

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

BETÂNIA BONADA CAÑA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS ÁREAS
LIVRES DE GELO E FLUTUAÇÕES NA GELEIRA POLAR
CLUB, PENÍNSULA POTTER, ILHA REI GEORGE**

Porto Alegre

2016

BETÂNIA BONADA CAÑA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS ÁREAS
LIVRES DE GELO E FLUTUAÇÕES NA GELEIRA POLAR
CLUB, PENÍNSULA POTTER, ILHA REI GEORGE**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, do Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Sensoriamento Remoto.

ORIENTADORA: Kátia Kellem da Rosa

Porto Alegre

2016

CIP - Catalogação na Publicação

Caña, Betânia Bonada

Caracterização geomorfológica das áreas livres de gelo e flutuações na geleira Polar Club, Península Potter, Ilha Rei George / Betânia Bonada Caña. -- 2016.

90 f.

Orientador: Kátia Kellem da Rosa.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BR-RS, 2016.

1. Ambiente proglacial. 2. Mapeamento geomorfológico. 3. Retração glacial. 4. Sensoriamento Remoto. 5. Processamento Digital de imagens. I. Rosa, Kátia Kellem da, orient. II. Título.

BETÂNIA BONADA CAÑA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS ÁREAS LIVRES DE GELO E
FLUTUAÇÕES NA GELEIRA POLAR CLUB, PENÍNSULA POTTER, ILHA REI
GEORGE**

Esta dissertação foi julgada adequada para a obtenção do título de Mestre em Sensoriamento Remoto e aprovada pelo Orientador e pela Banca Examinadora.

Orientadora: _____

Prof. Dra. Kátia Kellem da Rosa, UFRGS

Doutora pela UFRGS – Porto Alegre, Brasil

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer, UFRGS

Doutor pela Universidade Federal de Viçosa – Viçosa, Brasil

Prof. Dr. Luíz Felipe Velho, IFRS

Doutor pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre, Brasil

Prof. Dr. Nina Simone Vilaverde Moura, UFRGS

Doutora pela Universidade de São Paulo – São Paulo, Brasil

Coordenador do PPGSR: _____

Prof. Dr. Laurindo Antônio Guasselli.

Porto Alegre, junho de 2016.

DEDICATÓRIA

Existe um ditado que diz que “atrás de um grande homem há uma grande mulher”. No meu caso, o “atrás” (que na verdade é ao lado), possui três grandes homens e sempre penso neles da seguinte forma:

Meu querido esposo, meu companheiro, é o meu lago. Calmo, plácido e translúcido que me dá toda a base para que eu possa navegar sem medo. Contigo aprendi a importância do trabalho em equipe e o valor da cumplicidade de um casal.

Meu pai, minha estrutura, é o meu barco. Forte, firme e imponente. Que me forneceu (e ainda fornece) todas as ferramentas necessárias para que eu possa (e consiga) me lançar ao mar. Contigo eu aprendi a sonhar e a ter força para atingir as minhas metas e virei uma grande conquistadora!

E, não menos importante, ao meu filho, por ser o meu vento. Veloz, que gera o movimento, que me impulsiona e que me faz querer ir além... mais longe. Contigo descobri o amor incondicional e o carinho que eu sinto por ti é muito maior do que todas as gotas de água dos oceanos!

Sem vocês, eu não seria nada, não seria ninguém.

Sem vocês, eu não seria capaz de me lançar ao mar.

Sem vocês, eu não conquistaria esses novos territórios!

AGRADECIMENTOS

Mais um título! Mais uma conquista! Tanto a agradecer...

Agradeço ao Programa de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul, à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Centro Polar e Climático pela organização, infraestrutura, recursos e acolhimento para desenvolver o meu projeto de pesquisa. Mas, sou ainda mais grata a todos os professores que de alguma forma me acompanharam nesta trajetória. Principalmente, aos apoiadores e propulsores Ulisses Franz Bremer, Francisco Eliseu Aquino e Laurindo Antônio Guasselli.

Sou imensamente grata pela oportunidade de ter como mentora a professora Kátia Kellem da Rosa, que aceitou a difícil tarefa de juntar meus cacos me fazendo acreditar que eu era capaz de concluir este estudo. Kátia, você foi minha amiga como poucas foram, és um exemplo de como ser uma boa docente e tenho como meta de vida chegar bem pertinho de todas as conquistas que exerces de forma magistral!

Aos meus colegas de curso gratulo a troca de experiências. Aos meus amigos agradeço a paciência e a compreensão, pois muitas vezes fui ausente.

Todos os dias agradeço por ter uma família linda que permite que eu desenvolva todas as minhas potencialidades e que me dá toda a estrutura que preciso para continuar nesta longa jornada acadêmica.

Sou imensamente grata pela existência das minhas amigas Cléo Lindsey Machado Ramos e Valnéia Forte. À primeira agradeço por ser minha companheira de viagens, eventos, cursos e congressos, à segunda sou imensamente grata pelas trocas de opiniões, pelas horas dedicadas na leitura e correção deste projeto e pelos momentos de descontração. Enfim, agradeço por serem as irmãs que eu nunca tive e agora tenho!

RESUMO

Este trabalho objetiva investigar a dinâmica geomorfológica glacial das áreas livres de gelo na Península Potter, Ilha Rei George, Antártica, em resposta à recente retração da geleira Polar Club. O mapeamento geomorfológico e a interpretação da evolução dos sistemas lacustres entre 2006 e 2011 das áreas livres de gelo na Península Potter foi realizado através da interpretação visual em uma imagem Quickbird (RGB432), em imagens COSMO-SkyMed polarizações VV e HH em modo spotlight processadas com filtros espaciais e perfis topográficos. Também foram considerados os aspectos morfométricos da península, interpretados através da geração de mapas de hipsometria, declividade, curvas de nível e sombreamento. A variação frontal da geleira Polar Club entre os anos de 1981 a 2015 foi obtida pela análise temporal de imagens Landsat. O mapeamento geomorfológico da Península Potter evidenciou os processos geomorfológicos proglaciais e o padrão de disposição espacial das feições lineares marginais ao gelo, como cordões morânicos e feições glaciofluviais (relacionadas ao aporte da fusão sazonal da neve e do gelo), bem como terraços marinhos, ravinas e afloramentos rochosos. As imagens COSMO-SkyMed e a aplicação de filtros Passa Alta e Direcionais possibilitaram a delimitação das feições de interesse com maior nitidez. O modelo de evolução da variação frontal da geleira Polar Club indica que condição de último avanço glacial registrado pela geomorfologia proglacial pode estar relacionado à Pequena Idade do Gelo e que houve um contínuo processo de retração desde então. Entre 1981-2015 evidenciou-se a redução de área de 2,95km² para a geleira Polar Club (perda de área total de 9,4%). Este processo pode estar relacionado com a tendência de aumento das temperaturas médias do ar, a tendência de aumento de dias com precipitação líquida no verão e o número de dias em que a temperatura média ultrapassou os 0°C na região nas últimas décadas. O recuo da geleira Polar Club é pouco expressivo quando comparado a outras geleiras da Ilha Rei George, no entanto, quando se observa as áreas expostas evidenciou-se que houve um aumento significativo (36,9%) no período. Através da análise da evolução dos depósitos morânicos da Península Potter foi possível identificar três fases principais de formação de morânicas que evidenciam antigas posições da frente da geleira durante períodos de estabilização frontal. A análise da evolução dos sistemas lacustres na área de estudo evidenciou que diversos lagos sofreram alterações de área em resposta à dinâmica de retração glacial registrada para os últimos 34 anos.

Palavras-chaves: ambiente proglacial, sistemas lacustres, retração glacial, COSMO-SkyMed, mapeamento geomorfológico, processamento digital de imagens, Sensoriamento Remoto.

ABSTRACT

This study aimed to investigate the glacial geomorphological dynamics of the ice-free areas in the Peninsula Potter, King George Island, Antarctica, in response to the recent Polar Club Glacier retreat processes. The geomorphological mapping and lacustrine systems evolution modelling between 2006-2011 were obtained with Quickbird (RGB432) image, application of the spatial digital filters in COSMO-SkyMed (cross and co-polarization, spotlight mode) images and topographic profiles visual interpretations. Also considered were the morphometric aspects of the peninsula, interpreted by generating hypsometry, slope, contour and shaded relief maps. The Polar Club Glacier frontal variation between 1981-2015 was obtained with Landsat temporal analysis. The Potter Peninsula geomorphological mapping evidenced the proglacial and geomorphological processes and the spatial distribution pattern of linear marginal to ice features, as morainic ridges and glaciofluvial features, related to the contribution of the seasonal melting of snow and ice, marine terraces, ravines and rocky outcrops. The High Pass and directional filters in COSMO-SkyMed images provided conditions for geomorphological features. The frontal glacier fluctuations modelling indicated that last glacial advance condition recorded by proglacial geomorphologic can be related Little Ice Age and continuous retreat process. Between 1981-2015 the Polar Club glacier lost 2,95km² of total area (9,4% of total area). The retreat process can be related to the trend of rising average temperatures in recent decades, trend of increase in days with liquid precipitation in summer and the number melting degree days. The Polar Club Glacier retreat is not very significant when compared to other glaciers of King George Island, however, when observing the exposed areas was evident that there was a significant increase (36.9%). The moraine deposits evolution analysis in Peninsula Potter provided conditions for identify three main phases of moraines deposition and that show past glacier front positions during periods of glacier marginal stabilization. The analysis of the evolution of lacustrine systems in the study area evidenced changes in various lakes during last 34 years in response of glacial retreat dynamics.

Keywords: proglacial environment, lacustrine systems, glacial retreat, COSMO-SkyMed, geomorphological mapping, digital image processing, remote sensing.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 OBJETIVOS	13
1.2 JUSTIFICATIVA	14
2 ÁREA DE ESTUDO	15
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.2 CONTEXTO CLIMÁTICO	18
2.3 GLACIOLOGIA ATUAL.....	19
2.4 PALEOCLIMATOLOGIA E RECENTES MUDANÇAS CLIMÁTICAS	19
2.5 RESPOSTAS DAS GELEIRAS E ÁREAS LIVRES DE GELO DA IRG ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	21
2.5.1 Caracterização das Áreas Livres de Gelo da Península Potter	23
2.5.2 Geoambientes da Península Potter	24
3 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOMORFOLOGIA GLACIAL	26
3.1 SENSORIAMENTO REMOTO.....	26
3.1.1 Sensores Passivos ou Ópticos.....	27
3.1.1.1 Landsat.....	29
3.1.1.2 QuickBird.....	30
3.1.2 Sensores Ativos	31
3.1.2.1 COSMO-SkyMed.....	33
3.2 GEOMORFOLOGIA GLACIAL E DINÂMICA DAS GELEIRAS	34
3.2.1 Sistema Depositional Proglacial	35
3.2.1.1 Ambiente proglacial de contato com o gelo.....	36
3.2.1.2 Ambiente proglacial glaciofluvial.....	36
3.2.1.3 Ambiente proglacial glaciolacustre.....	37
3.2.2 Geformas Depositionais	37
3.2.2.1 Geformas subglaciais e glaciofluviais.....	37
3.2.2.2 Geformas de deposição marginal.....	40

4 METODOLOGIA	42
4.1 DADOS	43
4.2 PRÉ- PROCESSAMENTO DAS IMAGENS	44
4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS E ANÁLISE DOS POTENCIAIS E LIMITAÇÕES DE IMAGENS COSMO-SKYMED	45
4.4 INTERPRETAÇÃO DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS E SISTEMA PROGLACIAL	48
4.5 VARIAÇÃO FRONTAL DA GELEIRA POLAR CLUB NOS ÚLTIMOS 34 ANOS	48
4.6 RECONSTRUÇÃO DA POSIÇÃO FRONTAL DA GELEIRA ANTERIOR A 1981 E EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS LACUSTRES PROGLACIAIS	49
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	50
5.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS PROGLACIAIS	50
5.2 MODELO DE EVOLUÇÃO DA VARIAÇÃO FRONTAL DA GELEIRA POLAR CLUB	58
5.3 INTERPRETAÇÃO DA EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS LACUSTRES E DEPÓSITOS MORÂINICOS NA PENÍNSULA POTTER	63
5.4 ANÁLISE DOS POTENCIAIS E LIMITAÇÕES NA UTILIZAÇÃO DE IMAGENS COSMO-SKYMED PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS SISTEMAS LACUSTRES	69
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	73
REFERÊNCIAS	76

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Localização da Península Potter (c) no arquipélago das Shetlands do Sul (a), Ilha Rei George (b) e suas respectivas bacias de drenagem	16
Figura 2	Mapa estrutural da Ilha Rei George.	17
Figura 3	Reconstrução do campo de gelo durante o último máximo glacial.	20
Figura 4	Encostas íngremes ao longo das praias sendo que (a) é a visão em direção à Ponta Stranger e (b) a visão a partir do nível do mar. O sentido de escoamento do canal é do ponto 1 para o ponto 2... ..	23
Figura 5	Mapa das unidades geoambientais da Península Potter	24
Figura 6	Comportamento espectral dos principais alvos analisados.	28
Figura 7	Principais formas de deposição glacial.	38
Figura 8	Fluxograma que apresenta o desenvolvimento metodológico do trabalho	42
Figura 9	Amostras de alguns filtros testados para a área de incerteza (b).....	47
Figura 10	Definição da janelas de Kernel (3x3) dos filtros com os melhores resultados	48
Figura 11	Mapa hipsométrico (a) e mapa de declividades (b)	52
Figura 12	Imagem QuickBird de janeiro de 2007, na composição (RGB) 432. As letras representam as fotografias das feições geomorfológicas presentes na Figura 10....	53
Figura 13	Mapeamento geomorfológico das áreas livres de gelo da Península Potter (sobre o modelo de sombreamento com transparência de 30%) na imagem QuickBird.....	54
Figura 14	A)Planície glaciofluvial junto a faixa praial; B) Cone vulcânico Three Brothers; C) Canais glaciofluviais; D) Ambiente praial; E) Entrelaçamento de canais glaciofluviais e F) Moraina Latero-frontal.	55
Figura 15	Atividade paraglacial nas proximidades da borda da geleira Polar Club.	57
Figura 16	Varição frontal da geleira Polar Club entre 1981 e 2015	58
Figura 17	Temperaturas médias do ar entre 1986-2011	59
Figura 18	Recuo da geleira Polar Club anterior a 1981.	61
Figura 19	Modelo de evolução da frente da geleira Polar Club desde antes de 1981.	62
Figura 20	Mapa de evolução dos depósitos morânicos da Península Potter	64
Figura 21	Evolução dos sistemas lacustres na Península Potter entre 1999-2015	66
Figura 22	Apresentação dos três perfis topográficos sobre o mapa de curvas de nível com equidistância de 15m.	67
Figura 23	Análise dos melhores filtros para vetorização das áreas de incerteza nas imagens COSMO-SkyMed.	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Correspondência das bandas de interesse dos sensores MSS, TM, ETM+ e OLI.....	30
Tabela 2	Faixas espectrais do QuickBird.	31
Tabela 3	Designação das bandas RADAR e seus respectivos comprimentos de onda.	32
Tabela 4	Imagens ópticas utilizadas neste estudo	43
Tabela 5	Informações técnicas sobre as imagens COSMO-SkyMed utilizadas.....	44
Tabela 6	Taxa de retração da geleira Polar Club entre 1981-2015.	60
Tabela 7	Melhores resultados nos testes de filtros, associados às áreas de interesse da Figura 20. A letra indica a área e os números um e dois indicam a ordem dos melhores resultados	71

LISTA DE ABREVIATURAS

ASI: Agência Espacial Italiana

COSMO-SkyMed: Sigla em inglês para a Constelação de pequenos satélites para observação da Bacia Mediterrânea

ETM+: Sigla em inglês para melhoria no mapeamento temático

HH: Polarização Horizontal/Horizontal

IPCC: Painel Intergovernamental sobre as mudanças climáticas

IRG: Ilha Rei George

LIA: Sigla em inglês para a Pequena Idade do Gelo

MDE: Modelo Digital de Elevação

MSS: Sigla em inglês para scanner multiespectral

NASA: Sigla em inglês para a Agência Espacial Norte Americana

OLI: Sigla em inglês para imageador da terra operacional

RADAR: Sigla em inglês para detecção das variações das ondas de radio

REM: Radiação Eletromagnética

RGB: Sistema aditivo de cores, formado pelos canais vermelho, verde e azul

SAR: Sigla em inglês para Radar de Abertura Sintética

SCS: Sigla em inglês para sistema de visada lateral complexo

TM: Sigla em inglês para mapeamento temático

VV: Polarização Vertical/Vertical

1 INTRODUÇÃO

A Antártica Marítima é sensível às mudanças climáticas regionais. As geleiras na Ilha Rei George mostram uma rápida reposta a estas mudanças. Estudos têm registrado a retração de geleiras na Ilha Rei George (IRG) desde 1950 e relacionam esta tendência ao aquecimento regional (SIMÕES e BREMER, 1995; PARK *et al.*, 1998; BREMER, 1998; SIMÕES *et al.*, 1999; AQUINO, 1999; ABDALATI e STEFFEN, 2001; BRAUN e GOßMANN, 2002; BOLCH e KAMP, 2006; ROSA, 2008; ROSA *et al.*, 2009; ANDRADE *et al.*, 2011; KEJNA *et al.*, 2013; ROSA *et al.*, 2014a; ROSA *et al.*, 2015a; SIMÕES *et al.*, 2015). Por ser considerado um laboratório natural único, as regiões polares têm recebido atenção da comunidade científica visto que o conhecimento sobre as características e os fenômenos que ocorrem neste ambiente permite o esclarecimento de questões científicas importantes (SIMÕES, 2011; ANDRADE, 2013).

A retração de geleiras, como acontece com a Polar Club, na Península Potter (IRG), gera a exposição de geoformas deposicionais, indicativas da dinâmica glacial. A investigação sobre a evolução dos sistemas lacustres e depósitos glaciais, através de mapeamentos geomorfológicos e hidrológicos, pode contribuir para a compreensão da dinâmica e dos fenômenos decorrentes destas alterações nos ambientes glaciais. Considerados inventários gráficos da paisagem, mapeamentos geomorfológicos descrevem as geoformas da terra e desempenham um papel essencial na compreensão de processos superficiais (BLASZCZYNSKI, 1997; BISHOP e SCHROEDER, 2004; BISHOP *et al.*, 2012; OTTO e SMITH, 2013).

Bishop *et al.* (2012) explicam que mapas geomorfológicos fornecem dados relevantes para a investigação ambiental. Registros geomorfológicos encontrados em ambientes de deglaciação são relevantes para a interpretação dos processos erosivos e deposicionais glaciais, pois fornecem informações sobre as condições termais, dinâmica passada e atual das geleiras (ROSA, 2012). É necessário mapear e monitorar, através do tempo e do espaço os processos (hidrológicos, ecológicos, geomorfológicos, biogeoquímicos, etc.) decorrentes do incremento da temperatura em ambientes glaciais para avaliar as mudanças em sua dinâmica.

Para Benn e Evans (2010) as geoformas de deposição glacial fornecem importantes informações sobre a dinâmica das geleiras, pois os padrões de glaciação e seus respectivos

períodos de deglaciação permitem o entendimento sobre o fluxo de água de degelo e a direção do fluxo de uma geleira. Como consequência do recente recuo de algumas geleiras, processos decorrentes do retrabalhamento deposicional têm sido investigados em ambientes glaciais, como o aumento dos depósitos de fluxos de detritos provenientes de cristas morânicas, considerados como um dos primeiros efeitos das mudanças ambientais (BALLANTYNE, 2002).

A geomorfologia glacial tem como um dos principais interesses descrever e explicar os impactos que as geleiras têm sobre o desenvolvimento das geoformas e da paisagem. Sendo assim, mapeamentos geomorfológicos buscam caracterizar este tipo de ambiente visando à compreensão dos processos genéticos e monitoramento da sua dinâmica atual. A análise da distribuição espacial e a evolução temporal das geoformas glaciais são importantes para interpretar sua gênese e revelar um padrão de relacionamento das geoformas glaciais em várias escalas espaciais e temporais (como eskers, drumlins e morainas finais). O mapeamento geomorfológico permite inferir sobre a extensão, o padrão de fluxo e comportamento das geleiras e ajuda a explicar seus processos de erosão, transporte e deposição glacial (PUNKARI, 1995; KLEMAN e BORGSTRÖM, 1996; CLARK, 1999; MARTINI *et al.*, 2001; KLEMAN *et al.*, 2006; NAPIERALSKI *et al.*, 2007).

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é investigar a evolução geomorfológica glacial da área livre de gelo na Península Potter, Ilha Rei George, Antártica, em resposta à recente retração da geleira Polar Club.

Os objetivos específicos visam:

a) Caracterizar os processos geomorfológicos proglaciais na Península Potter relacionados à formação de morainas e processos glaciofluviais, glaciolacustres e de retrabalhamento paraglacial;

b) Identificar a variação frontal da geleira Polar Club nas últimas décadas (1981-2015);

c) Interpretar a evolução dos sistemas lacustres e depósitos morânicos na Península Potter, relacionando-os ao processo de retração glacial e à oscilação climática no período;

d) Investigar os potenciais e as limitações da utilização de imagens de sensores como o Cosmo-SkyMed para a caracterização dos sistemas lacustres proglaciais.

1.2 JUSTIFICATIVA

Por influenciarem no albedo e contribuírem no gradiente térmico global, os ambientes glaciais são indicadores sensíveis às mudanças de temperatura e precipitação (SIMÕES, 2011). Registros geomorfológicos glaciais são relevantes para reconstrução e interpretação dos processos erosivos e deposicionais em ambientes recentemente expostos pela retração glacial em resposta ao aquecimento climático regional (BISHOP e SCHROEDER, 2004; BISHOP *et al.*, 2012; OTTO e SMITH, 2013).

Assim, torna-se importante monitorar e compreender o padrão do processo de retração das geleiras na Ilha Rei George, como no caso da geleira Polar Club, e suas interligações entre a dinâmica glacial (em nível local) e a formação dos ambientes (através dos processos proglaciais). Este estudo pode auxiliar na compreensão das consequências relacionadas às mudanças climáticas como o comportamento e o padrão de retração da geleira que influencia diretamente na evolução geomorfológica da Península Potter. O conhecimento desses processos é relevante para estabelecer comparações com outras geleiras e áreas livres de gelo em condições glaciológicas e climáticas semelhantes.

Os resultados desta dissertação podem contribuir para o entendimento e o contínuo monitoramento dos efeitos das mudanças ambientais na região, especificamente na Península Potter. Além disso, através de sensores remotos, técnicas de Processamento Digital de Imagens (PDI) e uso de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) é possível ampliar a compreensão e detecção de variações espaço-temporais na dinâmica glacial, hidrológica, geomorfológica destes ambientes.

2 ÁREA DE ESTUDO

A Península Potter (Figura 1) localiza-se entre a baía de Maxwell e o estreito de Bransfield, entre as coordenadas 62°13,5' e 62°16' Sul e 58°42' e 58°33' Oeste, na Ilha Rei George, arquipélago das Shetlands do Sul. Este arquipélago, situado à noroeste da Península Antártica é composto por 29 ilhas, estendendo-se por 510km no sentido sudoeste-nordeste, com área total de 3.740km² (ORHEIM e GOVORUKHA, 1982; ARIGONY-NETO, 2001). A IRG, maior das Shetlands do Sul, possui 1.250km² de área. O maior eixo – com 80km de comprimento – está orientado no sentido sudoeste-nordeste e o menor – com 15km de largura – no sentido oposto. Nesta ilha predomina uma calota de gelo com altitude máxima de 700m. As áreas sem cobertura glacial representam menos que 10% de sua área total (BREMER, 1998; ARIGONY-NETO, 2001; ROSA, 2012).

Na Península Potter, à sudoeste da IRG (junto à baía Maxwell), situa-se a Base Científica Carlini (antiga Jubany), pertencente à Argentina, instalada desde 1953 (ANDRADE, 2013). Segundo Braun e GoßMann (2002) a área livre de gelo, localizada a frente da geleira Polar Club é de aproximadamente 7,13km² no verão. Sua orientação e extensão são de 6km e 3,5km nos eixos Leste-Oeste e Norte-sul, respectivamente (ANDRADE, 2013).

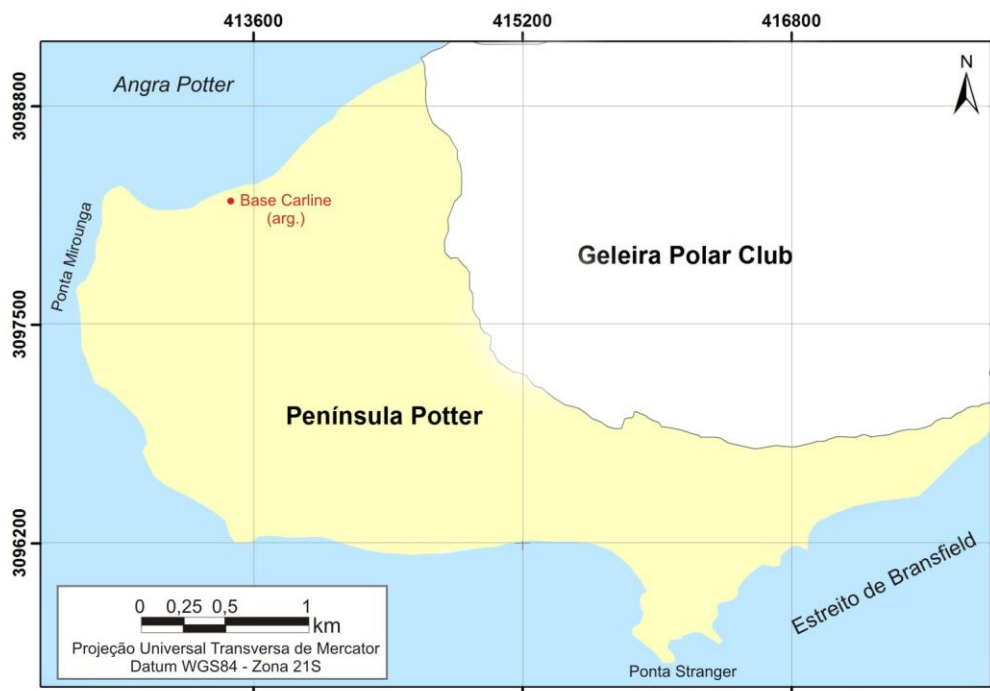
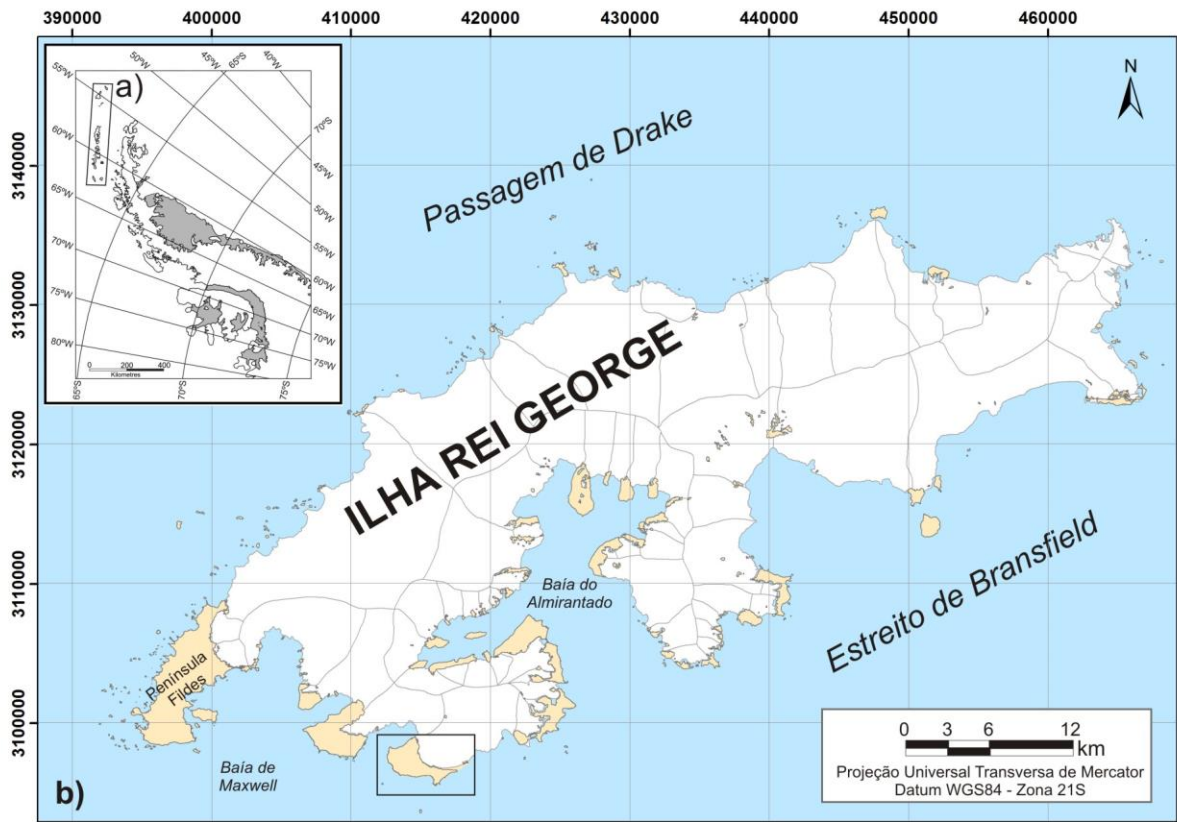
A Península Potter apresenta boas condições para o monitoramento do ambiente proglacial em resposta à dinâmica de retração da geleira Polar Club pela disponibilidade de dados meteorológicos e acervo de imagens de satélites para investigar a sua dinâmica glacial.

