IPCC e as regiões polares. 2023.
- JAEGER, J.M.; NITTRouer, C.A. A quantitative examination of modern sedimentary lithofacies formation on the glacially influenced Gulf of Alaska continental shelf. **Continental Shelf Research**, v. 26, p. 2178–2204, 2006.
- JOUGHIN, I.; SMITH, B.E.; SHEAN, D.E.; FLORICIOIU, D. Brief communication: further summer speedup of Jakobshavn Isbra. **Cryosphere**, v. 8, n. 1, p. 209–214, 2014.
- KEJNA, M.; ARAZNY, A.; SOBOTA, I. Climatic change on King George Island in the years 1948 – 2011. **Polish Polar Research**, v. 34, n. 2, p. 213-235, 2013.
- KIM, D.; KIM, D.Y.; KIM, Y.J.; KANG, Y.C.; SHIM, J.H. Downward fluxes of biogenic material in Bransfield Strait, Antarctica. **Antarctic Science**, v. 16, p. 227-237, 2004.
- KHIM, B.K.; YOON, H.I. Postglacial Marine Environmental Changes in Maxwell Bay, King George Island, West Antarctica. **Polar Research**, v. 22, n. 2, p. 341–353, 2003.
- KLEMAN, J.; HATTESTRAND, C.; STROEVEN, A.P.; JANSSON, K.J.; DE ANGELS, H.; BORGSTROM, I. Reconstruction of paleo-ice sheets-inversion of their glacial geomorphological record. In: KNIGHT, P. G. (Ed.). **Glacier Science and Environmental Change**. Oxford: Blackwell Publishing Ltda. 2006.
- KOPPEs, M.; SYLWESTER, R.; RIVERA, A.; HALLET, B. Variations in sediment yield over the advance and retreat of a calving glacier, Laguna San Rafael, North Patagonian Icefield. **Quaternary Research**, v. 73, p. 84–95, 2010.

- KRAUS A.S.; POBLETE, B.F.; ARRIAGADA C. Dike systems and their volcanic host rocks on King George Island, Antarctica: Implications on the geodynamic history based on a multidisciplinary approach. **Tectonophysics**, v. 495, p. 269–297, 2010.
- LEE, J.R.; RAYMOND, B.; BRACEGIRDLE, T.J.; CHADÈS, I.; FULLER, R.A.; SHAW, J.D.; TERAUDS, A. Climate change drives expansion of Antarctic ice-free habitat. **Nature**, n. 547, p. 49–54, 2017.
- LI, C.; MICHEL, C.; SELAND GRAFF, L.; BETHKE, I.; ZAPPA, G.; BRACEGIRDLE, T.J.; FISCHER, E.; HARVEY, B.J.; IVERSEN, T.; KING, M.P.; KRISHNAN, H.; LIERHAMMER, L.; MITCHELL, D.; SCINOCCA, J.; SHIOGAMA, H.; STONE, D.; WETTSTEIN, J.J. Midlatitude atmospheric circulation responses under 1.5 and 2.0 °C warming and implications for regional impacts. **Earth System Dynamics**, v. 9, p. 359–382, 2018.
- MÄUSBACHER, R.; MÜLLER, J.; MUNNICH, M.; SCHMIDT, R. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p. 219–234, 1989.
- MACKINTOSH, A.N.; ANDERSON, B.M.; PIERREHUMBERT, R.T. Reconstructing Climate from Glaciers. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, n. 1, p. 649–680, 2016.
- MATSUOKA, K.; SKOGLUND, A.; ROTH G. 2018. Quantarctica [Dataset]. Norwegian Polar Institute.
- MOTYKA, R.J.; CASSOTTO, R.; TRUFFER, M.; KJELDSSEN, K.K.; VAN, A.S.D.; KORSGAARD, N.J.; FAHNSTOCK, M.; HOWAT, I.; LANGEN, P.L.; MORTENSEN, J., LENNERT, K. Asynchronous behavior of outlet glaciers feeding Godthabsfjord (Nuup Kangerlua) and the triggering of Narsap Sermia's retreat in SW Greenland. **Journal of Glaciology**, v. 63, n. 238, p. 288–308, 2017.
- MOZER, A.; PÉCSKAY, Z.; KRAJEWSKI, K.P. Eocene age of the Baranowski Glacier Group at Red Hill, King George Island, West Antarctica. **Polish Polar Research**, v. 36, n. 4, p. 307–324, 2015.
- MULVANEY, R.; ABRAM, N.J.; HINDMARSH, R.C.A.; ARROWSMITH, C.; FLEET, L.; TRIEST, J.; SIME, L.C.; ALEMANY, O.; FOORD, S. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. **Nature**, v. 489, p.141–144, 2012.
- Ó COFAIGH, C.; DOWDESWELL, J.A. Laminated sediments in glacial marine environments: Diagnostic criteria for their interpretation. **Quaternary Science Reviews**, v. 20, p. 1411–1436, 2001.
- Ó COFAIGH, C.; DAVIES, B.J.; LIVINGSTONE, S.J.; SMITH, J.A.; JOHNSON, J.S. HOCKING, E.P.; HODGSON, D.A.; ANDERSON, J.B. BENTLEY, M.J.; CANALS, M. DOMACK, E.; DOWDESWELL, J.A.; EVANS, J.; GLASSER, N.F.; HILLENBRAND, C.; LARTER, R.D.; ROBERTS, S.J.; SIMMS, A.R. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Review**, v. 100, p. 87–110, 2014.
- OTTESEN, D.; DOWDESWELL, J.A.; BENN, D.I.; KRISTENSEN, L.; CHRISTIANSEN, H.H.; CHRISTENSEN, O.; HANSEN, L.; LEBESBYE E.; FORWICK M.; VORREN, T.O. Submarine landforms characteristic of glacier surges in two Spitsbergen fjords. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 15–16, p. 1583–1599, 2008.
- OTTO, J.C.; SMITH, M.J. Geomorphological Mapping. **British Society for Geomorphology**, v. 6, p. 1–10. 2013.
- PENKROT, M.L.; JAEGER, J.M.; COWAN, E.A.; ST-ONGE, G.; LEVAY, L. Multivariate modeling of glacial marine lithostratigraphy combining scanning XRF, multisensory core properties, and CT imagery: IODP Site U1419. **Geosphere**, v. 14, n. 4, 1935–1960, 2018.
- PERONDI, C.; ROSA, K.K.; VIEIRA, R. 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.