Este capítulo apresenta uma descrição física da área de interesse, caracterizando os aspectos geológicos, a climatologia, a glaciologia atual, a paleoclimatologia e as mudanças climáticas, as respostas das geleiras e áreas livres de gelo às mudanças climáticas da IRG e a caracterização das áreas livres de gelo na Península Potter.

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

O arquipélago das Shetlands do Sul é considerado uma porção emersa da cordilheira submarina de Scotia. Estruturada durante a fragmentação do Gondwana, faz a ligação entre a América do Sul e a Península Antártica (SUGDEN e JOHN, 1984; BREMER, 1998).

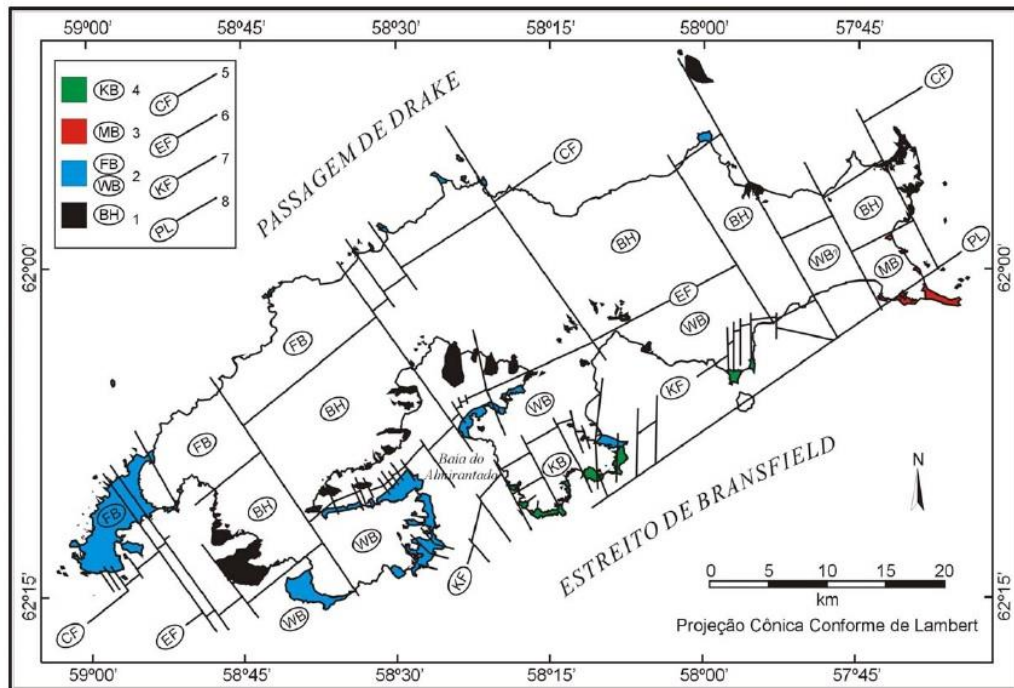
Figura 1. Localização da Península Potter (c) no arquipélago das Shetlands do Sul (a), Ilha Rei George (b) e suas respectivas bacias de drenagem.



Fonte: Adaptado de Bremer (1998) e SCAR (2007).

O padrão estrutural da Ilha, reorganizado por Birkenmajer em 1983 (Figura 2), permitiu a constatação da ocorrência de duas importantes linhas, com orientação ENE-WSW, a Falha Ezcura e a Falha Collins. A Península Potter encontra-se associada a este sistema de falhas, pois o Bloco Warszawa (WB) originou-se a partir da Falha Ezcura (EF). Segundo Tokarski (1987) este bloco é formado por sedimentos vulcânicos não dobrados e, geralmente, não metamorfoseados.

Figura 2. Mapa estrutural da Ilha Rei George.



Fonte: Birkenmajer (1983). Onde: 1 – Horst Barton (BH); 2 – Bloco Warszawa (WB) e Bloco Fildes (FB); 3 – Bloco Melville (MB); 4 – Bloco Kraków (KB); 5 – Falha Collins (CF); 6 – Falha Ezcura (EF); 7 – Falha Kraków e 8 – Linha Penguin (PL).

Segundo Barton (1965) o primeiro mapeamento geológico coerente da Ilha Rei George foi desenvolvido por Ferguson em 1921. Naquela ocasião, a geologia da ilha foi descrita como uma sequência mesojurássica de lavas com intercalações sedimentares separadas por basaltos e andesitos cenozoicos, com intrusões de quartzo-mica-diorito e andesito.

Birkenmajer (1980), a partir de trabalhos de campo realizados entre 1977 e 1979, redefiniu a síntese estratigráfica e geológica elaborada em Barton (1965). Assim, confirmou-se que o embasamento do arquipélago é formado por rochas sedimentares, metassedimentares, vulcânicas e de suítes intrusivas formadas desde o período Pré-Cambriano até o Paleogeno e Neogeno. A estratigrafia litológica constitui-se de sedimentos do Paleozoico Superior, eventualmente metamorfizados em função dos processos vulcânicos (do

Jurássico ao Terciário) e de intrusões plutônicas (do Cretáceo Superior ao Terciário) (CURL, 1980).

O maior episódio vulcânico ocorrido na ilha aconteceu no Jurássico Superior, sendo percebido pelas espessas camadas de basaltos andesíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas geradas em um importante evento Vulcano-sedimentar relacionado a processos de subducção meso-cenozóicos do assoalho do Oceano Pacífico, sob a Península Antártica (BIRKENMAJER, 1980, 1982; ROSA, 2012).

2.2 CONTEXTO CLIMÁTICO

Nesta região, também denominada Antártica Marítima, o clima é considerado frio e úmido, apresentando temperaturas médias mensais superiores a 0°C durante o período de verão e, durante o inverno, raramente atingindo valores menores que -12°C. A precipitação média anual varia entre 350 e 500mm, sendo que a maior parte dessa precipitação ocorre em forma de neve. As chuvas líquidas concentram-se durante o verão (SIMÕES *et al.*, 1999; ØVSTEDAL e SMITH, 2001).

Conforme a classificação climática de Köppen (1948), na Antártida, há dois domínios climáticos: o *Ef* (Glacial Polar) e o *Et* (Glacial Tundra). No domínio *Ef*, as temperaturas médias mensais sempre são negativas, enquanto que no domínio *Et* ocorre temperatura média positiva inferior a 10°C por, pelo menos, um mês no ano. A média de temperatura anual na Ilha Rei George é de -2,8°C, sendo que, no verão, varia entre -1,3 a 2,7°C e, no inverno, varia entre -15,5° a -1,0°C (FERREIRA, 1991; FERRON *et al.*, 2004). Portanto, o clima da IRG, segundo Köppen (1948), é o domínio *Et*. Segundo Braun *et al.* (2004), há uma forte variabilidade interanual nas condições atmosféricas. Pequenas variações na temperatura ao longo do ano, alta umidade relativa do ar (em torno de 82%) e a constante cobertura de nuvens caracterizam o clima da região (RAKUSA-SUSZCZEWSKI *et al.*, 1993; BINJANTA, 1995).

As Shetlands do Sul possuem um clima tipicamente subpolar marítimo, pois sua localização geográfica está associada à região de baixa pressão circumpolar antártica. Sendo assim, seu clima é fortemente influenciado pelas sucessivas passagens de sistemas ciclônicos que, geralmente, se originam no sudeste do oceano Pacífico. Os fortes ventos que transportam

o ar relativamente quente e úmido são decorrentes destes sistemas. Durante o período do verão, resultam em precipitações líquidas e temperaturas positivas do ar (DOMACK e ISHMAN, 1993; SETZER e HUNGRIA, 1994; BREMER, 1998; BRAUN, 2001).

2.3 GLACIOLOGIA ATUAL

A massa de gelo da ilha Rei George divide-se em domos conectados fluindo em direção às periferias. Esta calota de gelo cobre aproximadamente 92,7% da ilha e possui altitude máxima de 700m. Suas massas de gelo fluem dos domos por meio de bacias de drenagem que possuem diferentes amplitudes e condições topográficas variadas (SIMÕES e BREMER, 1995; BREMER, 1998; BREMER *et al.*, 2004). Bremer (1998) delimitou 70 bacias de drenagem na IRG, que fluem a partir de um alinhamento subglacial SW-SE, demonstrando o controle estrutural desta calota de gelo (BREMER, 1998; SIMÕES *et al.*, 1999). A maior parte das geleiras da IRG possuem características de término de maré. Algumas geleiras, como a Polar Club, caracterizam-se pela forma em domo (alimentada pelo campo de gelo Warszawa) e configuração de término misto (grande parte em terra).

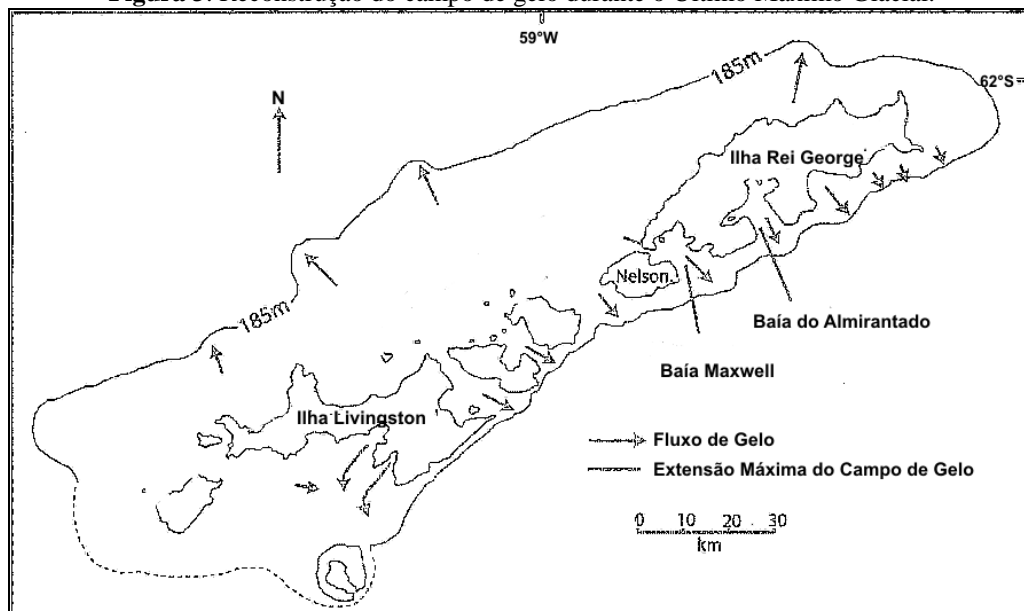
Estudos indicam que as massas de gelo da ilha Rei George estão no ponto de fusão sob pressão em decorrência da posição geográfica, dos fatores climáticos e espessura da cobertura de gelo (MACHERET *et al.*, 1997; MACHERET e MOSKALEVSKY, 1999; PFENDER, 1999; SIMÕES *et al.*, 2004). A geleira Polar Club, localizada na Península Potter pode ser classificada como uma geleira temperada, estando no ponto de fusão sob pressão e possui alta capacidade no transporte de detritos rochosos basais (ANDRADE, 2013).

2.4 PALEOCLIMATOLOGIA E RECENTES MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Estudos apontam que a ilha Rei George possui uma complexa história de deglaciação (JOHN e SUGDEN, 1971). Na glaciação do Pleistoceno Superior (Figura 03), em torno de 20.000 a 18.000 anos, ocorreu a máxima extensão da calota de gelo e sua espessura atingiu, aproximadamente, 1.000m (BIRKENMAJER, 1981). As alterações do nível do mar local relacionam-se com a formação de praias elevadas na costa das ilhas Shetlands do Sul, que se formaram pela elevação isostática que acompanhou o degelo ocorrido após o Último Máximo Glacial (JOHN e SUGDEN, 1971; SUGDEN e CLAPPERTON, 1977; DEL VALLE *et al.*,

2002; BENTLEY *et al.*, 2005). Registros de erosão glacial em ambiente subaéreo apontam distintas fases de glaciação em algumas áreas da IRG desde o Último Máximo Glacial (SEONG *et al.*, 2006).

Figura 3. Reconstrução do campo de gelo durante o Último Máximo Glacial.



Fonte: Modificado por John e Sugden (1971).

Entre 9.000 e 5.000 A.P., houve uma deglaciação (MÄUSBACHER *et al.*, 1989). Em torno de 7.000 a 8.000 A.P., ocorreu o *optimum* climático do Holoceno (HJORT *et al.*, 1998; DOMACK *et al.*, 2001). Extensas áreas de gelo cobriam os fiordes na ilha Rei George entre 4.400 e 3.000 anos (YOON *et al.*, 2000). A mais recente expansão das geleiras ocorreu durante a Pequena Idade do Gelo – entre 1.200 e 1.800 d.c., sendo registrada por morainas de avanço lateral e frontal (CURL, 1980; BIRKENMAJER, 1981; CLAPPERTON e SUGDEN, 1988; BJÖRK *et al.*, 1996; SEONG *et al.*, 2006).

As alterações do nível do mar local relacionam-se com a formação de praias elevadas na costa das ilhas Shetland do Sul, pois se formaram pela elevação isostática que acompanhou o degelo ocorrido após do Último Máximo Glacial (JOHN e SUGDEN, 1971; SUGDEN e CLAPPERTON, 1977; DEL VALLE *et al.*, 2002; BENTLEY *et al.*, 2005).

Ao realizar datação por radiocarbono em cristas morânicas contínuas, adjacentes a atual posição frontal da geleira Collins (Domo Bellinshausen, Península Fildes, IRG), Hall (2007) indicou que estas feições são contemporâneas ao último extensivo avanço glacial ocorrido durante a Pequena Idade do Gelo, há aproximadamente 650 anos atrás. Naquele momento, a geleira estendeu sua frente entre 400 a 500m à frente da presente margem.

Através da datação por radiocarbono, confirmou-se que este avanço glacial foi o mais extenso dos últimos 3.500 anos (HALL, 2007).

Verifica-se uma tendência ao aquecimento da temperatura atmosférica, de forma rápida, no último século. Quando comparado a outras regiões do planeta, a Península Antártica apresentou aquecimento regional superior nas últimas seis décadas (MORRIS e VAUGHAN, 2003; CARRASCO, 2013; IPCC, 2013). Segundo Turner *et al.* (2005), ocorreu aumento da temperatura de até +0,56°C por década (desde a década de 60) no setor oeste da Península (na estação Faraday/Vernadsky, 65°15'S, 64°16'W). Monaghan *et al.* (2008) afirmam que a temperatura média superficial do ar na península aumentou 3°C desde 1950. Na IRG, o aumento da temperatura foi de 1°C durante as últimas três décadas e os campos de gelo mostraram-se sensíveis às mudanças climáticas (BLINDOW *et al.*, 2010; KEJNA *et al.*, 2013).

Ao longo dos últimos 30 anos, os dias com precipitação líquida no verão aumentaram, juntamente com o número de dias em que a temperatura média ultrapassou os 0°C. Esse processo acelera a fusão de neve e gelo, aumentando o balanço de massa negativo das geleiras da ilha (BRAUN *et al.*, 2001; FERRANDO e ROSA, 2009; ROSA *et al.*, 2014b, 2014c).

Dados meteorológicos coletados pela base Carlini, obtidos entre 1986 a 2011, indicam um padrão de oscilação ao longo de toda a série temporal que aponta uma tendência de aquecimento na temperatura superficial do ar na Península Potter (ANDRADE *et al.*, 2012). Segundo Varela (1998) esta península revela características bem marcadas de clima periglacial na sua zona litorânea, apresentando ventos fortes vindos do leste e oeste que podem alcançar velocidade superior a 100 km/h.

2.5 RESPOSTAS DAS GELEIRAS E ÁREAS LIVRES DE GELO DA IRG ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Vários autores têm registrado retração em geleiras na ilha desde 1950 (SIMÕES e BREMER, 1995; PARK *et al.*, 1998; BREMER, 1998; SIMÕES *et al.*, 1999; AQUINO, 1999; BRAUN e GOBMAN, 2002; VIEIRA *et al.*, 2005; ROSA, 2008; ROSA *et al.*, 2009; ANDRADE *et al.*, 2011; RÜCKAMP *et al.*, 2011; KEJNA *et al.*, 2013; ROSA *et al.*, 2014a; ROSA *et al.*, 2015a). Características como a localização geográfica, a fina espessura de gelo,

a influência do clima marítimo e o fato de que estas pequenas massas de gelo estejam próximas ao ponto de fusão, devido à pressão, faz com que as calotas presentes na IRG sejam particularmente sensíveis às variações climáticas (KNAP *et al.*, 1996; ANDERSON, 1999; ARIGONY-NETO *et al.*, 2001; SIMÕES, 2011; ROSA, 2012; IPCC, 2013).

O padrão de retração glacial reflete a tendência ao aquecimento atmosférico na região da Península Antártica desde a década de 1940 (KEJNA *et al.*, 1998; PARK *et al.*, 1998, ARIGONY-NETO *et al.*, 2001; SIMÕES *et al.*, 2004; COOK *et al.*, 2005; KEJNA *et al.*, 2013). As mudanças climáticas das últimas décadas desencadearam a redução do gelo marinho e o balanço negativo de massas na IRG (PARKINSON, 2002; MICHALCHUK *et al.*, 2009). Estudos recentes indicam a rápida retração de geleiras com término em terra nas últimas décadas (ANDRADE *et al.*, 2011; POELKING *et al.*, 2014; ROSA *et al.*, 2014b; 2014c; SIMÕES *et al.*, 2015).

As geleiras Wanda, Dragão e Professor perderam respectivamente 31%, 54% e 39% de suas áreas entre 1979 a 2011, em decorrência das recentes mudanças climáticas. Processos de fusão basal e degelo supraglacial, relacionados à tendência de aumento da temperatura e de precipitação líquida, são apontados como fatores determinantes para as alterações de áreas destas geleiras (ROSA *et al.* 2014c).

A geleira Wanda sofreu mudanças na orientação do seu fluxo principal de gelo e passou por diversas fases de retração. Em cada fase, registrou-se a formação de diferentes depósitos e geoformas. Segundo Rosa *et al.* (2009), ocorreu a aceleração de seu recuo, concomitantemente a diminuição da sua espessura de gelo.

A geleira Collins, com características de domo (domo Bellinshausen), localizada na Península Fildes, perdeu 8,42% de sua área entre 1983 e 2006, representando uma perda total de aproximadamente 0,64km². Apesar de responder lentamente às mudanças climáticas regionais, esta geleira apresenta retração contínua atribuída à tendência de aquecimento regional das últimas décadas (SIMÕES *et al.*, 2015).

A geleira Polar Club apresentou um acelerado recuo entre os anos 1986 a 2011, sendo que ao longo destes 26 anos, a geleira apresentou retração progressiva; que resultou em um aumento de 1,63 km² da área livre de gelo na Península Potter (ANDRADE *et al.*, 2011; POELKING *et al.*, 2014). O derretimento das geleiras na IRG resulta no aumento das áreas livres de gelo que, conseqüentemente, gera exposição de geoformas deposicionais recentes.

Este tipo de alteração, segundo Bremer (2011), pode transformar ecossistemas terrestres, alterar a dinâmica do *permafrost* e influenciar o sistema de drenagem.

Para Bremer (2008), as áreas livres de gelo da IRG são constituídas de terrenos jovens (exposição holocênica) oriundos de rochas vulcânicas, drenadas por canais intermitentes, que são submetidas a longos períodos de invernos. Assim, sua morfodinâmica associa-se, fundamentalmente, aos processos físicos e químicos resultantes do derretimento de neve e do gelo.

2.5.1 Caracterização das Áreas Livres de Gelo na Península Potter

A península Potter apresenta-se como uma vasta área livre de gelo, resultado do processo de retração geleira Polar Club, com sua gente atual em configuração de término em terra. A Península Potter caracteriza-se morfologicamente pela predominância de planaltos crioplanados (Figura 4a) (ANDRADE *et al.*, 2011). No verão, canais glaciofluviais são comuns (Figura 4b) e caracterizam-se por transformar a geomorfologia gerando vales em formato “V” em toda extensão do seu trajeto (BREMER, 2008; ANDRADE, 2013).

Os valores de altimetria na península variam entre o nível do mar até o cone vulcânico, denominado *Three Brothers*, com aproximadamente 195m de altitude (ANDRADE, 2013).

Figura 4. Encostas íngremes ao longo das praias sendo que (a) é a visão em direção à Ponta Stranger e (b) a visão a partir do nível do mar. O sentido de escoamento do canal é do ponto 1 para o ponto 2.



Fonte: Andrade (2013).

Os dois principais lagos da península são o lago Rudy e o lago Superior. Del Valle *et al.* (2004) explicam que estes lagos se formaram entre morainas neoglaciais e surgiram há,

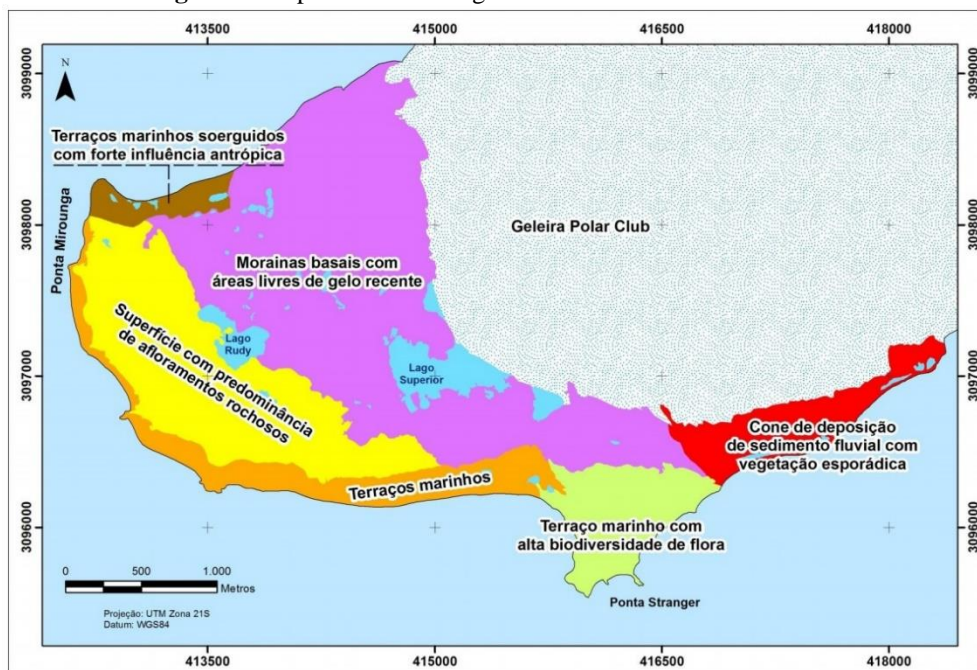
respectivamente, 500 anos e na década de 1950. Apesar de ser mais jovem o lago superior possui área superficial duas vezes maior do que a do lago Rudy que, respectivamente são de 210.000m² e 88.000m² (DELL VALLE *et al.*, 2004).

Segundo Schloss *et al.* (1998), o vento forte na península é proveniente, principalmente, do Leste e do Oeste, podendo atingir valores superiores a 100km/h. A ação eólica é um dos principais elementos modeladores da variação e de espessura da neve nesta península e influencia diretamente na distribuição e na deposição das camadas de neve (ANDRADE, 2013).

2.5.2 Geoambientes da Península Potter

Andrade (2013) delimitou os geoambientes presentes na Península Potter, apresentados na Figura 4, como: i) Cone de deposição de sedimento fluvial com vegetação esporádica; ii) Terraço marinho com alta biodiversidade de flora; iii) Terraços marinhos; iv) Superfície com predominância de afloramentos rochosos; v) Morainas basais com áreas livres de gelo recente; vi) Terraços marinhos soerguidos com forte influência antrópica e vii) Geleira Polar Club.

Figura 5. Mapa das unidades geoambientais da Península Potter.



Fonte: Andrade (2013).

No geoambiente Cone de deposição de sedimento fluvial com vegetação esporádica, com 0,48km², há o predomínio de cones de deposição de sedimento fluvial e morainas basais recentes. A forma predominante do terreno do ambiente é convergente e côncava, com 47,5% da superfície (ANDRADE, 2013).

No Terraço marinho com alta biodiversidade de flora, com área de 0,55km², há o predomínio dos terraços marinhos que envolvem 55,3% desta área. Predominam as formas de terreno do tipo convergente e côncavo, que totalizam 41,6% desta unidade (ANDRADE, 2013). O geoambiente de Terraços marinhos, com 0,16km², caracteriza-se por possuir baixas inclinações e acentuada deposição de sedimentos, representando 81,6%. Na configuração do terreno predominam superfícies convergente e côncava, totalizando 41% (ANDRADE, 2013).

A categoria Morainas basais com áreas livres de gelo recente possui a maior extensão territorial dentre todos os geoambientes delimitados por Andrade (2013) já que sua área é de 3,32km², totalizando 44,7% da área. A forma de terreno convergente e côncavo representa 39,4% da área. A superfície com predominância de afloramentos rochosos envolve 48,5% da área (ANDRADE, 2013).

3 SENSORIAMENTO REMOTO E GEOMORFOLOGIA GLACIAL

3.1 SENSORIAMENTO REMOTO

Segundo Lubin e Masson (2006), o Sensoriamento Remoto é importante para o monitoramento de ambientes inóspitos, perigosos e de difícil acesso, pois possibilita a obtenção de dados contínuos e de extensas regiões que seriam impossíveis de realizar espacialmente e temporalmente *in situ*. Além das dificuldades de acesso, o ambiente antártico apresenta constante presença de nuvens que dificultam a obtenção de imagens originadas por sensores passivos.

Produtos do Sensoriamento Remoto, inclusive Modelos Digitais de Elevação, auxiliam na detecção e no monitoramento da geomorfologia glacial e levaram à evolução dos métodos para análise das feições da superfície (LEE, 2001; PARON e CLAESSENS, 2011; OTTO e SMITH, 2013).

Os sensores remotos podem ser classificados em dois tipos – sensores passivos e ativos – sendo que os primeiros registram a radiação eletromagnética (REM) originada pelo sol que é refletida ou emitida pelos alvos da superfície terrestre e os segundos geram seu próprio sinal e medem a quantidade de energia retroespalhada pela superfície do terreno (NOVO, 2010; JENSEN, 2011). Os sensores ópticos fazem parte do sistema de detecção passivo, gerando imagens nas regiões do espectro eletromagnético do visível e dos infravermelhos (próximo e médio) (RICHARDS e JIA, 2006). Já os sensores ativos de interesse neste estudo são classificados como radares imageadores e operam na região do espectro eletromagnético das micro-ondas.

Pelas características inerentes destes dois tipos de sistema de aquisição de imagens, pela dificuldade na obtenção de dados *in situ* em ambientes de difícil acesso e com grande nebulosidade e pelo custo operacional (tanto em campo quanto em obtenção de imagens) torna-se cada vez mais comum o uso concomitante de diferentes produtos do Sensoriamento Remoto para estudos no ambiente antártico.

Além disso, o aumento da resolução espacial de imagens por sensores ativos e passivos, assim como as características na obtenção de dados têm fornecido melhores condições de análise das feições deposicionais em áreas recentemente livres de gelo, bem como sua dinâmica temporal (ROSA, 2012).

3.1.1 Sensores Passivos ou Ópticos

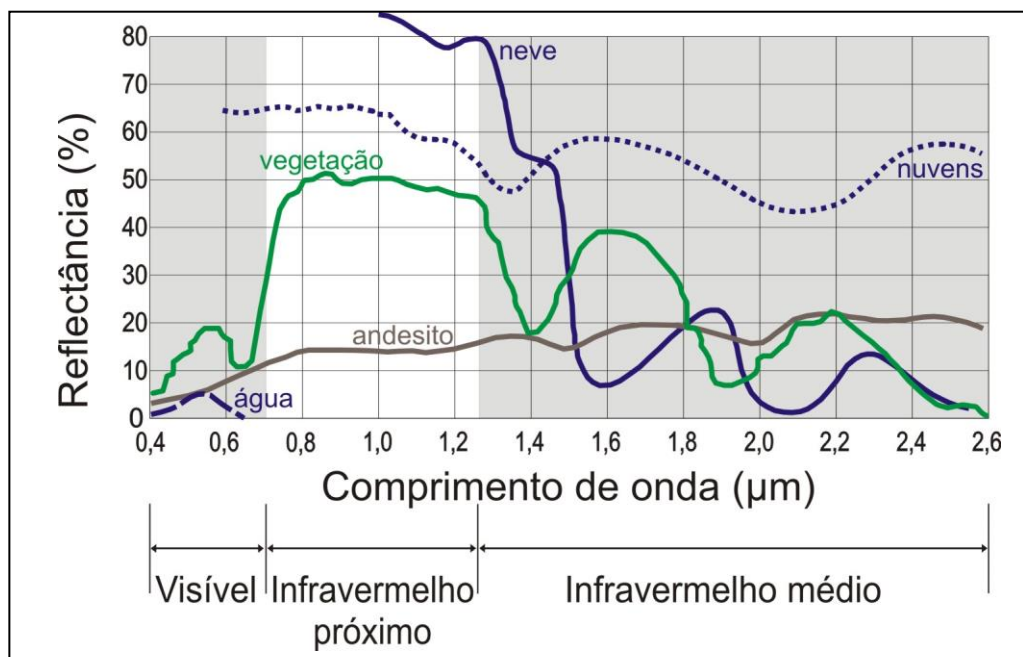
No Sensoriamento Remoto através de sensores passivos a principal fonte de radiação eletromagnética é o Sol. Os fótons que chegam à superfície da Terra estão sujeitos ao efeito da atmosfera e seus componentes. O vapor d'água, o oxigênio, o ozônio e o gás carbônico são responsáveis pelas principais bandas de absorção da radiação que chega à superfície. Assim, esses componentes tornam a atmosfera opaca em determinados comprimentos de ondas. Nestas regiões com maior transmissão, denominadas janelas atmosféricas, acontece a interação da radiação eletromagnética oriunda do sol com os alvos da superfície terrestre (NOVO, 2010).

A energia eletromagnética, ao atravessar atmosfera terrestre, pode ser absorvida, refletida e espalhada. Os sensores imageadores passivos detectam a radiação refletida pelos alvos através de espelhos, prismas e lentes (por isso sensores ópticos) e produzem uma imagem bidimensional da reflectância do terreno (gerando informações espaciais). O espectro de energia refletida divide-se em três sub-regiões: visível, entre 0,38 e 0,72 μm , correspondendo à região de sensibilidade do olho humano à radiação eletromagnética; infravermelho próximo, entre 0,72 e 1,3 μm e infravermelho médio, entre 1,3 e 3,0 μm (RICHARDS e JIA, 2006; NOVO, 2010; JENSEN, 2011).

As características intrínsecas de um sistema sensor podem ser classificadas em: geométricas, espectrais, radiométricas e temporais. As geométricas definem a qualidade geométrica da imagem adquirida em termos de posição e forma dos objetos imageados em relação à sua posição e forma no terreno. Os aspectos espectrais indicam as regiões do espectro eletromagnético (bandas) em que o sensor opera. As características radiométricas indicam a capacidade que um sensor tem para discriminar objetos na cena em função das diferenças de energia que refletem ou emitem. Por fim, os aspectos temporais se referem ao tempo de revisita que um determinado sensor leva para imagear o mesmo ponto da superfície terrestre (NOVO; 2010; JENSEN, 2011).

Para Novo (2010), a combinação de bandas e cores pode ampliar a percepção das informações contidas na cena. Quando os canais RGB são associados com suas respectivas bandas obtemos uma imagem conforme a percepção do olho humano. Este tipo de composição, também chamada de cor verdadeira, permite a diferenciação entre os corpos d'água e a vegetação (por exemplo), mas é contaminada pela presença de nuvens e névoa. Assim, geralmente opta-se pela utilização de bandas do infravermelho, formando composições denominadas falsa cor, pois a vegetação reflete muito e a água absorve muito neste comprimento de onda, permitindo a melhor diferenciação destas feições. Optou-se pela utilização da composição RGB 432 (tanto nas imagens Landsat, quanto na imagem Quickbird), justamente por otimizar a visualização e interpretação dos alvos analisados. A figura 6 apresenta o comportamento espectral dos alvos de interesse neste trabalho.

Figura 6. Comportamento espectral dos principais alvos analisados.



Fonte: Adaptado de Novo (2010).

A água possui diferentes curvas de comportamento espectral (Figura 6). Líquida, sua distinção é possível pelo padrão de reflectância em relação a outros alvos, principalmente no infravermelho próximo. Em estado gasoso apresenta elevada reflectância no visível e infravermelho próximo, enquanto que a neve demonstra alta reflectância no visível, tornando-se pouco reflexiva a partir de 1,4µm (BROWKER *et al.*, 1985; NOVO, 2010).

O comportamento espectral típico da vegetação revela que no visível os pigmentos de carotenoides e clorofila, centrados em 0,48µm e 0,68µm respectivamente, são responsáveis

pela absorção dos λ do vermelho e do azul, assim sendo o pico de reflectância (de $0,56\mu\text{m}$) é decorrente da fraca absorção no λ do verde. O aumento da reflectância, no λ de $0,7\mu\text{m}$, marca a mudança na resposta espectral das plantas, sendo que a estrutura celular é o fator dominante que rege a reflectância das folhas (BROWKEN *et al.*, 1985; NOVO, 2010).

Solos e rochas apresentam comportamento espectral parecido que depende de fatores como a presença de óxidos de ferro, umidade, matéria orgânica, granulometria, mineralogia da argila e o material de origem. Segundo Moreira (2005), somando-se a estes fatores deve-se considerar a cor do solo, a capacidade de drenagem, a temperatura e a localização.

3.1.1.1 Landsat

O programa Landsat constitui-se de uma série com oito satélites desenvolvidos e lançados pela NASA. Entre eles, o Landsat 3 (ativo entre 1979 a 1984), o Landsat 5 (ativo de 1984 até 2013), o Landsat 7, (funcionando desde abril de 1999) e o Landsat 8, (lançado em fevereiro de 2015), seus sensores são MSS, TM, ETM+ e OLI, respectivamente (NOVO, 2010; USGS, 2015).

Os parâmetros orbitais comuns aos satélites da série Landsat são: altitude de 705m (no Landsat 3 era de 917km); inclinação de 98.2° (o Landsat 3 tinha inclinação de $99,1^\circ$); horário de passagem no Equador às 10h, faixa imageada de 185km, resolução radiométrica de 8 bits (no Landsat 3 era de 6 bits) e resolução temporal de 16 dias (USGS, 2015). As bandas utilizadas neste estudo possuem resolução espacial de 30m para os sensores TM, ETM+ e OLI e 80m para o sensor MSS. As diferenças destes sensores se manifestam na melhoria e aprimoramento das resoluções espaciais e espectrais que cada vez mais são refinadas. A tabela 1 apresenta a correspondência das bandas espectrais destes sensores e seus λ .

Segundo Novo (2010) as imagens do Landsat são o mais longo e completo registro da superfície terrestre a partir do espaço devido à aquisição repetitiva de dados multiespectrais calibrados com média resolução espacial e grande continuidade temporal. Diversos estudos com imagens Landsat têm sido desenvolvidos para estimar a flutuação frontal de geleiras em ambientes polares e de montanhas (KEJNA *et al.*, 1998; BOLCH e KAMP, 2006; ANDRADE *et al.*, 2011; POELKING *et al.*, 2014; ROSA *et al.*, 2014a; SIMÕES *et al.*, 2015), assim como detectar mudanças no desenvolvimento de lagos proglaciais (FRICKER *et al.*, 2010; SHRIDHAR *et al.*, 2015; ZHANG *et al.*, 2015).

Tabela 1. Correspondência das bandas de interesse dos sensores MSS, TM, ETM+ e OLI.

	Banda	λ (em μm)	Sensor
Azul	1	0,45 – 0,52	TM e ETM+
	2	0,45 – 0,51	OLI
Verde	4	0,5 – 0,6	MSS
	2	0,52 – 0,60	TM e ETM+
	3	0,52 – 0,60	OLI
Vermelho	5	0,6 – 0,7	MSS
	3	0,63 – 0,69	TM e ETM+
	4	0,63– 0,68	OLI
Infravermelho	6	0,7 – 0,8	MSS
	4	0,76 – 0,90	TM
Próximo	4	0,77 – 0,90	ETM+
	5	0,84 – 0,88	OLI

Fonte: Adaptado de USGS (2015).

Na série Landsat, independentemente do sensor, a banda do λ do azul evidencia o contraste entre o gelo limpo e sedimentos, propiciando a identificação e o mapeamento de geleiras. A reflectância espectral nos λ do verde e do vermelho são muito semelhantes ao λ do azul, mas sua intensidade é reduzida. Nos comprimentos do azul e do verde a neve reflete mais que as outras feições naturais. A banda do infravermelho próximo (NIR) apresenta menor reflectância da neve do que nos λ do verde e do vermelho (HALL e MARTINEC, 1985).

3.1.1.2 QuickBird

O QuickBird, lançado em outubro de 2001, foi desenvolvido pela *Digital Globe* – parceria entre as empresas *Earth Watch*, *Ball Aerospace & Technologies*, *Eastman Kodak* e *Fokker Space*. Este satélite opera em uma órbita quase polar com inclinação de 97,2° a uma altitude de 450m, sendo que a largura de faixa imageada é de 16,5km a nadir (CELESTINO, 2007; NOVO, 2010). Este sensor possui cinco bandas espectrais, sendo que quatro possuem resolução espacial de 2,44m e a pancromática tem 0,61m. Com resolução radiométrica de 11 bits e temporal de um a três dias, o sistema de varredura eletrônica do QuickBird é realizado linearmente (*pushbroom*) e flexibiliza visadas off-nadir com inclinação de até 30° (NOVO, 2010; ANDRADE, 2013).

Os sistemas eletro-ópticos deste satélite operam na região do visível e infravermelho próximo. A banda 1 (tabela 2) apresenta grande penetração na água (devido à elevada transparência), permitindo estudos batimétricos e evidencia o contraste entre o gelo e os sedimentos. A banda 2 manifesta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão. Na banda 4 os corpos de água ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem bem como a identificação da vegetação (REES, 2006; NOVO, 2010).

Tabela 2. Faixas espectrais do QuickBird.

	Banda	λ
Azul	1	0,45 – 0,52 μ m
Verde	2	0,52 – 0,60 μ m
Vermelho	3	0,63 – 0,69 μ m
Infravermelho Próximo	4	0,76 – 0,90 μ m
Pancromática	PAN	0,45 – 0,90 μ m

Fonte: Novo (2010).

Imagens QuickBird são aplicadas em diferentes estudos geomorfológicos em ambientes glaciais, como em Schomacker e Kjær (2008) e Melo *et al.* (2012), que mapearam detalhadamente feições geomorfológicas glaciais, principalmente morainas. Rosa *et al.* (2013) identificaram diversos tipos de depósitos glaciais em áreas livres de gelo na Enseada Martel, como morainas laterais e frontais, *flutings*, canais de água de degelo e feições erosivas (rochas *moutonnées* e vales em forma de U) visando reconstruir a evolução deste ambiente.

3.1.2 Sensores Ativos

A constante presença de nuvens, a chuva e a dependência da iluminação solar para obtenção de dados limitam o uso de sensores ópticos em estudos na Antártica. Sensores ativos independem da REM proveniente do Sol, pois são capazes de produzir sua própria energia. Conseguem obter imagens nítidas da superfície em condições meteorológicas adversas uma vez que a energia das micro-ondas é capaz de penetrar nas nuvens e na maioria dos tipos de chuva. Além disso, conseguem adquirir dados independentemente da hora, do dia ou da estação do ano (HALL e MARTINEC, 1985, ARIGONY-NETO, 2001; CCRS, 2002).

O processo de obtenção de dados por SAR é composto por três etapas principais. Na primeira o sensor emite a energia eletromagnética na faixa das micro-ondas em direção à superfície. Em seguida, a energia eletromagnética interage com a superfície e é retroespalhada para o sensor que, registra o sinal retroespalhado pelo receptor do sensor (NOVO; 2010; JENSEN, 2011). A tabela 3 apresenta as principais informações referentes aos λ das bandas dos radares imageadores.

Tabela 3. Designação das bandas RADAR e seus respectivos comprimentos de onda.

Designação das bandas de RADAR	Comprimento de onda (λ) em cm
K _a	0,75 – 1,18
K	1,19 – 1,67
K _u	1,67 – 2,4
X	2,4 – 3,75
C	3,75 – 7,5
S	7,5 – 15,0
L	15,0 – 30,0
P	30,0 – 100,0

Fonte: Adaptado de Jensen (2011) e Lubin e Massom (2006).

A resolução espacial de um ponto em imagens de radar é resultado de cálculos em duas dimensões. A resolução em *range* é medida ao longo da direção de iluminação do radar, sendo proporcional ao comprimento do pulso de micro-ondas. Quanto menor o comprimento do pulso, mais detalhada é a resolução em *range*. A resolução em azimute é determinada pelo cálculo da largura da faixa do terreno que é iluminada pelo pulso de radar. A largura angular do lóbulo (inversamente proporcional ao comprimento da antena) é diretamente proporcional ao comprimento de onda do pulso de energia transmitida (NOVO, 2010; JENSEN, 2011).

As antenas de radar enviam e recebem energia de forma polarizada, pois o pulso de energia é filtrado para que as vibrações no campo elétrico da onda ocorram em um único plano, perpendicular à direção de propagação. A polarização é horizontal quando o vetor do campo elétrico é paralelo à superfície terrestre, propagando em direção X e é vertical quando os vetores do campo elétrico são verticais à superfície, propagando em direção Y (RICHARDS e JIA, 2006; JENSEN, 2011).

Entretanto, por apresentarem geometria de aquisição com visada oblíqua, produzem distorções geométricas e radiométricas nas imagens (principalmente em áreas com relevo acidentado). Segundo Ulaby *et al.* (1986) é possível corrigir estas distorções com um Modelo Digital de Elevação (MDE) preciso e com os parâmetros de calibração da própria antena.

O Sensoriamento Remoto por Radar gerou uma nova perspectiva para a compreensão de processos geomorfológicos glaciais, pois pode-se extrair informações referentes à rugosidade superficial do terreno. O principal avanço na obtenção de dados RADAR ocorreu após o desenvolvimento de sistemas de Radar com Abertura Sintética (SAR – *Synthetic Aperture Radar*) que simulam, através da sintetização eletrônica, uma antena de tamanho muito grande que amplia a capacidade de extrair informações da superfície (CCRS, 2002; NOVO, 2010; JENSEN, 2011).

Imagens de SAR são utilizadas no mapeamento de feições geomorfológicas glaciais e periglaciais (MASSON, 1991; KOCH *et al.*, 2008; FRICKER *et al.*, 2010; ROSA *et al.*, 2012), em estudos da dinâmica do *permafrost* (KÄÄB, 2008), na classificação da cobertura superficial (ALBRIGHT *et al.*, 1998), no monitoramento da dinâmica temporal da cobertura de neve e gelo (SIMÕES e BREMER, 1995; RAU *et al.*, 2000) e na classificação de zonas de neve de radar (LIU *et al.*, 2006; ARIGONY-NETO *et al.*, 2007; ARIGONY-NETO *et al.*, 2009).

3.1.2.1 COSMO-SkyMed

Primeiro produto do Programa Espacial Italiano, o COSMO-SkyMed (*Constellation of small Satellites for Mediterranean basin Observation*) foi idealizado pela ASI (*Agenzia Spaziale Italiana*) e o Ministério da Defesa Italiano para fins de observação terrestre (BATTAZZA *et al.*, 2009). Este sistema é composto por uma constelação de quatro satélites, sendo que o primeiro foi lançado em junho de 2007 e o último em novembro de 2010 (JENSEN, 2011).

Os sensores do COSMO-SkyMed fornecem dados SAR com possibilidade de observar a superfície da Terra em alta resolução temporal e espacial em diferentes polarizações. Seus quatro satélites são equipados com SAR que opera na banda X (λ de 3cm e frequência de 9,6 GHz). A aquisição de imagens acontece a cada 12h e a largura de faixa de imageamento é de 600 km. A constelação dos satélites COSMO-SkyMed permite a cobertura global completa,

em qualquer condição de tempo (dia ou noite) com capacidade de adquirir imagens com menor tempo de revisita, resposta rápida e grande capacidade interferométrica e polarimétrica. Os satélites deste sistema possuem diferentes modos de aquisição de imagens e em polarização HH ou VV (UGS-COSMO-SkyMed, 2015).

A utilização de dados oriundos do COSMO-SkyMed foi utilizada na análise da distribuição espacial e as características relacionadas ao acúmulo de neve na geleira Union realizada por Arigony-Neto *et al.* (2012), na delimitação de geoambientes por Andrade (2013), na detecção de icebergs na região antártica por Parmiggiani *et al.* (2009) e na detecção da cobertura de neve úmida no campo de gelo Kraków por Rosa *et al.*, (2015b). Em estudo sobre o reconhecimento de padrões e análise geomorfológica de feições através de testes de filtros em áreas livres de gelo da Enseada Martel, com uso de imagens do COSMO-SkyMed em ambas polarizações, Rosa *et al.* (2013) identificaram várias formações geomorfológicas glaciais. Feições com características lineares (cordões morânicos laterais, estrias e arêtes) foram melhor identificados pela polarização VV, já detritos supraglaciais, fluxos de detritos e linhas costeiras foram evidenciados com maior acuidade pela HH. Canais de água derretida, lagos e lagoas foram facilmente distinguidos em ambas polarizações.

3.2 GEOMORFOLOGIA GLACIAL E DINÂMICA DAS GELEIRAS

Diversos fatores físicos influenciam na dinâmica de avanço ou retração de uma geleira, os mais importantes são o balanço de massa e o regime termo-basal. O balanço de massa refere-se ao ganho ou perda do volume de gelo de uma geleira, podendo ser positivo ou negativo. É positivo quando há o avanço glacial, assim, a geleira ganha área, avança, já que a acumulação é superior à ablação. O principal processo que permite que uma geleira ganhe massa é a precipitação direta de neve. O balanço de massa negativo acontece quando há o recuo glacial (SIMÕES, 2004; POMEROL *et al.*, 2013).

O regime termal de uma geleira influencia diretamente na deformação do gelo e no deslizamento basal e, por sua vez, relaciona-se com os processos geomorfológicos que ocorrem no ambiente proglacial (DREWRY, 1986; ROSA, 2006; POMEROL *et al.*, 2013). Segundo Bennett e Glasser (1996), as geleiras podem ser classificadas pelo seu regime termal em frias, temperadas e politermais. Geleiras frias possuem base congelada, as temperadas

estão em ponto de fusão sob pressão e as geleiras politermais podem possuir o interior temperado e margens com base congelada (BENN e EVANS, 2010).

O transporte e a deposição de sedimentos dependem do regime termal de uma geleira. Os detritos rochosos glaciais, por ela transportados, caracterizam-se pela grande heterogeneidade granulométrica, composicional e pela fragmentação rochosa muito angulosa. Assim, geleiras possuem alta competência no transporte de materiais, pois transportam desde argilas até matacões (HAMBREY, 1994). Geleiras de base fria movimentam-se por deformações plásticas internas já que há congelamento junto à base, apresentam baixa velocidade de fluxo e a erosão é limitada. Geleiras politermais depositam sedimentos de diferentes formas, pois sofrem forte tensão compressiva na zona de transição entre seus diferentes regimes termais uma vez que o gelo úmido desliza sobre aquele de base fria (BENNETT e GLASSER, 1996; BENN e EVANS, 2010).

Geleiras temperadas e com base úmida movimentam-se por deslizamento basal e possuem alta capacidade de carga de detritos rochosos basais através de processos como abrasão, transporte pela água de degelo e arrancamento glacial. Estes processos são mais efetivos porque a água de degelo é produzida em grande quantidade (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010). Segundo Pomerol *et al.* (2013) a existência de uma película de água líquida pode reduzir o efeito da pressão e da fricção aplicada entre o gelo e a base rochosa da geleira aumentando sua velocidade de fluxo (SUGDEN e JOHN, 1984).

Devido às diferenças nos processos de modificação dos grãos durante o transporte, o sistema deposicional glacial divide-se em quatro subambientes: supraglacial, englacial, subglacial e proglacial (BENN e EVANS, 2010). Como há dificuldade em observar os processos que ocorrem no ambiente subglacial estudam-se as geoformas deposicionais expostas no ambiente durante a retração frontal das geleiras, formando o ambiente proglacial (BENNETT e GLASSER, 1996).

3.2.1 Sistema deposicional proglacial

O sistema de deposição proglacial subdivide-se em: ambiente de contato com o gelo, ambiente glaciofluvial, glaciolacustre e glaciomarinho (BENNETT e GLASSER, 1996). Através da análise das geoformas de deposição é possível investigar os processos erosivos e deposicionais. Os depósitos na zona proglacial permitem verificar as condições termais de

uma geleira, entre outras características como direção de fluxo, padrão de avanço ou retração, que, por consequência, informam sobre as mudanças ambientais (BENN e EVANS, 2010).

3.2.1.1 Ambiente proglacial de contato com o gelo

A sedimentação glacial de contato com o gelo ocorre quando há material sedimentar depositado diretamente na margem da geleira. Estes depósitos de *till* são caracterizados pela sua natureza desordenada, sem seleção granulométrica e estratificação (BELL, 2013).

No geral, o *till* apresenta características dependentes do tipo de transporte a que foram submetidos os grãos sedimentares: a) materiais presentes na base da geleira estão sujeitos a atrito e a fragmentação progressiva dos grãos, assim apresentam-se mais finos do que o material transportado de forma supraglacial; b) sedimentos transportados em posição englacial ou supraglacial são mais angulares do que os transportados no ambiente subglacial; c) sedimentos com transporte subglacial estão sujeitos à abrasão e apresentam, predominantemente, arredondamento subangulares e subarredondadas e d) o retrabalhamento pela água de degelo subglacial gera maiores graus de esfericidade e arredondamento (SUGDEN e JOHN, 1984; HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996).

3.2.1.2 Ambiente proglacial glaciofluvial

Este ambiente é caracterizado por possuir depósitos glaciais que foram transportados por correntes de água de degelo com ou sem contato direto com a margem da geleira. Ambientes glaciofluviais proximais à margem da geleira apresentam maior influência do processo de fusão glacial, pois recebem fluxos de água de degelo subglacial, formando canais e leques deposicionais e áreas alagadiças com múltiplos canais entrelaçados (TOMAZELLI, 2002; BENN e EVANS, 2010). Segundo Assine e Vesely (2015) a dinâmica deste ambiente relaciona-se diretamente com avanços e recuos da margem de uma geleira e com as variações periódicas de descarga de água, pois as correntes de degelo têm na própria geleira sua fonte de sedimentos.

Os depósitos glaciofluviais podem apresentar-se selecionados com maior granulometria e camadas bem estratificadas que têm como estrutura principal a estratificação cruzada de pouca continuidade lateral. Neste ambiente, os detritos refletem o transporte pela água, já que o grau de arredondamento e polimento dos seixos aumenta conforme a distância

percorrida e assim, apresentam melhor seleção do que a maioria dos *tills* depositados diretamente em contato com a geleira (SUGDEN e JOHN, 1984).

3.2.1.3 Ambiente proglacial glaciolacustre

Lagos proglaciais podem formar-se de duas maneiras: a) pelo contato direto com a frente de uma geleira e b) pelo represamento através de uma moraina terminal recessional. Estes lagos podem receber sedimentos pela desagregação de blocos em sua margem, pela queda de clastos de gelo flutuante (*ice-rafted debris*), pelas correntes de fundo (provenientes de túneis englaciais ou subglaciais) e por fluxos sedimentares de gravidade.

Lagos proglaciais distais podem receber sedimentos através de sistemas glaciofluviais que, em contato com o lago formam plumas de sedimentos em suspensão e sedimentação laminada (SMITH e ASHLEY, 1985; LØNNE, 1995, ASSINE E VESELY, 2015). Segundo Shridhar *et al.* (2015) estes servem como indicativo de mudanças climáticas locais.

3.2.2 Geofomas deposicionais

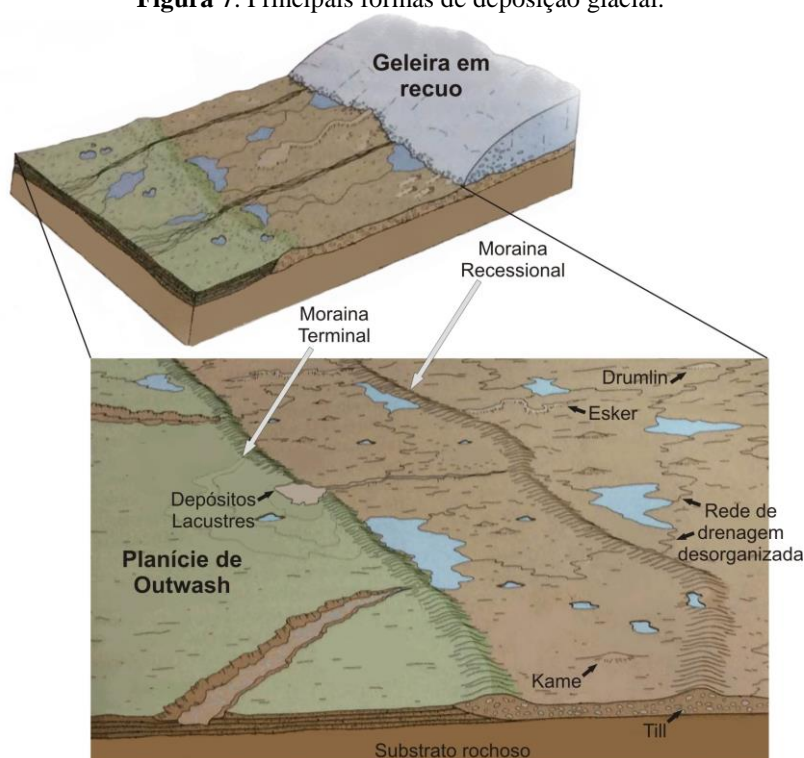
As geofomas deposicionais (exemplos na Figura 6), expostas durante a retração glacial, podem ser formadas por diferentes processos e refletem a dinâmica da geleira (BENNETT E GLASSER, 1996). Bennett e Glasser (1996) propuseram a classificação das geofomas deposicionais glaciais em dois grupos principais, as formadas em posição subglacial e em posição marginal ao gelo. Esta subdivisão se justifica porque as geofomas subglaciais providenciam informações sobre as condições sob a geleira (como a direção do fluxo de gelo, o regime termo-basal e a paleohidrologia) e as geofomas marginais permitem reconstruir mudanças na posição da frente da geleira ao longo do tempo (BENNETT e GLASSER, 1996; BELL, 2013).