PETLICKI, M.; SZIŁO, J.; MACDONELL, S.; VIVERO, S.; BIALIK, R.J. Recent deceleration of the ice elevation changes of Ecology Glacier (King George Island, Antarctica). **Remote Sensing**, v. 9, p. 520, 2017.

PETSCH, C. **Evolução Hidro Geomorfológica da Zona Proglacial da Geleira Collins, Ilha Rei George, Antártica**. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 120 p. 2018.

PETSCH, C.; ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; BRAUN, M.H.; COSTA, R.M.; SIMÕES, J.C. The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century. **Investigaciones Geográficas**, n. 103, 2020.

POWELL, R.D. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. **Marine Geology**, v. 57, p. 1–52, 1984.

POWELL, R.D.; MOLNIA, B.F. Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. **Marine Geology**, v. 85, n. 2-4, p. 359–390, 1989.

POWELL, R.D. Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers. In: ANDERSON J.B.; ASHLEY G.M. (Eds.) **Glacial Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance**, Geological Society of America Special Paper 261, Boulder, CO, p. 75–93. 1991.

POWELL, R.D. Glacimarine process and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glaciers sediments based on Quaternary examples. **Marine Geology**, v. 57, p. 1-52, 1984.

POWELL, R.; DOMACK, E. Modern glaciomarine environments. In: MENZIES, M. (Ed.) **Modern and past glacial environments**. Oxford: Butterworth-Heinemann, p. 361-389, 2002.

PURICH, A.; DODDRIDGE, E.W. Record low Antarctic sea ice coverage indicates a new sea ice state. **Commun Earth Environ**, v. 4, 314, 2023.

PUTNAM, A.E.; SCHAEFER, J.M.; DENTON, G.H.; BARRELL, D.J.; FINKEL, R. C.; ANDERSEN, B.G.; SCHWARTZ, R.; CHINN, T.J.H.; DOUGHTY, A.M. Regional climate control of glaciers in New Zealand and Europe during the preindustrial Holocene. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 9, p. 627-630. 2012.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S. The Maritime Antarctic Coastal Ecosystem of Admiralty Bay. **Polish Academy of Sciences**, p. 27-30, 1993.

ROSA, K.K.; VIEIRA, R.; FERNADEZ, G.B.; SIMÕES, F.L.; SIMÕES, J.C. Glacial landforms and glaciological processes of the temperate Wanda glacier, South Shetlands. **Investigaciones Geográficas**, v. 43, p. 3 – 16, 2011.

ROSA, K.K.; PETSCH, C.; SIMÕES, C.L.; CAMPANA, A.S.; GONCALVES, M.A.; VIEL, J.A. Evolução de ambientes proglaciais em resposta às mudanças climáticas. In: **XI SINAGEO, 2016**, Maringá. Anais do Simpósio Brasileiro de Geomorfologia, 2016.

RÜCKAMP, M.; BRAUN, M.; SUCKRO, S.; BLINDOW, N. 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.

RÜCKAMP, M.; BLINDOW, N. King George Island ice cap geometry updated with airborne GPR measurements. **Earth System Science Data**, v. 4, p. 23-30, 2012.

SETZER, A.W.O.; FRANCELINO, M.R.; SCHAEFER, C.E.G.R.; COSTA, L.V.; BREMER, U.F. Regime climático na Baía do Almirantado: relações com o ecossistema terrestre. In: SCHAEFER, C. (Ed.). **Ecossistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica Marítima**. Minas Gerais: Viçosa, p. 1–13, 2004.