3.2.2.1 Geofomas subglaciais e glaciofluviais

Geofomas subglaciais são acumulações transversas ou longitudinais de sedimentos formados abaixo do gelo ativo que se tornam expostos quando acontece o recuo de uma geleira, são exemplos os *flutings*, os *drumlins* e os *eskers* (Figura 7) (MENZIES e ROSE, 1989; BENNETT e GLASSER, 1996).

As geoformas glaciofluviais subglaciais são resultado da mobilização, transporte e deposição de sedimentos carreados pela água de degelo na interface gelo-rocha. O transporte pode ocorrer em canais ou túneis englaciais e subglaciais. A sedimentação está sujeita a descargas de água de degelo sazonais (SUGDEN e JOHN, 1984; BENNETT e GLASSER, 1996).

Figura 7. Principais formas de deposição glacial.



Fonte: Adaptado de Christopherson (2012).

Os depósitos de *flutings* são identificados como cristas aerodinâmicas alongadas de sedimentos alinhados paralelamente em direção ao fluxo da geleira. Indicam presença de gelo pouco espesso e de base úmida. Geralmente levemente curvados, são baixos e estreitos, chegando a 3m de altura e largura, e ocorrem agrupados em cristas subparalelas. Possuem secção transversa uniforme que, geralmente, inicia-se por um obstáculo rochoso (BOULTON, 1976; ROSE, 1987; GORDON *et al.*, 1992; BENNETT, 1995; BENNETT e GLASSER, 1996).

Caracterizados como geoformas glaciofluviais formadas subglacialmente em contato com o gelo, os *eskers* (Figura 7) são cristas alongadas, lineares, arredondadas, sinuosas e íngremes que variam em extensão e tamanho (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996; BELL, 2013). Sua formação depende de correntes subglaciais encapsuladas por paredes de gelo. Assim, *eskers* são considerados enchimentos dessas paredes de canais correntes de

água (existente na interface gelo-rocha e abaixo do gelo ainda ativo) que fluem com a água de degelo transportando sedimentos (SUGUIO, 2003). A composição granulométrica dos *eskers* apresenta grande variedade, geralmente são grossos, compostos por areia e cascalho glaciofluvial, já que os finos são removidos pelas correntes subglaciais. Estas areias e cascalhos possuem certo grau de arredondamento decorrente do transporte pela água de degelo (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996). Em sua maioria, os *eskers* apresentam alinhamento subparalelo à direção do fluxo da geleira, pois refletem a forma do canal de água de degelo que flui em direção à margem. Porém, alguns *eskers* alinham-se transversalmente ao fluxo de gelo (SUGDEN e JOHN, 1984; BENN e EVANS, 2010).

Drumlins são definidos como colinas cuja forma é oval e arredondada (Figura 7). Possuem perfil assimétrico com um lado abrupto (à montante da geleira) e um lado com declividade mais suave (à jusante da mesma). Suas dimensões variam de 5 a 50m de altura e de 10 a 3.000m de comprimento. Possuem composição variada: *till*, sedimentos glaciofluviais e rochas do substrato, sendo que alguns apresentam núcleos rochosos. Como ocorrem paralelos a direção do fluxo do gelo, os *drumlins* permitem a reconstrução paleoambiental. Ainda, servem de indicativo do regime termal temperado de uma geleira, pois se formam quando o gelo estava ativo e por deformação subglacial (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996; BELL, 2013).

Kames, terraços de *kames* e *kettles* são geofomas glaciofluviais formadas em contato com o gelo que podem modificar-se durante os processos de retração glacial (SUGDEN e JOHN, 1984; BENNETT e GLASSER, 1996). Diferente das feições glaciofluviais subglaciais, os depósitos de *kames* são considerados formas glaciofluviais supraglaciais de contato (Figura 6) e possuem morfologia em montículos íngremes ou cristas de topo plano. Podem ocorrer sozinhos ou em terraços em áreas proglaciais. Orientados de acordo com a direção do fluxo de gelo, constituem-se de sedimentos bem selecionados, compostos por areia e cascalho (podendo conter *till*) (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996; BENN e EVANS, 2010; BELL, 2013). Os Terraços de *kames* são terrenos deposicionais, levemente inclinados nos lados dos vales, originados por correntes de água de degelo que fluem entre as margens e paredes de vales adjacentes das geleiras. Predominantemente compostos por areia e cascalho fluvial (podendo conter sedimentos lacustres), sua formação documenta a redução periódica da superfície glacial. Áreas de subsidência causadas pelo derretimento do gelo enterrado dentro de terraços de *kame* produzem *kettles* (BENN e EVANS, 2010).

3.2.2.2 Geoformas de deposição marginal

Morainas são geoformas deposicionais formadas na margem glacial e podem se originar subglacialmente, englacialmente ou supraglacialmente. Sua formação envolve deposição de sedimentos por movimentos de massa e deformação glaciotectônica, entre outros processos. Podem ser caracterizadas como montículos descontínuos (*hummockys*) ou em cristas ou cordões lineares (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010).

São constituídas por depósitos de fragmentos de rochas transportados subglacialmente, englacialmente ou supraglacialmente e depositados pela ação direta do gelo de uma geleira. A caracterização sedimentar varia se transportados ativamente ou passivamente, com predomínio de grãos grossos, baixa seleção granulométrica e abundância de clastos arredondados, facetados e/ou estriados quando subglaciais (BENNETT e GLASSER, 1996; BELL, 2013; ASSINE e VESELY, 2015).

As morainas apresentam diversos tipos e são identificadas conforme sua forma e localização em relação à geleira (BENNETT e GLASSER, 1996; BELL, 2013; ASSINE e VESELY, 2015). Relacionadas com o avanço ou o recuo de uma geleira, os principais tipos de morainas são: mediais, laterais e finais.

Morainas mediais são resultantes da concentração longitudinal de detritos na superfície do gelo, as morainas mediais são feições proeminentes de algumas geleiras ativas e aparecem na sua superfície apenas na área de ablação (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010). Em sua maioria, as morainas mediais são retilíneas, mas podem tornar-se curvadas pelo fluxo compressivo do gelo ao espalhar-se lateralmente. Este tipo de moraina não possui bom potencial para preservação, pois contém poucos fragmentos e estes se sujeitam a intenso retrabalhamento durante o degelo glacial (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996).

Morainas laterais são consideradas como feições marginais, este tipo de moraina constitui-se por material não selecionado, podendo ser composto por *tills* (ou uma mistura de *tills*) e sedimentos glaciofluviais (SHARP, 1988; BENNETT e GLASSER, 1996; BENN e EVANS, 2010). Para Hambrey (1994) são as geoformas mais impressionantes em ambientes montanhosos. As morainas laterais caracterizam-se por serem acumulações de fragmentos supraglaciais nas margens de geleiras de vales que possuem forma assimétrica transversal à geleira (BOULTON e EYLES, 1979; BENNETT e GLASSER, 1996).

As morainas finais são perpendiculares ao movimento do gelo, estas documentam os estágios em que uma geleira permaneceu estacionada, mas ativa, durante seu avanço ou recuo. Com composição complexa e variável as morainas finais podem ser classificadas em terminais de avanço e recessionais (HAMBREY, 1994; BENNETT e GLASSER, 1996).

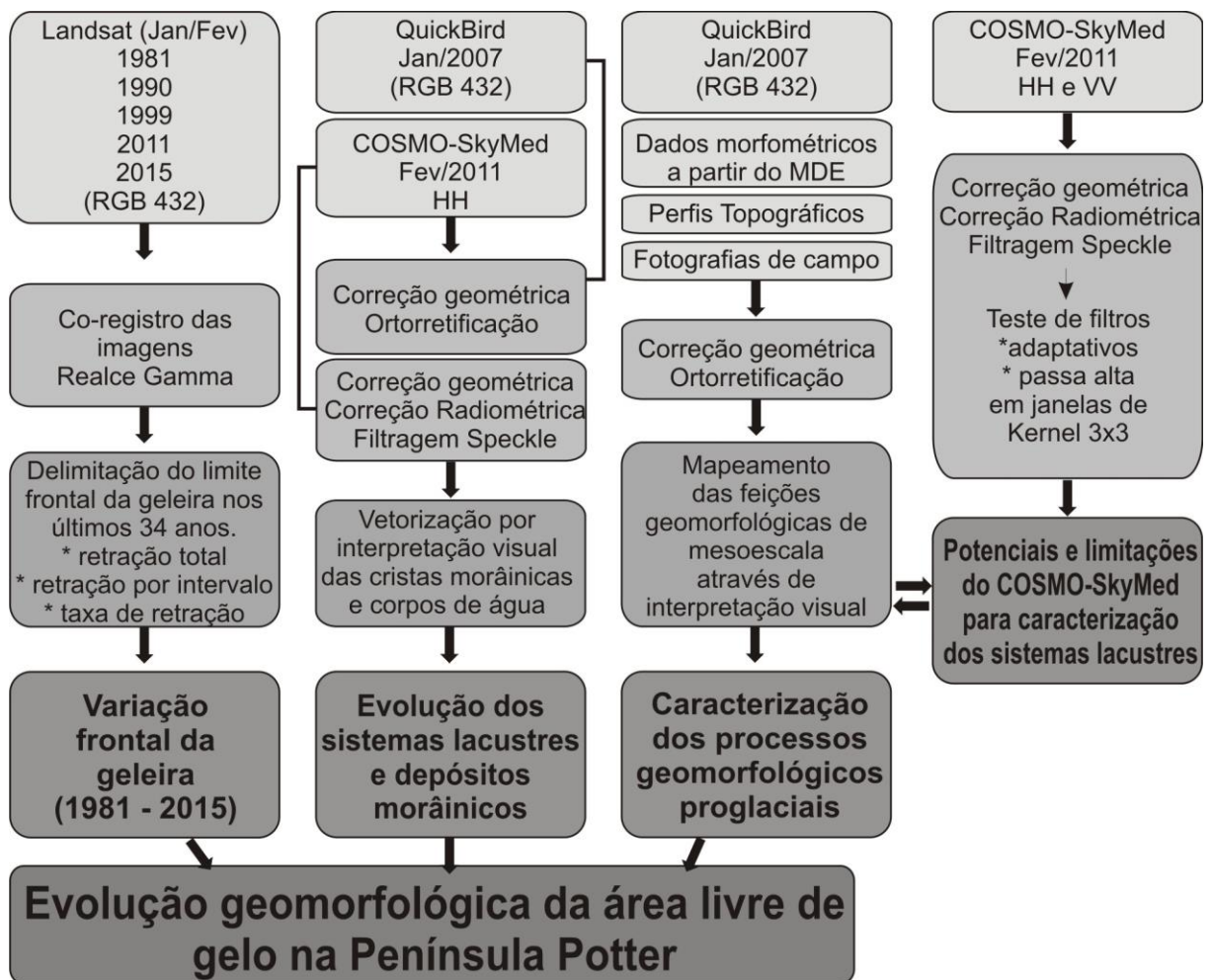
As que possuem crista morânica mais externa são consideradas morainas terminais de avanço (Figura 7) e formam-se no limite máximo de avanço de uma geleira. Geralmente são arqueadas e podem ter processo de deformação glacioteclônica e empurrão. Refletem a forma da margem frontal da geleira em (re)avanço. Podem apresentar-se em pequenas e irregulares cristas *hummocky*, que contêm altas quantidades de litologias distintas com várias origens, nem sempre bem preservadas devido ao regelo (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010).

As morainas finais recessionais (Figura 7), agrupadas mais recentemente à moraina terminal, são formadas por um longo período de estabilização de sua frente durante uma recessão glacial, ainda que possa ter sido depositada ou empurrada durante um pequeno reavanço da geleira (HAMBREY, 1994; BENN e EVANS, 2010).

4 METODOLOGIA

A apresentação da metodologia desenvolvida nesta dissertação, apresentada no fluxograma (Figura 8), foi dividida em: (a) mapeamento geomorfológico e comparação entre os potenciais e as limitações da utilização de imagens para a caracterização dos sistemas lacustres e rede de drenagem nas áreas livres de gelo, (b) interpretação dos processos geomorfológicos glaciais e ambientes do sistema proglacial, (c) identificação da variação espacial frontal da geleira Polar Club nos últimos 35 anos, (d) interpretação e reconstrução da recente posição frontal da geleira anterior a 1981 e interpretação da evolução dos sistemas lacustres e sistemas deposicionais na Península Potter, relacionando-os ao processo de retração glacial e à oscilação climática no período.

Figura 8. Fluxograma que apresenta o desenvolvimento metodológico do trabalho.



4.1 DADOS

A metodologia envolve a utilização de dados cartográficos e imagens de diferentes sensores orbitais. A Tabela 4 apresenta as principais características das imagens dos sensores orbitais passivos utilizados neste estudo. Todas as cenas do Programa Landsat foram adquiridas no período do verão antártico (Jan/Fev) e obtidas no *site* do Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Survey* - USGS). A escassez de imagens Landsat ocorre pela dificuldade em adquirir cenas com pouca interferência atmosférica, pois a região de estudo apresenta elevada nebulosidade durante todo o ano (ANDRADE, 2013). Já a imagem QuickBird foi adquirida pelo projeto de pesquisa Criossolos da Universidade Federal de Viçosa. As imagens, com exceção da Landsat de 2015, foram disponibilizadas por Andrade (2013).

As imagens Landsat dos anos 1981, 1990, 1999 e 2011 foram corrigidas geometricamente a partir de pontos de controle coletados em campo com um aparelho de *Global Position System* (GPS) e um mapa planimétrico da Península Potter com escala de 1:10.000 (ANDRADE, 2013). A correção geométrica na imagem QuickBird foi realizada no software ENVI através do modelo polinomial, pela utilização de sete pontos de controle selecionados homólogos ao mapa topográfico de Lusky *et al.* (2001) e na imagem, sendo que o método utilizado para o georreferenciamento foi descrito por Richards e Jia (2006). Após a correção da geometria, foi realizada a ortorretificação, através da ferramenta *orthorectify* implementada no *software* ArcGIS, utilizando o Coeficiente Polinomial Racional (RPC) e o MDE para minimizar as distorções relativas ao relevo. Assim, obteve-se uma imagem planimétrica com feições e escala consistentes em toda a cena (ANDRADE, 2013).

Tabela 4. Imagens ópticas utilizadas neste estudo.

Ano de aquisição	Satélite	Sensor	Resolução/escala	Sistema de coordenadas/Datum
1981	Landsat 3	MSS	80m	UTM, WGS 84
1990	Landsat 5	TM	30m	UTM, WGS 84
1999	Landsat 5	TM	30m	UTM, WGS 84
2011	Landsat 7	ETM+	30m	UTM, WGS 84
2015	Landsat 8	OLI	30m	UTM, WGS 84
06/01/2007	QuickBird 2	Multiespectral	2,44m e 0,61m	UTM, WGS 84

As duas imagens COSMO-SkyMed foram cedidas pela ASI através de projeto de pesquisa nº 2294 em nível 1A – *Single Look Complex Slant* (SCS) (UGS-COSMO-SkyMed, 2015) (Tabela 5). Nestas imagens a magnitude dos *pixels* é representada por um valor complexo (I e Q) e a posição da imagem refere-se à coordenada de visada do sensor (alcance inclinado). A resolução espacial das imagens em modo *Spotlight* é de um metro com área imageada de 10x10km em polarização HH ou VV (UGS-COSMO-SkyMed, 2015).

Tabela 5. Informações técnicas sobre as imagens COSMO-SkyMed utilizadas.

Data de aquisição	Polarização	Satélite da constelação	Modo de aquisição	Direção da órbita	Horário de aquisição
01/02/2011	VV	3	SpotLight	Descendente	19h 46min
01/02/2011	HH	3	SpotLight	Descendente	19h 46min

Fonte: UGS-COSMO-SkyMed (2015).

Foram utilizados dados cartográficos e topográficos como: a) Modelo Digital de Elevação (MDE); b) *shapefiles* com a linha frontal da geleira (até o ano de 2011). O MDE foi elaborado por Andrade (2013) a partir das curvas de nível com equidistância de 3m do mapa topográfico elaborado por Lusky *et al.* (2001) para a área livre de gelo da península Potter. Também foram usados como referência para visualização o mapa de delimitação das unidades geoambientais da Península Potter gerados por Andrade *et al.* (2009) e Poelking (2011).

4.2 PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS

A imagem Landsat de 2015 (sensor OLI) foi co-registrada pelo *Autosync* do pacote de *software* ArcGis com as demais imagens. Posteriormente foi aplicado um filtro no domínio espacial de realce do tipo *Gamma* de potência de 1,63 em todas as cenas Landsat para facilitar a delimitação do limite frontal da geleira Polar Club.

As duas imagens COSMO-SkyMed necessitaram de processamentos iniciais para a extração de informações geomorfológicas. Todos os procedimentos foram executados no *software* Next ESA SAR Toolbox (NEST), desenvolvido pela Agência Espacial Europeia (ESA) e disponibilizado de forma livre e são descritos a seguir:

- a) Conversão e das informações oriundas da geometria de aquisição dos dados *Slant range* (visada lateral) para a *Ground range* fazendo com que as feições na cena mantenham as propriedades reais de posicionamento planimétrico na imagem final de radar (JENSEN, 2011). O método utilizado, proposto por Freeman (1992), simula a superfície da imagem SAR a partir dos parâmetros topográficos contidos no MDE. Assim, a geometria das imagens foi corrigida a partir do conjunto de pontos de referência do MDE sendo que os *pixels* assumem sua posição a partir das feições correspondentes na superfície, minimizando os efeitos resultantes da distorção pelo efeito do relevo e mantendo o sistema UTM 21S e projeção elipsoide WGS 84;
- b) Calibração radiométrica: etapa de conversão dos valores de amplitude. As imagens de potência do sinal retroespalhado são transformadas em imagens *sigma nought* (σ^0), em decibéis, obtendo-se imagens com coeficiente de retroespalhamento;
- c) Filtragem do *Speckle*: o efeito sal e pimenta é um ruído aleatório que acontece devido à natureza coerente das micro-ondas que resulta em interferências construtivas e destrutivas e gera áreas com tons claros e escuros nas imagens. A filtragem do ruído, realizada no domínio espacial, foi executada através do filtro de mediana com janela de 5x5. Este filtro reduz o ruído *speckle*, mas pode preservar as arestas entre áreas homogêneas e permitir uma boa identificação das características geomorfológicas (ARIGONY-NETO, 2001).

4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS E ANÁLISE DOS POTENCIAIS E LIMITAÇÕES DE IMAGENS COSMO-SKYMED

O mapeamento geomorfológico das áreas livres de gelo na Península Potter, em escala numérica de 1:30.000, foi realizado através da interpretação visual das feições geomorfológicas de interesse nas imagens Quickbird e COSMO-SkyMed. A geração e análise de dados morfométricos, perfis topográficos, a análise visual de fotografias obtidas em atividades de campo e o mapeamento dos geoambientes de Andrade (2013) também auxiliaram na interpretação e mapeamento.

O mapeamento geomorfológico das feições glaciais de mesoescala seguiu as orientações metodológicas propostas por Kirkbride *et al.* (2001), Lukas (2002), Hubbard e Glasser (2005), Glasser e Jansson (2005), Glasser *et al.* (2005), Smith e Clark (2005), Gustavsson *et al.* (2006) e Benn e Evans (2010). Procurou-se identificar as feições lineares marginais ao gelo, tais como as morainas e canais de água de degelo e as feições glaciolacustres e glaciofluviais visando reconstruir as flutuações frontais da geleira Polar Club. Assim, as classes apresentadas no mapa são: cordões morânicos, terraços marinhos, canais glaciofluviais, lagos e alagadiços, ravinas, afloramentos rochosos e a geleira.

Aspectos da morfometria da Península Potter foram interpretados através da geração de mapas de hipsometria, declividade e sombreamento a partir do MDE. O mapa hipsométrico foi elaborado a partir do MDE, sendo que o erro vertical de cota do MDE obtido por Andrade (2013) é de 0,5m, e apresenta a variação altimétrica de 0 a 195m. O mapa de curvas de nível foi gerado com curvas de equidistância de 15m. O mapa de declividade foi elaborado com seis classes temáticas, considerando os intervalos 0-3; 3-8; 8-20; 20-45; 45-75 e acima de 75, conforme os percentuais utilizados por Francelino *et al.* (2004), Mendes Junior *et al.* (2010) e Rosa *et al.* (2014d).

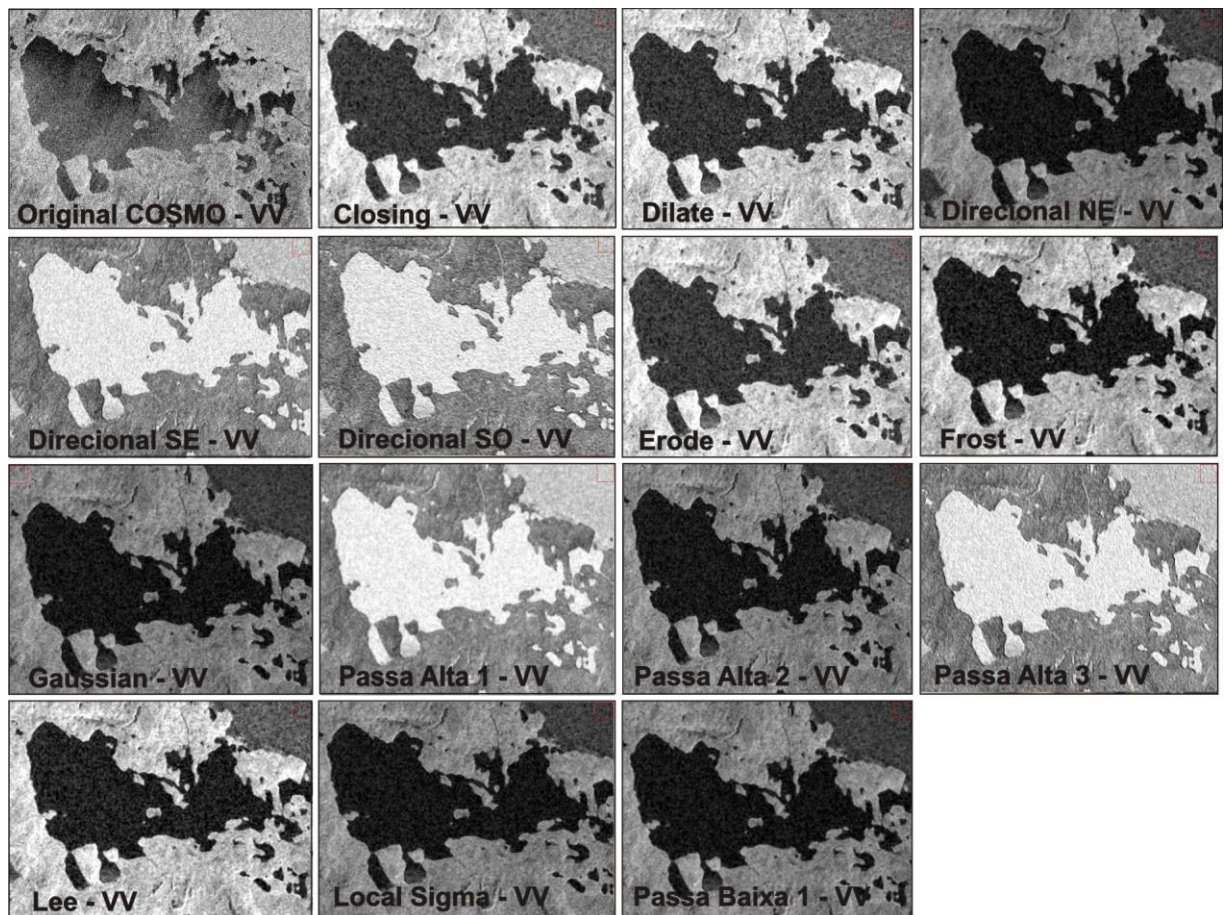
O modelo de sombreamento também foi gerado por ser considerado relevante na visualização de dados superficiais de forma tridimensional em um ambiente bidimensional, pois ilumina feições de superfície com base na posição de uma fonte de luz imaginária, gerando sombras que tornam as feições de superfície reconhecíveis (VALERIANO, 2008). A análise geomorfológica foi realizada com base no aspecto fisionômico das feições de interesse de acordo com a escala de observação usada. A delimitação das feições foi realizada sobre as imagens no *software* ArcMap 10.2.

A composição escolhida (RGB 432) na imagem QuickBird foi utilizada para a análise das feições geomorfológicas e rede de drenagem, uma vez que utiliza a banda do infravermelho próximo, importante na identificação de superfícies cobertas por vegetação nas áreas livres de gelo da península Potter. Para a interpretação foi considerado o comportamento espectral dos alvos analisados, e consideradas as feições na cena com imagens disponibilizadas pela *Digital Globe* e apresentadas no *Google Earth*.

Foi avaliado o uso de imagens COSMO-SkyMed com polarização HH e VV para discriminar feições geomorfológicas nas áreas livres de gelo da península, como lagos e

alagadiços, interface entre os cordões lineares, interface entre gelo/rocha/sedimentos/água e interface entre pequenos lagos/sedimentos encharcados/cobertura vegetal (musgos e líquens). A interpretação das imagens SAR baseou-se no exame visual em relação aos tons distintos nas imagens, texturas, tamanho, padrões de forma, sombras de radar, posição topográfica, orientação e contexto geomorfológico regional. Foram testados filtros específicos do software ENVI 4.7 nos dados COSMO-SkyMed tais como: morfológicos (*Erode*, *Dilate*, *Opening* e *Closing*), adaptativos (*Lee*, *Frost*, *Gamma*, *Kuan* e *Local Sigma*) e os filtros convolutivos (Passa alta, Passa baixa, *Laplacian*, *Direcionais* e *Gaussian*), em diferentes configurações nas janelas de Kernel em tamanho de 3x3, com objetivo de melhorar a identificação visual de feições presentes nas imagens e mapeamento (Figura 9).

Figura 9. Amostras de alguns filtros testados para a área de incerteza (b).



Após avaliação dos melhores filtros, nas quatro áreas de incerteza, optou-se pela utilização dos filtros convolutivos (Passa alta e direcionais), pois os mesmos realçaram com maior precisão as feições geomorfológicas de interesse na área de estudo. A figura 10 apresenta as janelas de Kernel utilizadas nestes filtros específicos.

Figura 10. Definição das janelas de Kernel (3x3) dos filtros com os melhores resultados.

Filtros Passa Alta								
Detector de borda			Realce de borda			Realce de borda Vertical		
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1
-1	8	-1	-1	17	-1	-2	0	2
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1
Filtros Direcionais								
Sudeste			Noroeste					
-1	-1	1	1	1	1			
-1	-2	1	1	-2	-1			
1	1	1	1	-1	-1			

4.4 INTERPRETAÇÃO DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS E SISTEMA PROGLACIAL

A partir do mapeamento geomorfológico foi realizada a interpretação dos processos geomorfológicos proglaciais da geleira Polar Club. A distribuição espacial de geofomas glaciais, produto desta etapa, serviu de base para inferir sobre a extensão, direção do movimento do gelo e o padrão de retração glacial da geleira Polar Club.

Para a representação da associação entre formas, processos e ambientes foram gerados três perfis topográficos a partir do mapa de curvas de nível com equidistância de 15m. A análise visual das feições foi realizada através da interpretação de fotografias associadas aos perfis topográficos. As fotografias utilizadas foram obtidas por Andrade (2013) entre os dias 10 e 19 de fevereiro de 2012 durante a XXX Operação Antártica Brasileira (OPERANTAR).

4.5 VARIAÇÃO FRONTAL DA GELEIRA POLAR CLUB NOS ÚLTIMOS 34 ANOS

Para a análise da variação frontal da geleira Polar Club nos últimos 34 anos optou-se pela utilização da composição RGB 432 nas imagens Landsat por otimizarem a visualização e delimitação do limite da geleira Polar Club. Nos sensores TM e ETM+ as composições falsa cor das imagens utilizadas correspondem a RGB 432. Com o MSS, esta composição se dá pela junção das bandas RGB 654. Já com o sensor OLI, a mesma composição se dá pela utilização das bandas RGB 543.

Observou-se a delimitação dos divisores de gelo da Ilha Rei George e suas respectivas bacias de drenagem glacial proposta por Bremer em 1998. Dois produtos foram gerados nesta etapa. Ambos concebidos no *software* ArcMap 10.2 através da vetorização e interpretação visual. O primeiro é resultado da comparação entre a área total da geleira Polar Club entre os

anos de 1981 e 2015. Assim, obteve-se a perda de área total no intervalo de 34 anos. O segundo resulta da análise da retração frontal desta geleira. Obtiveram-se três dados: retração total (em km²), retração por intervalo (em anos) e taxa de retração (em km²/ano). Posteriormente foi realizada a comparação entre as taxas de retração anual (em km²/ano) da geleira Polar Club com geleiras da enseada Martel – Wanda, Dragão e Professor – obtidas por Rosa *et al.* (2013).

4.6 RECONSTRUÇÃO DA POSIÇÃO FRONTAL DA GELEIRA ANTERIOR A 1981 E EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS LACUSTRES PROGLACIAIS

A investigação paleoglaciológica visou a interpretação do comportamento glacial da frente da geleira Polar Club relacionando-o à variabilidade climática no Holoceno Superior através da interpretação das posições de feições geomorfológicas glaciais. Considera-se como período proposto principalmente a fase recente anterior à obtenção de dados orbitais por Sensoriamento Remoto e informações paleoclimáticas evidenciada por Hall (2007) para a ilha Rei George.

Esta etapa metodológica reuniu os dados obtidos na etapa anterior e buscou o entendimento sobre a resposta da geleira Polar Club ao aquecimento regional registrado desde o último século e as oscilações climáticas regionais desde a Pequena Idade do Gelo. Para realizar a reconstrução da posição frontal da geleira na fase anterior a 1981 utilizou-se como base a cena QuickBird e o mapeamento geomorfológico como base cartográfica para a representação do mapa de interpretação da evolução frontal da geleira. O *software* utilizado neste processo foi o ArcMap 10.2 e considerou os *shapefile* do mapeamento das feições morfológicas do terreno e as linhas de borda da geleira Polar Club dos anos 1981, 1990, 1999, 2011 e 2015 geradas no mapa de retração frontal. A delimitação do posicionamento da geleira anterior a 1981 considerou a localização de geoformas, tais como morainas terminais frontais e laterais, que serviram de base para dimensionar a extensão da geleira no passado em um modelo de reconstrução da evolução da deglaciação.

A análise sobre a evolução dos sistemas lacustres foi realizada através da interpretação visual e vetorização de todos os corpos d'água presentes nas imagens QuickBird (2007) e COSMO-SkyMed (2012). Também foram considerados os dados referentes às variações frontais da geleira.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta e discute os resultados obtidos durante todo o processo investigativo conforme os objetivos propostos: a) mapeamento geomorfológico e caracterização dos processos proglaciais na Península Potter; b) identificação da variação frontal da geleira Polar Club e c) interpretação da evolução dos sistemas lacustres e depósitos morânicos na península, relacionando-os ao processo de retração glacial e à oscilação climática no período.

5.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS PROGLACIAIS

As características morfológicas da área livre de gelo da Península Potter foram obtidas pela interpretação dos mapas hipsométricos e de declividade gerados (Figura 11 a e b). Os dados altimétricos revelam que a elevação média da área livre de gelo na Península Potter é de 62m e a máxima é de 195m (cone vulcânico *Three Brothers*). O mapa de declividade indicou que a área de estudo possui um relevo predominantemente plano à suave ondulado, cuja declividade média é de 4,8%, porém há presença de maiores declividades (superiores a 74%) relacionadas ao cone vulcânico e outras áreas.

O MDE, gerado por Andrade (2013), possibilitou um alto grau de detalhamento topográfico da Península Potter devido a sua resolução espacial de 1 metro que permitiu a identificação visual de geoformas erosivas (vale em forma de U) e deposicionais glaciais na área de estudo. Estes modelos forneceram valiosas informações que auxiliaram na interpretação dos processos geomorfológicos atuantes desta península, assim como denotam Wilson e Gallant (2000), Etzelmüller e Sulebak (2000) e Smith e Clark (2005).

Os produtos de análise do terreno, mapa hipsométrico e de declividade foram uma importante base de dados para a análise das geoformas, pois auxiliaram no mapeamento geomorfológico e na reconstrução da evolução desses ambientes. Assim, permitiram a reconstrução da evolução do ambiente bem como ajudaram no estudo da dinâmica glacial e mudanças ambientais na área de estudo.

O mapeamento geomorfológico da Península Potter, realizado sobre a imagem QuickBird (Figura 12), evidenciou principalmente a identificação do padrão de disposição

espacial das feições lineares marginais ao gelo. As morainas latero-frontais marcaram a extensão frontal e lateral da geleira em distintas fases e as feições glaciofluviais evidenciaram o desenvolvimento da drenagem pelo aporte da fusão sazonal da neve e do gelo. Assim, as classes apresentadas no mapa geomorfológico (Figura 13) são: cordões morânicos, afloramentos rochosos, ambiente praial, canais, ravinas, áreas úmidas (alagadiços e lagos) e a geleira.

As morainas (Figuras 12 e 13) foram interpretadas pela forma de cordões lineares de recessão contínuos paralelos à margem atual da geleira ou à máxima extensão de avanço glacial. Segundo Bennett e Glasser (1996) feições latero-frontais (Figura 14 F) formam-se durante as fases de estabilização da frente glacial. Essas morainas possuem diferentes altitudes e extensões (chegando a ter 89m de altura e os cordões lineares mais extensos e externos apresentam 766m de comprimento).

Andrade (2013) também evidenciou morainas de menor extensão e em forma de montículos, características do ambiente recessional proglacial que se formam quando estão em contato com o gelo, muitas vezes estagnado. Hambrey (1994) e Benn e Evans (2010) justificam que estes montículos podem apresentar-se em pequenas e irregulares cristas, que contêm altas quantidades de litologias distintas com várias origens, nem sempre bem preservadas devido ao degelo sazonal.

O maior afloramento rochoso na Península Potter, e também o ponto mais alto, é o cone vulcânico *Three Brothers* (Figuras 13 e 14 B). Os demais afloramentos ocorrem nas praias (Figura 14 D) e nos terraços soerguidos (porção sudoeste da península). Muitos depósitos morânicos estão ancorados em afloramentos rochosos devido a influência dessas feições no fluxo da geleira.

O ambiente praial (Figura 14 A e D) é caracterizado pela ação das ondas e amplitudes de maré. Andrade (2013) e Fretweel *et al.* (2010) relacionam a presença de terraços marinhos soerguidos (também denominados como praias elevadas) a elevações isostáticas. As praias elevadas da IRG formaram-se durante o Holoceno através da elevação isostática ocorrida após o Último Máximo Glacial (Fretweel *et al.*, 2010). As praias elevadas são paralelas à moderna linha de costa e suas altitudes variam localmente (JOHN e SUGDEN, 1971; SUGDEN e CLAPPERTON, 1977; DEL VALLE *et al.*, 2002; FRETWEEL *et al.*, 2010).

Figura 11. Mapa hipsométrico (a) e mapa de declividades (b).

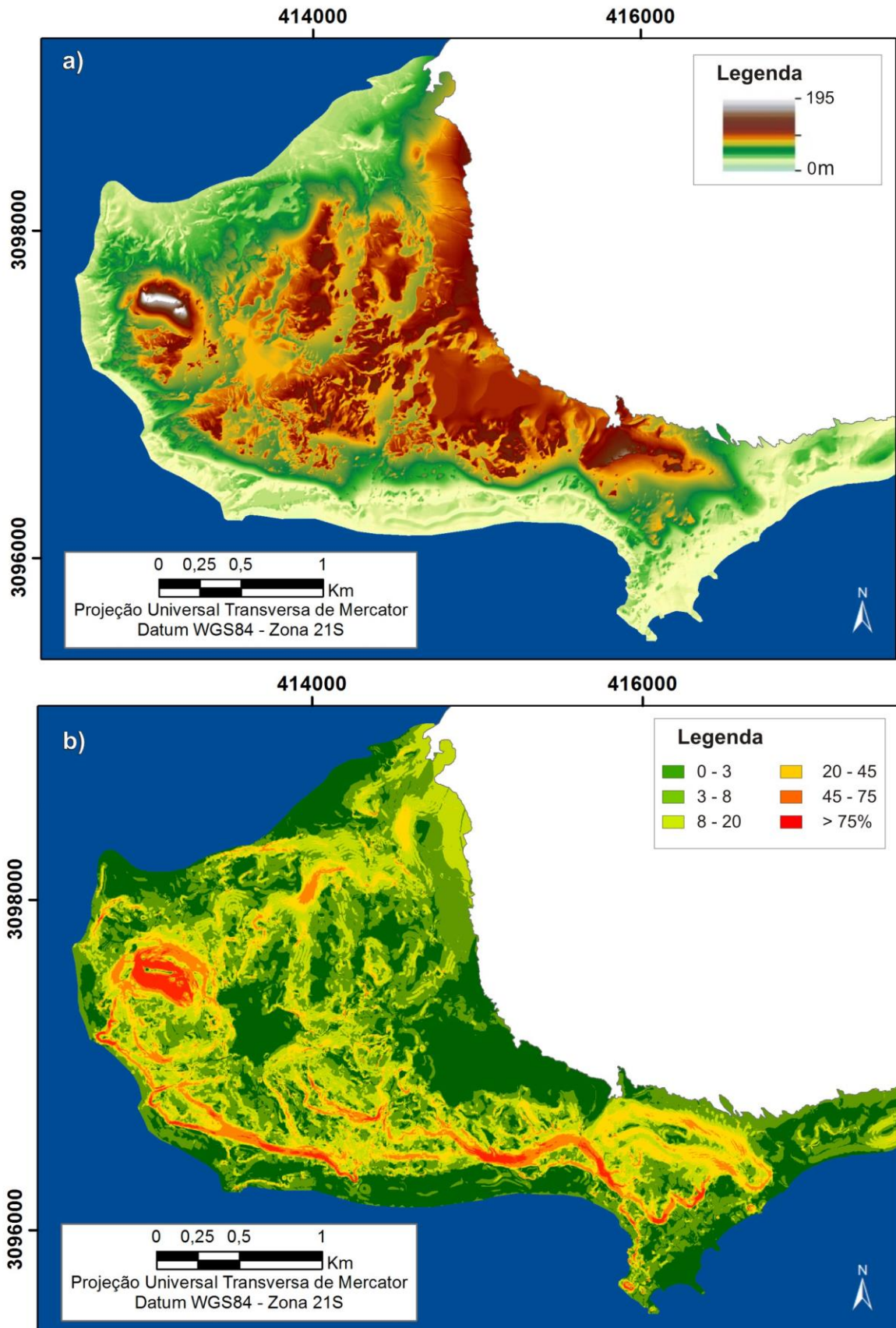


Figura 12. Imagem QuickBird de janeiro de 2007, na composição (RGB) 432. As letras representam as fotografias das feições geomorfológicas presentes na Figura 10.

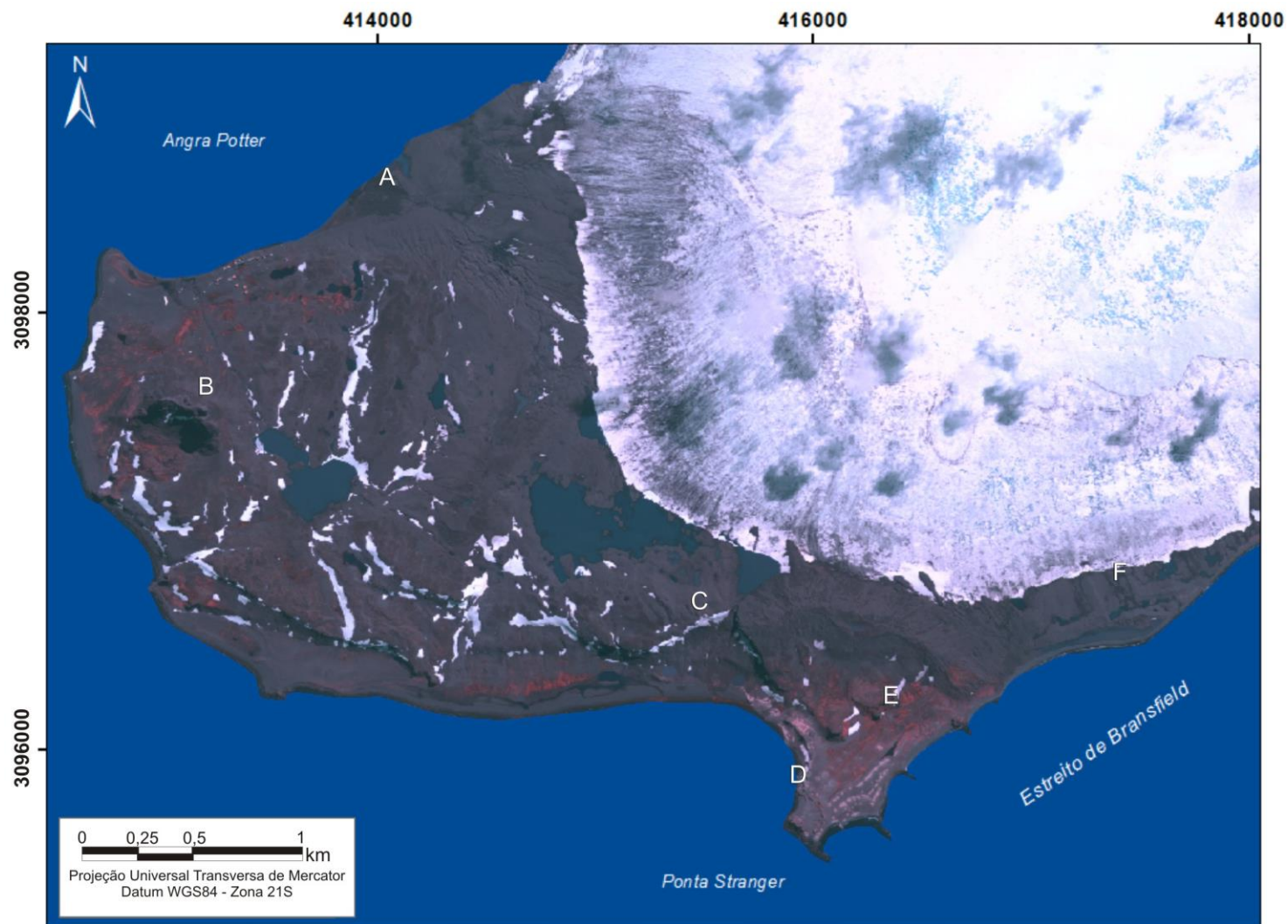


Figura 13. Mapeamento geomorfológico das áreas livres de gelo da Península Potter (sobre o modelo de sombreamento com transparência de 30%) na imagem QuickBird.

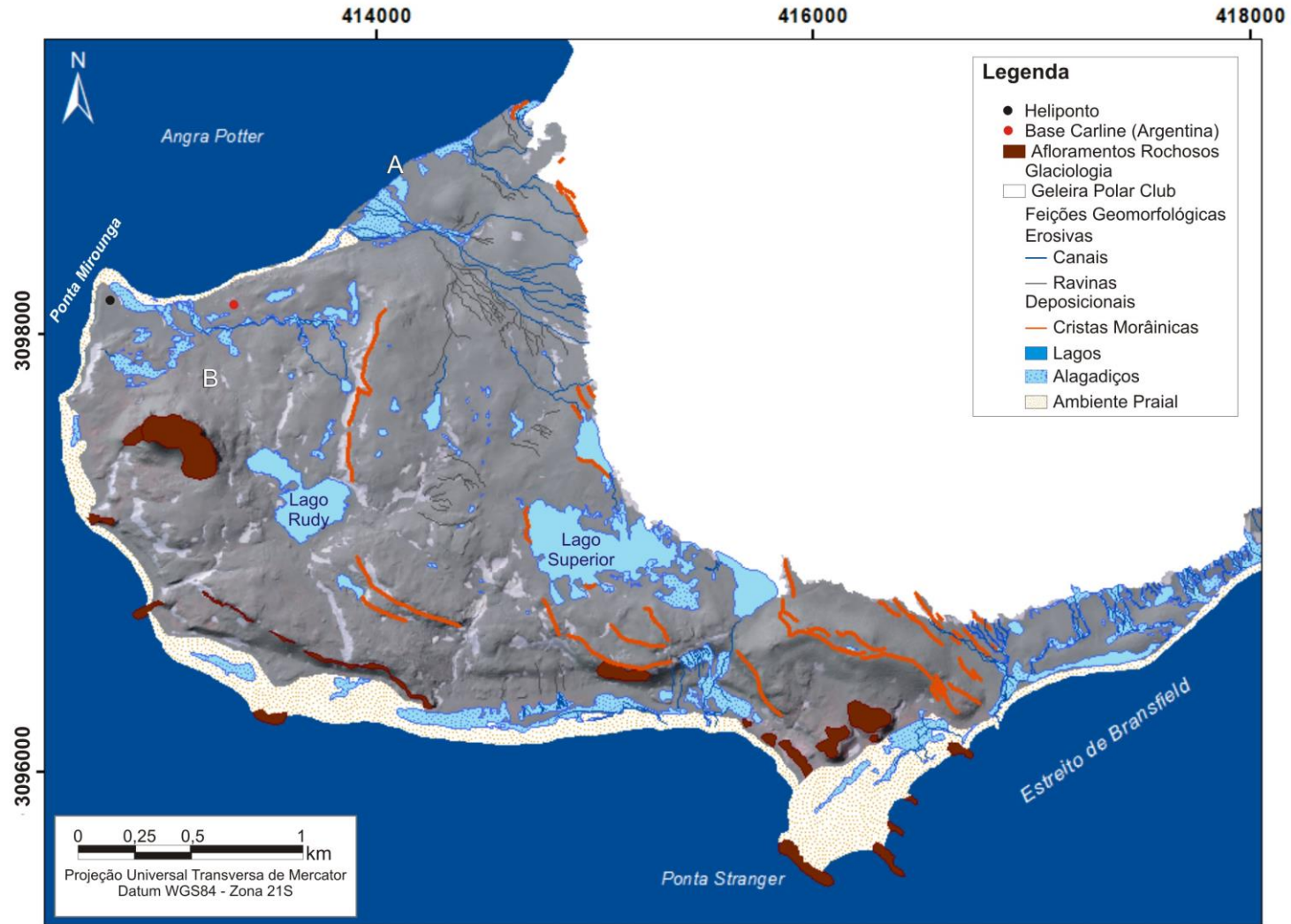


Figura 14. A) Planície glaciofluvial junto a faixa praial; B) Cone vulcânico *Three Brothers*; C) Canais glaciofluviais; D) Ambiente praial; E) Entrelaçamento de canais glaciofluviais e F) Moraina latero-frontal.
Fotografias obtidas em Fevereiro de 2012 por Andrade.



Na primavera e, principalmente, no verão (de dezembro a março) ocorre o período de derretimento da neve e gelo. Tanto as temperaturas positivas do ar quanto a precipitação líquida propiciam a formação de importantes canais glaciofluviais na península (Figuras 12, 13, 14 C). Segundo Bremer (2008) as áreas livres de gelo da IRG são drenadas por canais intermitentes e submetidos a longos períodos de invernos. Estes fluxos, ao receberem as águas provenientes do degelo e da precipitação pluvial, aumentam a intensidade dos processos erosivos que retrabalham feições deposicionais glaciais e podem gerar vales em formato V (BREMER, 2008; ANDRADE, 2013). Bremer (2008), a Península Potter apresenta a mesma característica geral para a rede de drenagem na península Warszana, onde há o predomínio de cursos fluviais principais aprofundando os talvegues de pequenos vales em V através de morainas ou no contato destas com outros depósitos. Foram evidenciadas ravinas (Figura 13), principalmente no setor NNW da península, formadas pelo fluxo convergente da água de degelo e a ação pluvial durante o verão.

Assim como evidenciado na área de estudo, Sugden e John (1984), afirma que a entrada de materiais no sistema glaciofluvial, pode ocorrer de quatro formas: a) através de detritos derivados diretamente da erosão glaciofluvial do embasamento rochoso; b) por detritos derivados de materiais previamente depositados; c) por meio de detritos deixados pelo gelo glacial e d) por detritos derivados do sistema periglacial.

O aporte de água de degelo da geleira e da neve e o fluxo glaciofluvial alimentam lagos (permanentes e intermitentes) que desaguam no sistema glaciomarinho ou nos lagos. Por esta razão a morfodinâmica local associa-se aos processos resultantes do derretimento de neve e do gelo. Os dois principais lagos da península (Figura 13) são o lago Rudy (Figura 14 B) e o lago Superior. Ambos formaram-se entre morainas neoglaciais. O lago superior, mais jovem, possui área superficial duas vezes maior do que a do lago Rudy (DELL VALLE *et al.*, 2004).

As áreas de lagos e alagadiços, presentes na Península Potter, principalmente no ambiente praial, se originam por conta das diferenças altimétricas, pois as áreas com cotas altimétricas mais baixas apresentam maior concentração de umidade resultado da convergência da drenagem. Múltiplos canais entrelaçados (Figura 14 E) formam feições fluviais deposicionais em leques, sendo identificados no setor sudoeste e sudeste da península.

Estas áreas são diretamente influenciadas pelo processo de fusão glacial, assim como denotam Tomazelli (2002) e Benn e Evans (2010).

Atualmente, a borda da geleira é a área considerada mais dinâmica, pois se evidenciam recentes mudanças ambientais como a exposição contínua de novos depósitos glaciais. Dessa forma, é relevante o monitoramento e o entendimento da sensibilidade do sistema geomorfológico proglacial às mudanças na dinâmica da geleira.

Assim que o depósito glacial é exposto à ação exógena, inicia-se o retrabalhamento desses por ação paraglacial. Segundo Mercier (2008) a atividade paraglacial é controlada por processos geomorfológicos que agem durante a transição do glacial para as condições pós-glaciais. Uma vez que, processos proglaciais são aqueles que ocorrem ao redor e dentro das margens de uma antiga posição da geleira e são o resultado direto da presença pretérita do gelo. Para Hall (2007), Mercier e Étienne (2008) e Mercier (2008) são processos paraglaciais os fluxos de detritos, a ação fluvial, eólica, marinha, lacustre e pluvial. Estes processos foram evidenciados na área de estudo.

Verificou-se a existência de depósitos de talus na Península e a descontinuidade de cordões morânicos (Figura 15) devido ao processo de retrabalhamento paraglacial. Outra consequência do recente recuo da geleira Polar Club é resultado dos processos decorrentes do retrabalhamento deposicional como o aumento dos depósitos de fluxos de detritos provenientes de cristas morânicas, considerados por Ballantyne (2002) como um dos primeiros efeitos das mudanças ambientais.

Figura 15. Atividade paraglacial no ambiente proglacial da gleria Polar Club (Fotografia obtida por Andrade em 2012).



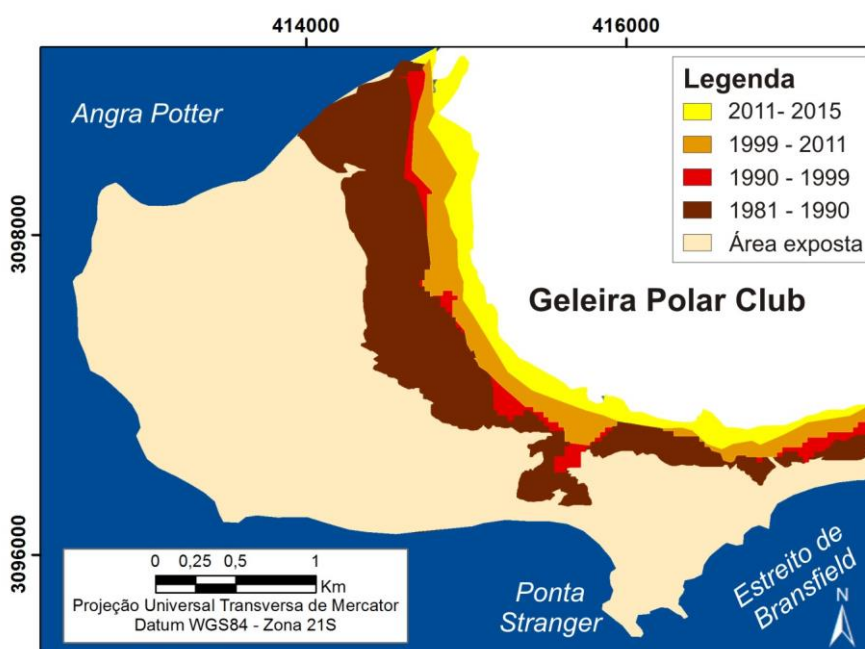
Bremer (1998) destaca que, além do papel preponderante da presença de água líquida (altamente disponível na IRG), a ação eólica é intensa e fundamental para a sua geomorfologia. Ao tranportar o material particulado (seja por suspensão ou por saltação) o vento promove uma variedade e frequência de feições erosionais eólicas nas áreas livres de gelo da ilha. Em consequência aos fortes ventos, provenientes de leste e oeste que podem atingir valores superiores a 100km/h, pois a área de estudo está sujeita a processos de ablação eólica que atuam no retrabalhamento paraglacial como afirmam Schloss *et al.*, (1998).

A retração das últimas décadas, os fluxos de água degelo de neve e a precipitação líquida resultaram na progressão dos processos periglaciais nas áreas livres de gelo da Península Potter, assim como ressalta Andrade (2013). Alguns registros geomorfológicos vêm sendo alterados recentemente pela dinâmica antrópica no setor noroeste, junto à estação Carline, também identificadas por Andrade em 2013.

5.2 MODELO DE EVOLUÇÃO DA VARIAÇÃO FRONTAL DA GELEIRA POLAR CLUB

A evolução temporal da frente da geleira Polar Club no período entre 1981 a 2015, apresentada na Figura 16, evidencia suas distintas fases de retração. A redução de área da geleira foi de 2,95km². Em 1981 a geleira ocupava uma área de 31,24km² e em 2015 passou a ocupar 28,29km², representando perda de área total de 9,44%.