SIEGERT, M.; ATKINSON, A.; BANWELL, A.; BRANDON, M.; COVEY, P.; DAVIES, B.; DOWNIE, R.; EDWARDS, T.; HUBBARD, B.; MARSHALL, G.; ROJELL, J.; RUMBLE, J.;

- STROEVE, J.; VAUGHAN, D. The Antarctic Peninsula Under a 1.5°C Global Warming Scenario. **Frontiers in Environmental Science**, 2019.
- SIMMS, A.R.; MILLIKEN, K.T.; ANDERSON, J.B.; WELLNER, J.S. The marine record of deglaciation of the South Shetland Islands, Antarctica since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Review**, v. 30, p. 1583-1601, 2011.
- SIMÕES, J.C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, p. 119 – 154, 2004a.
- SIMÕES, J.C.; DANI, N.; BREMER.; AQUINO, F.; ARIGONY-NETO, J. Small cirque glaciers retreat on Keller Peninsula, Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 49-56, 2004b.
- SMITH, J.; ANDERSEN, T.; SHORTT, M.; GAFFNEY, A.M.; TRUFFER, M.; STANTON, T.P.; BINDSCHADLER, R.; DUTRIEUX, P.; JENKINS, A.; HILLENBRAND, C.D.; EHRMANN, W.; CORR, H.F.J.; FARLEY, N.; CROWHURST, S.; VAUGHAN, D.G. Sub-ice-shelf sediments record history of twentieth-century retreat of Pine Island Glacier. **Nature**, v. 541, p. 77–80, 2017.
- SOLIANI, E.; BONHOMME, M.G. New Evidence for Cenozoic Resetting Of K-Ar Ages in volcanic rocks of the northern portion of the Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 7, n. 1, p. 85-94, 1994.
- SYVITSKI, J.P.M.; BURREL, D.C.; SKEI, J.M. **Fjords: Process and Products**. New York: Springer-Verlag, 1987. 379p.
- SYVITSKI, J.P.M. Glaciomarine environments in Canada: an overview. **Canadian Journal Earth Science**, v. 30, p. 354–371, 1993.
- SZIŁO, J.; BIALIK, R.J. Recession and ice surface elevation changes of Baranowski Glacier and its impact on proglacial relief (King George Island, West Antarctica). **Geosciences**, n. 8, 2018.
- TRUSEL, L.D.; POWELL, R.D.; CUMPSTON, R.M.; BRIGHAM-GRETTE, J. Modern Glacimarine Processes and Potential Future Behaviour of Kronebreen and Kongsvegen Polythermal Tidewater Glaciers, Kongsfjorden, Svalbard. In: HOWE, J.A.; AUSTIN, W.E.N.; FORWICK, M.; PAETZEL, M. (Eds.). **Fjord Systems and Archives**. Geological Society Special Publications. n. 344. p. 89–102. London. 2010.
- TURNER, J.; COLWELL, S.R.; MARSHALL, G.J.; LACHLAN-COPE, T.A.; CARLETON, A.M.; JONES, P.D.; LAGUN, V.; REID, P.A.; IAGOVKINA, S. The SCAR READER Project: toward a high-quality database of mean Antarctic meteorological observations. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2890-2898, 2004.
- TURNER, J.; LACHLAN-COPE, T.; COLWELL, S.; MARSHALL, G.J. A positive trend in western Antarctic Peninsula precipitation over the last 50 years reflecting regional and Antarctic-wide atmospheric circulation changes. **Annals Glaciology**, v. 41, p. 85–91. 2005.
- TURNER, J.; BARRAND, N.; BRACEGIRDLE, T.; CONVEY, P.; HODGSON, D.; JARVIS, M.; JENKINS, A.; MARSHALL, G.; MEREDITH, M.; ROSCOE, H.; SHANKLIN, J. Antarctic climate change and the environment: an update. **Polar Record**, v. 50, n. 3, p. 1-23, 2013.
- ZEKOLLARI, H.; HUSS, M.; FARINOTTI, D. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. **The Cryosphere**, v. 13, n. 4, p. 1125-1146, 2019.
- ZEMP, M.; ZUMBÜHL, H.J.; NUSSBAUMER, S.U.; MASIOKAS, M.H.; ESPIZUA, L.E.; PITTE, P. Extending glacier monitoring into the Little Ice Age and beyond. **Pages News**, v. 19, n. 2, 2011.
- ZNÓJ, A.; CHWEDORZEWSKA, K.J.; ANDROSIUK, P.; CUBA-DIAZ, M.; GIEŁWANOWSKA, I.; KOC, J.; KORCZAK-ABSHIRE, M.; GRZESIAK, J.; ZMARZ, A. Rapid environmental changes in the Western Antarctic Peninsula region due to climate change and human activity. **Applied Ecology and Environmental Research**, n.15, p. 525–539, 2017.