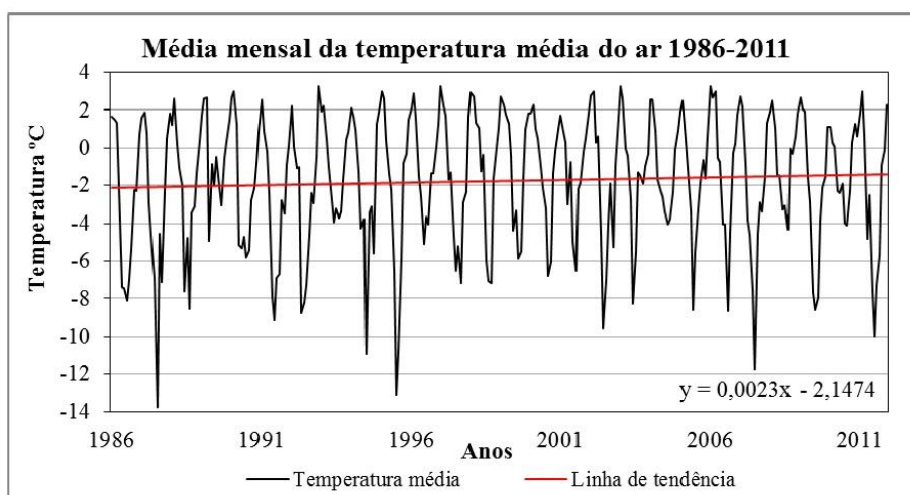
Figura 16. Variação frontal da geleira Polar Club entre 1981 e 2015.



Birkenmajer (1998) a partir de trabalhos de campo realizados a partir de 1983, já constatava que a geleira Polar Club encontrava-se em retração. Braun e Goßmann (2002) afirmaram que houve retração da Polar Club em 10% de sua área original entre os anos de 1956 a 1995. Em recente estudo, Poelking *et al.* (2014) também apontaram o aumento da área livre de gelo de 26,56% (1,62km²) entre os anos de 1986 a 2011.

Park *et al.* (1998) afirmam que o processo de perda de área desta geleira está relacionado com a tendência de aumento das temperaturas médias do ar nas últimas décadas para a região. Dados meteorológicos coletados pela base Carlini, obtidos por Andrade *et al.* (2012) entre 1986 a 2011 (Figura 17), indicam um padrão de oscilação da temperatura superficial do ar ao longo de toda a série temporal e apontam um progressivo aumento das temperaturas médias anuais.

Figura 17. Temperaturas médias do ar entre 1986-2011.



Fonte: Adaptado de Andrade *et al.* (2012) e Poelking *et al.* (2014).

Neste período de 26 anos, Andrade *et al.* (2012) confirmaram a tendência de aquecimento na Península Potter pelo incremento de 1,03°C. Esta tendência é superior do que a apresentada por Ferron *et al.* (2004) que relatam o incremento de 1,1°C no período de 1947 a 1995 para toda a IRG.

Quando comparado a outras regiões do planeta, a Península Antártica apresentou aquecimento regional superior nas últimas seis décadas, uma vez que a média da temperatura superficial do ar na península aumentou 3°C desde 1950 (MORRIS e VAUGHAN, 2003; MONAGHAN *et al.*, 2008; CARRASCO, 2013; IPCC, 2013).

Os dias com precipitação líquida no verão aumentaram, bem como o número de dias em que a temperatura média ultrapassou os 0°C (BRAUN *et al.*, 2001). Estas situações aceleram o processo de fusão da neve e do gelo aumentando o balanço de massa negativo das geleiras da ilha (FERRANDO e ROSA, 2009; KEJNA *et al.*, 2013; ROSA *et al.*, 2014b, 2014c).

Ao analisar o processo de retração da geleira Polar Club, apresentado na Figura 16 em marrom e na Tabela 5, percebe-se uma retração de 0,17km² ao ano entre os anos de 1981 a 1990. Esta retração pode estar associada à tendência de aumento da temperatura média superficial do ar no período (Figura 17).

O período subsequente, de 1990 até 1999 (em vermelho) apresentou a menor taxa de retração (0,3km² ao ano), comparativamente aos períodos observados (Tabela 5). O período de 1999 a 2011 (em laranja na Figura 16) também apresentou baixa taxa de retração, mas com valores maiores que o período anterior (0,5km² ao ano) (Tabela 6). Assim, no período entre 2011 a 2015 a taxa de retração é de 0,12km² ao ano. Este intervalo de tempo apresenta uma relativa alta taxa de retração glacial, principalmente pelo seu curto intervalo de tempo, de apenas quatro anos (Figura 16).

Tabela 6. Taxas de retração da geleira Polar Club entre 1981 a 2015.

Anos	1981-1990	1990-1999	1999-2011	2011-2015
Retração (km ²)	1,54	0,29	0,61	0,51
Intervalo (anos)	9	9	12	4
Taxa de retração (km ² /ano)	0,17	0,03	0,05	0,12

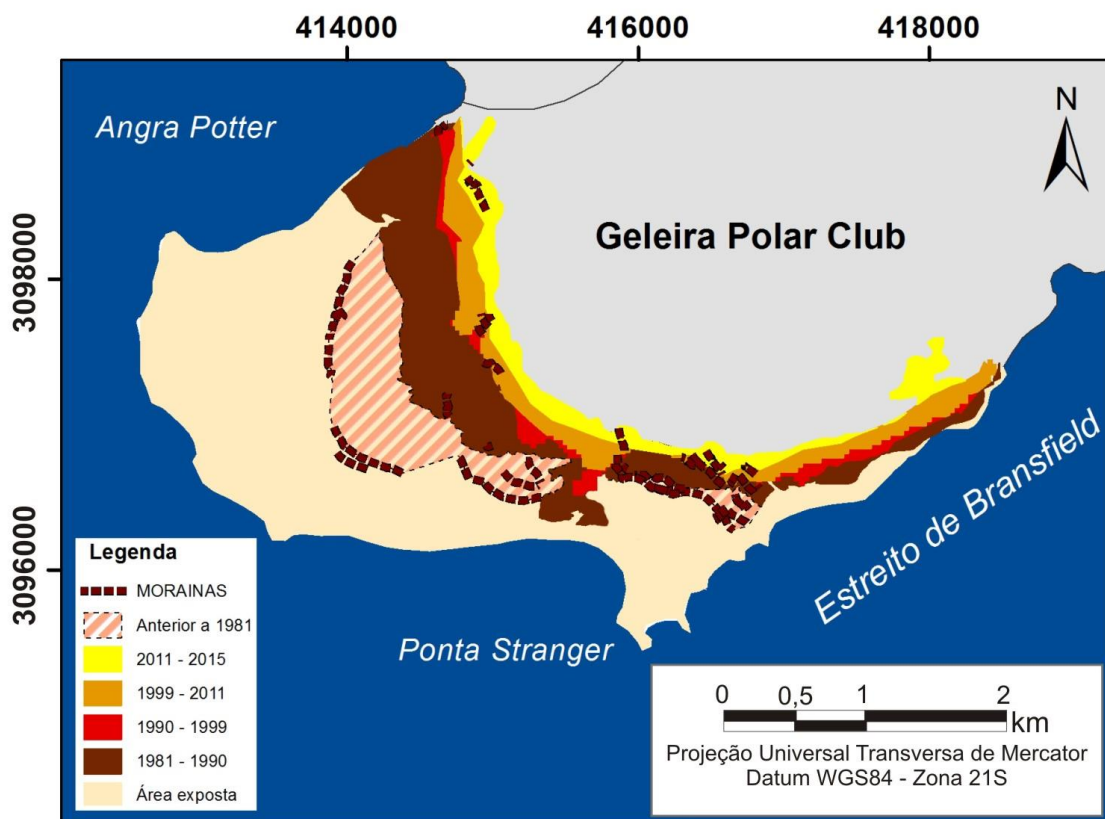
O recuo desta geleira é pouco expressivo quando comparado a outras geleiras com maior retração na IRG, mas quando se analisa o aumento da área livre de gelo há expressividade, pois houve aumento significativo da área exposta que em 1981 era de 5,05km² e passou para 8km² em 2015, representando aumento de 36,87%.

Rosa *et al.* (2014c) e Simões *et al.* (2015) indicam a rápida retração de outras geleiras com término em terra na IRG durante as últimas décadas. As geleiras Wanda, Dragão e Professor, que fluem para a Enseada Martel, apresentaram altas taxas de retração e perderam, respectivamente, 31%, 54% e 39% de suas áreas entre 1979 a 2011. Segundo Rosa *et al.*

(2014c) as perdas de área são relacionadas aos processos que levam o balanço negativo de massa, como a fusão basal e degelo supraglacial, relacionados à tendência de aumento da temperatura e da precipitação líquida.

A análise da disposição espacial e morfologia de cordões morânicos foram base para indicar as fases de estabilização frontal da geleira (Figura 18). O modelo de evolução da variação frontal da Polar Club apresenta os resultados da interpretação do padrão de retração desde 1981 e anterior a 1981 (Figura 19).

Figura 18. Recuo da geleira Polar Club anterior a 1981.

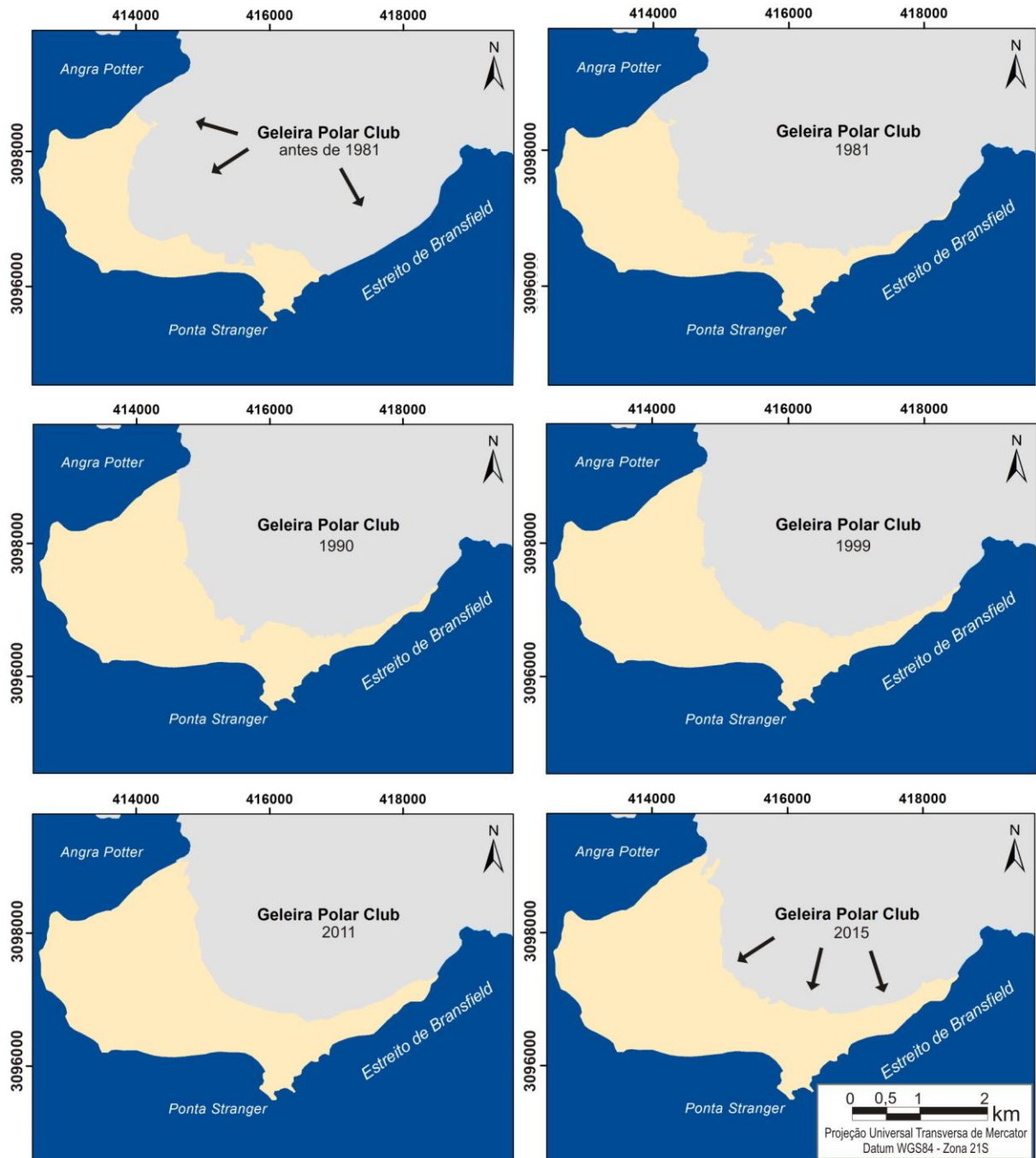


As morainas mais externas foram interpretadas como correlacionadas em escala temporal e sua morfologia representa a última máxima extensão glacial registrada anterior a 1981 na Península. Esta posição pode ser indicativa de condições de avanço glacial durante a Pequena Idade do Gelo, assim como evidenciada por Hall (2007) para a geleira Collins.

Ao realizar datação por radiocarbono em cristas morânicas contínuas, paralelas a atual posição frontal da geleira Collins (Domo Bellinshausen, Península Fildes, IRG) Hall (2007) indicou que estas são contemporâneas ao último extensivo avanço glacial ocorrido durante a Pequena Idade do Gelo, aproximadamente 650 anos atrás. Naquele momento, a geleira

estendeu sua frente entre 400 a 500m à frente da presente margem. Através da datação por radiocarbono confirmou-se que este avanço glacial foi o mais extenso dos últimos 3.500 anos (HALL, 2007).

Figura 19. Modelo de evolução da frente da geleira Polar Club.



Através das constatações de Hall (2007) e pelas características da frente da geleira Collins (próximas à geleira Polar Club) é possível fazer esta associação entre as morainas identificadas nas imagens e o Último Máximo Glacial ocorrido na Pequena Idade do Gelo.

Para confirmar esta hipótese seria necessário realizar a datação por radiocarbono nas morainas mais externas da Península Potter.

Ao analisar as fases de evolução da frente da geleira (Figura 19) foi possível identificar alterações no padrão de fluxo da mesma ao longo do tempo. As setas direcionais (Figura 19) apresentam as principais direções da geleira. Em uma fase anterior à atual, onde a geleira possuía três ramificações (línguas) que fluíam para diferentes direções comparando-se com o fluxo radial atual (relacionado à sua atual forma em domo).

A ramificação que fluía para o setor noroeste da península indica que a geleira ocupava a área representada pela formação de um vale em U e poderia estar em condição frontal de maré. O fluxo que era direcionado para o sudeste, também indica que lá a configuração de término caracterizava uma geleira de maré. Para Sugden e John (1984), Menzies (1995), Bennett e Glasser (1996) e Benn e Evans (2010) tanto a velocidade quanto a direção do fluxo de uma geleira estão diretamente relacionadas com o balanço de massa, deformações internas e com o regime termal basal.

A recente resposta de retração da geleira mostra que estas alterações são relacionadas à posição geográfica da IRG, às oscilações climáticas e às mudanças na espessura da cobertura de gelo que estão no ponto de fusão sob pressão (MACHERET *et al.*, 1997; MACHERET e MOSKALEVSKY, 1999; PFENDER, 1999; SIMÕES *et al.*, 2004).

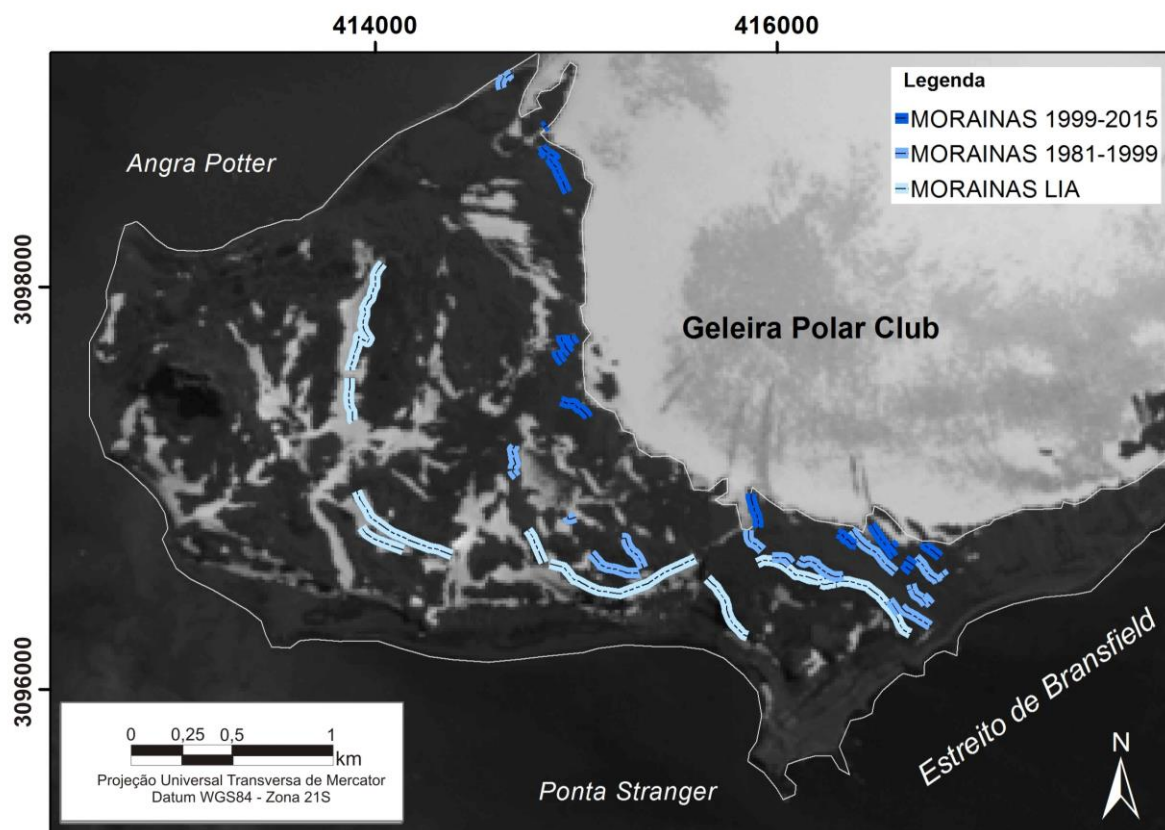
5.3 INTERPRETAÇÃO DA EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS LACUSTRES E DEPÓSITOS MORÂINICOS NA PENÍNSULA POTTER

A interpretação sobre a evolução dos depósitos morânicos da Península Potter (Figura 20) foi realizada a partir do mapa de retração da geleira Polar Club e pela disposição dos cordões morânicos representados na Figura 15. Desta forma, foi possível identificar três fases principais de formação de morainas que evidenciam antigas posições da frente da geleira durante períodos de estabilização da dinâmica frontal. Como denotam Hambrey (1994) e Bennett e Glasser (1996) este tipo de moraina, perpendicular ao movimento do gelo, registra os estágios de permanência estacional da geleira durante seu avanço ou recuo.

Nas morainas LIA (Figura 20), termo que se refere à Pequena Idade do Gelo (*Little Ice Age*), em azul mais claro, estão as cristas morânicas mais externas que podem ser

consideradas morainas terminais de avanço formadas no limite máximo da geleira Polar Club. Estes cordões lineares mais externos, paralelos à posição de estabilização frontal da geleira no período, apresentam orientação de NNE-SSW e WNW-ESE.

Figura 20. Carta imagem da evolução dos depósitos morânicos da Península Potter, utilizando Landsat.



A moraina com orientação para o NNE-SSW possui 766m de comprimento e altitude média de 60m. As demais, orientadas a WNW-ESE, variam entre 112 a 509m de comprimento e entre 58 a 77m de altitude. Os padrões e formas encontrados acordam com os preceitos de Hambrey (1994) e Benn e Evans (2010), uma vez que as morainas de avanço máximo, geralmente, são arqueadas e podem sofrer processo por deformação glaciotectônica e empurrões.

A elevada altura de alguns morainas mais distais à margem atual da Polar Club também evidencia condições de alta capacidade de transporte e suprimento sedimentar pela geleira no passado. Representando assim, maior espessura da geleira no setor onde a moraina mais distal estava sendo formada.

Nos registros morânicos associados às retrações ocorridas entre 1981 a 1999, em tom de azul médio na Figura 20, percebe-se que existe pouca preservação deste tipo de feição. As

que são preservadas apresentam-se orientadas a WNW-ESE e chegam a ter 89m de altitude. Algumas dessas morainas participam do represamento de fluxo de água de degelo, formando lagos que variam ao longo do tempo em área e em extensão devido à relação de distância da geleira e o aporte de água de degelo. A falta de preservação destas morainas indica também a intensa atividade paraglacial na área proglacial distal da geleira. Ainda, em algumas vertentes de morainas e cristas rochosas, acontece o acúmulo de neve que no verão, ao derreter, propicia a retenção de água de degelo em setores côncavos destas vertentes.

As morainas mais modernas, formadas entre 1999 e 2015, apresentadas na Figura 20 em tom de azul mais escuro, são menores e irregulares quando comparadas às outras morainas da área de estudo. Apesar de seguir a mesma orientação que as demais, no sentido WNW-ESE, estas pequenas morainas apresentam comprimentos que variam entre 28 a 301m e altitudes que oscilam entre 15 a 45m. Bennett e Glasser (1996) acrescentam que estas pequenas e irregulares cristas contêm altas quantidades de litologias distintas com várias origens, nem sempre bem preservadas devido à proximidade com a frente da geleira e o processo de regelo que lá ocorre.

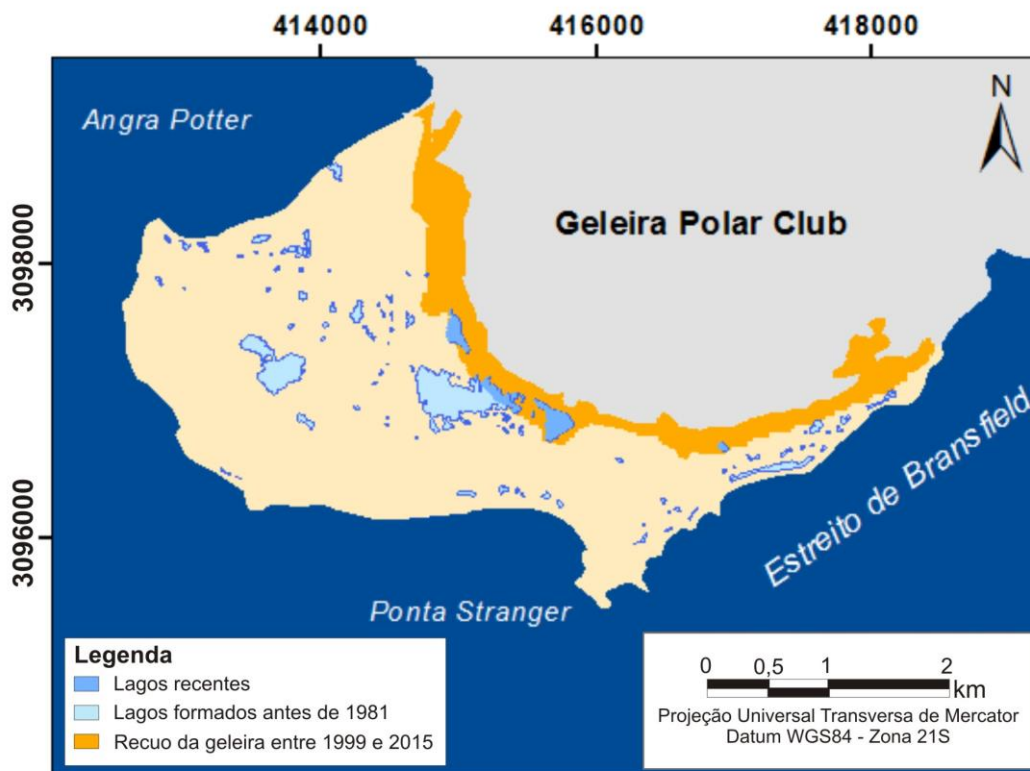
Com a atual retração há a formação de morainas recentes, com menor espessura e em cordões descontínuos, principalmente no setor sudeste. Estas morainas podem ser consideradas morainas latero-frontais e são importantes registros que comprovam que neste setor da península a geleira estava em contato com o ambiente glaciomarinho e apresentava configuração de geleira de maré.

O mapa de interpretação da evolução dos sistemas lacustres nas áreas livres de gelo da Península Potter (Figura 21) foi gerado para o período de 2006 a 2011 a partir da imagem QuickBird e interpretação visual da COSMO-SkyMed na polarização HH. A imagem COSMO-SkyMed forneceu condições para a melhoria na distinção de feições. Como resultado obteve-se um mapa comparativo dos corpos de água das duas imagens associado a variação frontal da geleira, possibilitando a identificação e mensuração da variação dos sistemas lacustres no período.

No total, a área livre de gelo da Península Potter apresenta 103 lagos, sendo que destes cinco foram formados após 1999 (Figura 21). Desde 1999 surgiram dois corpos de água com áreas representativas localizados nas proximidades do lago Superior, sendo que o lago da sua

direira (considerando o sentido de fluxo da geleira) possui área de aproximadamente 22.821m² e o da sua esquerda tem 36.487m².

Figura 21. Evolução dos sistemas lacustres na Península Potter entre os anos de 1999-2015.

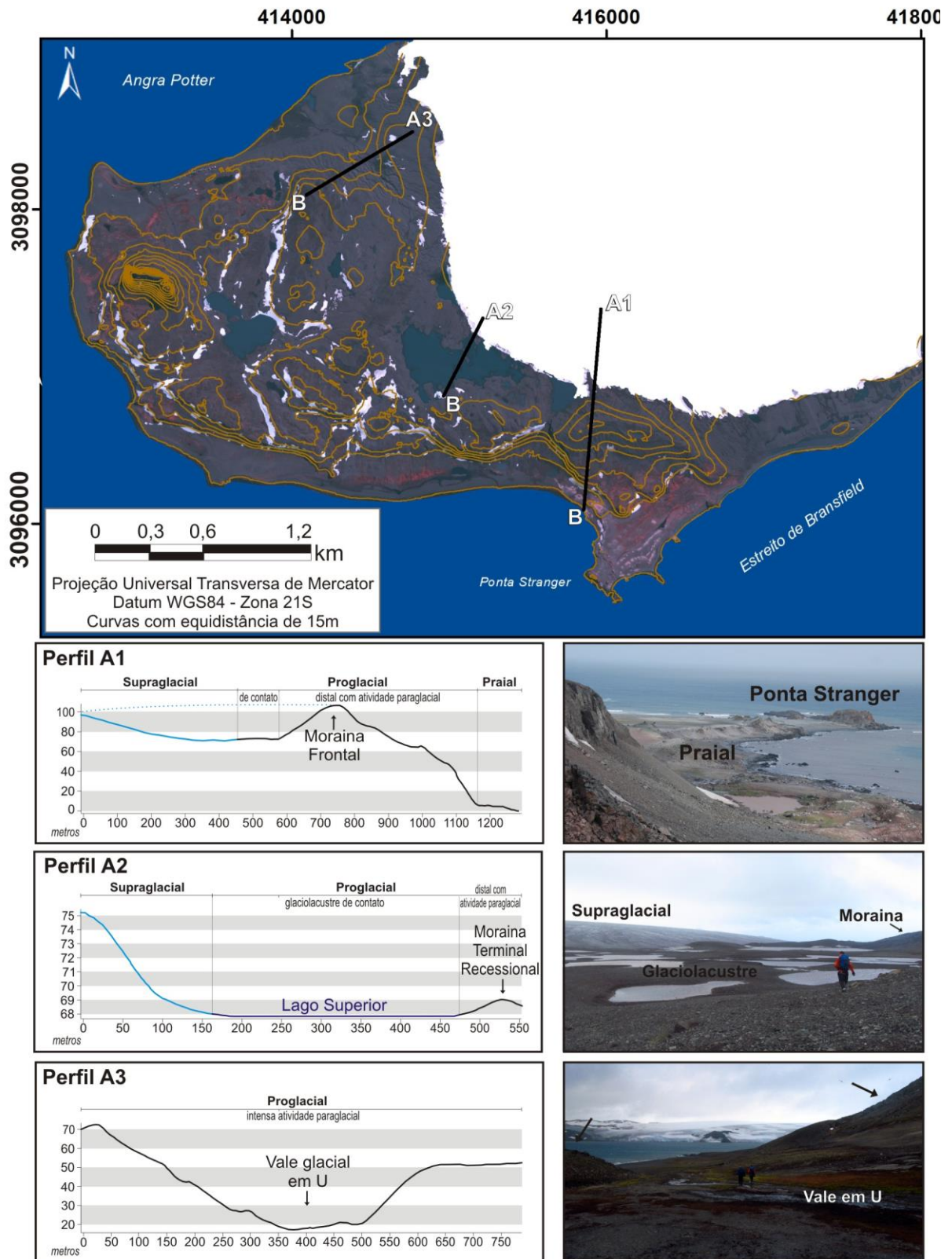


O lago Superior, que em 1999 estava em contato direto com a geleira Polar Club, possuía área de 145.669m². Em 2011, este mesmo lago apresentava área de 168.868m², representando um incremento de área de 23.199m², ou 16%, relacionado com o aumento da área livre de gelo. Para avaliar com maior precisão estas e outras variações, seriam necessários estudos com maior detalhamento temporal (sazonais e multianuais).

Com a evolução da retração da geleira podem surgir novos lagos represados por novas morainas que atualmente estão em formação. Também é possível que os lagos atuais, conforme o distanciamento entre os mesmos e a geleira, percam área e/ou volume devido à mudança de aporte de água de degelo dos canais.

Através da análise das curvas de nível foram escolhidos três transectos, definidos pela sua representatividade no relevo da Península Potter (Figura 22). No primeiro perfil, analisou-se a variação altimétrica entre a geleira Polar Club e o cordão morânico mais externo, o segundo apresenta uma área glaciolacustre de contato com a geleira e o terceiro o vale glacial em U formado quando a geleira ocupava aquele espaço.

Figura 22. Apresentação dos três perfis topográficos e transectos sobre o mapa de curvas de nível com equidistância de 15m. (Perfis e fotografias representativas das feições presentes ao longo dos transectos. A fotografia do perfil A1 mostra o ambiente praial e afloramentos rochosos. A fotografia do perfil A2 mostra parte da moraina recessional que ancora o lago Superior. A fotografia do perfil A3 mostra parte do vale em U).



O perfil A1 mostra a transição do ambiente supraglacial para o ambiente praial, passando pelo ambiente proglacial de contato e ambiente proglacial distal (Figura 22). No ambiente supraglacial, os sedimentos estão em contato direto com a geleira e são depositados diretamente pelo gelo (BENNETT e GLASSER, 1996; ROSA, 2006). No ambiente proglacial de contato, a deposição glacial ocorre quando o material sedimentar foi transportado pelo próprio gelo (BELL, 2013).

No ambiente proglacial de contato, a deposição glacial ocorre quando o material sedimentar foi transportado pelo próprio gelo (BELL, 2013). No ambiente proglacial distal com atividade paraglacial do perfil A1 há uma moraina frontal ressecional, formada por um longo período de estabilização da frente da geleira nesta posição durante um avanço glacial.

Em direção ao setor praial percebe-se uma grande declividade, uma vez que todas as feições anteriores a ela apresentam altitudes elevadas e após a mesma há uma maior declividade. Nos últimos 100m deste perfil (perfil com 1.200m), há o ambiente praial com altitudes próximas do nível do mar e o terreno apresenta-se plano. Este perfil se enquadra na caracterização morfológica de Andrade *et al.* (2011) uma vez que os autores indicam que na Península Potter há predominância de planaltos crioplanados com encostas íngremes ao longo das praias que possuem relevo suave .

O perfil A2 (Figura 22) também apresenta a transição entre os ambientes supraglacial e proglacial (de contato e distal). A grande diferença e representatividade deste transecto se dá pelo contato da geleira com o lago Superior, configurando um ambiente proglacial glaciolacustre de contato (com quase 300m de extensão), ancorado por uma moraina terminal recessional. Shridhar *et al.* (2015) associam lagos proglaciais de contato direto com o gelo, muitas vezes represados por morainas, com a variabilidade e as recentes mudanças climáticas locais.

O perfil topográfico A3 (Figura 22) indica que, em posição pretérita, a geleira Polar Club tinha mais de uma ramificação de fluxo, um destes sentidos poderia estar fluindo para noroeste, em direção a Angra Potter, e formando um vale em U. Neste setor, não se percebem morainas que marcavam os estágios de avanço ou recuo da geleira devido a intensa atividade paraglacial. Assim, investigações no fundo marinho para a identificação de possíveis bancos morânicos podem demonstrar se geleira possuía seu término diretamente no ambiente glaciomarinho.

5.4 ANÁLISE DOS POTENCIAIS E LIMITAÇÕES NA UTILIZAÇÃO DE IMAGENS COSMO-SKYMED PARA CARACTERIZAÇÃO DOS SISTEMAS LACUSTRES

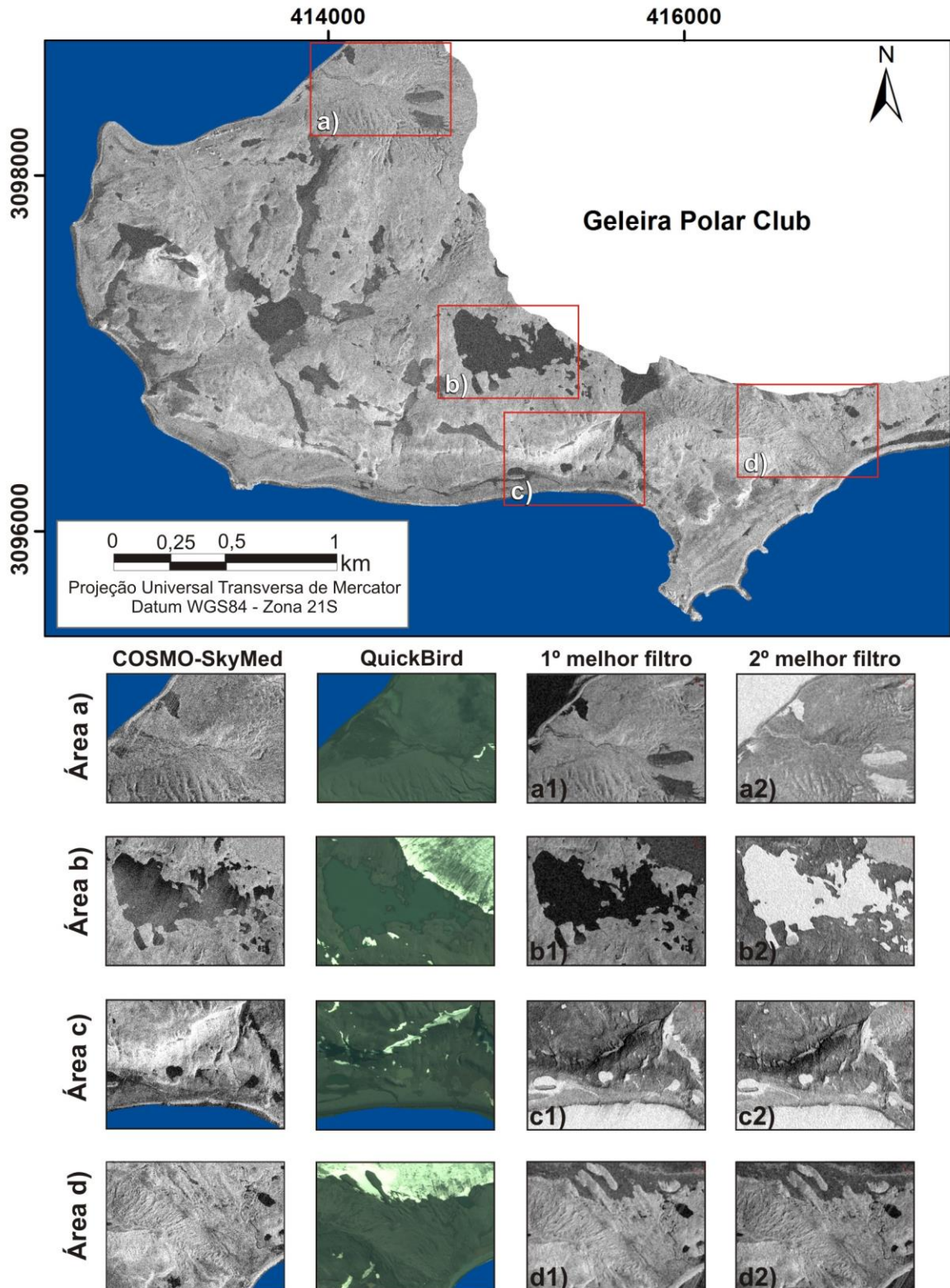
Pela dificuldade na identificação e interpretação de feições nas áreas livres de gelo da Península Potter, decorrente da similaridade no comportamento espectral de alguns alvos da imagem QuickBird, foi necessário o uso de imagens SAR para sanar as dúvidas no momento da vetorização. Assim, avaliou-se o uso de duas cenas COSMO-SkyMed (nas polarizações HH e VV) para auxiliar na discriminação de feições geomorfológicas em quatro áreas de incerteza (Figura 23) e gerar o mapa geomorfológico final (Figura 13), sendo elas: a) canais, lagos e alagadiços; b) interface entre a geleira/rochas/sedimentos/corpos de água; c) interface entre pequenos lagos ou sedimentos encharcados com ou sem cobertura vegetal e d) interface entre os cordões lineares, jovens e antigos.

A interpretação das imagens SAR baseou-se em testes de filtros para melhorar a delimitação de bordas das feições e melhorar a análise visual (em relação aos tons distintos nas imagens) através da homogeneização das texturas, padrões de forma, sombras, posição topográfica, orientação e contexto geomorfológico regional.

Foram testados 14 tipos de filtros no *software* ENVI 4.7, em mais de uma configuração nas duas imagens COSMO-SkyMed (mesma data de aquisição, nas polarizações HH e VV). A Figura 23 apresenta os dois filtros com melhores resultados nas quatro áreas de incerteza. Cada uma das áreas de interesse, demarcadas na parte superior da Figura 23, foi ampliada e organizada em uma tabela onde as linhas apresentam as comparações dentro de uma mesma área e as colunas mostram as imagens originais dos satélites (COSMO-SkyMed e QuickBird) utilizados neste estudo e os dois melhores resultados obtidos durante os testes de filtragem. Os filtros direcionais e de realce de bordas se mostraram mais eficientes para a proposta (Tabela 7).

As áreas de interesse para os testes são diferentemente caracterizadas nas imagens COSMO-SkyMed. A área (a) caracteriza-se por apresentar terreno com baixas altitudes, canais (permanentes e intermitentes), ravinas, pequenos lagos, alagadiços e intensa atividade paraglacial. Os canais são visualmente distinguidos em ambas polarizações pelas suas formas lineares em tons de cinza escuros devido à presença de água.

Figura 23. Análise dos melhores filtros para vetorização das áreas de incerteza, nas imagens COSMO-SkyMed.



A área (b) caracteriza-se pela interface entre a geleira, lago Superior e as rochas/sedimentos, apresentando um grande contraste entre os corpos de água (em tom de cinza muito escuro) com as outras feições (médios tons de cinza). A área (c), além de

apresentar novamente a interface entre pequenos lagos e o substrato rochoso, possui sedimentos encharcados com ou sem cobertura vegetal (musgos e líquens), feições praias cujas superfícies são suaves, pouco declivosas e constantemente influenciadas pela maré e pelo aporte de água dos fluxos de água de degelo.

A diferenciação visual das feições se dá pela presença da água, quanto mais úmido o local, mais escuros são os tons de cinza. Na área (d) há cordões morânicos latero-frontais de duas fases, orientados a WNW-ESE. Estas feições mostram-se mais rugosas e em tons de cinza mais claros, quando comparado com as áreas adjacentes mais lisas e úmidas. Assim, as variações nos valores de retroespalhamento em imagens de RADAR são resultantes de alterações nas características físicas superficiais do terreno iluminado, como sedimentos, teor de umidade, rugosidade e geometria (SARAPIROME *et al.*, 1995).

Assim como indica Schowengerdt (2007), observa-se que textura e umidade são importantes na interpretação de imagens SAR. A textura, causada pela distribuição espacial da sombra dos alvos e pela configuração do relevo, descreve a rugosidade visual de uma superfície, possibilitando a distinção e delimitação de áreas cobertas por solo, rocha, corpos de água, neve e gelo (Schowengerdt, 2007). A umidade fornece informações relevantes em relação aos elementos que configuram a superfície, devido (principalmente) às propriedades dielétricas da água. Para Kushwaha *et al.* (2000), Baghdadi *et al.* (2001) e Henderson e Lewis (2008) os dados SAR tem sido utilizados para avaliar a extensão de áreas alagadas por apresentarem-se úteis no delineamento dos limites nestes setores.

Tabela 7. Melhores resultados nos testes de filtros, associados às áreas de interesse da Figura 20. A letra indica a área e os números um e dois indicam a ordem dos melhores resultados.

Área	Melhor resultado na filtragem	Polarização
a1	Direcional – Noroeste	HH
a2	Passa Alta – Detector de borda	HH = VV
b1	Passa Alta – Realce de borda	HH
b2	Passa Alta – Realce de borda vertical	HH
c1	Direcional - Sudeste	HH = VV
c2	Passa Alta – Detector de borda ou realce de borda vertical	VV
d1	Direcional – Noroeste/Sudeste	HH = VV
d2	Passa Alta – Realce de borda	VV

Na área (a) os canais são facilmente identificados nas duas polarizações. Neste caso, as formas lineares foram melhor realçadas pelo filtro Direcional com alinhamento para Noroeste na polarização HH. Os lagos, por absorverem a maior parte da energia de RADAR incidente, apresentaram melhores resultados com os filtros de realce de bordas tanto na polarização HH quanto na VV. A mesma constatação foi obtida por *Rosa et al.* em 2013.

Ao avaliar a transição entre diferentes alvos, como no caso da área (b), percebeu-se que os filtros Passa Alta, principalmente na polarização HH, possibilitaram demarcar com maior nitidez, a interface entre o substrato rochoso e os corpos de água, bem como a borda da geleira.

Na área (c), as feições de interesse são alagadiços, sedimentos encharcados e o ambiente praial com sedimentos de maior granulometria. Através do filtro direcional com polarização horizontal foi possível distinguir com maior segurança as áreas com coberturas sedimentares, neve e lagos das áreas úmidas e/ou encharcadas. Os depósitos paralelos a linha de costa foram melhor identificados na polarização HH através dos filtros Direcional de Sudeste e Realce de borda vertical. As praias elevadas possuem formas lineares e curvas, alinhadas paralelamente à costa. Nas imagens COSMO-SkyMed estas feições foram identificadas com maior exatidão pelo filtro Direcional alinhado a Sudoeste, devido à orientação da Península Potter.

Os cordões lineares, presentes na área (d), foram melhor identificados através dos filtros Direcional e de Realce de bordas. Isso se deve pela geometria de visada lateral dos sistemas RADAR que melhoram o reconhecimento de características lineares de feições glaciais, como cristas morânicas e canais de água de degelo. O filtro Direcional orientado, tanto a Noroeste quanto a Sudeste, em ambas polarizações apresentou o melhor resultado devido a disposição espacial destas feições lineares da área de estudo.

6 CONCLUSÕES

Os produtos de análise do terreno foram uma importante base de dados para a identificação das feições de interesse nas áreas livre de gelo da Península Potter, pois a metodologia proposta possibilitou a caracterização geomorfométrica da área de estudo com a descrição detalhada das condições topográficas do terreno. A discriminação das geoformas para o mapeamento geomorfológico nas áreas livres de gelo da Península Potter foi auxiliada pelas imagens COSMO-SkyMed, em polarização HH e VV, através da aplicação de diferentes filtros. Após avaliação, foram aplicados os filtros de convolução (Passa alta) para realçar feições como a interface entre lagos, alagadiços e sedimentos encharcados de interesse na área de estudo. O mapeamento geomorfológico da Península Potter evidenciou os processos geomorfológicos e o padrão de disposição espacial das feições lineares marginais ao gelo, como cordões morânicos, e feições glaciofluviais relacionadas ao aporte da fusão sazonal da neve e do gelo, terraços marinhos, ravinas e afloramentos rochosos.

O alto grau de detalhamento topográfico da Península Potter, com resolução espacial de um metro, permitiu a identificação visual de geoformas erosivas como um vale em forma de U. Esta feição está associada a uma ramificação do fluxo da geleira, que em fase pretérita, fluía para o setor noroeste da península. Este vale indica que a geleira ocupava a área representada pela sua forma em U e que a Polar Club poderia estar em condição frontal de maré.

Análises sedimentares futuras poderão revelar maiores informações sobre o regime termal da geleira Polar Club e poderiam ser utilizadas para validar a proposta de mapeamento geomorfológico que foi gerado neste trabalho.

A área com predomínio de processos proglaciais, diretamente relacionada pela instabilidade decorrente do recuo da geleira, é mais dinâmica no setor proximal da borda na área livre de gelo da Península Potter por evidenciar recentes mudanças ambientais como a exposição contínua de novos depósitos glaciais. Foi relevante o monitoramento e o entendimento da sensibilidade do sistema geomorfológico proglacial às mudanças na dinâmica da geleira, bem como a compreensão dos processos paraglaciais.

A evolução temporal da frente da geleira Polar Club entre 1981-2015 evidenciou a redução de área da geleira em $2,95\text{km}^2$, representando perda de área total de 9,44%.

Este

processo de perda de área está diretamente relacionado com a tendência de aumento das temperaturas médias do ar nas últimas décadas, o aumento de dias com precipitação líquida no verão e o número de dias em que a temperatura média ultrapassou os 0°C. O recuo da geleira Polar Club é pouco expressivo quando comparado a outras geleiras da IRG. No entanto, quando se observa as áreas expostas evidenciou-se que houve um aumento significativo (36,87%). O modelo de evolução da variação frontal da geleira Polar Club evidenciou o padrão de retração da geleira na fase anterior à 1981 até 2015 e indicou a condição de último avanço glacial registrado durante a Pequena Idade do Gelo e o contínuo processo de retração desde então. As imagens ópticas foram essenciais no processo de entendimento da retração da geleira Polar Club nestes últimos 34 anos, principalmente, devido às vantagens temporais dos sensores envolvidos e a facilidade em manipular/extrair dados através do comportamento espectral típico dos alvos.

Através da evolução dos depósitos morânicos da Península Potter foi possível identificar três fases principais de formação de morânicas que evidenciaram antigas posições da frente da geleira durante períodos de estabilização frontal. As cristas morânicas mais externas, relacionadas à Pequena Idade do Gelo, consideradas morainas terminais de avanço, paralelas à posição de estabilização frontal da geleira no período. Os registros morânicos originados entre 1981-1999 são pouco preservados.

Algumas morainas participam do represamento de fluxo de água de degelo, formando lagos que variam ao longo do tempo em área e em extensão devido à relação de distância da geleira e o aporte de água de degelo. A falta de preservação destas morainas indica a intensa atividade paraglacial na área proglacial da geleira. As morainas mais modernas, menores e irregulares, nem sempre bem preservadas devido à proximidade com a frente da geleira são importantes registros, pois comprovam que neste setor da península a geleira estava em contato com o ambiente glaciomarinho e apresentava configuração de geleira de maré. Para confirmar as hipóteses sobre os fluxos da geleira de noroeste e de sudeste que indicam o contato pretérito da geleira com o ambiente glaciomarinho seriam necessários outros procedimentos investigativos, para detecção de bancos morânicos no mar.

A análise da evolução dos sistemas lacustres da área de estudo evidenciou que diversos lagos, como o lago Superior, têm sofrido grandes alterações no decorrer destes últimos 34 anos. Conforme os resultados apresentados ao longo deste trabalho percebe-se que

o lago Superior ganhou área e perdeu o contato direto com a geleira. Para avaliar com maior precisão estas e outras variações seriam necessários estudos com maior detalhamento temporal (sazonais e multianuais).

A implementação do teste de filtros neste trabalho foi extremamente importante durante o processo de análise visual das feições, pois permitiu a correta diferenciação e posterior vetorização dos alvos de interesse. As imagens SAR se mostraram úteis, não somente por não sofrerem intervenções atmosféricas, mas, principalmente, pois as características inerentes deste tipo de imagem permite a melhor diferenciação dos corpos de água e das áreas úmidas. Além disso, o conhecimento do ambiente do ambiente estudado facilitou a escolha dos filtros que respeitaram as formas e as orientações do terreno. Por estas razões as técnicas de processamento digital de imagens utilizadas foram essenciais para a elaboração do mapeamento geomorfológico da Península Potter.

Assim, através da concretização da análise de todos os objetivos específicos foi possível atingir a principal meta de investigar os processos geomorfológicos proglaciais, incluindo a dinâmica da rede de drenagem da área livre de gelo na Península Potter em resposta à recente retração da geleira Polar Club. O modelo de evolução da variação frontal da geleira Polar Club evidenciou um padrão de retração da geleira e pode possibilitar a continuidade do monitoramento glacial para a previsão de cenários futuros no comportamento geomorfológico deste ambiente.

REFERÊNCIAS

ABDALATI, W. e STEFFEN, C. 2001. Greenland Ice Sheet Melt Extent: 1979-1999. **Journal of Geophysical Research** (Atmospheres), v. 6, n. 24, p. 33983-33988.

ALBRIGHT, T. P.; PAINTER, T. H.; ROBERTS, D. A. e SHI, J. 1998. Classification of surface types using SIR-C/X-SAR, Mount Everest area, Tibet. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. 11, p. 25.823-25.837.

ANDERSON, J. B. 1999. **Antarctic Marine Geology**. Cambridge University Press, United Kingdom, p. 289.

ANDRADE, A. M. 2013. **Delimitação de geoambientes na península Potter, Ilha Rei George (Antártica Marítima), utilizando dados COSMO-SkyMed e QuickBird**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. 150 p.

ANDRADE, A. M.; FERNANDES-FILHO, E. I.; POELKING, E. L.; SCHAEFER, C. E. R. e PEREIRA, L. G. 2009. **Caracterização e mapeamento ambiental da península Potter, Antártica Marítima: solos, geomorfologia, cobertura vegetal frente ao efeito de mudanças climáticas regionais**. Relatório (Iniciação científica/PIBIC-CNPq), 41p.

ANDRADE, A. M. de; POELKING, E. L.; SCHAEFER, C. E. R.; FILHO FERNANDES, E. I. e JUSTINO, F. B. 2011. Mudanças climáticas regionais e seus reflexos nas variações da frente da geleira Polar Club, península Potter, Ilha Rei George, entre 1986 e 2009. In: **XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Curitiba, Brasil. p.5624-5631.

ANDRADE, A. M. de; POELKING, E. L.; ARIGONY-NETO, J.; SCOTTA, F. C.; BERRA, E. F. e SCHAEFER, C. E. 2012. Variações na temperatura do ar da península Potter, Ilha Rei George (Antártica Marítima), entre 1986 e 2011. In: **XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Gramado, Brasil.

AQUINO, F. E. 1999. **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.

ARIGONY-NETO, J. 2001. **Determinação e interpretação de características glaciológicas e geográficas com sistema de informações geográficas na Área Antártica Especialmente Gerenciada baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. 84 p.

ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F. e AQUINO, F. E. 2001. Detecção de mudanças ambientais na Antártica através de técnicas de sensoriamento remoto e SIG. **Pesquisas em Geociências**, v. 28, n. 2, p. 337-342.

ARIGONY-NETO, J.; RAU, F.; SAURER, H.; JAÑA, R.; SIMÕES, J. C. e VOGT, S. 2007. A times series of SAR data for monitoring changes in boundaries of glacier zones on the Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, v. 46, p. 55-60.

ARIGONY-NETO, J.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; RAU, F.; JAÑA, R.; VOGT, S. e GOBMAN, H. 2009. Spatial and temporal changes in dry-snow line altitude on Antarctic Peninsula. **Climate Change**, v. 94, p. 19-33.

ARIGONY-NETO, J.; JAÑA, R.; FERNANDEZ, G. B.; VIEIRA, R.; MEDEIROS, C.; RIVERA, A. e SIMÕES, J. C. 2012. Union Glacier (Ellsworth Mountains) remote sensing studies during the 2011/2012 austral summer . **XXXII SCAR and Open Science Conference & COMNAP XXIV AGM**.

ASSINE, M. L. e VESELY, F. F. 2015. Ambientes Glaciais. Disponível em: www.geologia.ufpr.br/ambientesglaciais.pdf. Acesso em: 17 de maio.

BAGHDADI, N.; BERNIER, M.; GAUTHIER, R.; NEESON, I. 2001. Evaluation of C-band SAR data for wetlands mapping. **International Journal Remote Sensing**, v. 22, n. 1, p. 71-88.

BALLANTYNE, C. K. 2002. Paraglacial Geomorphology. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, p. 1.935-2.017.

BARTON, C. M. 1965. The geology of South Shetland Islands. III, The stratigraphy of King George Island. **British Antarctic Survey Report**, v. 44, p. 1-33.

BATTAZZA, F.; CIAPPA, A.; COLETTA, A.; COVELLO, F.; MANON, G.; PIETRANERA, L. e VALENTINI, G. 2009. COSMO-SkyMed Mission: a set of x-band SAR applications conducted during 2008. **Revista Italiana di Telerilevamento**, v. 41, n. 3, p. 7-21.

BELL, R. C. 2013. **Glacial systems and landforms**: a virtual interactive experience. London: Anthen Press. 136p.

BENN, D. I. e EVANS, D. J. A. 2010. **Glaciers and Glaciation**. 2 ed. London: Hodder Education. 802p.

BENNETT, M. R. 1995. The morphology of glacially fluted terrain: Examples from the Northwest Highlands of Scotland. **Proceedings of the Geologists Association**, v. 106, p. 27-38.

BENNETT, M. R. e GLASSER, N. F. 1996. **Glacial Geology – Ice Sheets and Landforms**. England: John Wiley & Sons Ltd. 364 p.

BENTLEY, M.; HODGSON, D.; SMITH, J. A. e COX, N. 2005 Relative sea-level curves for the South Shetland Islands and Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, p. 1203-1216.

BINJANTA, R. 1995. The local surface energy balance of the Ecology glacier, King George Island, Antárctica: measurement sand modeling. **Antarctic Science**, v. 7, n. 3, p. 315-325.

BIRKENMAJER, K. 1980. 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.

BIRKENMAJER, K. 1981. Raise marine features and glacial history in the vicinity of Arctowski Station, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). **Quaternary Science Reviews**, v. 29, n. 2, p. 109-117.

BIRKENMAJER, K. 1982. Report on geological investigations of King George Island and Nelson Island (South Shetland Islands, West Antarctica) in 1980-81. **Studi Geologica Polonica**, v. 74, p. 175-197.

BIRKENMAJER, K. 1983. 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.

BIRKENMAJER, K. 1998. Geology of Volcanic Rocks (Upper Cretaceous-Lower Tertiary) at Potter Peninsula, King George Island (South Shetlands, West Antarctica). **Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences**, v. 46, n. 2, p. 147-155.

BISHOP, M. P. e SCHROEDER, J. F. 2004. **Geographic Information Science and Mountain Geomorphology**. Springer-Praxis, Chichester.

BISHOP, M. P.; JAMES, A. L.; SCHROEDER, J. F. e WALSH, S. J. 2012. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. **Geomorphology**, v. 137, p. 5-26.

BJÖRCK, S.; HJORT, C.; INGÓLFSSON, Ó.; ZALE, R. e ISING, J. 1996. Holocene glacial chronology from lake sediments. In LÓPEZ-MARTÍNEZ, J., THOMSON, M. R. A. & THOMSON, J. W., eds. **Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island**. BAS GEOMAP series, sheet 5-a, 1:25 000, with supplementary text. Cambridge: British Antarctic Survey, p. 49-51.

BLASZCZYNSKI, J. S. 1997. Landform characterization with geographic information systems. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 63, n. 2, p. 183-191.

BLINDOW, N.; SUCKRO, S. K.; RÜCKAMP, M.; BRAUN, M.; SCHINDLER, M.; BREUER, B.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C. e LANGE, M. A. 2010. Geometry and thermal regime of the King George Island ice cap, Antarctica, from GPR and GPS. **Annals of Glaciology**, v. 51, n. 55, p. 103-109.

BOLCH, T. e KAMP, U. 2006. Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data. **Grazer Schriften für Geographie und Raumforschung**, v. 41, p. 37-48.

BOULTON, G. S. 1976. The origin of glacially fluted surfaces: Observations and theory. **Journal of Glaciology**, v. 17, p. 287-309.

BOULTON, G. S. e EYLES, N. 1979. Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification. In: SCHLÜCHTER, C. (ed.). **Moraines and Varves**. Rotterdam: Balkema, p. 11-23.

- BRAUN, M., 2001. **Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica)**. PhD. Dissertation, Albert-Ludwigs-Universität Feiburg, 165 p.
- BRAUN, M. e GOßMANN, H. 2002. Glacial changes in the area of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Antarctica. In: Beyer, M. & Boelter, M. (ed.): **GeoEcology of Terrestrial Antarctic Oases**, Springer Verlag, p. 75-89.
- BRAUN, M.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; VOGT, S. e GOßMANN, H. 2001. The influence of largescale atmospheric circulation on surface energy balance and ablation on King George Island, Antarctica. **International Journal of Climatology**, p. 21-36.
- BRAUN, M.; SAURER, H. e GOßMANN, H. 2004. Climate, energy fluxes and ablation rates on the ice cap of King George Island. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v.4, p. 87-104.
- BREMER, U. F. 1998. **Morfologia e Bacias de Drenagem da Cobertura de Gelo da ilha Rei George, Antártica**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. 117 p.
- BREMER, U. F. 2008. **Solos e geomorfologia da borda leste da Península Warszawa, Ilha Rei George, Antártica marítima**. Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa, Tese de doutorado. 135 p.
- BREMER, U. F. 2011. O permafrost, os criossolos e as mudanças climáticas. In: SIMÕES, J. C. *et al.* **Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade**. São Paulo: Blucher, p. 103-120.
- BREMER, U.F.; ARIGONY-NETO, J. e SIMÕES, J. C. 2004. Teledecação de mudanças nas bacias de drenagem da ilha Rei George, ilhas Shetlands do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v.4, p. 37-48.
- BROWKER, D. E.; DAVIS, R. E.; MYRIK, D. L. e JONES, W. J. 1985. **Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies**. EUA: NASA. 184p.
- CARRASCO, J. F. Decadal changes in the near-surface air temperature in the western side of the Antarctic Peninsula. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 3, p. 275-281.
- CCRS. **Canada Centre for Remote Sensing**. 2002. Remote Sensing in Canada (RSIC). Disponível em: www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs, acesso em: 27 de abril de 2015.
- CELESTINO, V. S. 2007. **Padrão de exatidão de mapeamento por imagens do sensor QuickBird**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. 103p.
- CHRISTOPHERSON, R. W. 2012. **Geossistemas – uma introdução à geografia física**. Trad. Aquino *et al.* Porto Alegre: Bookman, 7a. Ed. 752p.
- CLAPPERTON, C. M. e SUGDEN, D. E. 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. **Quaternary Science Reviews**, v. 7, p. 185-198.

CLARK, R. N. 1999. Chapter 1: Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: RENCZ, A. N. (Ed.) **Manual of Remote Sensing, volume 3**, New York, p. 3-58.

COOK, A. J.; FOX, A. J.; VAUGHAM, D. G. e FERRIGNO, J. G. 2005. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. **Science**, v. 308, n. 22, p. 541-544.

CURL, J. E. 1980. A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica. Ohio State University, **Institute of Polar Studies Report**, v. 63, 129 p.

DEL VALLE, R. A.; MONTALTI, D. e INBAR, M. 2002. Mid-Holocene macrofossilbearing raised marine beaches at Potter Peninsula, King George Island, South Shetland Islands. **Antarctic Science**, v. 14, p. 263-269.

DEL VALLE, R. A.; TATUR, A.; LUSKY, J. C. e GOMEZ IZQUIERDO, D. R. 2004. Cambios morfológicos recientes en lagos de la península Potter, isla 25 de Mayo, islas Shetland del Sur, Antártida. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 59, n. 3, p. 443-450.

DOMACK, E. W. e ISHMAN, S. E. 1993. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords: **Geological Society of America Bulletin**, v. 105, p. 1175-1189.

DOMACK, E.; LEVANTER, A.; DUNBAR, R.; TAYLOR, F.; BRACHFIELD, S. e SJUNNESKOG, C. 2001. Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula: a Holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic. **The Holocene**, v. 11, p. 1-9.

DREWRY, D. 1986. **Glacial Geologic Processes**. Londres: Edward Arnold. 276p.

ETZELMÜLLER, B. e SULEBAK, J. S. 2000. Developments in the use of Digital Elevation Models in periglacial geomorphology and glaciology. **Physische Geographic**, Zúrique, v. 41, p. 35-58.

FERRANDO, F. A.; ROSA, K. K. 2009. Sobre el calentamiento global en la Isla Rey Jorge: procesos y evidencias en el glaciar Wanda y su entorno. **Revista Informaciones Geográficas**, v. 41, p. 25-40.

FERREIRA, A. B. 1991. Os ambientes periglaciários e o significado das manifestações periglaciárias herdadas. **Finisterra Revista Portuguesa de Geografia**, v. 26, n. 51, p. 84-105.

FERRON, F. A.; SIMÕES, J. C.; AQUINO, F. E. e SETZER, A. W. 2004. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 155-169.

FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES-FILHO, E. I.; ALBUQUERQUE-FILHO, M. R.; SIMAS, F. N. G. e MOREIRA, G. F. 2004. Geoformas da península Keller, Antártica Marítima: subsídios ao monitoramento ambiental. In:

SCHAEFER, C. E.; FRANCELINO, M. R.; SIMAS, F. N. B. e ALBUQUERQUE-FILHO, M. R. (EDs.) **Ecosistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica Marítima: Baía do Almirantado, Ilha Rei George**. Viçosa: Neput, p. 16-25.

FREEMAN, A. 1992. Radiometric calibration of SAR image data. **International archives of photogrammetry and remote sensing**, Washington, D.C., p. 212-222.

FRETWEEL, P. T.; HODGSON, D. A.; WATCHAM, E. P.; BENTLEY, M. J. e ROBERTS, S. J. 2010. Holocene isostatic uplift of the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, modeled from raised beaches. **Quaternary Science Reviews**, n. 29, p. 1880-1893.

FRICKER, H. A.; SCAMBOS, T.; CARTER, S.; DAVIS, C.; HARAN, T. e JOUCHIN, I. 2010. Synthesizing multiple remote-sensing techniques for subglacial hydrologic mapping: application to a lake system beneath MacAyeal Ice stream, West Antarctica. **Journal of Glaciology**, v. 56, n. 196, p. 187-199.

GLASSER, N. F. e JANSSON, K. N. 2005. Fast-Flowing outlet glaciers of the Last Glacial Maximum Patagonian Icefield. **Quaternary Research**, v. 63, n. 2, p. 206-211.

GLASSER, N. F.; JANSSON, K. N.; HARRISON, S. e RIVERA, A. 2005. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. **Geomorphology**, v. 71, n. 3-4, p. 263-277.

GORDON, J. E.; WHALLEY, W. B.; GELLATLY, A. E e VERE, D. M. 1992. The formation of glacial flutes: assessment of models with evidence from Lynsdalen, North Norway. **Quaternary Science Reviews**, v. 11, p. 709-732.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E. e SEIJMONSBERGEN, A. C. 2006. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. **Geomorphology**, v. 77, p. 90- 111.

HALL, B. L. 2007. Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George Island, South Shetland Islands. **The Holocene**, v. 17, n. 8, p. 1253-1258.

HALL, D. K. e MARTINEC, J. 1985. **Remote Sensing of Ice and Snow**. London: Chapman & Hall. 189p.

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

HENDERSON, F.; LEWIS, A. 2008. Radar detection of wetland ecosystems: a review. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 20, p. 5809-5835.

HJORT, C.; BJÖRCK, S.; INGÓLFSSON, Ó. e MÖLLER, P. 1998. Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemisphere. **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 110-112.

HUBBART, B. e GLASSER, N. 2005. **Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology**. Chichester: John Wiley e Sons, Ltd. 421p.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013. **Climate change 2013: The physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report. IPCC, Geneva, Switzerland.

JENSEN, J. R. 2011. **Sensoriamento Remoto do Ambiente**: uma perspectiva em recursos terrestres. Trad. EPIPHANIO *et al.* São José dos Campos: Parêntese, 2a. ed. 598p.

JOHN, B. e SUGDEN, D. 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. **British Antarctic Survey**, v. 24, 45-111.

KÄÄB, A. 2008. Remote sensing of permafrost related problems and hazards. **Global and Planetary Change**, v. 29, p. 257-292.

KEJNA, M.; LÁSKA, K. e CAPUTA, Z. 1998. Recession of the Ecology Glacier in the period 1961 - 1996. In: Glowacki; Bednarek (Eds). **Polish Polar Studies**. 25th International Polar Symposium, Warszawa, p. 121-128.

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

KIRKBRIDE, M. P.; DUCK, R. W.; DUNLOP, A.; DRUMMOND, J.; MASON, M.; ROWAN, J. S. e TAYLOR, D. 2001. Development of a geomorphological database and geographical information system for the North West Seaboard: Pilot study. **Scottish Natural Heritage Commissioned Report BAT/98/99/137**. Scottish Natural Heritage Edinburgh.

KLEMAN, J. e BORGSTRÖM, I. 1996. Reconstruction of paleo-ice sheets: the use of geomorphological data. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 21, p. 893-900.

KLEMAN, J.; HATTESTRAND, C.; STROEVEN, A. P.; JANSSON, K. N.; DE ANGELIS, H. e BORGSTRÖM, I. 2006. 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. 527p.

KNAP, W. H.; OERLEMANS, J. e CADEE, M. 1996. Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 23, p. 154-159.

KOCH, M.; LOPEZ-MARTÍNEZ, J.; SCHMIDT, T.; SERRANO, E. e GUMUZZIO, J. 2008. Application of ALOS PALSAR and Landsat ETM+ data for the study of periglacial features and permafrost within the South Shetland Islands, western Antarctica. In: **International Geoscience e Remote Sensing Symposium**, Boston, USA, p. 343-346.

KÖPPEN, W. 1948. **Climatologia: Con un studio de los climas de la tierra**. México: Fondo de Cultura Econômica. 479p.

KUSHWAHA, S. P. S.; DWIVEDI, R. S.; RAO, B. R. M. 2000. Evaluation of various digital image processing techniques for detection of coastal wetlands using ERS-1 SAR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 3, p. 565-579.

- LEE, E. M. 2001. Geomorphological mapping. **Geological Society** (Special Publication), v. 18, p. 53-56.
- LIU, H.; WANG, L. e JEZEK, K. 2006. Automated delineation of dry and melt snow zones in Antarctica using active and passive microwave observations from space. **IEE transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 8, p. 2.152-2.163.
- LØNNE, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. **Sedimentary Geology**, v. 98: 13-43.
- LUBIN, D. e MASSOM, R. 2006. **Polar Remote Sensing** - Volume 1: Atmosphere and Oceans. Chichester: Springer and Praxis. 867p.
- LUKAS, S. 2002. **Geomorphological evidence for the pattern of deglaciation around the Drumochter Pass, Central Grampian Highlands Scotland**. Unpublished Msc thesis (Diplomarbeit), Faculty Geo-sciences, Ruhr University of Bochum, Germany, 115p.
- LUSKY, J. C.; VALLVERDÚ, R. A.; GOMEZ-IZQUIERDO, D. R.; DEL VALLE, R. A. e FELSKÉ, H. 2001. **Topographic Map**. Dirección Nacional del antártico – Instituto Antártico Argentino, Division Geología – Institut für Allgemeine und Angewandte, Geologie München.
- MACHERET, Y. e MOSKALEVSKY, M. 1999. Study of Lange Glacier on King George Island, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 29, p. 202-206.
- MACHERET Y.; MOSKALEVSKY, M.; SIMÕES, J. C. e LADOUCH, L. 1997. Radio-echo sounding of King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. **Mater Glyatsiol Issled**, v. 83, p. 121-128.
- MARTINI, I. P.; BROOKFIELD, M. E. e SADURAS, S. 2001. **Principles of Glacial Geomorphology and Geology**. New Jersey:Prentice-Hall Inc. 381p.
- MASSOM, R. A. 1991. **Satellite Remote Sensing of Polar Regions**: Applications, limitations and data availability. London: Belhaven Press. 307p.
- MÄUSBACHER, R.; MÜLLER, J.; MUNNICH, M. e SCHMIDT, R. 1989. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p. 219-234.
- MELO, R; VIERA, G; CASELLI, A. e RAMOS, M. 2012. Susceptibility modeling of hummocky terrain distribution using the information value method (Deception Island, Antarctic Peninsula). **Geomorphology**, v. 155-156, p. 85-95.
- MENDES-JÚNIOR, C. W.; DANI, N.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F.; FONSECA-JÚNIOR, E. S. e ERWES, H. J. B. Análise morfométrica da Península Keller, Antártica, através de SIG. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 62, n. 4, p. 571-582.
- MENZIES, J. 1995. Modern Glacial Environments Processes: Dynamics and Sediments. **Glacial Environments**, GBR, Butterworth- Heinemann Ltd., Oxford, v. 1, p. 241-260.

- MENZIES, J. e ROSE, J. 1989. Subglacial bedforms – an introduction. **Sedimentary Geology**, v. 62, p. 117-122.
- MERCIER, D. 2008. Paraglacial geomorphology: Conceptual and methodological revival. **Geomorphologie relief, processus, environment**, v. 14, n. 4, p. 219-222.
- MERCIER, D. e ÉTIENNE, S. 2008. Paraglacial geomorphology: process and paraglacial context. **Geomorphology**, n. 95, p. 1-102.
- MICHALCHUK, B.; ANDERSON, J. B.; WELLNER, J. S.; MANLEY, P. L. MAJEWSKI, W. e BOHATY, S. 2009. Holocene climate and glacial history of the northeastern Antarctic Peninsula: The marine sedimentary record from a long SHALDRIL core. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, p. 3049-3065.
- MONAGHAN, A. J.; BROMWICH, D. H.; CHAPMAN, W. e COMISO, J. C. 2008. Recent variability and trends of Antarctic near-surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D04105.
- MOREIRA, M. A. 2005. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de aplicação. Viçosa: UFV, 3 ed. 320p.
- MORRIS, E. M. e VAUGHAN, D. G. 2003. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. In: DOMACK, E. L. A.; BURNETT, A.; BINDSCHALLER, R.; CONVEY, P. e KIRBY, M (ED.) **Antarctic Peninsula climate variability historical and paleoenvironmental perspectives**. Washington: D.C. American Geophysical Union, p. 61-68.
- NAPIERALSKI, J.; HARBOR, J. e LI, Y. K. 2007. Glacial geomorphology and geographic information systems. **Earth Science Review**, v. 85, p. 1-22.
- NOVO, E. M. L. de M. 2010. **Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações**. São Paulo: Blucher, 4 ed. 387p.
- ORHEIM, O. e GOVORUKHA, L. S. 1982. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. **Journal of Glaciology**, v. 3, p. 233-238.
- OTTO, J. C. e SMITH, M. J. 2013. Geomorphological mapping. **British Society for Geomorphology**, v. 6, p. 1-10.
- ØVSTEDAL, D. O. e SMITH, R. I. L. 2001. Lichens of Antarctica and South Georgia: A guide to their Identification and Ecology. Cambridge: **Cambridge University Press**. 453 p.
- PARK, B. K.; CHANG, S. K.; YOON, H. I. e CHUNG, H. 1998. Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, v. 27, p. 633-635.
- PARKINSON, C. L. 2002. Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99. **Annals of Glaciology**, v. 34, p. 435-440.

PARMIGGIANI, F.; MOCTEZUMA, M e MORALES, D. 2009. Iceberg detection using COSMO-SkyMed satellite constellation images. In: **XV Image and signal processing for Remote Sensing**, 74771M. Berlin, Germany.

PARON, P. e CLAESSENS, L. 2011. Makers and users of geomorphological maps. In: **Geomorphological Mapping: methods and applications**. SMITH, M. J.; PARON, P. & GRIFFITHS, J. (Eds.) Elsevier: London, 75-106.

PFENDER, M. 1999. **Topographie und Glazialhydrologie von King George Island, Antarktis**. Diplomarbeit im Fach Geophysik, Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, 99 p.

POELKING, E. L. 2011. **Criossolos e monitoramento climático da Península Potter, Antártica marítima**. Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa, Tese de doutorado. 119 p.

POELKING, E. L.; ANDRADE, A. M.; VIEIRA, G. B. T.; SCHAEFER, C. E. G. R e FERNANDES-FILHO, E. I. 2014. Variações da frente da geleira Polar Club, Península Potter (Ilha Rei George, Antártica Marítima) entre 1986 e 2011. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 379-388.

POMEROL, C.; LAGABRIELLE, Y.; RENARD, M. e GUILLOT, S. 2013. Princípios de Geologia: técnicas, modelos e teorias. 14 ed. Porto Alegre: Bookman. 1052p.

POSTMA, G.; ROEP, T. B. e RUEGG, H. J. 1983. Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, The Netherlands, with emphasis on plug-flow deposits. **Sediment Geology**, v. 34, p.59-82.

PUNKARI, M. 1995. Function of ice streams in the Scadinavian ice sheet: analyses of glacial geological data from south western Finland. Transactions of the Royal Society of Edinburg - **Earth Sciences**, v. 85, p. 283-302.

RAKUSA-SUSZCZEWSKI, S (Ed.). 1993. The maritime Antarctic coastal Ecosystem of Admiralty Bay. Warsaw, **Polish Academy of Sciences**, p. 27-30.

RAU, F.; BRAUN, M.; SAURER, H.; GOBMAN, H; KOTHE, G; WEBER, F.; EBEL, M. e BEPLER, D. 2000. Monitoring multi-year snow cover dynamics on the Antarctica Peninsula using SAR imagery. **Polar for Schung**, v. 67, n. ½, p. 27-40.

REES, W. G. 2006. **Remote Sensing of snow and ice**. Boca Raton: CRC Press. 285p.

RICHARDS, J. A. e JIA, X. 2006. **Remote Sensing Digital Image Analysis: an introduction**. Berlin: Springer, 4 ed. 454p.

ROSA, K. K. 2006. **Características sedimentares da zona proglacial da geleira Ecology, Ilha Rei George – Antártica**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Trabalho de Graduação em Geografia. 91p.

ROSA, K. K. 2008. **Formas e processos dos ambientes de deglaciação das geleiras Wanda e Ecology, Ilha Rei George, Antártica**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado. 139 p.

ROSA, K. K. 2012. **Dinâmica glacial, sedimentológica e variações ambientais em geleiras na enseada Martel, Ilha Rei George, Shetlands do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de doutorado. 184 p.

ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; FERRANDO, F. J. e SIMÕES, J. C. 2009. Feições sedimentológicas e geomorfológicas do ambiente de deglaciação das geleiras Wanda e Ecology, ilha Rei George - Antártica. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 37, n. 1, p. 315-326.

ROSA, K. K.; MENDES JR., C. W.; ARIGONY-NETO, J.; VIEIRA, R e SIMÕES, J. C. 2013. Use of COSMO-SkyMed imagery for recognition of geomorphological features in the Martel inlet ice-free areas, King George Island, Antarctica. **International Journal of Remote Sensing**, v. 34, p. 8.936-8.951.

ROSA, K. K.; SOUZA, E. J. R.; VIEIRA, R. e SIMÕES, J. C. 2014a. The landforms and pattern of deglaciation of the Dragon glacier, King George Island, South Shetlands, Antarctica. **Revista Geografia**, v. 30, p. 6-16.

ROSA, K. K.; SIMÕES, C. L.; MAROTTA, H.; VIEIRA, R. e SIMÕES, J. C. 2014b. Recent glaciological and geomorphological changes in Kraków ice field and Collins glacier, King George Island, Antarctica. **In: SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE, 2014, Auckland. Anais...Auckland**, p. 38.

ROSA, K. K.; FREIBERGER, V. L.; VIEIRA, R.; ROSA, C. A. e SIMÕES, J. C. 2014c. Glacial recent changes and climate variability in King George Island, Antarctica. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 176-183.

ROSA, K. K. MENDES-JÚNIOR, C. W.; VIEIRA, R.; DANI, N.; e SIMÕES, J. C. 2014d. Análise morfométrica do setor norte da Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica. **Boletim Geográfico Maringá**, v. 32, n. 1, p. 52-61.

ROSA, K. K.; SARTORI, R. Z.; MENDES JR., C. W. e SIMÕES, J. C. 2015a. Análise das mudanças ambientais da Geleira Viéville, Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica. **Pesquisas em Geociências**, v. 42, n. 1, p. 61-71.

ROSA, K. K.; MENDES JR., C. W.; ARIGONY-NETO, J. e SIMÕES, J. C. 2015b. Using COSMO-SkyMed images to detect wet snow cover on the Kraków Ice Field, King George Island, Antarctica. **Geocarto International**, v. 2, p. 1-12.

ROSE, J. 1987. Drumlins as part of a glacier bedform continuum. In: Menzies, J.; Rose, J. (eds), **Drumlin Symposium**. Balkema, Rotterdam, p. 103-116.

RÜCKAMP, M.; BRAUN, M.; SUCKRO, S. K. e BLINDOW, N. 2011. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade. **Global and Planetary Change**, v. 79, n. 1-2, p. 99-109.

SARAPIROME, S.; TASSANASORN, A. e SUWANWERAKAMTORN, R. 1995. Using Radar images as a tool to study geomorphology and geology of the Chaiyaphum área, Thailand. In: WANNAKAO, L. (Ed.) **Proceedings of the International Conference on Geology, Geotechnology and Mineral Resources on Indochina**, 22-25 November, Khon Kaen, p. 135-144.

SCAR. 2007. Integrated topographic database for King George Island, South Shetland Islands, with links to shapefiles. **The Scientific Committee on Antarctic Research**, doi:10.1594/PANGAEA.837976.

SCHLOSS, I.; FERREYRA, G. e KLÖSER, H. 1998. Seasonal Variation of the Conditions for Phytoplankton Growth in Potter Cove. **The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica: synopsis of research performed within the frame of the 137 Argentinean - German cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station**. p.59-66.

SCHOMACKER, A. e KJÆR, K. 2008. Quantification of dead-ice melting in ice-cored moraines at the high-Artic glacier Holmstronbreen, Iceland. **Svalbard Boreas**, v. 37, n. 2, p. 211-225.

SCHOWENGERDT, R. A. 2007. **Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing**. London:Elsevier, 3ed., 558p.

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

SETZER, A. W. e HUNGRIA, C. S. 1994. **Meteorologia na Península Antártica - Alguns aspectos práticos**. São José dos Campos: INPE, 101p.

SHARP, R. P. 1988. **Living Ice**. Cambridge: Cambridge University press. 225 p.

SHRIDHAR, J. D.; KAMANA, K. e ALVARINHO, L. J. 2015. A review on extraction of lakes from remotely sensed optical satellite data with a special focus on cryospheric lakes. **Advances in Remote Sensing**, v. 4, p. 196-213.

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

SIMÕES, J. C. 2011. **Antártica e as mudanças globais: um desafio para a humanidade**. José Goldemberg (Coord.). Série Sustentabilidade. São Paulo: Blucher. 168p.

SIMÕES, J. C. e BREMER, U. F. 1995. Investigations of King George Island ice cover using ERS-1/SAR and SPOT imagery. **Revista SELPER**, v. 11, n. 1-2, p. 56-60.

SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F.; AQUINO, F. E. e FERRON, F. A. 1999. Morphology and variations of glacial drainage basins in King George Island icefield, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 29, p. 220-224.

- SIMÕES, J. C.; FERRON, F. A.; BERNARDO, R. T.; ARISTARAIN, A. J.; STIÉVENARD, M.; POURCHET, M. e DELMAS, R. J. 2004. Ice core study from the King George Island, South Shetlands, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 9-23.
- SIMÕES, C. L.; ROSA, K. K.; CZAPELA, F. F.; VIEIRA, R. e SIMÕES, J. C. 2015. Collins glacier retreat process and regional climatic variations, King George island, Antarctica. **Geographical Review**, v. 105, n. 4, p. 462 - 471.
- SMITH, N. D. e ASHLEY, G. M. 1985. Proglacial lacustrine environments. In: ASHLEY, G. M.; SHAW, J.; SMITH, N. D. (ed.) **Glacial Sedimentary Environments**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course, v. 16, p. 135-216.
- SMITH, M. J. e CLARK, C. D. 2005. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 7, p. 885-900.
- SUGDEN, D. E. e JOHN B. S. 1984. **Glaciers and Landscape: A Geomorphological Approach**. London; New York: E. Arnold, 2 ed. 376 p.
- SUGDEN, D. E. e CLAPPERTON, C. M. 1977. The maximum ice extent on island groups in the Scotia Sea, Antarctica. **Quaternary Research**, v. 7, p. 268-282.
- SUGUIO, K. 2003. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher. 400 p.
- TOKARSKI, A. K. 1987. Structural events in the South Shetlands (Antarctica). III. Barton Horst, King George Island, **Stud. Geolog. Polon**, v. 40, p. 7-37.
- TOMAZELLI, L. J. 2002. **Ambientes de sedimentação**. Porto Alegre: Gráfica da UFRGS. 102p.
- TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A. e IAGOVKINA, S. 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. **Journal of Climatology**, v. 25, p. 279-294.
- TURNER, J.; BINDSCHADLER, R. A.; CONVEY, P.; Di PRISCO, G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D. A.; MAYEWSKI, P. A. e SUMMERHAYES, C. P.(eds.). 2009. **Antarctic Climate Change and the Environment**. Cambridge, Scientific Committee on Antarctic Research, p. 1-32.
- UGS-COSMO-SkyMed. **User Guide Satellite COSMO-SkyMed**. Disponível em: <http://www.cosmo-skymed.it/en/index.htm>. Acesso em: 12 de maio de 2015.
- USGS. **United States Geological Survey**. 2015. Earth Explorer. Disponível em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 17 de abril de 2015.
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K. e FUNG, A. K. 1986. **Microwave Remote Sensing. Active and Passive**. Vol. III: From theory to applications. Norwood: Artech House Inc., p. 1.065-2.162.

VALERIANO, M. M. 2008. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais. São Paulo: Oficina de Textos. 72-104 p.

VARELA, L. 1998. Hidrology of Matias and Potter Creeks. **The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica**: synopsis of research performed within the frame of the Argentinean - German cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station. p. 33-39.

VIERA, R.; ROSSATO, M. S.; AQUINO, F. E. e SIMÕES, J. C. 2005. Feições morfológicas associadas ao ambiente de deglaciação da geleira Ecology, Ilha Rei George, Antártica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, p. 51-64.

WILSON, J. P. e GALLANT, J. C. 2000. **Terrain Analysis**: Principles and Applications. New York: John Wiley & Sons, 479p.

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

ZEMP, M.; ROER, M; KÄÄB, A; HOELZLE, M; PAUL, F e HAEBERLI, W. 2008. **Global Glacier Changes**: facts and figures, UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, p. 88.

ZHANG, G; TANDONG, Y; HONGJIE, X; WEICAI, W e WEI, Y. 2015. An inventory of glacial lakes in the third pole region and their changes in response to global warming. **Global and Planetary Change**, v. 131, p. 148-157.